



HAL
open science

Côtes sablo-vaseuses sous influence deltaïque de l'Amazone et du Mékong : dynamique morpho-sédimentaire, stabilité et aménagement

Guillaume Brunier

► **To cite this version:**

Guillaume Brunier. Côtes sablo-vaseuses sous influence deltaïque de l'Amazone et du Mékong : dynamique morpho-sédimentaire, stabilité et aménagement. Géographie. Aix Marseille Université, 2015. Français. NNT : . tel-01524302

HAL Id: tel-01524302

<https://hal.science/tel-01524302>

Submitted on 17 May 2017

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

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



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License



UNIVERSITE D'AIX-MARSEILLE

ECOLE DOCTORALE 355 – Espaces, Cultures, Sociétés
Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences
de l'Environnement (UM34 CEREGE)

Thèse présentée pour obtenir le grade universitaire de docteur

Discipline : Géographie physique
Spécialité : Géomorphologie

Guillaume BRUNIER

**Côtes sablo-vaseuses sous influence deltaïque de l'Amazone
et du Mékong : dynamique morpho-sédimentaire, stabilité
et aménagement.**

Soutenue le 11/12/2015 devant le jury :

Olivier BELLIER, Professeur, Aix-Marseille Université, Examineur
Stéphane COSTA, Professeur, Université de Caen-Basse Normandie, Rapporteur
Christophe PROISY, CR-HDR, IRD Montpellier, Rapporteur
Marc ROBIN, Professeur, Université de Nantes, Examineur
Edward ANTHONY, Professeur, Aix-Marseille Université, Directeur de thèse

Remerciements

Cette thèse a été réalisée entre Octobre 2012 et Octobre 2015 au sein du Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement (UM 34 CEREGE). Elle fût financée par le Ministère de l'Education National et de l'Enseignement supérieur et de la Recherche par le biais d'une allocation de recherche attribuée par l'Ecole Doctorale 355 « Espace, Culture, Société » de l'Université d'Aix-Marseille (AMU). Le travail de recherche a été financé par quatre programmes :

- Le projet « Suivi de la morphodynamique des plages sableuses sur les espaces côtiers urbanisés de Guyane : approche originale par photogrammétrie et DGPS comparés » financé par les appels à projet internes de l'UM 34 CEREGE.
- Le projet « GUIASANDBEACH » financé par la Pépinière Interdisciplinaire de Guyane (PIG) du CNRS.
- Le projet Belmont Forum « Catalyzing action towards sustainability of deltaic systems with an integrated modeling framework for risk assessment » (DELTA) financé par l'ANR.
- Le projet Fond Français pour l'Environnement Mondial (FFEM) « Decision support for generating sustainable hydropower in the Mekong basin » porté par Worldwide Fund for Nature (WWF) et la Mekong River Commission (MRC).

Je tiens à remercier ces différents organismes qui, en acceptant de financer ces programmes, ont permis la réalisation de ce travail doctoral.

Je remercie grandement les membres du jury d'évaluation de cette thèse, messieurs Christophe PROISY (Chargé de recherche HDR IRD, rapporteur), Stéphane COSTA (Professeur Université de Caen, rapporteur), Olivier BELLIER (Professeur AMU, examinateur) et Marc ROBIN (Professeur Université de Nantes, examinateur). Ils ont acceptés d'évaluer ce manuscrit de 300 pages malgré des délais courts et d'autoriser ma soutenance. En ce sens, je tiens à les remercier.

Plus personnellement, je remercie en premier lieu mon directeur de thèse, le professeur Edward Anthony. En effet, j'ai pu bénéficier pendant mon travail doctoral de ses extraordinaires connaissances et expériences de la géomorphologie littorale et des

deltas plus particulièrement. Son encadrement fût pour moi un moteur puissant dans mon travail et m'a aidé à me dépasser dans chaque tâche à accomplir pour aboutir à cette thèse.

Mes prochains remerciements s'adressent à messieurs Jules Fleury et Philippe Dussoulliez, ingénieurs de recherche du service de géomatique et de télédétection du CEREGE, Sigéo. Travailler au sein de ce service et avec le soutien indéfectible de Jules et Philippe fût pour moi une contribution majeure à la réussite de cette thèse.

Je souhaite remercier par ailleurs Manon Besset, nouvelle doctorante sous la direction du professeur Anthony. Aider à l'encadrement de son travail de mémoire de master 2 sur le delta du Mékong fût pour moi une riche expérience. Je remercie par ailleurs son aide précieuse sur la mise en page de ce manuscrit.

Je remercie Antoine Gardel, Maître de conférences ULCO en détachement à l'USR CNRS Guyane, pour son soutien en local dans l'accomplissement de ce travail.

Je remercie aussi les personnels de la Réserve Naturelle de l'Amana : Johan Chevalier (conservateur), Alexandre Habert (conservateur-adjoint), Ronald et Allain (garde de la réserve). Sans leur soutien logistique en termes d'hébergement et d'accès sur les terrains de l'Ouest guyanais, cette thèse se serait révélée délicate à réaliser.

Je remercie par ailleurs Samuel Meulé, Maître de conférences AMU, pour son appui scientifique sur le traitement et l'extraction des données de houles issues des capteurs de pression ; puis Bertrand Millet, Professeur AMU, avec qui j'ai collaboré pour les modélisations REF/DIF.

Je remercie Claude Fabri de la Communauté de Commune de l'Ouest Guyane (CCOG) pour m'avoir permis d'accéder aux ressources de la CCOG sur l'érosion dans l'Ouest guyanais.

Je remercie entre autre Mr et Mme Ho, chez qui nous hébergions notre matériel pour le suivi de la plage de Montjoly, pour leur accueil à Cayenne et leur disponibilité.

Je remercie aussi mes enseignants de master devenus collègues au sein du CEREGE pour leurs enseignements et leurs conseils précieux : Matthieu Ghilardi (Chargé de recherche CNRS), Cécile Miramont (Maître de conférences AMU), Mihal Tal (Maître de conférences AMU), Hélène Brunetton (Maître de conférences AMU), Christophe Morhange

(Professeur AMU), Vincent Moron (Professeur AMU) et François Sabatier (Maître de conférences AMU). Enseigner en licence de Géographie sur AMU sous la direction de certains d'entre eux fût une riche expérience.

Je n'oublie pas non plus de remercier les collègues doctorants et contractuels du CEREGE, Julien Plaine, Benjamin Kulling, Matthieu Giaime, Anne-Eléonore Paquier et Virginie Pothin, et de Guyane, Christina Péron et Sylvain Orseau, pour tous ces bons moments passés au sein du laboratoire, en conférence, sur le terrain et ailleurs.

Enfin, pendant ce travail de thèse, j'ai beaucoup négligé ma conjointe, ma famille et mes amis. Ils se sont cependant montrés compréhensifs et patients. À ce titre, je tiens à les remercier.

Résumé

Ce travail de thèse a porté sur l'étude de littoraux sous l'influence de deux des plus grands deltas du monde, l'Amazone et le Mékong, avec un focus sur les plages et cheniers de Guyane, qui font partie du système de dispersion vaseuse de l'Amazone, et sur les liens entre la déstabilisation du littoral du delta du Mékong et les changements morphobathymétriques des chenaux deltaïques sous l'influence d'une emprise anthropique croissante. L'étude de la plage de Montjoly en Guyane a été conduite en combinant une approche innovante de photogrammétrie aéroportée basée sur le protocole SfM (Structure from Motion), des mesures hydrodynamiques in situ, des mesures de la bathymétrie, et la modélisation des houles et leur propagation à travers cette bathymétrie. Les résultats obtenus mettent en évidence le potentiel considérable de la technique de photogrammétrie SfM pour l'étude géomorphologique des estrans sableux à faible contraste textural, et confirment un modèle de rotation morphosédimentaire de la plage décrit précédemment sur la base d'analyse de photographies aériennes et de mesures topographiques. Les résultats apportent, par ailleurs, un éclairage nouveau sur cette dynamique de rotation en quantifiant les stocks sableux en migration lors de ce processus et en analysant finement les effets potentiels sur la houle incidente d'une barre de vase liée à un banc en migration. Le suivi du second site d'étude, un chenier en recul sur un ancien polder rizicole vaseux, mené à travers une analyse multi décennale de photos aériennes et d'images satellites et des mesures de terrain, a démontré très finement les taux (qui peuvent atteindre 160 m par an) et mécanismes de recul sur le substrat vaseux. Les observations de terrain montrent que le démantèlement de ce substrat est étroitement contrôlé par sa structure et sa rhéologie.

L'analyse des changements de la bathymétrie des chenaux deltaïques du Mékong sur une décennie (données de 1998 et 2008), conduite à travers une chaîne méthodologique SIG, a permis de quantifier une perte nette de 200 millions de m³ de sédiments et un accroissement de la profondeur de chenaux. La confrontation statistique des caractéristiques morphobathymétriques aux paramètres hydrauliques des chenaux montre clairement que les changements observés ne relèvent pas de processus hydrodynamiques et morphosédimentaires 'naturels' mais sont sans doute le résultat d'extractions massives de granulats pratiquées sur les lits de ces chenaux lors de la

période de suivi. Ces prélèvements importants de sédiments, destinés à l'industrie, ont des répercussions importantes sur la stabilité des chenaux, mais surtout sur les apports de sédiments au littoral du delta qui montre des taux d'érosion importants.

Les deux cas d'études mettent en lumière des dynamiques morphosédimentaires qui doivent être prises en compte dans la stabilité et la gestion des plages et cheniers sableux sous influence amazonienne et des côtes du delta du Mékong. Dans le premier cas, la dynamique de rotation et le recul des cheniers ne sont guère pris en compte dans des modes d'occupation inappropriées du littoral qui accroissent les risques de dégâts aux habitations et aux infrastructures. Dans le cas du Mékong, la poursuite des extractions massives de granulats et des interceptions de sédiments par toute une série de barrages construits ou en projet sont une menace pour la stabilité du delta, déjà considéré comme vulnérable du fait d'une subsidence accélérée liée à des pompages d'eau souterraine.

Mots clés : Côte Amazone – Orénoque ; Delta du Mékong ; Rotation de plage ; Photogrammétrie SFM ; Cheniers ; Côtes vaseuses en érosion ; Bilan sédimentaire ; Incision fluviale ; Extraction de sable ; Erosion côtière ; Aménagements côtiers ; Gestion des apports sédimentaires des fleuves ; Déstabilisation du delta du Mékong.

Abstract

This thesis is a geomorphic study of two separate sites associated with two of the world's largest deltas: the Amazon and the Mekong, with a focus on a beach and chenier in French Guiana under the influence of the mud dispersal system of the Amazon, and on the links between destabilization of the Mekong delta shoreline and morpho-bathymetric changes in the deltaic channels under increasing human influence. The study of Montjoly beach in French Guiana was carried out using a combination of an innovative approach in airborne photogrammetry based on the protocol SfM (Structure from Motion), in situ hydrodynamic and bathymetric measurements, and wave propagation modelling over the nearshore bathymetry. The results highlight the strong potential of SfM photogrammetry in high-resolution morphometric and sediment budget surveys of sandy shoreline features with low textural contrasts, and confirm a previously proposed model of beach morphosedimentary rotation based on aerial photo analysis and topographic surveys. These results also throw new light on the rotation process by quantifying sand budgets alongshore and finely analyzing the potential effects on the incident wave field of a nearshore mud bar linked to a migrating mud bank. Regarding the second field site in French Guiana, a retreating chenier over a muddy abandoned polder formerly occupied by rice fields, work based on a multi-decadal analysis of aerial photographs and satellite images combined with short-term field topographic and hydrodynamic measurements highlighted extremely high rates of chenier migration (up to 160 m a year) and retreat mechanisms over the muddy substrate. Field observations also show that the reworking of the muddy substrate closely depends on the structure and rheology of the mud.

A GIS-based analysis of bathymetric changes in the deltaic channels of the Mekong over a 10-year period (1998 and 2008 datasets) enabled the quantification of a net loss of 200 million m³ of sediments and an increase in the mean depth of the channels. The statistical confrontation of the morphobathymetric characteristics of the channels to their hydraulic parameters shows clearly that the observed changes were not generated by 'natural' hydrodynamic and morphosedimentary processes but are, without doubt, the result of massive channel-bed mining over the study period. These important sediment extractions, destined for industrial purposes, have serious repercussions on the stability of the channels,

but even more so on sediment supply to the Mekong delta coast, which shows important rates of erosion.

The results from the two study sites highlight morphosedimentary aspects that need to be taken into account in the stability and management of beaches and cheniers under the influence of Amazon mud banks, and of the coasts of the Mekong delta. In the former case, the rotation and retreat dynamics of beaches and cheniers are hardly considered in patterns of shoreline occupation in French Guiana that exacerbate erosion risks and damage to seafront property. In the case of the Mekong, the on-going channel-bed sand mining, will, in conjunction with sediment interception by currently operational and future dams, increasingly pose a threat to the stability of the delta, which is already considered vulnerable as a result of accelerated subsidence due to massive groundwater extraction.

Keywords: *Amazon – Orinoco coast ; Mekong delta ; Beach rotation ; SFM-photogrammetry ; Chenier beach ; Erosion of muddy coasts ; Sediment balance ; Channel bed scouring ; Sand mining ; Coastal erosion ; Coastal engineering ; Fluvial sediment flux management ; Mekong delta destabilisation.*

Version abrégée

Cette thèse s'intéresse aux liens entre les complexes deltaïques et leurs littoraux. Pour cela nous nous sommes intéressés à deux des plus grands deltas du monde : (1) l'Amazonie, et plus particulièrement une petite partie de son système de dispersion sédimentaire en Guyane, et (2) le Mékong avec la juxtaposition de ses côtes sableuses et vaseuses. Si les côtes sous influence amazonienne sont encore peu aménagées, le delta du Mékong l'est densément, avec notamment une emprise humaine sur les stocks de sédiments depuis deux décennies (barrages et extraction de la charge de fond du fleuve).

En ce qui concerne le premier site d'étude, nous nous sommes focalisés sur les plages de Cayenne, notamment la plage de Montjoly (4 km) régie par une dynamique unique de rotation morphosédimentaire sous l'influence des bancs de vases d'origine amazonienne transitant vers l'Ouest, et les côtes vaseuses à cheniers (plages de sable sur substrat vaseux) en forte érosion de l'Ouest guyanais avec un focus sur le polder rizicole en érosion de Mana.

Afin d'étudier l'évolution de la morphologie de la plage de Montjoly, nous avons développé une application de la photogrammétrie basée sur le protocole innovant SfM (Structure from Motion) et permettant de reconstituer la morphologie de la partie émergée de la plage à une résolution de 10 cm par pixel et une précision inférieure à 10 cm au regard de mesures topographiques réalisées au GPS RTK (Real Time Kinematic). Notre analyse de la rotation de cette plage s'appuie sur trois levés photogrammétriques combinés à des données hydrodynamiques, de bathymétrie et des simulations numériques de propagation de la houle. Nous montrons deux phénomènes : (1) sur la période d'Octobre 2013 à Mars 2014, nous observons un basculement rapide et massif du stock de sable depuis le Nord de la plage de Montjoly (érosion de 60 000 m³), vers le Sud en accrétion (50 000 m³). L'hydrodynamique sur cette période reste active avec néanmoins un régime d'alizé de NE créant une dérive littorale vers le Nord de la baie et non vers le Sud comme observé. Cette inversion du sens de la dérive littorale est liée à une réfraction de la houle en avant du banc de vase progressant vers l'Ouest au large de la baie. (2) sur la période de Mars à Octobre 2014, la morphologie de la plage évolue peu, tandis que l'agitation hydrodynamique est sensiblement réduite dans la baie. De plus, nous

observons la formation d'une barre vaseuse parallèle à la plage, qui comme le montrent les simulations de propagation de la houle sur cette bathymétrie, atténue l'énergie des vagues. Ces observations et analyses viennent appuyer le modèle d'Anthony et Dolique (2004) concernant le rôle des bancs de vase dans la rotation de cette plage, en plus de fournir une première quantification des volumes de sédiments mobilisés lors d'une rotation.

L'étude de la dynamique côtière de l'Ouest guyanais s'appuie sur (1) une étude de la mobilité du trait de côte et du déplacement des bancs de vases sur la période 1976 – 2014 à partir d'un jeu historique d'images aériennes et satellites, puis (2) une analyse à grande échelle sur la période d'Octobre 2013 à 2014 de l'évolution d'une ancienne parcelle rizicole du polder de Mana à l'aide de relevés de terrains (topographie et hydrodynamisme). Nous avons mis en évidence que malgré le passage de trois bancs de vases stabilisant temporairement la côte, cette dernière demeure en érosion. Nous relevons en outre une accélération du recul de la côte au niveau du polder de Mana sur la dernière décennie avec une vitesse de recul moyenne de 140 m/an. La formation d'un point chaud d'érosion au niveau du polder est expliqué par (1) les conditions d'aménagement du site comme sa topographie plane et l'absence de végétation au niveau de la parcelle, permettant (2) une large exposition du substrat argileux bioturbé aux phénomènes de dessiccation qui facilitent la fracturation de la vase par les vagues. Les plages de cheniers, caractéristiques des côtes vaseuses en érosion, ne jouent pas un rôle protecteur du substrat car elles reculent librement sur la parcelle au grès des débordements de la plage par les vagues lors de la pleine mer. Ces travaux permettent de mettre en évidence les processus d'érosion sur les côtes à substrat argileux, ainsi que les effets néfastes des aménagements lourds sur ces environnements.

En ce qui concerne le delta du Mékong, notre travail s'est focalisé sur (1) l'analyse de l'évolution des talwegs de deux chenaux principaux du delta et de la morphologie de leur lit, et (2) sur les liens mécanistiques entre le recul des côtes du delta et l'impact de l'anthropisation sur la sédimentation deltaïque. L'analyse de l'évolution des chenaux fluviaux a été basée sur une démarche complète de SIG. Les deux jeux de données bathymétriques utilisés dans cette étude, issus des atlas hydrographiques de 1998 et 2008, ont permis une analyse diachronique de l'évolution du fond du lit. Les résultats ont montré clairement un approfondissement du lit pour l'ensemble des chenaux étudiés avec

néanmoins des disparités spatiales. L'incision du lit sur le bras principal du Mékong est de -1,8 m en moyenne contre -1 m sur le bras de My Tho, moins compétent en termes de puissance d'écoulement après deux diffluences majeures. Sur le Bassac, l'approfondissement est de -1,34 m avec une dissymétrie entre la partie centrale du delta moins incisée (-1,33 m) et l'estuaire plus incisé (-1,46 m). L'incision sur l'ensemble des chenaux se traduit de deux manières : (1) l'approfondissement irrégulier des zones de seuils, et (2) l'extension en aval et en amont des zones de mouilles. Le bilan sédimentaire montre clairement que le système s'est fortement incisé entre 1998 et 2008. Les pertes de volume sur la période pour le Mékong et le My Tho s'élèvent à environ 90 millions de m³. Sur le Bassac, les pertes s'élèvent à environ 110 millions de m³. L'analyse de la relation entre l'évolution de la profondeur du chenal et celle de paramètres hydrauliques morphogènes que sont la puissance d'écoulement par unité de surface (i.e. Unit Stream Power ; ω en W/m²) et les forces tractrices sur le fond (i.e. Boundary Shear Stress ; τ^o en N/m²) sur quatre sites localisés dans la partie central du delta, montrent l'absence d'une tendance linéaire. Ceci laisse à penser que les incisions sont d'origine anthropique, liées aux ponctions très importantes de granulats sur ces chenaux, quantifiées et cartographiées par Bravard *et al.* (2013).

Ces extractions massives de sédiments dans les lits du Mékong, combinées aux effets néfastes incontestables, même si encore mal mis en évidence, des barrages hydro-électriques existants et projetés pour le futur, conduisent à une réduction significative de la charge de fond, essentiellement sableuse apportée à la côte (Brunier *et al.*, 2014), ainsi que de la charge en suspension (Loisel *et al.*, 2014). Nous avons présenté un ensemble d'arguments liant le comportement mécanistique du littoral du delta, des chenaux deltaïques et de la plaine deltaïque du Mékong à cette décroissance de la charge de sédiments disponibles pour la côte, et avons montré que celle-ci est en train d'impacter sérieusement la stabilité des rivages du delta.

Table des matières

Table des figures	19
Table des Tableaux	23
Table des équations	24
Partie I Introduction	26
Chapitre 1 : Introduction générale	30
1 Le delta de l'Amazone, la côte des Guyanes et le système régional de dispersion des sédiments de l'Amazone	34
1.1 Contexte.....	36
1.2 Le système de dispersion des sédiments de l'Amazone.....	38
2 Le delta du Mékong.....	46
3 Problématiques de la thèse.....	54
4 Plan de la thèse.....	56
Chapitre 2 : Présentation et état des connaissances sur les sites d'étude	58
1 Les plages de sables en Guyane : notions générales, la plage de baie de Montjoly et les cheniers de l'Ouest guyanais.....	58
1.1 Les corps sableux de la C-A-O.....	58
1.2 La plage de Montjoly	63
• Phase dite de transition inter-bancs→ banc : approche d'un banc de vase par l'Est de la plage	66
• Phase dite de banc : envasement de la baie et fixation des morphologies de plage.	66
• Phase dite de transition banc → inter-bancs : départ du banc de vase, nettoyage de la baie et libération progressive des sédiments	67
• Phase dite d'inter-bancs : plage exposées aux houles et retour de l'hydrodynamisme normal	67
1.3 Le polder rizicole de Mana et les côtes à cheniers de l'ouest guyanais.....	69
2 Le système fluvial deltaïque du Mékong	73
Partie II Méthodologie	75
Chapitre 1 : Choix des protocoles	75

Chapitre 2 : Morphodynamique littorale à moyen terme : apport de l'interprétation d'images aériennes et satellitaires	79
1 Base de données géospaciales.....	81
2 Géoréférencement, rectification et géodésie.....	83
3 Digitalisation du trait de côte.....	84
4 Analyse diachronique de la variation du trait de côte	86
Chapitre 3 : Suivi morphométrique à très haute résolution (THR) de la plage de Montjoly : apport novateur de la photogrammétrie aéroportée	87
1 Introduction à la méthode	87
2 Protocole de chantier.....	92
2.1 Segment vol.....	93
2.2 Segment sol.....	94
3 Protocole de traitement.....	96
3.1 Constitution des modèles THR de la plage à l'aide du logiciel Photoscan d'Agisoft.....	96
3.2 Validation des modèles à l'aide des relevés de terrain.....	100
4 Suivi morphométrique : comparaison des MNS sous SIG.....	103
4.1 Nettoyage du sursol.....	103
4.2 Bilan sédimentaire : différentiel entre modèles	104
Chapitre 4 : Suivi topo-bathymétrique d'un site d'étude	106
1..... Relevés topographiques au GPS RTK et constitution de modèles numériques de terrain (MNT).....	106
1.1 Principes généraux du positionnement à l'aide d'un système GPS.....	107
1.2 Instrumentation utilisée.....	110
1.3 Géodésie	111
1.4 Protocoles de déploiement, de levé et de post-traitement.....	113
1.4.1 Déploiement de l'instrument et post-traitement des données topométriques ..	113
1.4.2 Levé topométrique : modes d'acquisition et objectifs expérimentaux	114
1.5 Réalisation de MNT sous SIG.....	117
2 Cartographie de la bathymétrie des baies de Cayenne.....	118
2.1 Principe des levés bathymétriques à l'aide de GPS RTK.....	119
2.2 Préparation de l'expérience et acquisition des données	121
2.2.1 Grille d'échantillonnage	121
2.2.2 Etat de mer	123

2.2.3	<i>Instrumentation et vecteur</i>	123
2.3	Post-traitement des données	127
Chapitre 5 : Mesures hydrodynamiques côtières.....		129
1	Mesure des conditions d'agitation	130
1.1	Instrumentation.....	130
1.2	Déploiement	130
1.3	Analyse des mesures.....	132
2	Données issues de modèles.....	134
Chapitre 6 : Modélisation de l'action des houles en contexte d'envasement : utilisation dans la baie de Montjoly		135
1	Le modèle REF/DIF.....	135
2	Données d'entrées et résultats attendus.....	137
Chapitre 7 : Comparaison bathymétrique des chenaux du Mékong et du Bassac...		139
1	Base de données géospatiales.....	139
2	Caractérisation de la géométrie des chenaux du Mékong et du Bassac	142
2.1	Construction des images bathymétriques.....	142
2.2	Acquisition de la ligne de talweg.....	143
2.3	Classification morphologique du fond et calcul des gains/pertes de volumes.....	144
2.4	Calcul des paramètres hydrauliques	145
Partie III Résultats.....		147
Chapitre 1 : La plage de Montjoly, Cayenne : suivi morphodynamique de la rotation de la plage sous l'influence d'un banc de vase.....		147
1	Photogrammétrie aéroportée SfM : validation qualitative et quantitative	147
1.1	MNS de la plage de Montjoly	148
1.2	Evaluation de la qualité de restitution des MNS.....	152
2	Morphodynamique de la plage en rotation.....	160
2.1	Evolution de la plage d'octobre 2013 à mars 2014.....	160
2.1.1	<i>Hydrodynamique</i>	160
2.1.2	<i>Morphologie de la plage et bilan sédimentaire</i>	163
2.2	Evolution de la plage entre mars et octobre 2014	172
2.2.1	<i>Hydrodynamique</i>	173
2.2.2	<i>Morphologie de la plage et bilan sédimentaire</i>	176

2.2.3	<i>Morphologie subtidale de la baie</i>	182
2.2.4	<i>Projection hydrodynamique de l'envasement de la baie</i>	183
3	Synthèse.....	190
Chapitre 2 : Dynamique érosive et comportement morphodynamique des cheniers dans l'Ouest guyanais, polder de Mana		193
1	Morphodynamique côtière de l'Ouest guyanais : une approche multi-décennale	193
1.1	Période 1976 – 1987.....	195
1.2	Période 1987 – 1999.....	195
1.3	Période 1999 – 2006.....	196
1.4	Période 2006 – 2014.....	197
2..	Dynamique érosive en période « inter-bancs » d'un secteur fortement aménagé : le polder rizicole de Mana.....	199
2.1	Morphologie et hydrodynamique d'une parcelle du polder en érosion et du chenier attenant : état initial.....	199
2.2	Suivi du démantèlement du polder	207
2.2.1	<i>Période octobre 2013 – mars 2014 : transition saison sèche - saison des pluies, forte agitation au large.</i>	207
2.2.2	<i>Période mars – juillet 2014 : saison des pluies et agitation modérée au large .</i>	211
2.2.3	<i>Période juillet – octobre 2014 : transition saison des pluies – saison sèche, faible agitation au large</i>	217
3	Synthèse.....	223
Chapitre 3 : Evolution récente de la morphologie des chenaux deltaïques du Mékong et du Bassac : l'impact marqué des extractions de sables		225
1	Evolution du talweg.....	225
2	Exemples d'évolution morphologique du lit mineur	229
2.1	Île fluviale de Cu Lao Tay	229
2.2	Bras de My Tho en aval de la diffluence entre le Mékong et le Co Chien.....	231
2.3	Le Bassac près de la ville de Can Thô	232
3	Bilan sédimentaire sur la période 1998 – 2008.....	234
4	Relations entre évolution du lit et paramètres hydrauliques.....	236
5	Synthèse.....	240
Partie IV Discussion		242
Chapitre 1: Développement et apports de la photogrammétrie aéroportée SfM...		242

Chapitre 2: Le modèle de rotation de plage sous l'influence externe des bancs de vases : de nouvelles perspectives.....	245
Chapitre 3: Processus érosifs « inter-banc » d'une côte vaseuse	250
Chapitre 4. : Anthropisation croissante et déstabilisation de la structure du delta du Mékong	258
1 Evolution non-naturelle de la géométrie des chenaux deltaïques	258
(1) L'impact des barrages	259
(2) Les extractions de granulats.....	260
2 Erosion côtière et pérennité de l'édifice deltaïque : les mécanismes de déstabilisation de la dynamique morfo-sédimentaire.....	266
3 Mobilité du trait de côte du delta : arrêt de la progradation et érosion côtière	267
4 Phénomènes déstabilisant le delta	270
Conclusion et Perspectives.....	277
Bibliographie.....	286

Table des figures

<i>Figure 1 : Les 43 plus grands deltas classés par leur superficie subaérienne (km²) d'après Coleman et Huh (2004).</i>	31
<i>Figure 2 : Diagramme ternaire proposé par Galloway (1975), et communément utilisé dans la classification morphodynamique des deltas en fonction de l'influence des processus fluviaux, marins et tidaux.</i>	33
<i>Figure 3 : Cartes présentant la Côte Amazone – Orénoque (C-A-O).</i>	35
<i>Figure 4 : Morphologie et processus de sédimentation au niveau de l'embouchure de l'Amazone.</i>	39
<i>Figure 5 : Structure et géomorphologie d'un banc de vase.</i>	41
<i>Figure 6 : Le delta du Mékong au Vietnam et au Cambodge et le bassin versant du fleuve.</i>	47
<i>Figure 7 : Progradation Holocène, géomorphologie, dynamique sédimentaire et débit fluvial du delta du Mékong.</i>	50
<i>Figure 8 : Flux particulières et paramètres hydrodynamiques sur le delta du Mékong</i>	53
<i>Figure 9 : Photographies de côtes en phase inter-bancs et de plages de chenier sur la C-A-O</i>	60
<i>Figure 10 : Géologie de la plaine côtière au Surinam (adaptée de Wong et al. (2009)).</i>	61
<i>Figure 11 : Plage de baie d'Awala-Yalimapo et évolution d'une flèche vaseuse sur la C-A-O, d'après Peron (2014).</i>	62
<i>Figure 12 : Présentation de la plage de Montjoly près de Cayenne et processus de rotation de plage induit par la migration d'un banc de vase.</i>	64
<i>Figure 13 : Photographie aérienne oblique prise en 2011 montrant l'urbanisation et les protections disparates, et inefficaces, du secteur Nord de la plage de Montjoly.</i>	68
<i>Figure 14 : Présentation de l'Ouest guyanais et du site d'étude sur le polder rizicole de Mana</i>	71
<i>Figure 15 : Etude de la variabilité du trait de côte à l'aide de l'outil DSAS sous SIG.</i>	80
<i>Figure 16 : Méthodologie de la photogrammétrie SfM-MVS</i>	91
<i>Figure 17 : Protocole de chantier détaillé en photogrammétrie SfM</i>	92
<i>Figure 18: Classification des textures de la plage de Montjoly</i>	102
<i>Figure 19 : Déploiement du récepteur de base GPS RTK en juillet 2014.</i>	111
<i>Figure 20: Modes d'acquisition des données topographiques par GPS RTK et constitution d'un MNT ; exemple du polder de Mana en juillet 2014.</i>	115
<i>Figure 21: Méthodologie de mesures bathymétriques à l'aide d'un GPS RTK sous Hypack 2009</i>	120
<i>Figure 22 : Cartographie préparatoire des chantiers de bathymétrie</i>	122
<i>Figure 23: Acquisition des données bathymétriques, déploiement dans la baie de Montjoly.</i>	124
<i>Figure 24: Données collectées après post-traitement sous Hypack 2009 sur la baie de Montjoly en octobre 2014.</i>	128
<i>Figure 25: Déploiement de capteurs de pression, exemple du polder de Mana en juillet 2014.</i>	131
<i>Figure 26: Méthodologie appliquée dans le traitement des données de bathymétrie des chenaux du delta du Mékong.</i>	143

Figure 27: MNS réalisés par photogrammétrie SfM sur la plage de Montjoly sur la période entre octobre 2013 et octobre 2014	149
Figure 28 : Distribution des erreurs Δh et écart du MNS par rapport aux données GPS RTK.	153
Figure 29 : Cartes présentant la distribution spatiale des erreurs Δh issues du MNS d'octobre 2014.	154
Figure 30: Exemple de projection des altitudes des PCQ le long d'un profil de plage interpolé sur le MNS d'octobre 2014.	155
Figure 31 : Distribution des erreurs Δh issues du MNS d'octobre 2014 en fonction de la nature de la surface.	156
Figure 32 : Exemple de distorsions du modèle liées à un phénomène "d'effet de Bol" (Bowl effect) sur le MNS d'octobre 2014.	159
Figure 33 : Climat de houle issu du modèle Wave Watch II (WWII) pour la période du 01 octobre 2013 au 01 avril 2014, au large de Cayenne.	162
Figure 34 : Relevés hydrodynamiques côtiers (hauteur (H_s) et période (T) des vagues) sur le secteur Nord de la plage de Montjoly aux dates du 26 octobre 2013 et du 15 mars 2014.	163
Figure 35 : Evolution de la morphologie de plage entre le 16 octobre 2013 et le 20 mars 2014, pour les secteurs 1 à 4.	166
Figure 36 : Evolution de la morphologie de plage entre le 16 octobre 2013 et le 20 mars 2014, pour les secteurs 5 et 6.	167
Figure 37 : Profils de plage types pour les six secteurs présentés sur la Figure 35 et la Figure 36, pour la période du 16 octobre 2013 au 20 mars 2014.	168
Figure 38 : Bilan sédimentaire (m^3) de la plage issu de la comparaison des MNS d'octobre 2013 et de mars 2014, pour les six secteurs observés.	169
Figure 39 : Climat de houle issu du modèle WWII pour la période du 01 avril 2014 au 01 novembre 2014, au large de Cayenne.	173
Figure 40 : Relevés hydrodynamiques côtiers (hauteur (H_s) et période (T) des vagues) comparatifs entre les baies de Montabo au Nord et de Bourda-Montjoly aux dates du 25 juin et du 24 octobre 2014.	176
Figure 41 : Evolution de la morphologie de plage entre le 20 mars 2014 et le 08 octobre 2014, pour les secteurs 1 à 4.	177
Figure 42 : Evolution de la morphologie de plage entre le 20 mars 2014 et le 08 octobre 2014, pour les secteurs 5 et 6.	178
Figure 43 : Profils de plage type pour les six secteurs présentés sur la Figure 35 et la Figure 36, pour la période du 16 octobre 2013 au 08 octobre 2014.	179
Figure 44 : Bilan sédimentaire (m^3) de la plage issu de la comparaison des MNS d'octobre 2013, de mars 2014, et d'octobre 2014, pour les six secteurs observés.	180
Figure 45 : Morphologie subtidale de la baie de Bourda-Monjoly en octobre 2014.	182
Figure 46 : Bathymétrie et grille d'analyse utilisée en entrée des simulations REF/DIF.	184
Figure 47 : Résultats des simulations REF/DIF pour les scénarios 1 à 3.	186
Figure 48 : Résultats des simulations REF/DIF pour les scénarios 4 à 6.	187
Figure 49 : Dynamique côtière de l'Ouest guyanais sur la période 1976 – 2014.	194

<i>Figure 50 : Dynamique érosive d'une parcelle du polder de Mana sur la période du 10 octobre 2013 au 25 octobre 2014</i>	200
<i>Figure 51 : Evolution de deux profils topographiques tirés des MNT produits sur la période d'octobre 2013 à octobre 2014.</i>	201
<i>Figure 52 : Photographie du 25 mars 2013 présentant la forme de l'avant-côte et l'érosion de la plateforme vaseuse intertidale.</i>	203
<i>Figure 53 : Photographie du 01 juillet 2014 présentant les faciès sédimentaire du talus d'érosion.</i>	203
<i>Figure 54 : Photographie du 25 mars 2013 montrant le chenier sur le polder en érosion.</i>	205
<i>Figure 55 : Relevés hydrodynamiques réalisés le 10 et 11 octobre 2013.</i>	206
<i>Figure 56 : Climat de houle au large à partir des données WWIIII, régime de marée prédite du SHOM, et volumes journaliers érodés du polder sur la période du 01 octobre 2013 au 01 novembre 2014.</i>	209
<i>Figure 57 : Relevés hydrodynamiques réalisés entre le 26 et le 29 mars 2014.</i>	211
<i>Figure 58 : Photographies de la brèche dans la digue Sud de la parcelle</i>	213
<i>Figure 59 : Relevés hydrodynamiques sur le profil Ouest de la parcelle réalisés entre 30 juin et le 03 juillet 2014.</i>	215
<i>Figure 60 : Relevés hydrodynamiques sur le profil central de la parcelle réalisés entre le 30 juin et le 03 juillet 2014.</i>	216
<i>Figure 61 : Relevés hydrodynamiques sur le profil Est de la parcelle réalisés entre le 30 juin et le 03 juillet 2014.</i>	217
<i>Figure 62 : Relevés hydrodynamiques sur le profil Ouest de la parcelle réalisés entre le 27 et le 30 octobre 2014.</i>	220
<i>Figure 63 : Relevés hydrodynamiques sur le profil central de la parcelle réalisés entre le 27 et le 30 octobre 2014.</i>	221
<i>Figure 64 : Relevés hydrodynamiques sur le profil Est de la parcelle réalisés entre le 27 et le 30 octobre 2014.</i>	222
<i>Figure 65 : Evolution morphologique du talweg des chenaux du Mékong (a) et du Bassac (b) entre 1998 et 2008.</i>	227
<i>Figure 66 : Evolution de la morphologie du lit et approfondissement des chenaux près de l'île de Cu Lao Tay sur le bras principal du Mékong.</i>	230
<i>Figure 67 : Evolution de la morphologie du lit et approfondissement des chenaux à la confluence entre le bras du Ham Luong et du My Tho.</i>	231
<i>Figure 68 : Evolution de la morphologie du lit et approfondissement des chenaux au niveau de la ville de Can Tho sur le Bassac.</i>	232
<i>Figure 69 : Bilan sédimentaire et distribution de l'incision le long des chenaux fluviaux du Mékong et du Bassac sur la période 1998 – 2008.</i>	235
<i>Figure 70 : Incision du chenal et variabilité des paramètres τ^0 et ω, exemple du secteur de l'île de Cu Lao Tay sur le Mékong.</i>	237
<i>Figure 71 : Incision du chenal régressée contre la variabilité des paramètres τ^0 et ω pour quatre sites situés dans la partie centrale du Mékong sur la période 1998 - 2008.</i>	239

<i>Figure 72 : Résumé de la dynamique hydro-morpho-sédimentaire liée à la rotation de la plage de Montjoly lors de notre étude.</i>	246
<i>Figure 73 : Résumé de l'ensemble des conditions dynamiques hydro-morpho-sédimentaires observées à l'échelle de la parcelle du polder en érosion étudié entre octobre 2013 et octobre 2014.</i>	253
<i>Figure 74 : Description à plus grande échelle des processus d'érosion du substrat vaseux et du retrait du chenier observés au terme de notre étude.</i>	255
<i>Figure 75 : Evolution du débit journalier du Bassac, sur le delta du Mékong, Viêt Nam, de novembre 2000 à septembre 2007, mesuré au niveau de la station de Chau Doc.</i>	259
<i>Figure 76 : Photographies de février 2012 montrant une extraction quasi industrielle des sables du Mékong dans le lit du fleuve, au niveau de Phnom Penh, Cambodge.</i>	261
<i>Figure 77 : Extraction massive des sables afin de répondre aux besoins croissants du secteur du bâtiment, photographies de février 2012 prises à Phnom Penh, Cambodge.</i>	263
<i>Figure 78 : Evolution du trait de côte du delta du Mékong sur la période 2003 – 2011/2012 par interprétation d'images SPOT 5.</i>	268
<i>Figure 79 : Aspects de bilan sédimentaire et de subsidence dans le delta du Mékong, modulés par les activités humaines.</i>	271
<i>Figure 80 : Liens mécanistiques entre l'érosion côtière du delta du Mékong et la baisse des apports sédimentaires du fleuve à la côte liée à l'anthropisation croissante du fleuve et du delta.....</i>	274

Table des Tableaux

<i>Tableau 1 : Méthodes utilisées sur chaque site d'étude</i>	77
<i>Tableau 2 : Chronique d'images historiques utilisées pour l'étude. px = pixel, E_{tdc} = erreur de positionnement</i>	82
<i>Tableau 3 : Données satellites utilisées pour caractériser les modifications de la bathymétrie et la morphologie des chenaux deltaïques du Mékong.</i>	139
<i>Tableau 4 : Données bathymétriques utilisées pour caractériser les modifications de la bathymétrie et la morphologie des chenaux deltaïques du Mékong.</i>	140
<i>Tableau 5 : Données hydrologiques utilisées pour caractériser les modifications de la bathymétrie et la morphologie des chenaux deltaïques du Mékong</i>	140
<i>Tableau 6 : Densité et précision des MNS produits à l'issus de chaque vol.</i>	151
<i>Tableau 7 : Comparaison qualitative de l'efficience des méthodes de restitution morphométrique des plages en termes de coût relatif et de reproductibilité.</i>	243
<i>Tableau 8 : Taux d'évolution moyens annuel des côtes du delta du Mékong.</i>	269

Table des équations

<i>Erreur de positionnement du trait de côte : $E_{tdc} = E_r + E_p$ (1)</i>	85
<i>Calcul de EPR : $EPR (m/an) = SCE (m) / \Delta t (an)$ (2)</i>	86
<i>Erreur sur EPR : $E_{EPR} = \sqrt{(E_{tdc1}^2 + E_{tdc2}^2)} / T$ (3)</i>	86
<i>Normalized Median Absolute Deviation : $NMAD = 1.4826 \cdot \text{médiane}_j (\Delta h_i - m_{\Delta h})$ (4)</i>	101
<i>Calcul de la profondeur CS sous Hypack 2009 : $CS = B + T_{RTK}$ (5)</i>	120
<i>Energie des vagues : $E = 1/8 \rho g H_s^2$ (6)</i>	133
<i>Gross Stream Power (G.S.P.) : $\Omega = \rho \cdot g \cdot Q \cdot s$ (7)</i>	145
<i>Unit Stream Power (U.S.P.) : $\omega = \rho \cdot g \cdot Q \cdot s / L$ (8)</i>	145
<i>Boundary Shear Stress : $\tau^o = \rho \cdot g \cdot R \cdot s$ (9)</i>	145

Partie I Introduction

Au terme de trois années de travail de recherche, nous présentons le manuscrit de thèse intitulé : « Les côtes sablo-vaseuses sous influence deltaïque de l'Amazone et du Mékong : dynamiques morphosédimentaires, stabilité et aménagement ». Cette thèse s'intéresse aux liens entre les complexes deltaïques et leurs littoraux. Pour cela nous nous sommes intéressés à deux des plus grands deltas du monde : (1) l'Amazone, plus particulièrement une petite partie de son système de dispersion sédimentaire unique, et (2) le Mékong avec la juxtaposition de ses côtes sableuses et vaseuses. Tout en étant régis par une dynamique importante de transferts sédimentaires, ces deux complexes deltaïques diffèrent considérablement si l'on considère les forçages majeurs qui contrôlent leur évolution actuelle et l'emprise des sociétés humaines sur le milieu. La dynamique hydro-morpho-sédimentaire du delta de l'Amazone et de la prolongation de son système de dispersion sédimentaire, longue de 1600 km de côtes vaseuses depuis le Brésil jusqu'au delta de l'Orénoque au Venezuela (nommé ici Côte Amazone-Orénoque – C-A-O), est caractérisée par des processus fluviomarins. L'emprise anthropique sur l'espace littoral est relativement faible. A contrario, le delta du Mékong est densément aménagé et l'emprise humaine sur les stocks de sédiments et leur acheminement jusqu'à la côte s'est sensiblement accrue depuis deux décennies (barrages et extraction de la charge de fond du fleuve).

Dans le cas de la C-A-O, nous nous sommes focalisés sur l'étude des aspects hydro-morpho-sédimentaires des plages de sables de Guyane sous l'influence de la vase d'origine amazonienne. Nous avons choisi deux sites d'étude à enjeux: (1) les plages de Cayenne, plus particulièrement la plage de Montjoly (4 km), régie par une dynamique unique de rotation sous l'influence des bancs de vases d'origine amazonienne transitant vers l'Ouest ; et (2) les côtes vaseuses à cheniers (plages de sable sur substrat vaseux) en forte érosion de l'Ouest guyanais avec un focus sur le polder rizicole en érosion de Mana

En ce qui concerne le delta du Mékong, notre travail s'est focalisé sur (1) l'analyse de l'évolution des talwegs de deux chenaux principaux du delta et de la morphologie de leur lit, et (2) sur les liens mécanistiques entre le recul des côtes du delta et l'impact de l'anthropisation sur la sédimentation deltaïque.

Ce travail de thèse s'est inscrit dans le cadre de plusieurs contrats de recherche :

- Le projet « Suivi de la morphodynamique des plages sableuses sur les espaces côtiers urbanisés de Guyane : approche originale par photogrammétrie et DGPS comparés » financé par les appels à projet internes du CNRS CEREGE.
- Le projet « GUIASANDBEACH » financé par la Pépinière Interdisciplinaire de Guyane (PIG).
- Le projet Belmont Forum « Catalyzing action towards sustainability of deltaic systems with an integrated modeling framework for risk assessment » (DELTA) financé par l'ANR.
- Le projet Fond Français pour l'Environnement Mondial (FFEM) « Decision support for generating sustainable hydropower in the Mekong basin » porté par Worldwide Fund for Nature (WWF) et la Mekong River Commission (MRC).

Nous proposons ci-dessous la liste des publications et communications scientifiques produites et en cours de production dans le cadre de ces contrats et à l'issue de ce travail de thèse.

Revues à comité de lecture :

- [1] Anthony, E.J., **Brunier, G.**, Besset, M., Goichot, M., Dussouillez, P., Nguyen, V.L., 2015. Linking rapid erosion of the Mekong River delta to human activities. *Scientific Reports*, 5:14745 | DOI: 10.1038/srep14745.
- [2] Besset, M., Anthony, E.J., **Brunier, G.**, Dussouillez, P. Critical erosion of the Mekong River delta along the southern part of the South China Sea coast: a satellite image analysis (1973-2014). *Géomorphologie : reliefs, processus, environnement*. Accepté, version révisée soumise.
- [3] **Brunier G.**, Anthony E.J., Goichot M., Provansal M., Dussouillez M., 2014. Recent morphological changes in the Mekong and Bassac river channels, Mekong delta: the marked impact of river-bed mining and implications for delta destabilization. *Geomorphology*, 224 p 117-191.
- [4] **Brunier, G.**, Fleury, J., Anthony, E.J., Gardel, A., Dussouillez, P. Close-range airborne Structure-from-Motion Photogrammetry for high-resolution beach morphometric surveys: Examples from an embayed rotating beach. *Geomorphology*. En évaluation.

- [5] **Brunier, G.**, Fleury, J., Anthony, E.J., Pothin, V., Vella, C., Gardel, A., Dussouillez, P., Michaud, E. Structure-from-Motion photogrammetry for high-resolution coastal and fluvial geomorphic surveys. *Géomorphologie : reliefs, processus, environnement*. En évaluation.

Chapitre d'ouvrage :

- [6] Anthony, E.J., Gardel, A., Dolique, F., **Brunier, G.**, Péron, C., 2015. Mud Banks, Sand Flux and Beach Morphodynamics: Montjoly Lagoon Beach, French Guiana. *Sediment Fluxes in Coastal Areas, Mohamed Maanan & Marc Robin Editors, Coastal Research Library, Vol. 10, p 75 – 90.*

Liste des communications scientifiques :

- [7] **G. Brunier**, E.J. Anthony, M. Goichot, M. Provansal, T. Oahn, 2013. Recent morphological changes in the deltaic Mekong and Bassac river channels: natural or anthropogenic? *Mekong Environmental Symposium 2013*, p 236. (Poster), avril 2013.
- [8] **G. Brunier**, E.J. Anthony, M. Provansal, P. Dussouillez, M. Goichot, 2013. Recent changes in the morphology of river channels in the Mekong delta : natural or anthropogenic? *8th IAG International Conference on Geomorphology*, Paris, août 2014.
- [9] E. J. Anthony, P. Dussouillez, M. Goichot, **G. Brunier**, F. Dolique, V. L. Nguyen, H. Loisel, A. Magin, V. Vantrepotte, 2013. Erosion of the Mekong delta: the role of human activities. *Abstract EP34B-08 presented at 2013 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 9-13 décembre 2013.*
- [10] J. Fleury, **G. Brunier**, E.J. Anthony, C. Vella, V. Pothin, P. Dussouillez, 2014. Low altitude aerial photogrammetry: an effective tool for very high-resolution topographic surveys. Applications in geomorphology on braided river channels

and sandy beaches. *Résumé 1.8.2 présenté aux 24^{èmes} Réunion des Sciences de la Terre*, Pau, 27-31 octobre 2014.

- [11] M. Besset, **G. Brunier**, E.J. Anthony, 2015. Evolution morpho-dynamique récente du littoral du delta du Mékong : vers une vulnérabilité accrue. *Journées des Jeunes Géomorphologues 2015*, Nantes, 29 – 30 janvier 2015.
- [12] **G. Brunier**, J. Fleury, E.J. Anthony, A. Gardel, P. Dussouillez, 2015. Photogrammétrie à faible altitude sur les plages de sables de Guyane. *Journées des Jeunes Géomorphologues 2015*, Nantes, 29 – 30 janvier 2015.
- [13] M. Besset, E.J. Anthony, **G. Brunier**, 2015. Recent morphodynamic evolution of coastline of Mekong river Delta, towards an increased vulnerability. *Geophysical Research Abstract, Vol. 17, EGU2015-5427-1, EGU General Assembly*, avril 2015.
- [14] **G. Brunier**, E.J. Anthony, A. Gardel, 2015. Rapid shoreline erosion induced by human impacts in a tropical muddy coast context, an example from western French Guiana. *Geophysical Research Abstracts, Vol. 17, EGU2015-6077, EGU General Assembly*. (Poster), avril 2015.
- [15] **G. Brunier**, J. Fleury, E.J. Anthony, A. Gardel, P. Dussouillez, 2015. Close-range airborne photogrammetry: an effective tool for high-resolution sandy beach morphometric surveys. Examples from embayed beaches in French Guiana. *Geophysical Research Abstracts, Vol. 17, EGU2015-6019, EGU General Assembly*, avril 2015.
- [16] **G. Brunier**, E.J. Anthony, A. Gardel, J. Fleury, B. Millet, P. Dussouillez, 2015. Morphodynamic survey of an embayed rotating beach during the approach of a mud bank: Montjoly, French Guiana. *Workshop LiGA 2015, Cayenne*. (Poster), novembre 2015.
- [17] **G. Brunier**, E.J. Anthony, A. Gardel, 2015. Rapid shoreline erosion induced by human engineering on the Mana polder, western French Guiana. *Workshop LiGA 2015, Cayenne*. (Poster), novembre 2015.
- [18] **G. Brunier**, J. Fleury, E.J. Anthony, A. Gardel, P. Dussouillez, 2015. Structure-from-Motion photogrammetry for high-resolution coastal geomorphic surveys. *Workshop LiGA 2015, Cayenne*, novembre 2015.

Chapitre 1 : Introduction générale

Les deltas fluviaux constituent des pourvoyeurs majeurs de sédiments aux littoraux. Wright (1985) définit un delta comme étant une accumulation côtière subaquatique et subaérienne de sédiments d'apport fluvial adjacent, ou à proximité de cette source fluviale. Mais ces sédiments peuvent être aussi remaniés par des vagues, des courants et des marées, au même titre que d'anciens dépôts fluviaux sur le proche plateau continental. Le mot « delta » est utilisé dans un sens très général pour décrire n'importe quel type d'accumulation qui se fait dans un bassin, dans un lac, une lagune, un étang ou un réservoir. D'où la nécessité de parler de « delta fluvial ». La plupart de ces deltas sont formés sur les marges de bassins marins. Il existe aussi quelques grands deltas lacustres comme ceux de la Volga et l'Okavango.

Les deltas fluviaux sont extrêmement importants en tant que source d'apport de sédiments aux littoraux adjacents. Beaucoup de littoraux du monde actuel sont, en effet, alimentés soit directement en sédiments par des deltas, soit indirectement par le biais de sédiments deltaïques déposés lors de niveaux marins plus bas sur le proche plateau continental et ensuite remaniés par les courants et les houles vers le rivage. En tant que terminus des cours d'eau, les deltas ont agi pendant toute l'Histoire géologique de la Terre comme des exutoires de sédiments et ont contribué à la construction des marges continentales actuelles. Ce terme de marge continentale se référant à l'ensemble plaine côtière – plateau continental – talus – bassin océanique. Son alimentation en sédiments se fait notamment par le biais des cônes de dépôts sous-marins (i.e. deep-sea fan).

Les deltas fluviaux actuels constituent des entités importantes, bien au-delà de ce rôle de pourvoyeur de sédiments et d'agents de construction géologique. Les deltas sont parmi les formes d'accumulation côtière, avec les complexes récifaux, les plus grandes au monde (Evans, 2012). La *Figure 1*, tirée de Coleman et Huh (2004) montre la superficie des 43 plus grands deltas du monde.

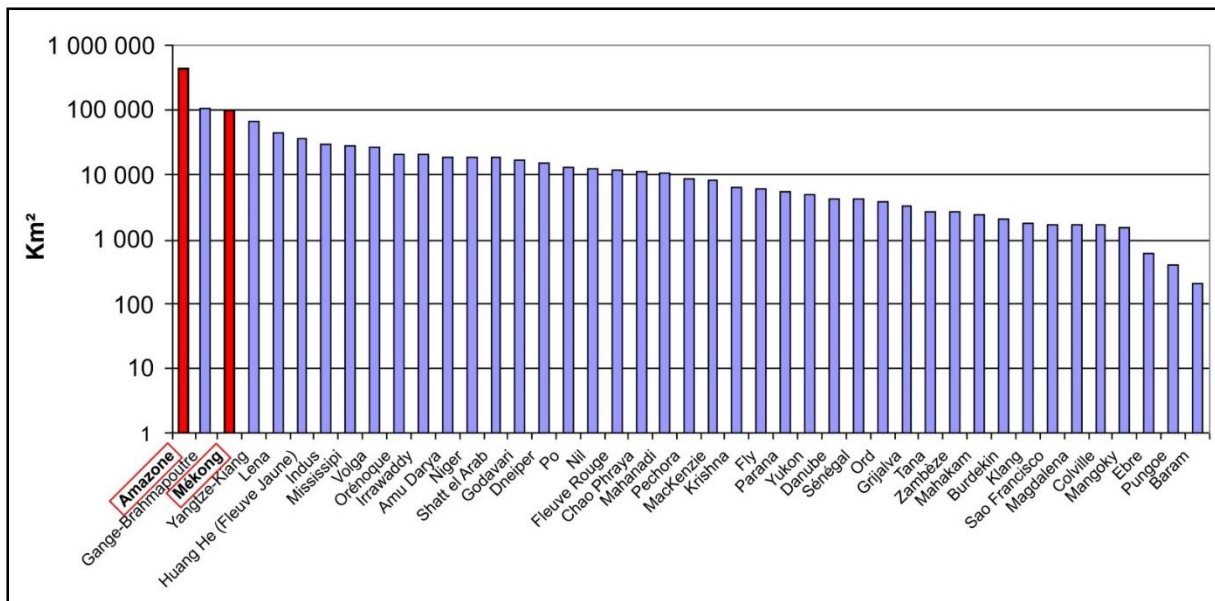


Figure 1 : Les 43 plus grands deltas classés par leur superficie subaérienne (km²) d'après Coleman et Huh (2004).

Dans le classement des 43 plus grands édifices deltaïques par leur superficie subaérienne, l'Amazon et le Mékong occupent respectivement les première et troisième places.

Les deltas agissent par ailleurs comme des filtres à sédiments pour les contaminants et les polluants d'origine terrestre, mais aussi pour le stockage du carbone. Leur topographie basse et plane permet souvent une mise en valeur aisée de l'espace. Les grands deltas du monde offrent ainsi de vastes espaces pour l'agriculture et la pêche, et sont dans bien des cas des greniers alimentaires pour de nombreuses nations. Ils offrent aussi une large gamme de services écosystémiques tels que la fourniture d'eau potable à partir des nappes phréatiques, les loisirs, le tourisme vert, les réserves naturelles et la défense côtière. Les deltas peuvent aussi héberger des populations rurales nombreuses, de grands centres urbains, des industries et de denses réseaux de transport souvent associés à des ports et à l'acheminement de frets. Aujourd'hui plus de 600 millions de personnes habitent des deltas, mais cette même attractivité pour ces espaces les rend extrêmement vulnérables à toute une série de risques (Syvitski *et al.*, 2009) : (1) les deltas, étant des espaces à la topographie plane et basse, sont sujets à des inondations fluviales fréquentes et souvent catastrophiques, et à de la submersion côtière par des tempêtes, des cyclones et des tsunamis; (2) les deltas, étant composés de dépôts meubles, subissent de la subsidence par la compaction des sédiments sous leur propre poids; (3) la montée

du niveau de la mer, liée au changement climatique, menace en outre la stabilité de ces structures en accentuant leur vulnérabilité aux risques de submersion et d'érosion. Cette vulnérabilité est aujourd'hui toutefois exacerbée par l'action de l'Homme, malgré la grande capacité de résilience des deltas. Par exemple, la subsidence est accentuée par le poids des structures anthropiques dans des zones densément urbanisées, et plus généralement par la baisse des apports solides des fleuves. L'aménagement des cours d'eau, l'endiguement, la poldérisation, les extractions parfois massives de granulats des chenaux et de l'argile des plaines deltaïques sont autant de facteurs qui entraînent une baisse de la charge sédimentaire, exacerbant ainsi la vulnérabilité à une subsidence non compensée par des apports de sédiments, et à l'érosion des littoraux deltaïques.

Cette thèse s'intéresse aux liens entre les complexes deltaïques et leurs littoraux. Nous espérons, à travers cet effort de recherche doctorale étalé sur trois ans, et qui privilégie une démarche méthodologique classique, mais aussi innovante, apporter des éléments de base qui puissent être utiles à l'aménagement des littoraux soumis à une emprise anthropique croissante. Pour cela nous nous sommes intéressés à deux des plus grands deltas du monde : (1) l'Amazone, plus particulièrement une petite partie de son système de dispersion sédimentaire très particulier, et (2) le Mékong avec la juxtaposition de ses côtes sableuses et vaseuses.

Ces deux complexes deltaïques diffèrent considérablement dans le degré d'emprise de l'Homme sur leur fonctionnement. Si on se réfère à la fameuse classification de Galloway (1975), qui a proposé le diagramme ternaire des deltas basé sur l'influence de la houle, du fleuve et des marées, les deux deltas étudiés présentent des caractéristiques mixtes (*Figure 2*). Cependant, le delta de l'Amazone est encore très peu anthropisé, contrairement au delta du Mékong qui, lui, est massivement aménagé.

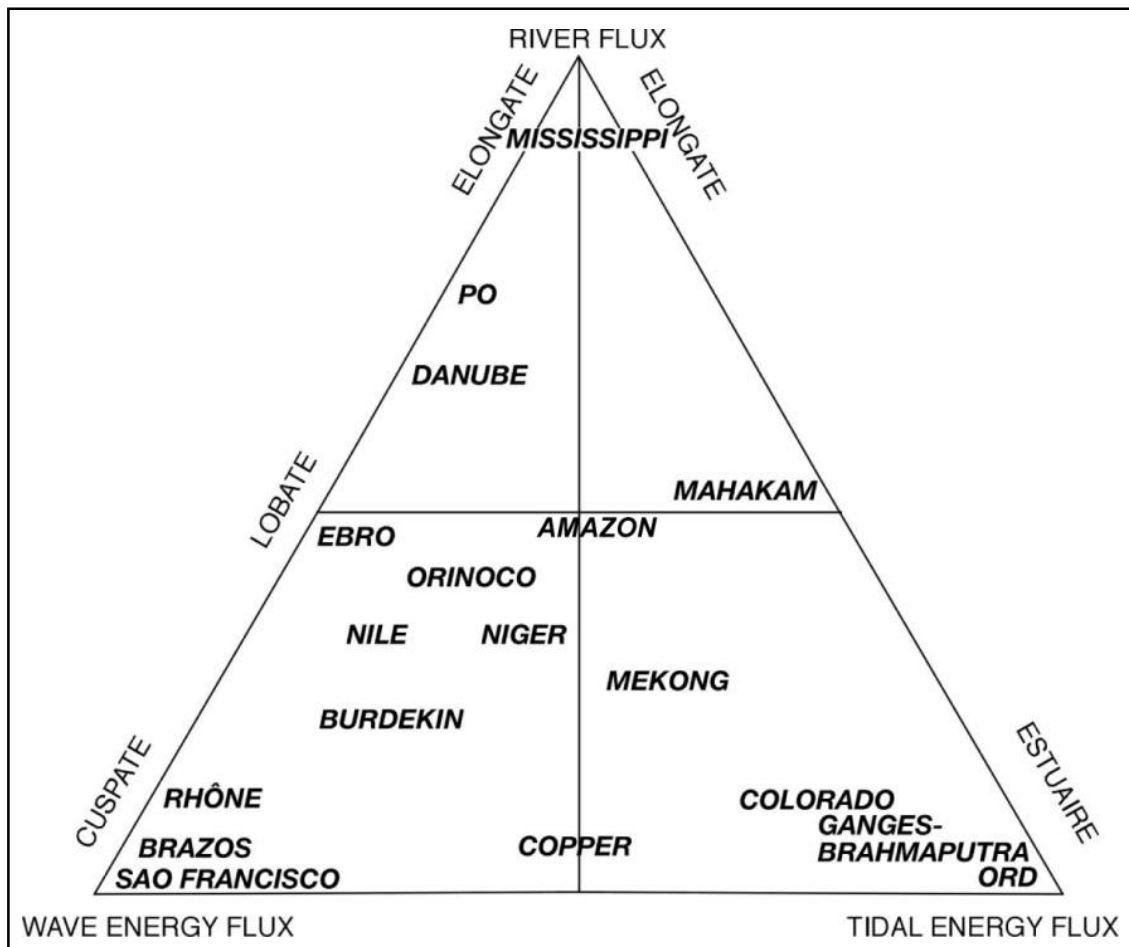


Figure 2 : Diagramme ternaire proposé par Galloway (1975), et communément utilisé dans la classification morphodynamique des deltas en fonction de l'influence des processus fluviaux, marins et tidaux.

1 Le delta de l'Amazone, la côte des Guyanes et le système régional de dispersion des sédiments de l'Amazone

Le plus vaste système de bancs de vase côtiers se trouve sur la côte Atlantique d'Amérique du Sud entre les états du Pará et de l'Amapá au Brésil, et la péninsule du Paria au Venezuela (*Figure 3*). Notre référence à ce système prendra l'appellation de Côte Amazone-Orénoque (C-A-O). La C-A-O est l'exutoire de fleuves drainant les Andes, le Llanos, le Brésil et le bouclier Guyanais (*Figure 3*). Les plus importants fleuves présents sur cette côte sont l'Amazone et l'Orénoque, les autres systèmes fluviaux étant mineurs comparativement. L'Amazone est à la tête du système de dispersion des sédiments fins le long de cette côte et de son développement géologique. Deux phénomènes résultent de cette situation : (1) la croissance d'un delta subaquatique au niveau du plateau continental face aux estuaires de l'Amazone, et (2) la dispersion de vases d'origine amazonienne le long de 1600 km de côtes jusqu'au delta de l'Orénoque, terminaison de ce système de dispersion amazonien (Augustinus, 1978 ; Anthony *et al.*, 2010, 2014a). L'essentiel des sédiments amazoniens injectés dans le système de dispersion transite au sein de bancs de vase dérivants le long de la côte. La taille et les volumes colossaux de ces bancs de vase induisent d'importants bouleversements morphologiques sur la C-A-O, avec des phases de progradation rapide de la côte, suivis de phases d'érosion lorsque le banc se déplace. L'instabilité cyclique de cette côte impacte fortement l'aménagement et l'économie des pays et territoires situés sur la C-A-O, c'est-à-dire le Brésil, la Guyane, le Surinam, le Guyana et le Venezuela.

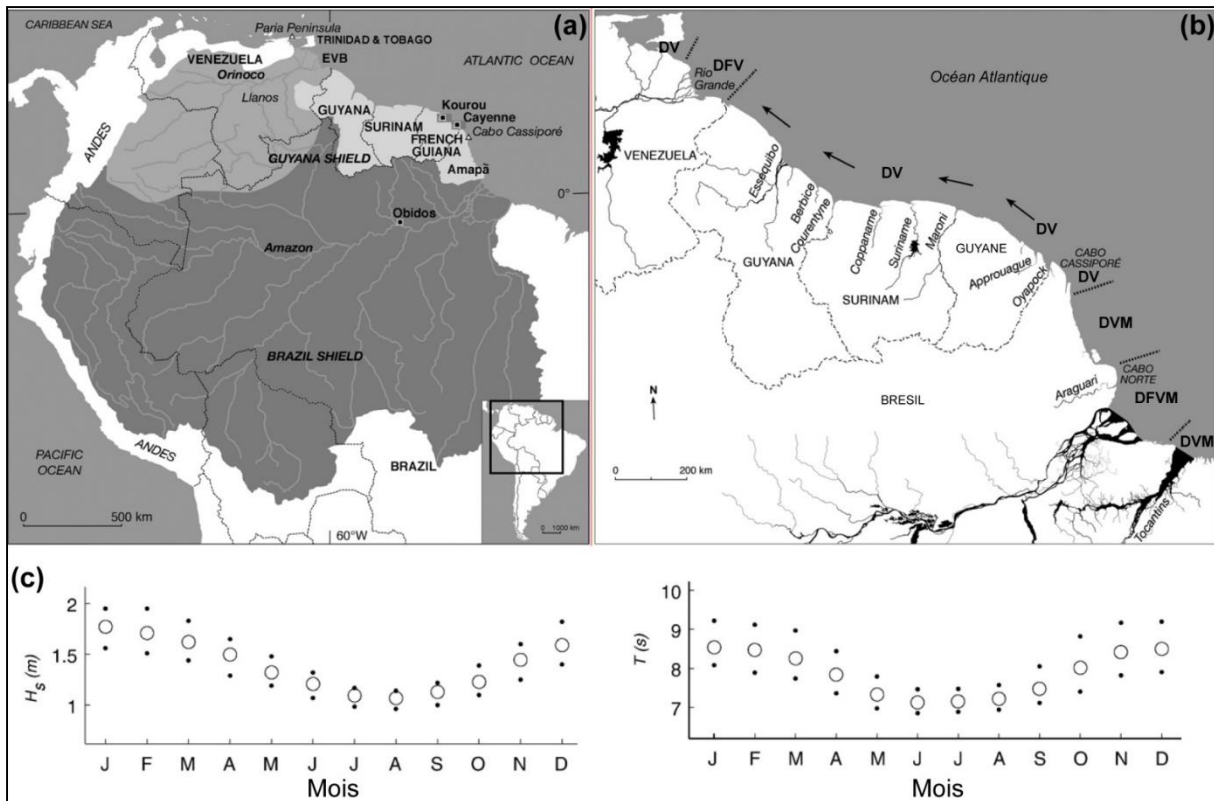


Figure 3 : Cartes présentant la Côte Amazone – Orénoque (C-A-O).

(a) Carte présentant ; en niveaux de gris, les bassins versants drainés par l'Amazon, l'Orénoque et les fleuves du Bouclier des Guyanes. EVB signifiant Bassin Est Vénézuélien (i.e. Eastern Venezuelan Basin). Figure adaptée d'Anthony et al. (2014b).

(b) Carte présentant la classification morphodynamique le long de la C-A-O en termes d'influence dominante (D) : du fleuve (F), des vagues (V) et de la Marée (M). L'embouchure de l'Amazon montre une dominance mixte (DFVM). Les flèches indiquent la direction du transit des bancs de vase induit par la houle. Figure adaptée d'Anthony et al. (2014b).

(c) Les graphiques montrent le climat de houles mensuelles (hauteurs (H_s) et périodes (T)) dérivé de 44 années de données de vagues issues de la base ERA-40 (European ReAnalysis) de l'European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) situées à 5°N et 52°O (d'après Gratiot et al., 2007). Les points correspondent au premier et troisième interquartiles, et les cercles aux valeurs médianes.

Les progrès récents sur la compréhension du système de dispersion des sédiments amazoniens ont été résumés par Anthony et al. (2010); il subsiste néanmoins de nombreuses questions concernant plusieurs aspects de la morpho-dynamique propre à cette côte (Anthony et al., 2013, 2014a).

Nous ne prétendons pas dans cette thèse porter notre attention sur ces aspects de fonctionnement à grande échelle du delta qui reste encore peu influencé par les actions anthropiques, mais plutôt à une petite partie qui porte sur le fonctionnement des côtes de Guyane, notamment les dépôts sableux.

Dans cette première section introductive, nous nous focaliserons sur le contexte de la C-A-O et le système de dispersion des sédiments de l'Amazonie en général. Néanmoins, le lecteur intéressé par les nombreux aspects hydro-morpho-sédimentaires uniques de cette côte peut consulter la synthèse d'Anthony *et al.* (2014a), dont est issue en grande partie cette introduction. Nous présenterons plus particulièrement les plages sableuses dans cet environnement ainsi que nos sites d'étude dans un chapitre dédié.

1.1 Contexte

La C-A-O est située sur une marge tectonique passive pourvue en sédiments par l'Amazonie. Le bassin de l'Amazonie draine une surface de $6.1 \times 10^6 \text{ km}^2$ (Organization of American States, 2005). Les récentes estimations du débit moyen du fleuve au niveau d'Obidos, à 900 km en amont de l'estuaire (*Figure 3*), sont chiffrées à $173\,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Martinez *et al.*, 2009). L'Amazonie charrie le volume le plus important au monde de sédiments vers l'océan mondial avec une charge au niveau d'Obidos estimée entre 754 et $1000 \times 10^6 \text{ t.a}^{-1}$ (Martinez *et al.*, 2009 ; Wittmann *et al.*, 2011). Environ 90% de cette charge sédimentaire est composée de limons et d'argiles (Milliman et Meade, 1983), reflétant l'intense altération de matériaux andins sous l'action du climat tropical (Guyot *et al.*, 2007). Les estimations de la charge de fond sont quant à elles très partielles et nettement inférieures à la charge en particules fines. Strasser *et al.* (2002) les estiment à $4,7 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$, ce qui représente une très faible part de la charge sédimentaire totale du fleuve. De plus, Martinez *et al.* (2009) ont montré que si le débit liquide du fleuve est relativement constant pendant l'année, le transport sédimentaire montre de significatives variations interannuelles.

La C-A-O est aussi l'exutoire de nombreux fleuves de plus faible capacité (*Figure 3*). L'hydrologie et les flux sédimentaires de ces fleuves sont actuellement largement méconnus (Anthony *et al.*, 2014a). Les surfaces des bassins versants drainés par ces fleuves sont parfois même insuffisamment délimitées. Les fleuves drainant le bouclier

guyanais charrient de faibles quantités de sédiments fins (Sondag *et al.*, 2010). Connus pour être des fleuves à charge grossière non négligeable, ils fournissent entre 1 et 130 mg l⁻¹ de charges fines, avec des moyennes de 22 et 12 mg l⁻¹ pour le Maroni (bassin de 64 230 km²) et l'Oyapoc (24 630 km²) respectivement, ce qui correspond à des valeurs faibles. Ils drainent, cependant, les socles cristallins du bouclier Guyanais et à ce titre sont d'importants pourvoyeurs de sables (Anthony *et al.*, 2014a). Pujos *et al.* (2000) ont conclu, d'après la détermination des assemblages de minéraux lourds sur les plages de Guyane, que ces sédiments sableux provenaient de sources locales et n'étaient pas issus de bancs de vase amazoniens.

Le sable est un atout économique et écologique sur cette côte vaseuse car les rares dépôts de sables fournissent des espaces privilégiés de peuplement et d'établissement des voies de communication (Anthony *et al.*, 2014a). Les rares plages pérennes sur la C-A-O sont des espaces récréatifs pour les populations côtières et sont fondamentales pour l'écologie et la ponte de grandes espèces de tortues marines protégées comme *Lepidochelys olivacea*, *Chelonia mydas*, *Eretmochelys imbricata* et *Dermochelys coriacea* (Kelle *et al.*, 2007).

La climatologie de la C-A-O est relativement uniforme sur l'ensemble des 1600 km (Gratiot *et al.*, 2007), dominée par un régime d'alizés du Nord-Est. Ces vents sont principalement actifs de janvier à mai. Les précipitations annuelles sur la bande côtière de la C-A-O varient entre 2 et 3 m, et sont concentrées sur une saison des pluies de décembre à juillet en réponse au régime d'alizés, avec néanmoins une période de sécheresse relative en mars (nommée localement « petite saison sèche de mars »). Les vents d'alizés génèrent de forts courants dirigés vers l'Ouest comme le courant du Nord Brésil et sa prolongation par le courant des Guyanes (Geyer *et al.*, 1996). Les vents d'alizés sont le moteur principal de la génération des vagues impactant les côtes de la C-A-O. Ces vagues proviennent de l'Est et du Nord-Est. Les vagues d'alizés sont caractérisées par des périodes de 6 à 8 s et des hauteurs significatives de 1 à 2 m (*Figure 3*). La C-A-O est aussi affectée par des houles longues (période > 8 s) de Nord-Ouest à Est en provenance des systèmes dépressionnaires de l'Atlantique Nord en automne et en hiver, puis des cyclones de l'Atlantique Central en été et à l'automne. Les vagues d'alizés les plus énergétiques arrivent entre les mois de décembre et d'avril. Les houles longues sont plus fréquentes en automne et en hiver. Le régime des marées est semi-diurne, et le marnage, pendant les

vives eaux, décroît spatialement de macro-tidal (supérieur à 8m) au niveau des embouchures de l'Amazone à méso-tidal voire micro-tidal (marnage de 1.8 à 3 m) le long du reste de la côte. Ce gradient s'explique par la largeur et la faible profondeur du plateau continental au niveau des embouchures de l'Amazone, ce qui favorise une amplification de l'onde de marée. La salinité des eaux peut être segmentée entre un secteur côtier de salinité océanique normale (autour de 34 psu) et les faibles taux au large (autour 31,5 psu) qui sont marqués par les apports d'eau douce amazonienne charriés par le courant du Nord Brésil (Lambs *et al.*, 2007).

L'hydrodynamisme du plateau continental est essentiellement influencé par les vagues (Anthony *et al.*, 2014a), depuis le cap Cassiporé jusqu'aux exutoires de l'Orénoque (Figure 3). Au sud du cap Cassiporé, le secteur des exutoires de l'Amazone est sous une influence mixte fleuve-houle-marée résultant des interactions complexes entre les forts débits fluviaux, les vents d'alizés, les vagues et le fort marnage.

1.2 Le système de dispersion des sédiments de l'Amazone

Les apports de sédiments fluviaux massifs et riches en particules fines de l'Amazone ont initié la formation d'une proéminente plaine deltaïque au niveau des embouchures du fleuve (Anthony *et al.*, 2014a). Par ailleurs, une importante part des sédiments piégés au sein du plateau continental contribue à la constitution d'un delta sous-marin (Figure 4). Le delta subaérien de l'Amazone est le plus vaste au monde avec une surface de 465 000 km² (Coleman et Huh, 2004), grâce aux apports fluviaux et le régime tidal aux embouchures (Figure 1). Face aux embouchures de l'Amazone, des flux denses et très chargés en vase, dits hyperpycnaux, forment un bouchon vaseux sur le plateau continental à partir duquel des courants gravitaires sont générés sur le fond (Figure 4) (Anthony *et al.*, 2014a). Dans le même temps, les courants de surfaces générés par les vents et les houles poussent la partie supérieure du bouchon vaseux vers la côte. Les apports sédimentaires du fleuve donnent lieu à une concentration et un piégeage rapide et durable de vases fluides sur le plateau continental. Ce processus est associé aux interactions entre eaux douces et salées, et au caractère non-confiné du front estuarien (Geyer *et al.*, 2004).

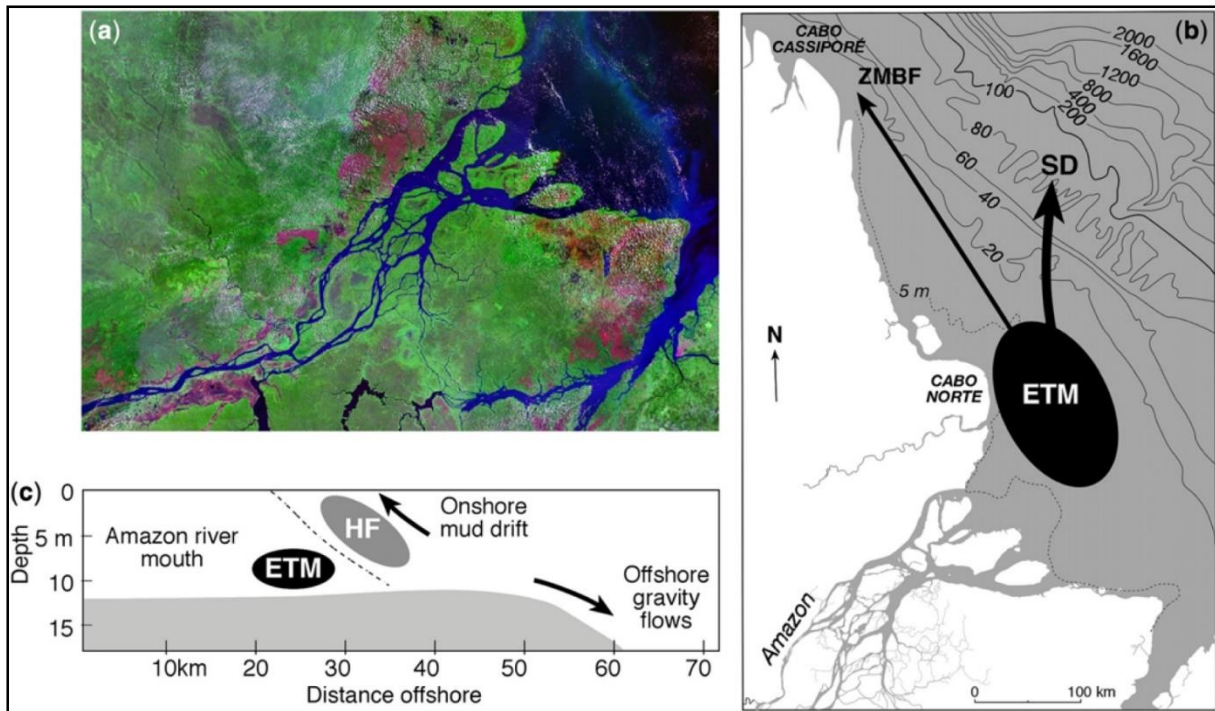


Figure 4 : Morphologie et processus de sédimentation au niveau de l'embouchure de l'Amazon.

(a) Image Landsat de l'embouchure du fleuve montrant une morphologie deltaïque typiquement influencée par le fleuve et la marée.

(b) Schéma présentant (1) le bouchon vaseux de l'Amazonie (i.e. Estuarine Turbidity Maximum (ETM)) localisé sur le plateau continental interne, (2) le delta sous-marin (i.e. Subaqueous Delta (SD)) et (3) la zone de génération des bancs de vase (i.e. Zone of Mud-Bank Formation (ZMBF)) dans le secteur des caps vaseux du Cassiporé et d'Orange.

(c) Schéma en coupe présentant la dynamique sédimentaire au niveau de l'estuaire de l'Amazon : les flux hyperpycnaux (i.e. Hyperpycnal Flow (HF)), le ETM du plateau continental interne, les flux gravitaires hyper-turbides qui alimentent le delta sous-marin (i.e. Offshore gravity flows) et les flux de relativement faible turbidité de surface guidés vers la côte (i.e. Onshore mud drift), qui alimentent la ZMBF.

Figure adaptée d'Anthony et al. (2014b).

L'essentiel des vases est concentré au sein du bouchon vaseux de l'Amazonie et contribue à la croissance du delta sous-marin du fleuve (Allison *et al.*, 1995 ; Nittrouer *et al.*, 1996). Les masses de sédiments échappant à cette rétention donnent lieu à la formation des bancs de vase transitant sur les côtes des Guyanes (Figure 4). Les processus hydrodynamiques reliant le bouchon vaseux amazonien et la ceinture de banc de vase

sont encore méconnus. Augustinus (1978) et Wells et Coleman (1978) ont estimés que seuls 10 à 15 % de la charge sédimentaire annuelle exportée par l'Amazone alimentent la ceinture de bancs de vase. Ces estimations méritent cependant d'être vérifiées par des études plus détaillées (Anthony *et al.*, 2014a). Des courants portant vers le Nord-Ouest entraînent le panache turbide amazonien le long d'une étroite bande côtière de janvier à avril (Molleri *et al.*, 2010), ceci étant favorisé par les forts débits solides (51% de la charge annuelle de l'Amazone sur cette période selon Martinez *et al.* (2009)) et l'intense agitation côtière saisonnière. Selon Allison *et al.* (1995), les bancs de vase commencent à se former au niveau du cap Cassiporé, où 150×10^6 t de sédiments (soit les 15 à 20 % du débit solide de l'Amazone cités plus haut) peuvent être stockés annuellement.

Le volume de chaque banc de vase peut contenir l'équivalent de plusieurs fois le débit solide annuel de l'Amazone. Plus de 19 bancs de vase, espacés de 15 à 25 km, migrent constamment le long de la C-A-O à des taux de 0,5 à 4,5 km/an (Gensac, 2012) (*Figure 5*). En se basant sur ces taux de migration, le transit d'un banc de vase formé au niveau du cap Cassiporé jusqu'au delta de l'Orénoque devrait être entre 400 et 1000 ans. Ces bancs mesurent individuellement 10 à 60 km de long, atteignent une largeur d'environ 20 à 30 km, mais leur épaisseur dépasse rarement les 5 m (Anthony *et al.*, 2010).

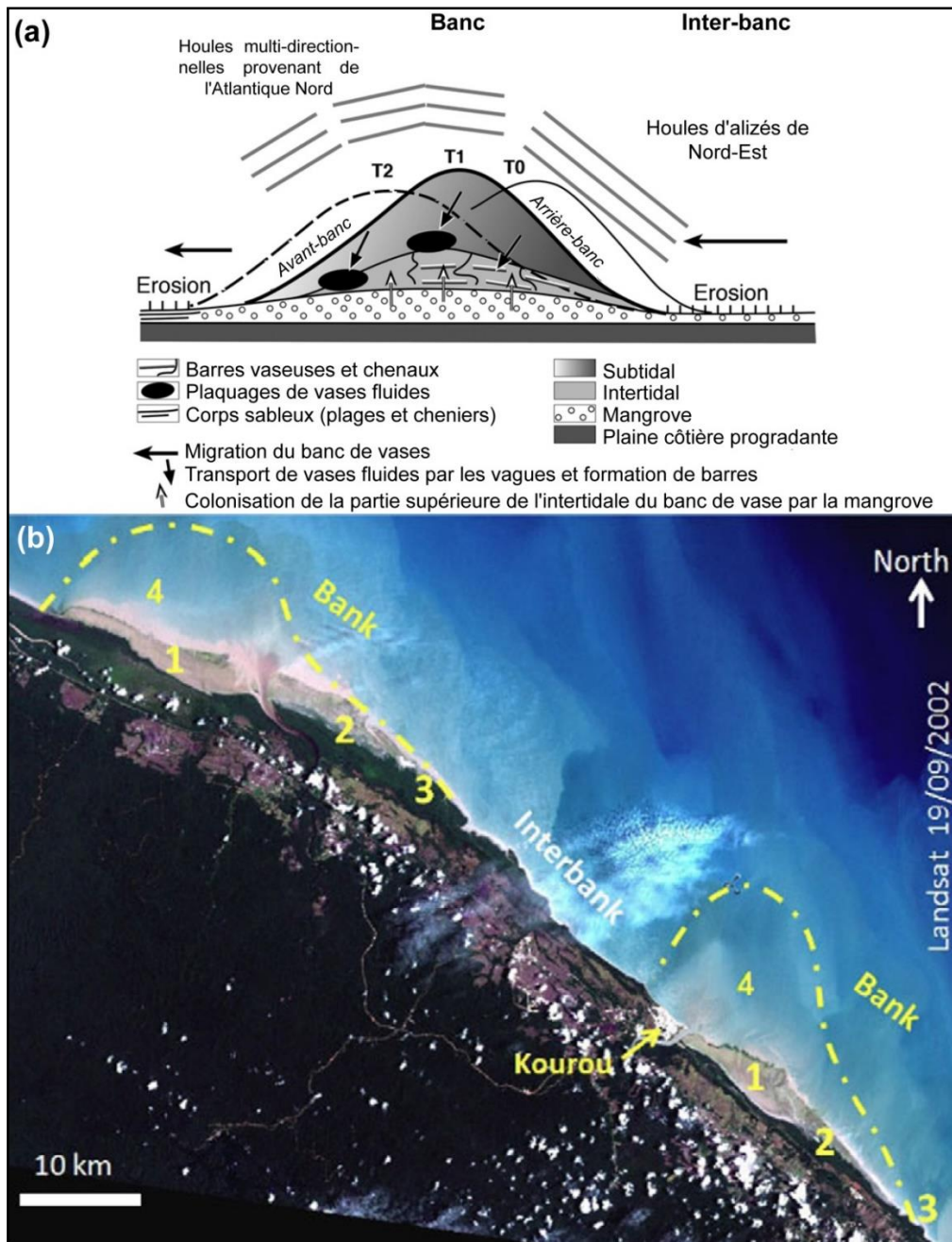


Figure 5 : Structure et géomorphologie d'un banc de vase.

(a) Carte schématique présentant la structure typique d'un banc de vase et montrant la combinaison des dynamiques de remaniement de la surface du banc par les vagues, les processus d'accrétion et d'érosion de la côte, et la colonisation et la destruction de la mangrove. L'ensemble de ces phénomènes sont intégrés dans le processus de migration du banc de vase. T0, T1 et T2 indiquent les positions successives du banc dans le temps.

(b) Image satellite Landsat montrant deux bancs de vase successifs près de Kourou en Guyane. Les structures observables sont : 1, les barres et vasières intertidales ; 2, les vasières colonisées par la mangrove ; 3, l'arrière-banc en érosion ; 4, l'avant-banc subtidal.

Figures adaptées d'Anthony et al. (2014a).

La partie aval d'un banc est constituée de vases peu indurées, recouvertes d'une couche de 20 à 40 cm de vases fluides (*Figure 5*). Cet ensemble ne dépasse pas la profondeur moyenne des basses eaux, et est donc cantonné au plateau continental interne. Ce n'est qu'à l'occasion d'une surélévation du plan d'eau jouxtant le rivage, induite par les forçages hydrodynamiques que sont les houles, la marée et le vent, que de la vase fluide atteint la partie supérieure de l'estran, permettant ainsi la progression du rivage vers le large. Ces dépôts de vase fluide se consolident par dessiccation, permettant l'installation et le développement d'*Avicennia germinans* et de *Lagunculari aracemosa*, deux espèces pionnières et halophiles, mais *Avicennia germinans* demeurant prédominante, notamment à l'âge adulte (Fromard *et al.*, 2004 ; Proisy *et al.*, 2009). Avec l'avancement du banc, la progression du littoral se poursuit, selon la même dynamique, à la différence que la vase sous-jacente à la vase fluide se consolide peu à peu, perdant sa capacité à atténuer l'énergie des vagues (Augustinus, 2004). Enfin, lorsque l'arrière-banc se présente, l'érosion littorale reprend, et les vagues déblaient partiellement les dépôts vaseux précédemment accumulés.

La manière dont les bancs de vase apparaissent dans la zone du cap Cassiporé est une question encore aujourd'hui non résolue. La périodicité des bancs semble résider dans le couplage des fluctuations atmosphériques et océaniques entre le forçage et la relaxation saisonnière du courant du Nord Brésil guidé par le régime d'alizé (Eisma *et al.*, 1991 ; Allison *et al.*, 2000 ; Augustinus, 2004). Les travaux plus récents de Walcker *et al.* (2015) ont toutefois démontré un lien très fort entre le régime des houles, l'Oscillation Atlantique Nord (NAO) et la dynamique des bancs de vase.

Une fois formés, les bancs de vase se déplacent le long de la côte sous l'influence d'un processus continu de recyclage de la masse de sédiments par les houles. Cette migration est assurée par la dissipation de l'énergie des vagues, et les courants générés par les vagues et les vents de surface. Gratiot *et al.* (2007) ont montré un lien entre l'augmentation de la vitesse de déplacement des bancs et l'énergie des vagues. La corrélation entre la combinaison hauteur significative des vagues (H_s) – période (T), notée $H_s^3.T^{-2}$, et les taux de migration des bancs est cependant faible du fait de la contribution d'autres forçages influençant la migration des bancs, tels que l'incidence saisonnière des vagues, l'action des vents de surface, et celle des avancées rocheuses,

encore mal estimées. Par ailleurs, les fleuves côtiers peuvent influencer fortement sur le rythme de migration des bancs (Gardel et Gratiot, 2004 ; 2005 ; Anthony *et al.*, 2013). Certes, la continuité de la ceinture de bancs de vase entre l'Amapá et l'Orénoque montre que les estuaires et les jets fluviaux ne conduisent pas à une liquéfaction et à une désintégration de ces bancs. Cependant, les fleuves semblent modifier la taille et la forme des bancs, et altèrent leurs taux de migration. La sédimentation sableuse de ces fleuves est discutée plus loin. Les bancs ont induit une déflexion vers le Nord-Ouest des embouchures des petits cours d'eau.

Au regard de la taille de chaque banc de vase, les processus de migration côtière n'impliquent pas un mouvement de masse, mais plutôt une remobilisation constante du stock sédimentaire par transport des vases par les vagues incidentes depuis l'arrière d'un banc de vase, en érosion, vers l'avant, en accrétion (*Figure 5*). Au sein du prisme d'accrétion et sur le bord interne du banc, les dépôts vaseux créent une suture dynamique avec le substrat vaseux intertidal (voire localement avec les cordons de sables). Il s'agit du processus majeur d'accrétion sur la C-A-O. La zone d'érosion en arrière du banc, qui constitue, ou constituera, la future zone inter-bancs, affiche généralement un développement dense de forêts de mangrove formées au sein de la structure interne du banc, et héritées de la colonisation massive et rapide du banc par ces palétuviers (Proisy *et al.*, 2009). Les espaces inter-bancs sont relativement déficients en vases, empêchant l'atténuation des houles du large, et sont caractérisés par une avant-côte à la pente concave, étroite et un substrat vaseux consolidé. Le trait de côte se compose de dépôts de vase et de sols consolidés, pouvant être flanqués d'un chenier, et bordés de forêts de mangrove. Ces côtes peuvent être rapidement érodées, et les chenières débordés par les vagues et roulés vers l'arrière-côte (Gratiot *et al.*, 2007). L'érosion des zones inter-bancs est principalement guidée par le fort régime de houles d'alizés provenant de l'Est au Nord-Est (décembre à avril), mais aussi par les régimes épisodiques multidirectionnels de houles tout au long de l'année. L'érosion de ces espaces libère d'importantes quantités de vases à la côte qui sont gardées en suspension et transportées par les courants côtiers. Le principal processus d'érosion de ces substrats vaseux est la fracturation des roches en galets de vase et leur transport. La forme plane de ces côtes inter-bancs montre parfois des formes rythmiques d'érosion induisant des caps et des baies. Les processus hydro-morpho-sédimentaires à l'origine de ce phénomène ne sont pas clairement établis. Une hypothèse émise serait que les différents stades de croissance de la mangrove induisent

des variations de consolidation du substrat vaseux permettant la formation de caps plus résistants à l'érosion et de fonds de baie plus tendres.

Au fur et à mesure que les bancs de vase migrent le long de la C-A-O, ils perdent une partie de leur stock sédimentaire au profit de la progradation de la côte. L'érosion des espaces inter-bancs libère d'importants volumes de sédiments qui réintègrent par la suite le banc. Cette érosion étant variable spatialement, elle entraîne des fluctuations dans le budget sédimentaire des bancs, qui, de plus, peut varier suivant des oscillations océaniques comme celle associées aux événements El Niño ou le cycle nodal de 18,6 ans de la marée (Gratiot *et al.*, 2008), et comme l'ont aussi démontré Walcker *et al.* (2015), les cycles du NAO.

La mobilité des bancs de vase est donc un processus extrêmement dynamique impliquant le recyclage des vases, la progradation et l'érosion côtière, et la formation et la destruction de forêts de mangrove (*Figure 5*). Les dépôts côtiers préservés de l'érosion inter-bancs par l'arrivée d'un autre banc de vase représentent la progradation côtière générée par chaque entité transitant. Les côtes de Cayenne et de Kourou ne sont pas affectées par un contexte progradant. Ces côtes sont caractérisées par des plages de baie (un des objets de cette thèse). Les dépôts vaseux dans ces secteurs sont lessivés et ne sont en place que le temps du transit. Les secteurs côtiers adjacents aux estuaires des grands fleuves drainant le bouclier des Guyanes affichent eux aussi des comportements spécifiques par rapport aux passages des bancs, marqués notamment par des formations sableuses adjacentes à ces estuaires.

Les mécanismes cycliques banc et inter-bancs et la variabilité de la position du trait de côte associée, sont des phénomènes continus pour les premiers et se situant à des échelles de temps intermédiaires (plusieurs années) pour les seconds. Sur une échelle de temps plus longue (cycle décennal ou pluri-décennal), le comportement de la côte intègre spatialement d'autres variabilités hétérogènes, avec des secteurs affichant de longues période de stabilité, d'érosion et d'accrétion. Ces phénomènes se traduisent par la succession de plusieurs phases banc et inter-bancs. Plaziat et Augustinus (2004) ont identifié les changements côtiers à des échelles multi-décennales sur la côte de Guyane à partir de données historiques et de cartes anciennes. L'un des plus fins exemples de ces cycles est le secteur côtier au niveau de l'estuaire de la Mana à l'Est du fleuve Maroni, qui, après une importante phase de progradation en forme de cap vaseux du 18^{ème} au 19^{ème}

siècle, culmine en une phase d'érosion active après les années 1950' (Plaziat et Augustinus, 2004). Dans le cas de cette côte, les phases de bancs successives n'ont pas généré d'avancée de la côte suffisante pour créer des conditions de progradation pérennes, à contrario des phases d'inter-bancs successives qui, elles, ont entretenu un recul durable du trait de côte. Les fluctuations multi décennales du trait de côte ont aussi été observées par Fromard *et al.* (2004) à partir de l'analyse d'images satellites et des écosystèmes de mangrove. Les raisons de ces évolutions à long terme ne sont pas encore clairement établies mais elles pourraient impliquer le jeu de paramètres locaux dans les interactions entre les vagues et les bancs de vase qui induisent des réajustements du budget sédimentaire côtier.

2 Le delta du Mékong

Si les dynamiques hydro-morpho-sédimentaires de la C-A-O sont peu impactées par l'Homme, il en va tout autrement du delta du Mékong qui, lui, connaît depuis notamment la fin des années 1990' des modifications très importantes d'origine anthropique qui en font aujourd'hui un delta à forte vulnérabilité, d'après la synthèse de Syvitski *et al.* (2009). Dans le cas spécifique du Mékong nous nous sommes intéressés à l'édifice deltaïque lui-même en nous focalisant sur le bilan sédimentaire des chenaux sur une décennie et l'impact de ses fluctuations sur le littoral.

Le Mékong prend sa source dans la province chinoise du Yunnan, sur la marge orientale du plateau du Tibet. Le fleuve traverse six pays (Chine, Thaïlande, Birmanie, Laos, Cambodge et Vietnam) sur 4 500 km (*Figure 6*), et se jette au sud de la Mer de Chine. La tectonique active du plateau du Tibet et le très large bassin versant qu'il draine (environ 832 000 km²) placent le Mékong au 10^{ème} rang mondial pour le débit liquide annuel (environ 470×10⁹ m³) (Milliman *et Syvitski*, 1992; Gupta *et al.*, 2002; Syvitski *et al.*, 2005).

Le delta du Mékong héberge une population humaine d'environ 20 millions (MRC, 2010). Cet édifice est crucial pour la sécurité alimentaire en Asie du Sud-Est. En effet, il concentre 90% de la production rizicole du Vietnam, ce qui place ce pays au second rang des exportateurs de riz mondiaux (General Statistics Office of Vietnam, 2015). Par ailleurs, 60% de la production de fruits de mer du pays est assurée par ce delta (General Statistics Office of Vietnam, 2015). Ces activités agricoles génèrent plusieurs milliards de dollars de chiffre d'affaire chaque année. Le delta concentre d'inestimables ressources écosystémiques (WWF, 2012). Il est un espace privilégié pour la reproduction de nombreuses espèces aquatiques. La biodiversité de ce delta est immense et est classée au second rang mondial, après le delta de l'Amazone (WWF, 2012).

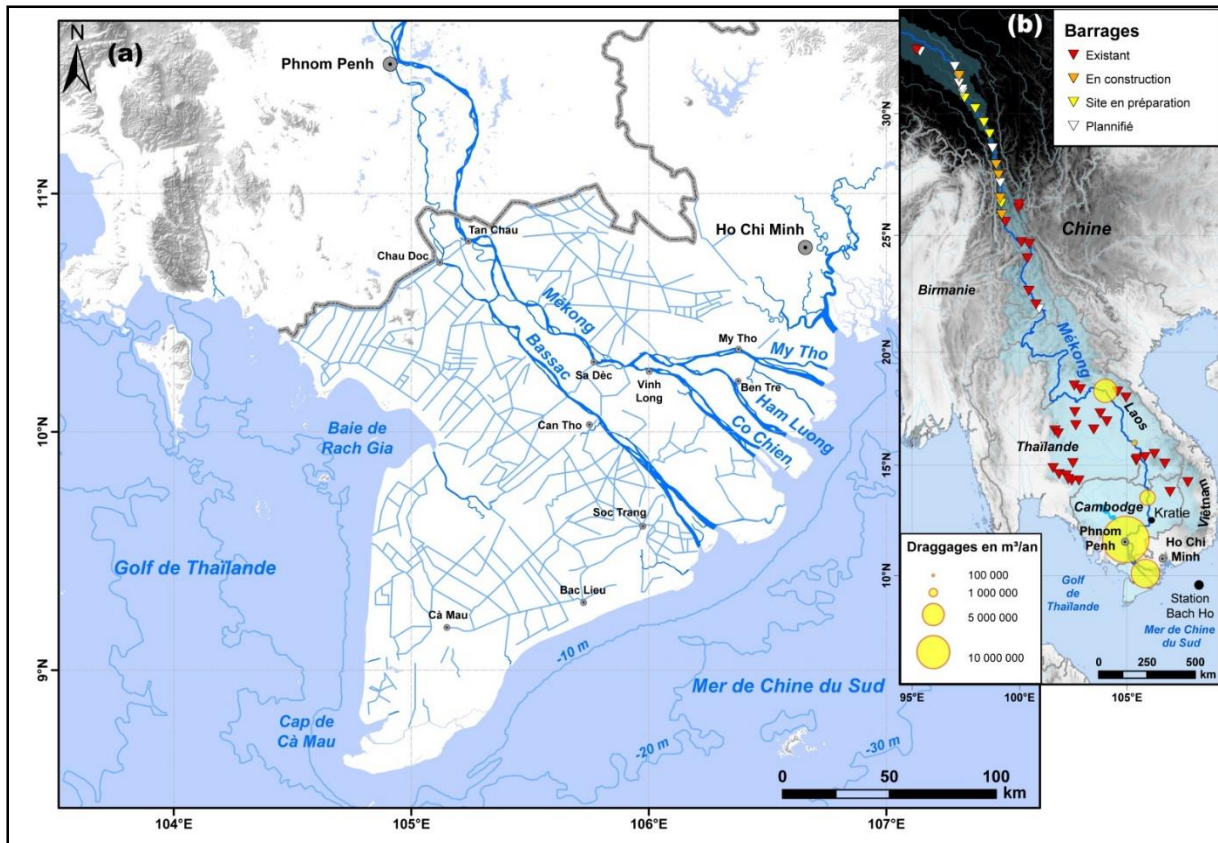


Figure 6 : Le delta du Mékong au Viêt Nam et au Cambodge et le bassin versant du fleuve.

(a) Le delta couvre une superficie d'environ 60 000 km² et présente un réseau dense de digues et de canaux. Le fleuve Mékong présente plusieurs diffluences majeures dans le delta : diffluence entre le Mékong et le Bassac au niveau de Phnom Penh au Cambodge ; diffluences plus en aval entre le Co Chien, le Ham Luong et le My Tho. En comptant les diffluences en domaine estuarien, le Mékong se jette en Mer de Chine du Sud via neuf embouchures.

(b) La carte montre le bassin versant du fleuve et les six pays traversés par ce dernier. Cette carte présente en outre (1) une partie des barrages existants et en cours de réalisation dans le bassin et sur le cours du fleuve (sources : Food and Agricultural Organization (FAO), Programme Aquastat ; International Rivers) ; et (2) les extractions de granulats annuelles estimées par Bravard et al. (2013).

La vulnérabilité tardive du delta du Mékong vient après plus d'une génération par rapport à d'autres delta asiatiques impactés par l'érosion côtière, les submersions marines, la subsidence et la montée du niveau marin, en lien avec la rétention sédimentaire opérée par les barrages hydro-électriques construits dans les années 1970 – 1980 (Wang *et al.*, 2011). Le delta du Mékong est donc un exemple récent et

remarquable d'un espace à forts enjeux sociaux, économiques, politiques, et environnementaux, menacé par l'anthropisation et l'exploitation à outrance des ressources du fleuve et du delta. En effet, la stabilité de ce delta est menacée depuis le début des années 1990 par la mise en œuvre d'une importante série de barrages sur le fleuve Lancang (Mékong chinois) dans les gorges du Yunnan chinois (bassin amont du Mékong). Cette implantation de huit ouvrages au sein du principal bras du fleuve pourvoyeur en sédiments menace directement l'approvisionnement sédimentaire du delta, tout en modifiant considérablement l'hydrologie du fleuve (*Figure 6*). Bien que le programme de construction ne soit pas achevé, les ouvrages déjà présents ont commencé à peser sur la charge sédimentaire charriée par le fleuve et débouchant sur le delta, en particulier depuis la mise en service du barrage de Xayaburi en 2012 (Laos), et ce malgré les pressions du gouvernement Vietnamien et les avertissements de la communauté scientifique. De nombreuses publications ont évoqué les conséquences sociales (Kuenzer *et al.*, 2012), économiques (Grumbine *et al.*, 2012 a et b ; Yong *et al.*, 2012), et écologiques (Ziv *et al.*, 2012) de barrages existants et futurs sur la charge sédimentaire du fleuve (Hoa *et al.*, 2007 ; Kummu *et al.*, 2010 ; Xue *et al.*, 2011 ; Lu *et al.*, 2014 ; Kondolf *et al.*, 2014). De plus, les prélèvements de granulat (sables principalement) directement dans le chenal du fleuve et opérés par l'ensemble des pays usagers du fleuve (en particulier le Cambodge et le Vietnam) jouent un rôle important dans la diminution des apports solides au delta et à la côte (*Figure 6*) (Bravard *et al.*, 2013). Ce dernier point sera l'un des objets d'étude de cette thèse.

Les conséquences des opérations d'aménagement du fleuve et de prélèvement des ressources sédimentaires accroissent la vulnérabilité du delta face à de nombreux risques dont peu d'études jusqu'à présent font mention, comme l'érosion côtière (abordée dans cette thèse) et la subsidence du delta liée aux pompes intensifs des nappes phréatiques pour l'agriculture.

Le delta du Mékong est un édifice qui a progradé rapidement, entre 5300 et 3500 ans BP (*Figure 7*), en mer de Chine du Sud sous l'influence des importants apports sédimentaires du fleuve, passant d'un estuaire à un delta (Nguyen *et al.*, 2000 ; Ta *et al.*, 2002). Cette avancée, supérieure à 200 km, a fait augmenter l'exposition de l'édifice deltaïque à une influence croissante des vagues, ce qui conduit à une forme de progradation récente dominée par la houle et caractérisée par la formation de successions

de cordons de plages dans le secteurs des neuf estuaires à l'Est du delta (Tamura *et al.*, 2010). La progradation vers le large du delta depuis les derniers 3000 ans, sous l'influence croissante des houles, était de l'ordre de 16 m/an dans le secteur sableux des embouchures. Dans le même temps, le transport vers l'Ouest de l'essentiel de la charge vaseuse du Mékong exportée via les estuaires a conduit à une progradation rapide de 26 m/an de la pointe de Ca Mau au Sud-Ouest du delta (*Figure 7*) (Ta *et al.*, 2002 ; Xue *et al.*, 2010). L'arrière-côte et la partie proximale du delta sont caractérisées par deux types de morphologies : (1) l'espace des estuaires, soit 250 km de côte depuis les embouchures jusqu'à Bac Lieu, composé de nombreux cordons de sables, correspondant à d'anciennes plages, avec des dépressions inter-cordons de sables et de sédiments fins ; (2) à partir de Bac Lieu et en direction de l'Ouest, les 350 kms de côtes bordant la Mer de Chine et le Golfe de Thaïlande, caractérisées par une côte essentiellement vaseuse (*Figure 7*).

Le delta est densément aménagé dans sa partie vietnamienne. En effet, il est quadrillé par un réseau dense de canaux d'irrigation et de navigation fluviale interconnectant les différents chenaux deltaïques entre eux et avec la côte du Golfe de Thaïlande. Les effets de ce réseau sur le débit liquide du fleuve et sur la répartition ou la rétention de sédiments fins sont encore méconnus. De plus, les espaces côtiers sont densément peuplés et aménagés. Les forêts de mangroves et les marais côtiers sont aménagés en polders et morcelés en parcelles de bassins aquacoles pour l'élevage de la crevette et des poissons. De nombreux canaux sont aussi connectés à la mer.

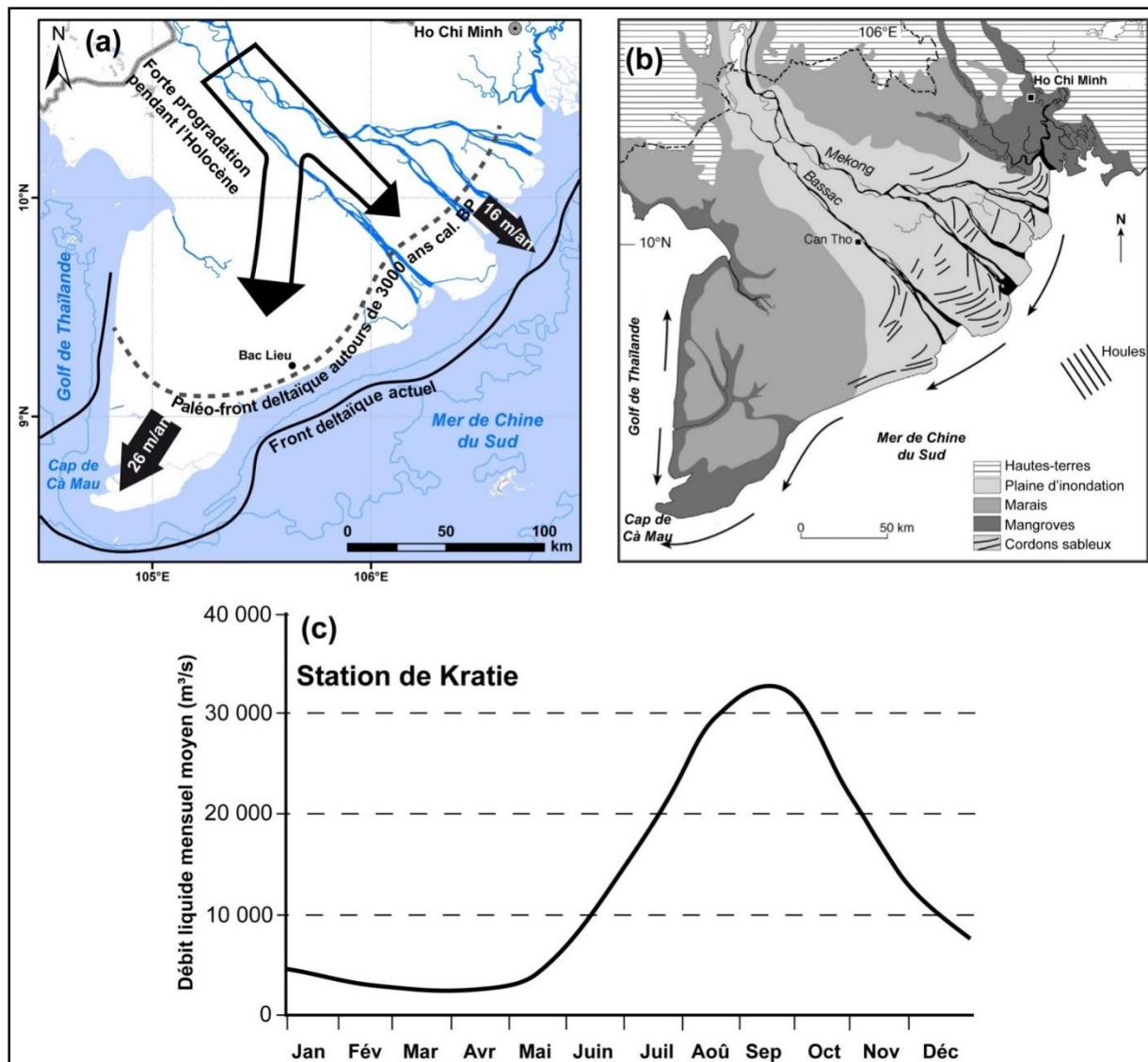


Figure 7 : Progradation Holocène, géomorphologie, dynamique sédimentaire et débit fluvial du delta du Mékong.

(a) Taux de progradation du delta sur les derniers 3000 ans, adaptés de Xue et al. (2010) d'après Nguyen et al. (2000).

(b) Géomorphologie de la partie vietnamienne du delta et direction dominante du transport sédimentaire. La côte est à dominante sableuse au niveau des neufs estuaires (nommée côte des neuf estuaires (9E)), puis devient progressivement dominée par les dépôts vaseux le long de la Mer de Chine du Sud (nommée côte de Mer de Chine du Sud (MCS) entre l'estuaire du Bassac et le cap de Cà Mau) et le long du Golfe de Thaïlande (nommée côte du Golfe de Thaïlande (GdT)). Figure adaptée d'Anthony et al. (2014b), d'après Ta et al. (2002) et Tamura et al. (2012).

(c) Débit mensuel du Mékong à Kratie au Cambodge (voir Figure 1b), d'après MRC (2010).

Le débit liquide moyen du Mékong à Kratie, au Cambodge (*Figure 7*) est de $14\,500\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$. Le régime hydrologique annuel du fleuve est saisonnier (*Figure 7*) avec une période de crue influencée par la mousson de Sud-Ouest de Mai à Octobre. C'est pendant cet épisode de mousson, que l'essentiel des sédiments charriés par le fleuve sont fournis à l'espace deltaïque et à la côte. Les estimations en moyennes annuelles de la charge sédimentaire du Mékong sont très imprécises et sujettes à débat. Suivant les méthodes d'observations et de calculs, ces estimations se situent entre 50 et 160 Mt a^{-1} (Walling, 2008 ; Kummu *et al.*, 2010 ; Xue *et al.*, 2011 ; Milliman et Farnsworth, 2011 ; Wang *et al.*, 2011 ; Koehnken, 2012 ; Ziv *et al.*, 2012 ; Lu *et al.*, 2014). La charge de fond transitant au niveau de Kratie (Cambodge) est estimée à 3 Mt a^{-1} (Koehnken, 2012). La part des sédiments du Mékong déposée dans la plaine deltaïque fortement aménagée du Vietnam est estimée entre 1 %, lors de faibles crues annuelles, et 6%, pour les plus fortes crues, au regard de la charge sédimentaire totale calculée à Kratie (Manh *et al.*, 2015). Des estimations similaires ont été opérées pour la partie cambodgienne du delta, bien moins aménagée que la partie vietnamienne. Ces estimations sont respectivement 19 % et 23 % de la charge totale. Pendant la crue de la mousson de Sud-Ouest, la fraction des vases transportées à la mer est estimée à 48 et 60 % de la charge totale en sédiments. Ces sédiments sont essentiellement stockés sur l'avant-côte proche des estuaires (Wolanski *et al.*, 1998 ; Xue *et al.*, 2012 ; Unverricht *et al.*, 2013 ; Loisel *et al.*, 2014), comme l'illustrent les moyennes décennales (2003-2012) des concentrations en particules en suspensions dérivées des analyses à partir d'images multi-spectrales MERIS (*Figure 8*) (Loisel *et al.*, 2014). La saison sèche, lorsque le fleuve est à l'étiage, est caractérisée par une redistribution vers le Sud-Ouest d'une partie des sédiments fins (*Figure 8*). Les résultats de simulations sur le transport côtier des sédiments montrent qu'actuellement moins de 2 % des sédiments déposés sur l'avant-côte et les estuaires atteignent le cap vaseux de Ca Mau (Xue *et al.*, 2012).

Le delta du Mékong est exposé à des houles faiblement à modérément énergétiques lors de la mousson de Sud-Ouest, en saison des pluies (*Figure 8*). Ces houles génèrent des courants de dérive littorale de faible intensité en direction du Nord. Cette situation favorise le stockage des vases dans le secteur estuarien. La mousson de Nord-Est est caractérisée par un régime de houles bien plus énergétique (*Figure 8*) permettant le transport actif des sédiments vers l'Ouest à partir des estuaires. Ce courant induit par les houles est renforcé par la friction des vents de surface et par les courants de marée

associés à un marnage semi-diurne de 3,5 m en vives eaux au niveau des embouchures, et qui décroît en un marnage diurne inférieur à 1 m dans le Golfe de Thaïlande. La côte du delta sur le Golfe de Thaïlande est relativement épargnée par le régime de houles de la mousson de Nord-Est. Toutefois, le puissant courant de dérive vers l'Ouest a permis des accumulations massives de vases dans le secteur calme du Golfe de Thaïlande depuis 3000 ans (*Figure 8*), donnant la forme asymétrique du delta du Mékong.

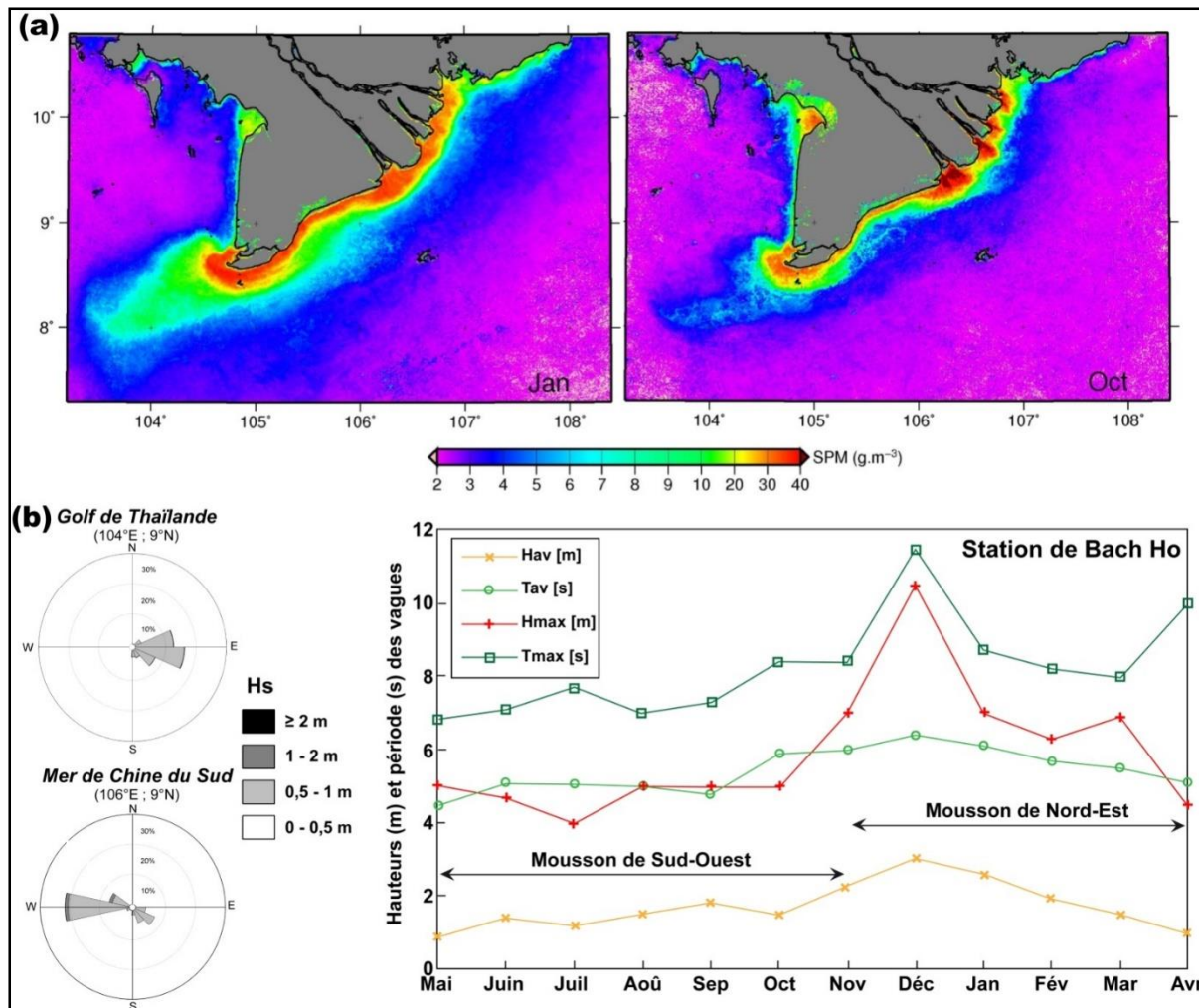


Figure 8 : Flux particulaires et paramètres hydrodynamiques sur le delta du Mékong

(a) Climatologie de la turbidité (Suspended particulate matter (SPM)) des eaux côtières du delta du Mékong estimées pour les mois de janvier (noté « Jan ») et d'octobre (noté « Oct ») à partir des images MEdium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS) du satellite Envisat sur la période 2003-2012. Figures adaptées de Loisel et al. (2014)

(b) Roses des vagues (hauteur significative (Hs) et direction) pour le Golfe de Thaïlande et la Mer de Chine du Sud à partir des prédictions du modèle Wave Watch III sur la période 2003 – 2011, et climatologie mensuelle du climat de houle (hauteur et période des vagues moyennes (Hav et Tav) et maximum (Hmax et Tmax)) à 150 km au large du delta au niveau de la station de Bach Ho en Mer de Chine du Sud. Ce dernier graphique est adapté de Phan et al. (2015).

3 Problématiques de la thèse

Face à ces deux systèmes complexes et différents, nous avons opté pour deux problématiques de recherches.

Dans le cas de la C-A-O, nous nous sommes focalisés sur l'étude des aspects hydro-morpho-sédimentaires des plages de sables de Guyane sous l'influence de la vase d'origine amazonienne. Nous avons choisi deux sites d'étude à enjeux: les plages de Cayenne, plus particulièrement la plage de Montjoly, et le polder rizicole en érosion de Mana. Ces sites fournissent d'excellents exemples de plages sableuses, rares sur la C-A-O, directement et fortement impactées par le système de dispersion des sédiments de l'Amazone. Dans le cas de la plage de Montjoly, nous avons centré notre analyse sur l'observation d'un cycle de rotation de plage sous l'influence de la migration d'un banc de vase. Nous définirons dans le chapitre 2 de cette partie, ce qu'est cette dynamique particulière de rotation, qui domine le comportement de nombreuses plages de baie à travers le monde. Dans le cas du second exemple d'étude, les dynamiques hydro-morpho-sédimentaires des plages de chenier pendant les phases inter-bancs sont très difficiles à documenter car les sites naturels se trouvent au-devant de vastes forêts de mangrove et sont bien souvent inaccessibles. Le cas du polder de Mana est aussi tout à fait unique en son genre car il s'agit d'un ancien marais littoral rattrapé par l'érosion côtière continue depuis plusieurs décennies. Il est depuis démantelé avec une rapidité hors norme. La côte en érosion sur ce polder est marquée par la formation d'un chenier, et l'objet de cette étude sur ce site est de déterminer les dynamiques hydro-morpho-sédimentaires de ce type de plage dans un contexte fortement anthropisé. Nous n'avons pas choisi ces sites pour leurs seuls intérêts géomorphologiques. Il s'agit de sites fortement aménagés et il nous a semblé indispensable d'évaluer les conséquences de l'aménagement, certes ponctuelles, sur la stabilité de ces plages face au dynamisme du plus vaste système de dispersion de sédiments au monde.

Nos études sur ces deux sites sont basées sur des travaux de terrains et d'exploitation d'une base de données historiques d'images satellites et aériennes. Nous avons par ailleurs développé une méthode inédite de suivi très haute résolution de la plage de Montjoly par photogrammétrie aéroportée, offrant de nouvelles alternatives aux suivis en haute résolution, mais hélas fort coûteux, de la méthode LIDAR. Ces

développements méthodologiques font l'objet de publications en cours. L'ensemble de ces travaux ont été financés par divers projets entre 2013 et 2014. Le projet « Suivi de la morphodynamique des plages sableuses sur les espaces côtiers urbanisés de Guyane : approche originale par photogrammétrie et DGPS comparés » financé par les appels à projet internes du CNRS CEREGE. Ceux-ci ont permis de lancer nos premières campagnes en Octobre 2013 et de mettre en place les méthodes de photogrammétrie aéroportée sur les plages de Cayenne. Ensuite, le projet « GUIASANDBEACH » financé par la Pépinière Interdisciplinaire de Guyane (PIG) et le projet Belmont Forum « Catalyzing action towards sustainability of deltaic systems with an integrated modeling framework for risk assessment » (DELTA) financé par l'ANR ont permis de poursuivre les observations sur nos deux sites d'études pendant l'année 2014. Ce travail de thèse est l'aboutissement des travaux de recherche engagés grâce à ces projets.

Dans le cas du delta du Mékong, ces travaux de thèse traitent de la thématique régionale de la stabilité et du devenir du troisième plus vaste delta du monde. Ne pouvant intervenir sur l'ensemble des problématiques de stabilité du delta au regard de l'étendue des recherches à mener, nous nous sommes focalisés sur la question nouvelle, et très sensible politiquement, de l'extraction massive et non contrôlée des sédiments de la charge de fond et du lit mineur des chenaux deltaïques. En effet, il s'agit de travaux inédits sur un système où les données sur l'impact anthropique sont encore lacunaires. Nous avons basé notre étude sur des données originales de bathymétrie fluviale non exploitées des deux bras principaux du Mékong dans le delta : (1) le Mékong (ou Tien Giang en vietnamien) et son prolongement avec le bras de My Tho, et (2) le Bassac. En outre, ces travaux de thèse s'intéressent aussi à la mobilité récente (2003 – 2011) des côtes du delta et s'interrogent sur la vulnérabilité globale du delta et des causes de sa déstabilisation. Ces travaux s'inscrivent dans la continuité de travaux de recherches engagés lors d'un Master en Science de l'Environnement Terrestre en 2012 et publiés après réévaluation en 2014 dans le cadre de la thèse. Les travaux sur le Mékong ont été financés par deux projets majeurs : le projet Fond Français pour l'Environnement Mondial (FFEM) « Decision support for generating sustainable hydropower in the Mekong basin » porté par Worldwide Fund for Nature (WWF) et la Mekong River Commission (MRC), puis le projet Belmont Forum et ANR « DELTA ».

4 Plan de la thèse

La thèse est segmentée en cinq parties, elles-mêmes déclinées en chapitres et en sections. Nous aborderons dans un premier temps, au travers d'une partie introductive, le contexte général des études. Cette partie est segmentée en deux chapitres : le premier introduit les contextes régionaux, présente les problématiques de ce travail et le plan du manuscrit ; le second résume l'état des connaissances relatives à nos sites d'études et comprend, dans le cadre de Guyane, une introduction générale concernant les différents types de plages sableuses.

La seconde partie du manuscrit décrit, au travers de sept chapitres, les méthodes utilisées pour réaliser cette thèse. Le chapitre premier résume l'ensemble des méthodes appliquées à chaque site. Les chapitres suivants s'attachent à décrire en détail ces différentes méthodes. Cette deuxième partie est conséquente et disproportionnée par rapport au reste de la thèse car nous avons employé de nombreuses techniques pour mener à bien notre étude et nous détaillons en outre nos développements en photogrammétrie aéroportée, méthode novatrice et dont les résultats, en matière de développements techniques, sont en cours de publication.

La troisième partie traite des résultats obtenus pour nos sites d'études. Elle comprend trois chapitres majeurs dont deux sur la C-A-O et le dernier sur le delta du Mékong. Le premier chapitre reprend nos résultats concernant les développements de la photogrammétrie aéroportée et l'étude des processus hydro-morpho-sédimentaires sur la plage de Montjoly. Le chapitre 2 détaille nos résultats sur la dynamique côtière dans l'Ouest guyanais et sur les processus hydro-morpho-sédimentaires sur le polder en érosion et le chenier associé. Le chapitre 3 expose nos résultats, déjà publiés, concernant l'évolution morpho-sédimentaire des chenaux deltaïques du Mékong.

La quatrième partie de ce manuscrit est une discussion des résultats avancés dans la partie 3. Elle est composée de quatre chapitres traitant respectivement : des potentialités de la méthode de photogrammétrie aéroportée haute résolution pour l'étude des environnements côtiers ; du processus de rotation de la plage de Montjoly au regard d'un modèle conceptuel précédant (Anthony et Dolique, 2006) ; des processus d'érosion et de la morpho-dynamique des cheniers dans le contexte très aménagé du polder de

Mana dans l'Ouest guyanais ; et enfin des conséquences sur la stabilité du delta des prélèvements de granulats, et plus généralement de la dynamique côtière en phase de recul, et de la stabilité globale de l'édifice deltaïque face à l'anthropisation croissante et à la réduction des apports sédimentaires du fleuve.

Enfin, la cinquième partie de ce manuscrit porte sur nos conclusions et nos perspectives.

Chapitre 2 : Présentation et état des connaissances sur les sites d'étude

1 Les plages de sables en Guyane : notions générales, la plage de baie de Montjoly et les cheniers de l'Ouest guyanais

1.1 Les corps sableux de la C-A-O

Les corps sableux de la C-A-O sont de trois types : (1) les cheniers qui constituent d'étroits et discontinus cordons de plage formés dans des zones inter-bancs en érosion et à proximité relative d'une source de sable, (2) les plages d'estuaire, ou cheniers larges et relativement pérennes, qui se forment au droit des estuaires des fleuves pourvoyeurs de sables, (3) plus rares, des plages de baies enserrées dans des caps rocheux, en Guyane exclusivement. Ces dépôts sableux, influencés par les houles comme toute plage de sables en général, sont larges de 10 à 100 m, bien qu'il soit possible d'observer localement des engraisements ou pertes temporaires de sables comme lors d'un phénomène de rotation de plage sous l'influence d'un banc de vase. Les plages de baies seront discutées plus en détail plus loin lorsque nous aborderons le site de la plage de Montjoly.

Les sources de sédiments pour les cheniers relatifs sont les petits cours d'eau côtiers ou les larges chenaux de marée qui remanient les cordons de sables plus anciens à l'intérieur des terres et réexportent les sables à la côte (Anthony *et al.*, 2014a). Au Surinam et au Guyana, les cheniers sont constitués de sables mais aussi de débris de coquillés. A des échelles de temps décennales et multi-décennales, la succession de phases de banc et d'inter-bancs impliquent d'importants changements morphologiques liés aux déplacements des estuaires de fleuves secondaires qui peuvent faire varier les points de réinjection des sables sur la côte. Les cheniers se forment le long des littoraux où la vase prédomine. Sur la C-A-O, ils apparaissent lorsque deux bancs de vase sont séparés par un espace inter-bancs (*Figure 9*) (Anthony *et al.*, 2014a). Généralement, la formation des cheniers sur les autres grandes côtes à cheniers du monde (essentiellement les grands deltas comme le Mississippi, l'Orénoque, le Chao Phraya, le Yangtse), est liée aux alternances entre des conditions de faible agitation côtière induisant la formation de

dépôts vaseux et une forte agitation créant une resuspension et le dépôt des sables en cordons par-dessus ces dépôts vaseux. La situation est différente sur la C-A-O, où les cheniers se forment uniquement dans les espaces inter-bancs sur des dépôts vaseux en érosion. Les cheniers sont communément sujets à une migration active vers l'intérieur impliquant des débordements par les vagues lors de la pleine mer lorsqu'ils se forment sur des espaces de marais littoraux très ouverts. Lorsque les cheniers se forment au-devant de forêts de mangrove en érosion, ils migrent peu vers l'arrière. Les formes éoliennes sont peu marquées. Lorsque les cheniers ne sont pas sujets aux débordements, la partie subaérienne de la plage est rapidement colonisée par la végétation (notamment *Canavalia maritima*, *Ipomoea imperati* et *Ipomeapes-caprae*) qui constitue un frein à la dynamique éolienne, de surcroît dans le contexte très humide des Guyanes. De plus, ces dépôts sont constitués de grains fins à grossiers incluant des débris de coquilles, gênant la déflation éolienne. Nous nous sommes intéressés à l'évolution d'un chenier actif situé sur un polder rizicole en érosion dans l'Ouest Guyanais. Ce site sera présenté plus loin.

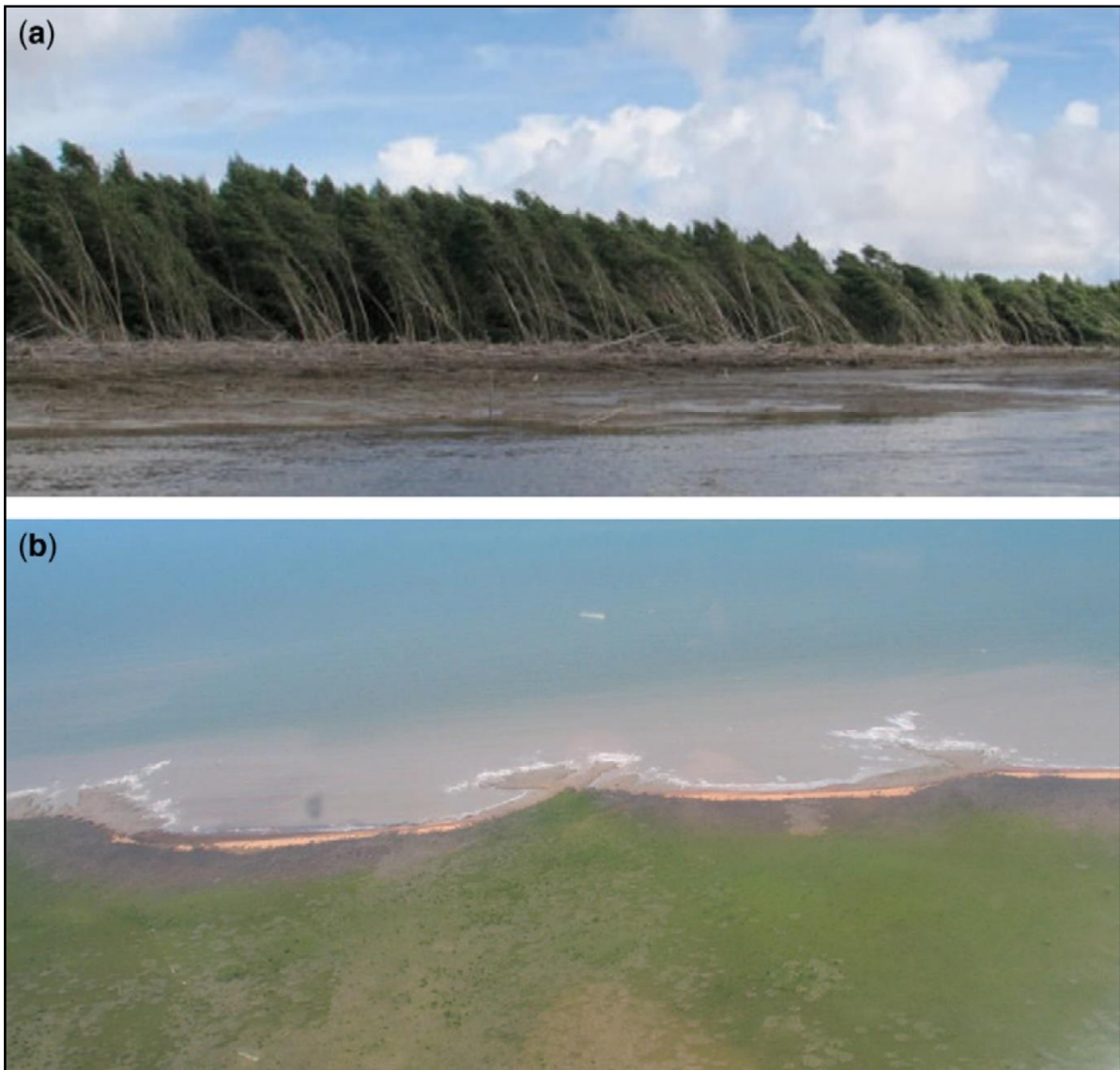


Figure 9 : Photographies de côtes en phase inter-bancs et de plages de chenier sur la C-A-O

(a) Forêt de Mangrove déboisée par l'érosion du substrat vaseux.

(b) Formation de « baies » d'érosion pendant une phase inter-bancs et comblement du fond de ces dernières par des dépôts sableux, des cheniers. Les cheniers sont sujets au recul par le débordement des vagues à marée haute.

Figures reprises d'Anthony et al. (2014a).

Sur le delta de l'Orénoque, mais aussi sur les côtes du Surinam et du Guyana, où d'importants stocks de sables sont exportés par ces fleuves, de nombreux cheniers sont incorporés au sein de la plaine côtière en progradation (*Figure 10*). Au Surinam, les dépôts sableux pléistocènes apparaissent comme très similaires aux dépôts de la plaine côtière récente (Wong *et al.*, 2009). Augustinus (2004) distingua trois phases d'accrétion vaseuse

(Figure 10) entre le milieu et la fin des formations holocènes dites Coronie (soit < 6000 années BP), et séparées par des ensembles de cheniers. Cette séparation suggère que les phases de sédimentation sableuse côtière alternent avec les phases de sédimentation vaseuse sur de longues périodes. Plusieurs facteurs ou combinaisons de facteurs sont invoqués pour expliquer ce phénomène. Parmi eux, les fluctuations des débits fluviaux liquides et solides, ainsi que les changements dans les caractéristiques des bancs de vase, telle qu'une migration plus lente. Des ensembles de dépôts aussi massifs sont peu développés en Guyane et sur l'Amapá au Brésil où les fleuves sont comparativement moins compétents. Pujos *et al.* (2000) ont conclu que ces sables ne sont pas issus du vannage des bancs amazoniens en migration, mais proviennent exclusivement des rivières locales, à l'ouest de l'Amazonie, drainant la plaine littorale quaternaire ainsi que le bouclier cristallin des Guyanes adjacent.

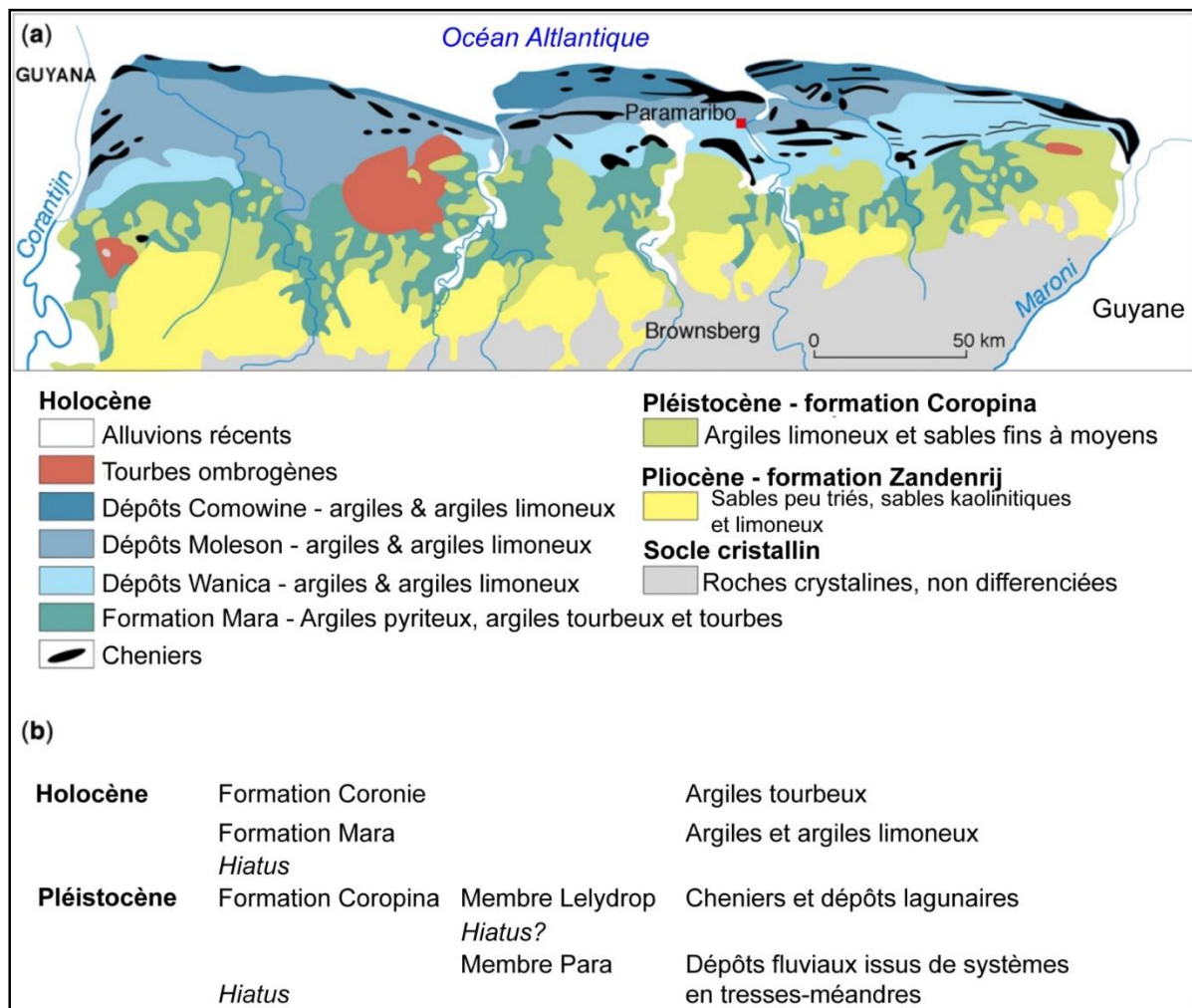


Figure 10 : Géologie de la plaine côtière au Surinam (adaptée de Wong *et al.* (2009)).

Les plages d'estuaires formées au droit de larges estuaires, comme le Maroni, le Surinam et le Corantijn (*Figure 11*), sont des dépôts relativement pérennes comparés aux cheniers. Ces plages sont caractérisées par des processus dominés par le déferlement des vagues à la côte, mais dans des conditions moins agitées que sur les côtes ouvertes, induisant peu ou pas de débordements. Ces plages sont les principaux lieux de ponte des tortues marines sur la C-A-O. La pérennité de ces plages est liée aux effets des jets fluviaux sur le déplacement des bancs de vase. Les débits des fleuves comme le Maroni (environ $1700 \text{ m}^3/\text{s}$ en moyenne), combinés aux flux tidaux, génèrent un effet d'« épi hydraulique » (Anthony *et al.*, 2013) où le jet fluvial entraîne une diversion des bancs de vase.

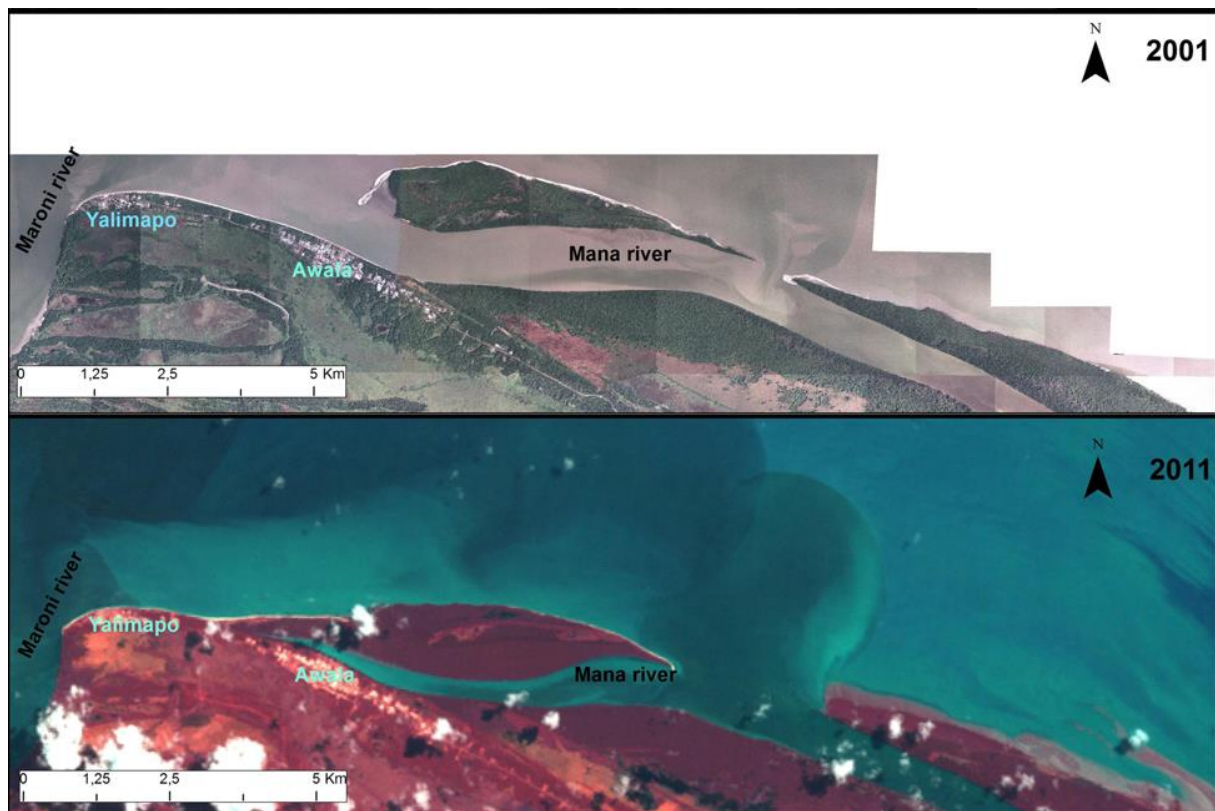


Figure 11 : Plage de baie d'Awala-Yalimapo et évolution d'une flèche vaseuse sur la C-A-O, d'après Peron (2014).

1.2 La plage de Montjoly

Si 80% des littoraux du globe sont caractérisés par des affleurements rocheux (Ruiz de Alegria-Arzaburu et Masselink, 2010), les 1600 km de littoral de la C-A-O constituent un bel exemple d'une côte meuble et périodiquement envasée. Les communes de Cayenne et de Rémire – Montjoly, en Guyane, font partie des deux plus importantes avancées rocheuses du département ; l'autre étant une petite baie à Kourou, sur ces 1600 km de littoral vaseux (*Figure 12*). L'île de Cayenne, ancien vocable matérialisant cette avancée et datant de l'époque coloniale où les fleuves Mahuri à l'Est et le Cayenne à l'Ouest étaient interconnectés par un bras aujourd'hui comblé, comporte plusieurs plages sableuses, encadrées par des caps rocheux, dont celle de Montjoly (*Figure 12*). Le socle de l'île de Cayenne est constitué de roches métamorphiques (migmatites et granulites), constituant les caps élevés et escarpés s'avancant en mer et les hauts fonds rocheux situés près du rivage (*Figure 12*). Les plages encadrées par des caps rocheux sont communément appelées « plages de poche » pour les plus petites d'entre elle (de l'ordre d'une dizaine à quelques centaines de mètres de long), et « plages de baie » pour les plus longues (de quelques kilomètres à plusieurs dizaines de kilomètres).

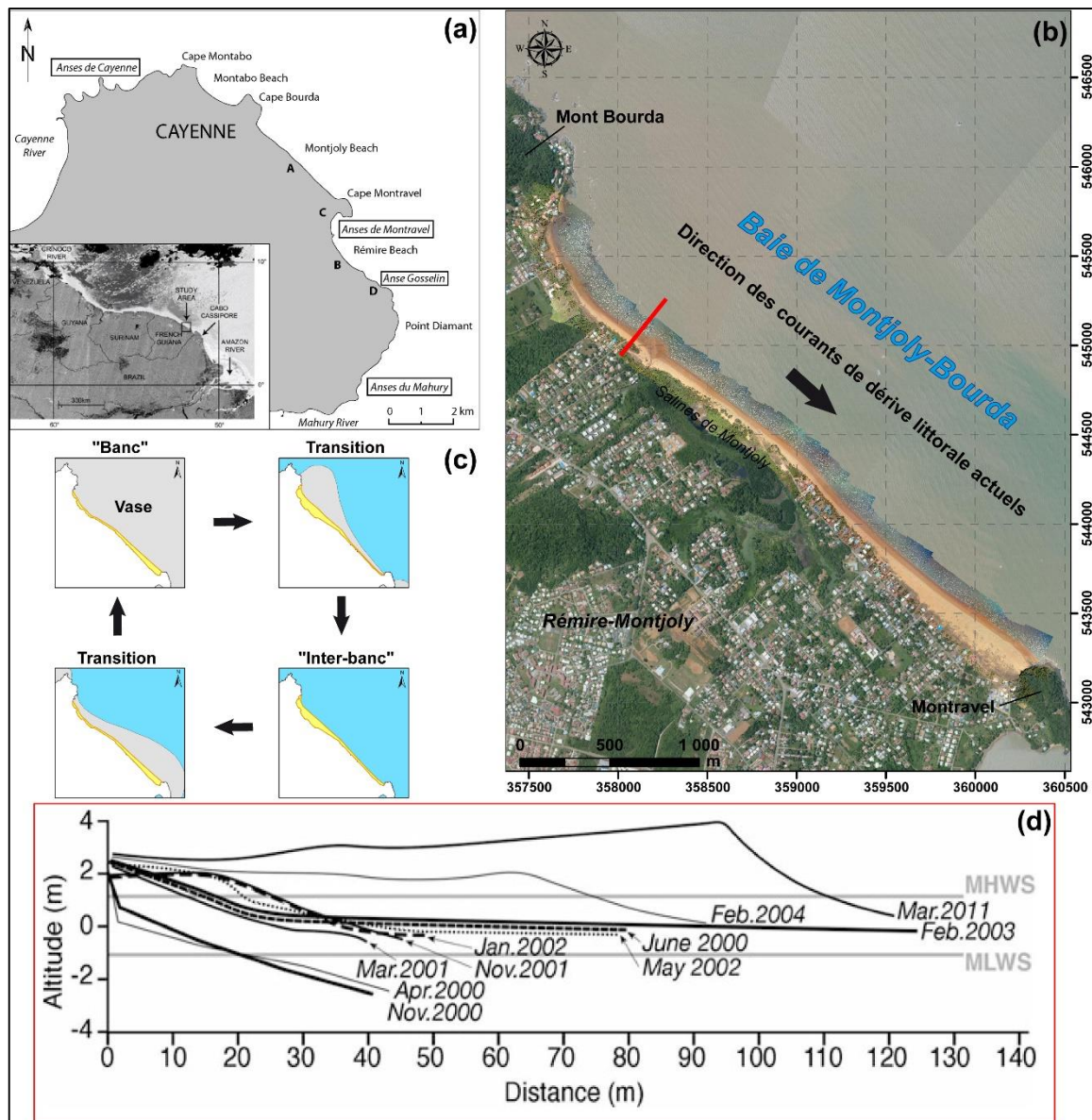


Figure 12 : Présentation de la plage de Montjoly près de Cayenne et processus de rotation de plage induit par la migration d'un banc de vase.

(a) Localisation générale de « l'île de Cayenne » sur la C-A-O dans le contexte du système de dispersion des sédiments de l'Amazone (d'après Anthony et Dolique, 2006).

(b) Plage de Montjoly sur la commune de Rémire-Montjoly à l'Est de Cayenne. Cette plage de baie est encadrée par deux caps rocheux, les monts Bourda et Montravel, et comprend un espace lagunaire en sa partie centrale, les Salines. L'image de la plage est issue d'une orthophotographie haute-résolution produite lors de nos développements en photogrammétrie SfM (détaillé plus loin) en octobre 2014. La plage montre clairement un engraissement préférentiel vers le Sud-Est.

(c) Modèle de rotation de plage sous l'influence d'un banc de vase (voir Anthony et Dolique (2004)).

(d) Evolution d'un profil de plage depuis avril 2000 dans le secteur Nord-Est de la plage (transect en rouge sur la carte (b)) montrant des phases d'érosion sévères (novembre 2000) et d'accrétion importantes (février 2003), adapté de Anthony et Dolique (2004).

Le littoral de l'île de Cayenne est caractérisé par des caps rocheux séparant des baies, dont le fond est délimité par un cordon sableux, auquel est accolée une plage (Anthony et Dolique, 2004). La côte Nord présente des plages de poches très abritées, peu mobiles sur le plan morphodynamique (Anthony et Dolique, 2004), tandis qu'à l'Est les plages de baie de Montabo, Montjoly et de Rémire - Gosselin sont plus longues et plus dynamiques du fait de leur plus grande ouverture aux houles du large. Les cordons sableux en fond de baie sont généralement adjacents à des dépôts fini-pléistocènes d'argiles rouges indurées (voir travaux préliminaires de datation des paléo-cordons de sables guyanais par la méthode OSL ci-dessous). L'érosion du cordon sableux peut conduire à exposer localement ces dépôts dans la zone d'arrière-plage (Anthony *et al.*, 2002). Les plages de Cayenne sont caractérisées par des sables quartzeux de granulométrie fine à grossière et relativement uniformes. Les minéraux lourds prennent une part variable, et une infime fraction de coquillages (inférieure à 1 %) est présente dans ces sédiments. L'origine des sables de ces plages comme l'indique Pujos *et al.* (2000) est donc locale. Il s'agit sans doute du fleuve Mahury situé à l'Est de l'île de Cayenne. Des travaux en cours dans le cadre des projets PIG GUIASANDBEACH (2014) et GUIACHENIER (2014) ont permis de dater par des méthodes de Luminescence Optiquement Stimulée (OSL) les sables de falaise d'érosion exhumées en arrière cordon à l'occasion d'événements de tempête. L'âge de ces sables pour les plages de Montjoly et de Rémire-Gosselin est d'environ 120 000 années BP. Ces résultats préliminaires semblent indiquer que l'approvisionnement en sables par le Mahury de ces plages est faible et que le stock de sédiments de ces plages est limité.

Le plus long de ces cordons enserrés entre les caps rocheux est celui de Montjoly (3,7 km). Il est le seul à être associé à un système de lagune, les Salines de Montjoly (*Figure 12*). La morphologie de cette plage est étroitement associée à un phénomène de rotation de plage très particulier car lié à la migration de banc de vase amazonienne. La dynamique de rotation est résumée dans la *Figure 12*. La rotation est un phénomène qui a fait l'objet de nombreuses publications ces dernières années qui se réfèrent à des redistributions de sables, par la dérive littorale, au sein d'une plage de baie liées à des changements d'ordres saisonniers à pluriannuels, de la direction d'approches des vagues d'ordre météorologique (Thomas *et al.*, 2014). La rotation des plages de l'île de Cayenne est

unique au monde, car non liée à une modification du climat de vagues mais à l'influence des bancs de vase. Lors du passage de bancs de vase, l'hydrodynamisme lié à la houle et affectant normalement la plage est fortement modifié par la couverture vaseuse (Anthony et Dolique, 2004). A court terme (de l'ordre de quelques mois à quelques années), la vase peut séquestrer le sable érodé depuis la plage, mais l'érosion ultérieure de la vase conduit à la libération de ce sable qui réintègre le budget sédimentaire du cordon. Anthony et Dolique (2004) ont mis en évidence le fonctionnement de cette plage, et des deux autres plages de baie, sous l'influence du système de dispersion des sédiments de l'Amazone, à partir d'observations de terrain et par photo-interprétation sur l'ensemble d'un cycle de rotation. Leur modèle comprend quatre phases : banc, inter-bancs, et deux phases de transition (*Figure 12*).

- **Phase dite de transition inter-bancs → banc : approche d'un banc de vase par l'Est de la plage**

Un banc de vase approchant par le Sud-Est (SE) dissipe de plus en plus l'énergie des vagues au large de l'extrémité Sud-Est de la plage. À contrario, le Nord-Ouest (NO) reste pleinement exposé aux houles. Il y a alors un gradient décroissant NO → SE dans la hauteur de déferlement des vagues, associé à un effet de diffraction (Anthony *et al.*, 2002). Cette situation conduit à générer un « contre-courant » de dérive littorale vers le SE, en opposition à la direction de dérive « normale » vers le NO induite par l'obliquité des vagues d'E/NE générées par les alizés. Il en résulte une érosion du NO de la plage d'autant plus intense pendant la saison de houles de haute énergie (décembre à mars). Ce contre-courant de dérive littorale transporte progressivement les sables érodés le long du rivage vers l'extrémité SE, où ils s'accumulent avant d'entamer un comblement de la partie centrale. Le gradient décroissant NO → SE dans la hauteur de déferlement, et le « contre-courant » de dérive littorale qui s'ensuit, pourrait être dû à la réfraction différentielle des vagues et à leur dissipation par le banc de vase dans l'avant-côte car en effet, l'approche d'E/NE des vagues change peu. Cette constatation de raison mérite d'être étayée par des données hydrodynamiques, bathymétriques et de modélisation de la houle dans ce contexte vaseux.

- **Phase dite de banc : envasement de la baie et fixation des morphologies de plage**

Lors de cette phase, la plage de Montjoly est complètement sous l'emprise de la vase (*Figure 12*). La vase poussée vers le rivage par les vagues affecte d'abord la partie subtidale, puis intertidale, conduisant à une abondante couverture vaseuse en fond de baie. Il en résulte une situation où la plage est complètement isolée de l'influence de la houle, reportée sur la frange océanique du banc (Anthony et Dolique, 2004) à plusieurs centaines de mètres au large au regard des dimensions moyennes d'un banc de vase. Durant cette phase, la morphologie de la plage est quasi-complètement fossilisée sous les dépôts de vases que la mangrove peut coloniser très rapidement (Proisy *et al.*, 2009, Gardel *et al.*, 2011).

- **Phase dite de transition banc → inter-bancs : départ du banc de vase, nettoyage de la baie et libération progressive des sédiments**

Le cap rocheux de l'extrémité NO de la plage (Mont Bourda), du fait de son orientation quasiment perpendiculaire aux vagues d'E/NE en terminaison de la cellule de dérive littorale (*Figure 12*), piège de la vase appartenant à la partie distale du banc en migration vers le NO. Ceci atténue l'énergie des vagues incidentes dans ce secteur NO de la plage. Le secteur SE est alors caractérisé par une zone subtidale peu profonde, où la couche de vase résiduelle est plus fine. Cette situation permet à des vagues d'énergie modérée lors de la pleine mer d'atteindre la plage et d'initier un transit vers le N des sédiments. De décembre à mars, où les vagues les plus énergétiques sont observées, la plage est en situation de recul et d'amaigrissement dans ce secteur. Ce dernier est par conséquent le plus exposé aux phénomènes de submersion et d'érosion côtière. De plus, le gradient décroissant NO → SE de la hauteur de déferlement des vagues (1 à 1,5 m au SE, < 10 cm au NO) renforce le potentiel de transport sédimentaire du courant de dérive littorale « normale » du SE vers le NO (Anthony et Dolique, 2004). Cette situation mène à des formes inédites de plaquage sableux sur des dépôts vaseux, effondrés en graben qui dérivent vers le N de la plage à mesure que le banc se déplace vers l'Ouest (Anthony et Dolique, 2006).

- **Phase dite d'inter-bancs : plage exposées aux houles et retour de l'hydrodynamisme normal**

Les dépôts vaseux sont progressivement (sur plusieurs mois) démantelés par les vagues (*Figure 12*), en particulier de décembre à mars. Cette érosion et liquéfaction de la

vase se poursuivent jusqu'à un désenvasement de la baie, aidé par le déficit vaseux caractérisant la phase d'inter-bancs. La plage est alors exposée à la dynamique océanique normale des vagues E/NE. Elle a alors un comportement plus classique, caractérisé par un cycle saisonnier d'amaigrissement et d'engraissement en fonction de l'énergie de la houle, et un courant de dérive littorale « normal » vers le NO (*Figure 13*) (Anthony et Dolique, 2004).



Figure 13 : Photographie aérienne oblique prise en 2011 montrant l'urbanisation et les protections disparates, et inefficaces, du secteur Nord de la plage de Montjoly.

Autre élément morphologique important de la plage de Montjoly, la lagune des Salines, peut être classée comme une lagune «perchée à brèche occasionnelle» (Cooper, 2001), car son fond est peu incisé et son chenal est sujet à une ouverture intermittente lorsque le niveau d'eau de la lagune s'accroît en saison humide (Anthony et Dolique, 2004). Le marnage sur la côte est de l'ordre de 3 m en vive-eau, ce qui permet une salinisation des eaux de la lagune en saison sèche malgré ce caractère perché du lit. Néanmoins, la vidange de la lagune en saison des pluies peut être entravée par une forte accumulation sédimentaire dans le secteur nord-ouest de la plage de Montjoly, là où est situé l'exutoire de la lagune. Par conséquent, les débordements en saison des pluies de

cette lagune peuvent être importants et créer des inondations dans les espaces d'arrière cordon urbanisés.

La plage de Montjoly, comme l'ensemble des plages de Cayenne et de Rémire-Montjoly, est fortement aménagée. Les cordons de sables sont des espaces densément bâtis et sujets aux risques d'érosion côtière notamment pendant les phases de transition lorsqu'un banc de vase se met en place ou se retire. La quasi-totalité des habitations en front de mer sont pourvus d'enrochements de protection mis en place plus ou moins hâtivement lors d'épisodes érosifs précédents. Ces structures posées par à-coup et peu entretenues, peuvent jouer sur la dynamique hydro-morpho-sédimentaire des plages, en particulier lorsque la rotation liée aux bancs de vase est amorcée. Enfin, les stocks de sables des plages sont régulièrement et illégalement prélevés pour servir de matériaux de construction.

Dans le cadre de cette thèse, nous proposons de documenter en détail le cycle de rotation pendant la phase de transition inter-bancs → banc et le début de la phase de banc à l'aide d'observations de terrain denses sur un suivi d'une année.

1.3 Le polder rizicole de Mana et les côtes à cheniers de l'ouest guyanais

Bien moins documentée que les plages de l'île de Cayenne dans la littérature, la zone comprise entre l'Organabo et le Maroni (*Figure 14*), est constituée de plaines basses de 10 à 20 km de large. Ce sont des terrains sédimentaires récents, pour la plupart quaternaires, et dont l'altitude ne dépasse pas 25m (Creocean, 2008). Boyé (1953) fait la distinction entre quatre grandes unités morphologiques sur cette zone. Seulement trois seront détaillées, la quatrième ne concernant pas, stricto sensu, la zone littorale.

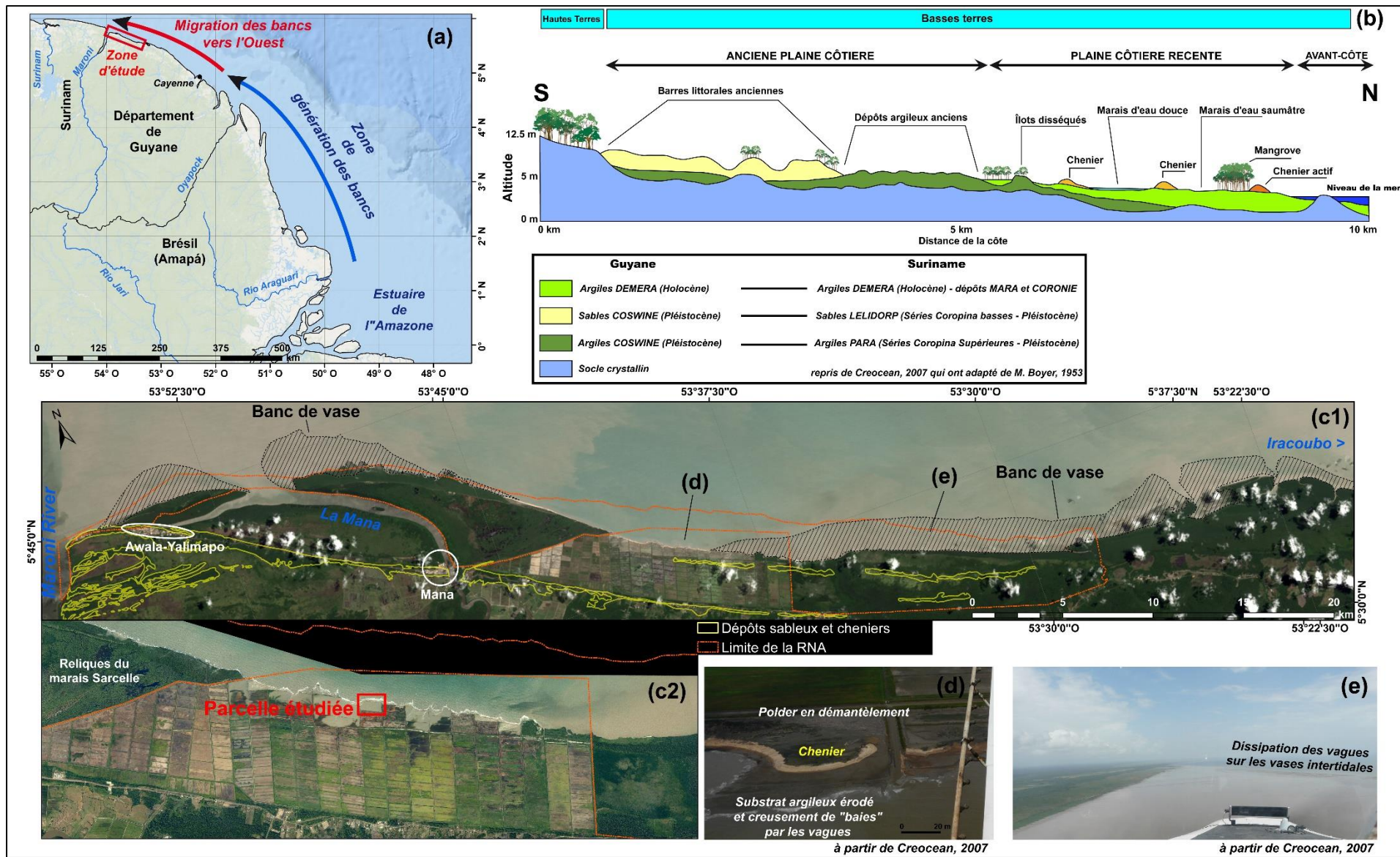


Figure 14 : Présentation de l'Ouest guyanais et du site d'étude sur le polder rizicole de Mana

(a) Localisation du site d'étude sur la C-A-O.

(b) Coupe morpho-structurale de la plaine côtière de l'Ouest guyanais, d'après Boyer (1953) et repris par Creocean (2007).

(c1) Carte générale de la zone d'étude présentant la dynamique banc/inter-bancs et focus (c2) sur notre site d'expérimentation sur le polder rizicole de Mana.

(d) et (e) sont des photographies aériennes de novembre 2007 présentant respectivement le polder en phase d'érosion et le chenier attenant, et le banc de vase à l'Est du polder.

La première unité comprend des espaces de savanes humides et de forêts de mangroves de front de mer situés entre les estuaires de l'Organabo et de la Mana (Boyé, 1953 ; Creocean, 2008). Les savanes humides forment des bandes régulières de terres amphibies de 6km de large environ. Ces espaces sont bordés entre l'Organabo et l'estuaire de la Mana, de cordons littoraux sableux, d'anciens cheniers, de 4 à 5m d'épaisseur, isolant les marécages présents à l'arrière. Ces anciens cheniers sont des marqueurs de la sédimentation holocène (Boyé, 1953 ; Creocean, 2008). L'alimentation en sable des cheniers actifs et anciens provient exclusivement de l'érosion du socle granitique (dôme d'Organabo). Cette zone est une côte basse à marais (< 5m d'altitude) bordé par une ligne de rivage sableux, un chenier (Boyé, 1953 ; Creocean, 2008). Au droit des bancs de vase, dans un profil d'environ 3km entre la mer et la plaine côtière holocène, on observe successivement la mangrove de front de mer, l'arrière mangrove, le marais d'eau saumâtre, le marais d'eau douce et enfin la forêt hydromorphe (Boyé, 1953 ; Créocéan, 2008). Dans les espaces inter-bancs la mangrove a disparu sous le coup de l'érosion, et les formations d'arrière mangrove se trouvent sur la ligne de rivage où se forme un chenier actif (Boyé, 1953 ; Créocéan, 2008). Les espaces de marais qui constituaient la savane Sarcelle ont été densément aménagés à partir du début des années 1970 par la création de vastes polders pour la riziculture en Guyane. Ces côtes sont donc établies sur des argiles marines en provenance des bancs de vase (Prost, 1985) ; cependant dans les espaces de marais on notera la présence de couches plus ou moins épaisses de tourbes, nommées localement « pégasse » qui semblent offrir une relativement bonne résistance à l'érosion côtière (Creocean, 2008).

La seconde unité, selon Boyé (1953) est le cordon littoral sableux que constitue la Pointe Isère. La Pointe Isère qui prolonge les savanes humides de l'unité première est une formation morphologique récente qui s'est développée, semble-t-il, à partir du XVIII^{ème} siècle (Boyé, 1953 ; Creocean, 2008). Morphologiquement, c'est un cordon littoral sableux, témoin du transit littoral Est-Ouest (Boyé, 1953 ; Creocean, 2008). Ce cordon est aujourd'hui partiellement démantelé par l'ouverture vers le N au début des années 2000 de l'estuaire de La Mana, et par le comblement de l'ancien chenal.

La troisième unité correspond aux marais et cordons littoraux entre La Mana et l'estuaire du Maroni (Boyé, 1953 ; Creocean, 2008). A l'Ouest de La Mana, s'alternent mangroves, savanes humides et cordons littoraux. Ces paysages sont similaires à la première unité décrite par Boyer (1953) à la différence que leurs âges et les environnements de dépôts sont différents. En effet, ces dépôts sont plus anciens (les dépôts argileux soutenant les espaces de savanes sont holocènes), à la différence des vases subactuelles décrites dans la première unité (Boyé, 1953 ; Creocean, 2008). Les savanes humides les plus au sud reposent sur des sols presque totalement dessalés. Par ailleurs, les cordons littoraux sont plus abondants et montrent des structures différentes. Excepté le cordon d'Awala, ils se subdivisent en crêtes multiples, et s'incurvent aux abords des fleuves, ce qui tend à indiquer une origine fluviale de leur sable constitutif (Boyé, 1953 ; Creocean, 2008). Le cordon d'Awala est remarquable par sa rectitude et sa largeur (> à 100 m en moyenne) comparé aux cordons plus anciens à l'Est de la Mana. L'origine des sédiments le constituant est probablement de La Mana après remaniement côtier (Boyé, 1953 ; Creocean, 2008). Ce cordon, de par la configuration actuelle de la côte, est indépendant de l'alluvionnement actuel de La Mana. Autre curiosité, comparé à l'ensemble de la côte guyanaise, ce cordon repose non pas sur des dépôts argileux mais plus sur des sables marins quartzeux originaires de la Mana et du Maroni.

Dans cette thèse nous nous sommes focalisés sur l'étude des phénomènes érosifs situés au niveau du polder rizicole. En effet, les problèmes d'érosion ne sont pas récents sur cette côte, où pas moins de 3 bancs de vase ont transité depuis les années 1970 sans créer des conditions de progradation pouvant contrebalancer les phases inter-bancs qui érodent successivement cette côte (Creocean, 2008). De plus, les facilités d'accès à la mer qu'offre l'aménagement du polder permettent une observation fine des processus d'érosion du substrat vaseux et du comportement morphodynamique d'un chenier actif.

2 Le système fluvial deltaïque du Mékong

Le delta commence quand le fleuve devient un système à sédimentation dominante, c'est-à-dire à partir de la diffuence au Sud de Phnom-Penh au Cambodge. A ce point-là, le fleuve se sépare en deux bras principaux: le Mékong et le Bassac (*Figure 6*). Le Bassac est le bras le plus au sud ; il est orienté Nord-Ouest / Sud-Est et est reconnaissable par son tracé très rectiligne. Le Mékong, passant au nord, est appelé Song Tien Giang au Vietnam. Il est marqué par un style alternant entre anastomosant (bifurcation du chenal autours de grandes îles) et à chenal unique. A partir de la ville de Sa Dèc, le Song Tien Giang prend un cours globalement ouest / est et se sépare en trois bras qui se jettent en Mer de Chine. Ces trois bras sont dans l'ordre sud / nord : le Song Cô Chien, le Song Han Luong et le Song My Tho. Ils sont globalement d'orientation nord-ouest / sud-est. La morphologie du chenal (*Figure 6*), large en moyenne de 800 m, est composée de grandes îles mesurant de 1 à plusieurs kilomètres, les plus grandes étant surtout présentes sur la partie centrale du delta. . Le chenal est profond en moyenne de 20 m à l'étiage, pour une largeur moyenne de 800 m. Son plancher comprend une alternance de seuils (10 m de profondeur en moyenne) et de mouilles (30 m de profondeur en moyenne), certaines pouvant descendre jusqu'à -40 m de profondeur dans des secteurs de confluence en aval des grandes îles, où dans certains méandres très prononcés comme près de la ville de Sa Dèc. Les berges des chenaux sont caractérisées par des levées larges de 1 km en moyenne, saillies de brèches en période d'inondation. La plaine deltaïque est très plane, située de 3 à 8 m au-dessus du niveau marin (M.R.C., 2010). Elle présente des bras morts et des marécages (*Figure 7*). Ces plaines sont des espaces extrêmement aménagés (Hoa et al, 2007). Ils sont maillés d'un dense réseau de canaux d'irrigation et de navigation, de digues et de routes. Les canaux permettent de contrôler les inondations pendant la saison des pluies et de favoriser la distribution de l'eau afin d'inonder de vastes zones de rizières et de répandre une partie de la charge en suspension du fleuve sur les parcelles. A la fin de la saison des pluies, les canaux drainent également les surfaces inondées. Il est à noter que la partie vietnamienne du delta est plus densément aménagée que la partie cambodgienne. Par ailleurs ce système de canaux interconnecte le bras principal du Mékong avec celui du Bassac, notamment par le biais du bras de Vam Nao près de la frontière vietnamienne.

Il est à noter par ailleurs que les chenaux du Mékong sont très mobiles et que les problèmes liés à l'érosion des berges sont très nombreux sur ce fleuve. Les extractions de granulats sur le fleuve se chiffrent à plusieurs dizaines de millions de tonnes par an de sédiments, localisées en particulier sur le delta lui-même. A ce titre, le travail de Bravard *et al.* (2013) est très pédagogique et présente un recensement non-exhaustif des activités de dragage et des estimations des volumes prélevés sur le fleuve. Notre étude, réalisée dans le même temps que celle de Bravard *et al.* (2013), s'attache à décrire l'évolution morpho-sédimentaire des chenaux majeurs du Bassac et du Mékong avec sa prolongation sur le bras de My Tho. Ne disposant pas de données sur les autres bras du Mékong dans le delta, comme le Co Chien ou le Ham Luong, nous ne pourrions pas fournir une vision exhaustive de l'approfondissement des chenaux fluviaux sur l'ensemble du delta lié à ces activités de dragage et de prélèvements d'agrégats

Partie II Méthodologie

Cette partie de la thèse détaille nos protocoles d'expérimentation sur les sites d'étude en Guyane et sur le Mékong. Elle comprend sept chapitres expliquant : (1) les protocoles utilisés pour chaque sites et (2) le détail de chaque expérience menée sur le terrain.

Chapitre 1 : Choix des protocoles

L'étude de la dynamique morfo-sédimentaire des côtes de Guyane et du système deltaïque du Mékong fait appel à plusieurs méthodes, détaillées dans cette deuxième partie de la thèse. Nous avons utilisé des méthodes communément employées, d'autre plus innovantes, afin de répondre aux questions de recherche soulevées pour chaque site d'étude (*voir Partie I, Chapitre 1, 3*).

Les méthodes utilisées sont au nombre de sept et seront détaillées à la suite de cette partie introductive. Il s'agit de :

- *La cartographie historique de la mobilité du trait de côte.* Cette approche consiste en une analyse diachronique de la position du trait de côte sur chacun de nos sites en Guyane par interprétation d'images aériennes et satellites. Cette méthode permet d'observer les variations spatio-temporelles de la côte afin d'en déduire la morphodynamique d'un point de vue mécanistique.
- *La photogrammétrie aéroportée.* Il s'agit d'une méthode de restitution de la topographie à très haute définition dont le protocole a été développé avec le concours du service *Sigéo* de l'UMR 7330 *CEREGE*. La méthode est très novatrice car elle permet de produire des modèles morphométriques aussi fins et précis qu'à l'aide des techniques de lasergrammétrie, mais pour un coût financier nettement moindre. Ces développements en photogrammétrie ont été expérimentés en Guyane sur les plages de Cayenne et sur un banc de vase près de l'estuaire du fleuve Sinnamary. *Les relevés topo-bathymétriques.* Indispensable à l'étude morphodynamique d'un environnement, le principe de cette méthode est de représenter la topographie du site étudié à l'aide de *modèles numériques* de terrain

(MNT) exploitables sous SIG. La topométrie est réalisée à l'aide d'un système *GPS RTK* de précision centimétrique sur le site directement. La photogrammétrie remplace avantageusement cette méthode sur les plages de Cayenne.

La constitution de cartes des morphologies en zone subtidale est un complément intéressant aux levés topométriques de surface afin d'appréhender la dynamique morfo-sédimentaire via un continuum d'observations terre-mer. Cette cartographie a été réalisée en octobre 2014 sur les baies de Cayenne à l'aide d'un sondeur bathymétrique couplé à un système *GPS RTK*. Le *CNRS Cayenne*, la *DEAL Guyane*, le *PNRG* et le *BRGM* ont participé à la mise en œuvre de cette cartographie.

- *Hydrodynamisme côtier*. Lien fondamental entre les morphologies observées et leur évolution dans le temps, l'hydrodynamique côtière rend compte des forçages morphogènes externes guidant l'évolution morphologique côtière, comme les vagues et la marée. Les dispositifs de mesures de ces paramètres sont peu nombreux en Guyane. Nous avons, dans le cadre de cette étude, déployé nos propres instruments sur nos sites et nous avons collecté aussi des données hydrodynamiques issues de modèles.
- *Modélisation de la propagation de la houle dans la baie de Montjoly*. A partir des relevés bathymétriques et de plusieurs climats de houles au large issus des données hydrodynamiques collectées, nous avons procédé à la modélisation de la propagation de la houle dans la baie de Montjoly à l'aide du modèle *REF/DIF*. Cette étude fut initiée avec le concours du Prof. Bertrand Millet de l'*UMR 7294 MIO*.
- *Caractérisation de la dynamique morfo-sédimentaire des chenaux fluviaux du Mékong et du Bassac sous influence anthropique*. Dans cette étude spécifique de la dynamique morfo-sédimentaire des chenaux du Mékong et Bassac dans le delta du Mékong, nous avons opté pour une étude diachronique de rares jeux de données bathymétriques sous SIG. Cette étude fut opérée en collaboration avec le WWF et la Mekong River Commission (MRC). La méthode et les résultats de cette étude ont été publiés dans la revue *Geomorphology*. Le *Tableau 1* récapitule les méthodes employées sur chaque site d'étude.

Site	Cartographie historique du trait de côte	Photogrammétrie aéroportée	Topométrie classique par GPS RTK et constitution de MNT	Cartographie de la bathymétrie côtière	Hydrodynamisme côtier	Modélisation REF/DIF	Caractérisation de la dynamique morphodynamique des chenaux fluviaux du delta du Mékong
<i>Plages de Cayenne</i>		X		X	X	X	
<i>Polder de Mana</i>	X		X		X		
<i>Delta du Mékong</i>							X

Tableau 1 : Méthodes utilisées sur chaque site d'étude

L'étude du phénomène de rotation des plages de Cayenne s'appuie sur un suivi de terrain dense s'étendant entre octobre 2013 et octobre 2014 et centré sur la plage de Montjoly. En effet, l'analyse diachronique des rythmes et des morphologies liées à l'envasement de cette baie fut décrite dans plusieurs études, notamment Anthony et Dolique (2006) ou encore Anthony *et al.* (2014a) (*voir Partie I, Chapitre 2, 1*). Nous avons jugé plus intéressant dans cette thèse de nous attacher à observer le processus de rotation à l'aide de méthodes de terrain, d'autant plus que l'opportunité d'observer ce phénomène sur sa continuité est relativement rare. La photogrammétrie aéroportée a apporté une observation complète de la rotation de la plage de Montjoly entre octobre 2013 et 2014 grâce à des rendus morphométriques très haute résolution de la plage et à partir de plusieurs interventions. Ensuite, la cartographie de la bathymétrie des baies de Cayenne offre une observation continue terre/mer des morphologies côtières, observés qu'en octobre 2014 faute de soutien logistique antérieur. Les mesures hydrodynamiques de l'agitation côtière permettent d'analyser les répercussions de l'envasement sur les forçages morphogènes externes. Enfin, une modélisation des conditions d'agitation côtière à partir des bathymétries établies et validées par les données mesurées offre un lien quantitatif avec le modèle conceptuel déjà établi de rotation des plages sous influence des bancs de vase.

Dans l'étude des phénomènes érosifs dans l'ouest guyanais, nous avons commencé en premier lieu, comme pour les plages de Cayenne, par une cartographie historique de la position du trait de côte à petite échelle depuis la fin des années 1970, soit plusieurs dizaines de kilomètres de côtes entre l'estuaire du fleuve *Iracoubo* à l'Est et celui du *Maroni* à l'Ouest. Nous avons ensuite focalisé notre étude sur le comportement érosif d'une parcelle d'un polder rizicole. Ne pouvant faire appel à des opérations de photogrammétrie aéroportée sur ce secteur pour des questions de logistique, nous avons opté pour une méthode de restitution morphométrique plus classique à l'aide d'un GPS RTK. Les études de l'hydrodynamisme furent plus poussées avec le déploiement de plusieurs instruments de mesure afin de caractériser la dissipation de l'énergie des houles sur le chenier.

L'étude de l'évolution des chenaux fluviaux dans le delta du Mékong fait appel, quant à elle, à une méthodologie dédiée qui sera présentée plus loin.

Chapitre 2 : Morphodynamique littorale à moyen terme : apport de l'interprétation d'images aériennes et satellites

Largement répandue, l'interprétation digitale d'images aériennes ou satellitaires numériques est un outil essentiel pour évaluer la mobilité côtière à moyen terme et sur de vastes échelles spatiales. Les bases de données de photographies aériennes argentiques remontent aux premières opérations de photogrammétrie généralisées à un territoire au premier quart du siècle dernier. Ces opérations de cartographie se sont intensifiées avec le développement de nos sociétés industrialisées, créant des bases de données d'images exploitables sur des échelles de temps d'un demi-siècle, voire plus. Ces bases de données sont de plus, complétées par les développements des satellites d'observation de la terre dès 1959 à des fins militaires avec les satellites américains Corona, puis en 1972 à des fins civiles avec la série des satellites Landsat.

L'étude de la morphodynamique côtière par photo-interprétation se base sur la cartographie et l'analyse diachronique de la position de la ligne de côte relevée sur des clichés aériens et satellitaires. Cette méthode s'adapte particulièrement bien aux environnements côtiers dynamiques, vastes et difficiles d'accès. Cette méthode est appliquée à l'Ouest Guyanais et est centré sur le polder de Mana. Le protocole de cartographie et d'analyse de la variabilité temporelle du trait de côte suit plusieurs étapes détaillées dans cette section (*Figure 15*) : en premier lieu, il convient de constituer une base de données géospatiales d'images (ou rasters) à partir de plusieurs sources, libres ou payantes. Le positionnement et la géométrie des images sont ensuite, homogénéisées par géoréférencement ou orthorectification, afin de rendre les images interopérables entre elles. Les traits de côtes, après avoir été clairement définis, sont digitalisés. Des traitements géospatiaux sont enfin opérés afin de décrire la morphodynamique littorale. L'essentiel des opérations de ce type d'étude se déroulent sous logiciels de SIG, ici ArcGIS v10.2 d'ESRI©.

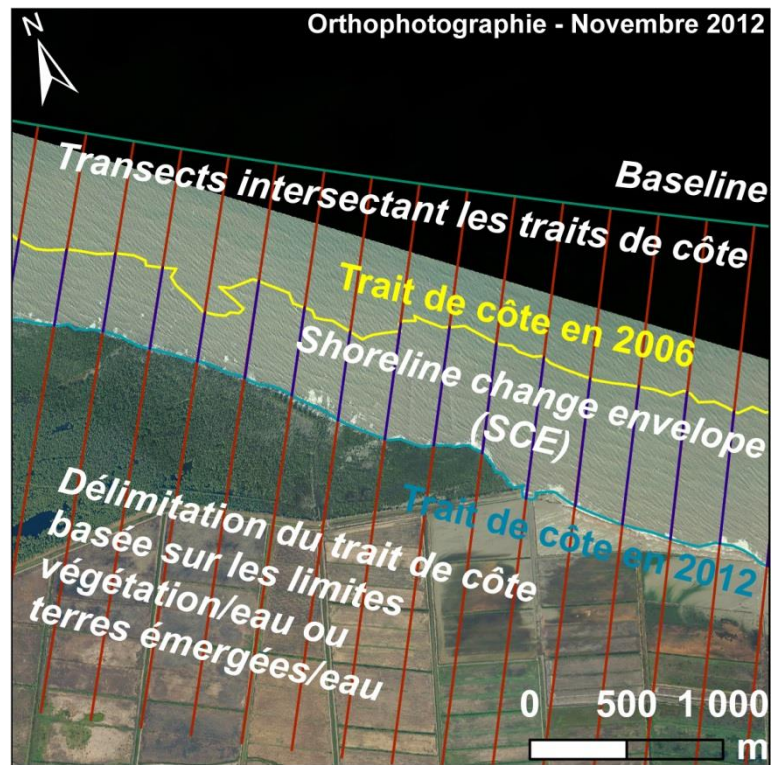


Figure 15 : Etude de la variabilité du trait de côte à l'aide de l'outil DSAS sous SIG.

1 Base de données géospatiales

Afin d'évaluer la dynamique littorale sur le moyen terme, les données de plusieurs sources furent collectées. Nous distinguons les bases de données rasters de l'Ouest Guyanais (*Tableau 2*).

Date	Type/capteur	Résolution (m/px)	Système de coordonnées	Source	E _{tdc} (m)
13/04/2014	Landsat 8 (8 bandes)	30	UTM zone 22 Nord, WGS84	EarthExplorer	30
01/11/2012	Orthophoto	0.4	RGFG95, GRS80	Réserve Naturelle de l'Amana	0.8
11/11/2006	SPOT 4	10	UTM zone 22 Nord, WGS84	CCOG (projet Créocéan 2008)	20
05/08/2006	SPOT 4	10	UTM zone 22 Nord, WGS84	CCOG (projet Créocéan 2008)	20
30/08/2006	SPOT 4	10	UTM zone 22 Nord, WGS84	CCOG (projet Créocéan 2008)	20
21/11/1999	Landsat 5	30	UTM zone 22 Nord, WGS84	EarthExplorer	30
26/11/1999	Landsat 5	30	UTM zone 22 Nord, WGS84	EarthExplorer	40
03/08/1997	Landsat 5	30	UTM zone 22 Nord, WGS84	EarthExplorer	30
17/06/1992	SPOT 2	20	UTM zone 22 Nord, WGS84	EarthExplorer	40
16/06/1990	Landsat 5	30	UTM zone 22 Nord, WGS84	EarthExplorer	30
22/05/1989	Landsat 5	30	UTM zone 22 Nord, WGS84	EarthExplorer	30
23/07/1987	Landsat 5	30	UTM zone 22 Nord, WGS84	EarthExplorer	30
05/09/1982	Photographie aériennes	1	UTM zone 22 Nord, WGS84	IGN	10 (problème d'alignement)
30/10/1976	Landsat 2	73	UTM zone 22 Nord, WGS84	EarthExplorer	100

Date	Type/capteur	Résolution (m/px)	Système de coordonnées	Source	E_{tdc} (m)
17/08/1976	Photographie aériennes	1	UTM zone 22 Nord, WGS84	IGN	10 (problème d'alignement)

Tableau 2 : Chronique d'images historiques utilisées pour l'étude. px = pixel, E_{tdc} = erreur de positionnement

Concernant l'étude diachronique de la dynamique côtière dans l'Ouest guyanais, nous avons privilégié les données en libre accès. Nous avons collecté, en effet, de nombreuses images des satellites *Landsat 2, 4, 5, 7* et *8* via le portail de données géospatiales *EarthExplorer* de l'*United States Geological Survey (USGS)*, afin de constituer une chronologie d'observations commençant en octobre 1976 et finissant en octobre 2014. Les images sont sélectionnées en fonction de leur nébulosité pour une visibilité optimale de la bande littorale. Des images du satellite *SPOT 4* (pour *Satellite Pour l'Observation de la Terre*) et des orthophotographies viennent compléter nos sources sur la dernière décennie. La résolution des capteurs est hétérogène avec des images de 73 m/pixel pour le capteur *Landsat 2* jusqu'à 0,5 m/pixel pour les orthophotographies. L'intervalle de temps entre deux images est d'environ une décennie, excepté pour la période 1999-2014 où nous avons multiplié les observations afin de mieux décrire une érosion côtière supposée plus forte que sur les périodes précédentes. Cette périodicité d'une décennie permet de mettre en évidence la dynamique de la côte à l'échelle de la mobilité des bancs de vase et de leur cycle de retour. La plupart des images satellites sont fournies géoréférencées dans un système de coordonnées globales, en générale le système de coordonnées projetées *Universal Transverse Mercator (UTM)* zone 22 nord associé à l'ellipsoïde global *World Geodetic System 1984 (WGS84)*. Le géoréférencement présente souvent des imprécisions sur les images *Landsat* et nécessite d'être affiné ultérieurement. Les orthophotographies sont positionnées dans le système de coordonnées projetées *Réseau Géodésique Français Guyane 1995 (RGFG95)* associé à l'ellipsoïde *Geodetic Reference System 1980 (GRS80)*.

2 Géoréférencement, rectification et géodésie

Le géoréférencement consiste à utiliser des coordonnées cartographiques pour affecter un emplacement spatial à des entités cartographiques (ArcGIS, 2015). Tous les éléments d'une couche de carte ont une position et une étendue géographique spécifiques qui leur permettent d'être repérés sur la surface de la terre. La capacité de localiser avec précision des entités géographiques est essentielle pour la cartographie et le SIG.

Les problèmes récurrents dans l'utilisation des données raster sont leur mise en correspondance. Il n'est pas rare, en effet, d'observer des problèmes d'alignements entre des images satellites bénéficiant d'un traitement d'image minimale, à savoir une correction radiométrique et un géoréférencement. Les déformations du relief ou un géoréférencement basé sur la trame de passage du satellite génèrent souvent ces erreurs. C'était le cas pour nos images Landsat dans l'Ouest guyanais. Procéder à une orthorectification de ces images est un processus complexe, long et difficile à mettre en œuvre dans cette étude. Nous avons opté par conséquent pour une rectification du géoréférencement. Cette opération consiste à considérer une image, ici notre image *SPOT 5* de 2006, comme étant notre référence. Des points d'appui sont trouvés entre l'image de référence [1] et l'image à corriger [2]. Ils servent à décaler et transformer la géométrie de l'image [2] afin de la faire correspondre avec l'image [1]. Dans ce processus, nous préférons utiliser une transformation du premier ordre (affine) afin de déplacer l'image [2] par translation et/ou rotation plutôt que de créer des distorsions difficilement maîtrisables avec une transformation de second ordre. Les points d'appui sont de plus, peu nombreux pour rectifier les images dans l'Ouest guyanais.

Enfin, la dernière étape de ce travail est d'homogénéiser les systèmes de coordonnées des images en prenant pour référence le système de coordonnées projetées *UTM* zone 22 nord et l'ellipsoïde *WGS 84*.

3 Digitalisation du trait de côte

Cette étape majeure se déroule en deux phases: il convient en premier lieu de répertorier les éléments définissant la ligne de côte avant de procéder à sa digitalisation.

La définition la plus commune du trait de côte est de considérer qu'il s'agit de la limite terre/mer ; cependant cette limite devient floue, en particulier sur les côtes à marée à mesure que la résolution de l'image s'affine. On observe, en effet, plus d'éléments et de marqueurs potentiels du trait de côte sur des orthophotographies, comme le pied de dune, les laisses de mer, la limite du jet de rive, la mangrove, etc... . Nous avons considéré plusieurs limites concernant les côtes à mangrove et les marais littoraux de l'Ouest guyanais.

Pour les côtes à mangrove, nous retiendrons, peu importe la résolution, la limite entre la végétation côtière et la mer. Lorsque la côte est en érosion sur les espaces inter-bancs, la lisière littorale de la forêt de mangrove adulte est marquée par la présence d'une falaise d'érosion flanquée d'une plage de sable, un chenier. Les terres émergées dans ce cas sont inondées de manière irrégulière (débordements ou *overwashes*) et uniquement à marée haute. La lisière de la forêt de mangrove est donc, peu importe la résolution du capteur, un indicateur morphodynamique fiable de la position du trait de côte. Lorsque la côte est envasée par un banc de vase, la lisière de la forêt de mangrove indique les surfaces hautes de la vasière intertidale (Proisy *et al.*, 2009). Ces espaces sont soumis à un régime d'inondation intervenant à marée haute où les particules fines viennent s'accumuler de manière préférentielle. Néanmoins plusieurs stades de croissance de la mangrove, de pionnière à adulte (voir Fromard *et al.*, 1998, pour une définition de ces stades), sont discernables sur ces surfaces. Les forêts de la mangrove pionnière sont peu denses et parfois difficilement délimitables ; nous retiendrons donc la lisière de la forêt de mangrove jeune comme indicateur du trait de côte dans les secteurs progradants. Le cas du polder rizicole de Mana nécessite un indicateur à part, en effet, l'avant-côte est submergée à marée haute et seul le chenier et les digues émergent. Dans ce cas précis, nous retenons comme indicateur la position médiane de la plage de sable ainsi que les digues émergentes comme indicateurs du trait de côte.

La digitalisation des traits de côte est opérée manuellement sous logiciel de SIG en suivant les indicateurs définis précédemment en fonction du type de côte et de capteur. Nous définissons par ailleurs une erreur de positionnement E_{tdc} basée sur l'addition de l'erreur quadratique moyenne (EQM), en mètres, de rectification des images E_r et de la résolution, en mètres, de l'image concernée E_p . Cette erreur est formulée de la manière suivante :

$$E_{tdc} = E_r + E_p \quad (1)$$

4 Analyse diachronique de la variation du trait de côte

L'analyse s'appuie sur l'utilisation des logiciels *ArcGIS v10.2 d'ESRI*© et l'extension en accès libre *DSAS 4.3 (Digital Shoreline Analysis System)* (Thieler et al., 2009) de l'*USGS*, afin de comparer l'évolution de la position du trait de côte. L'extension *DSAS* permet de décrire de manière statistique et par couple de dates, la dynamique côtière (érosion, accrétion, stabilité) en m/an grâce à la méthode *E.P.R. (End Point Rate)* (Figure 14) (Thieler et al., 2009). L'extension *DSAS* génère un ensemble de transects intersectant les différents traits de côtes au droit d'une ligne de base (i.e. Baseline) déterminée par l'utilisateur. La distance entre les transects est définie dans l'interface de l'extension par l'utilisateur. Dans notre étude sur l'Ouest guyanais, nous avons retenu un pas de 250 m. L'extension calcule la distance en mètres le long de chaque transect entre l'intersection du trait de côte le plus ancien et celle du plus récent, et affecte un signe positif ou négatif en fonction de l'avancée ou de recul de la position du trait de côte récent le long du transect. Cette valeur est nommée "enveloppe de variation du trait de côte" (i.e. Shoreline Change Envelope) et est notée *SCE*. Le *SCE* est, enfin, divisé par le temps en années décimales séparant le trait de côte le plus ancien du plus récent, et est noté Δt . La formulation du calcul d'EPR est la suivante :

$$\text{EPR (m/an)} = \text{SCE (m)} / \Delta t \text{ (an)} \quad (2)$$

Les résultats calculés par la méthode *E.P.R.* sont fournis avec une marge d'erreur. La formulation de l'erreur est basée sur l'addition de l'imprécision des tracés E_{tdc} divisée par le temps, en années décimales, les séparant :

$$E_{EPR} = \sqrt{(E_{tdc1}^2 + E_{tdc2}^2)} / T \quad (3)$$

E_{tdc1} : erreur de positionnement du tracé le plus ancien

E_{tdc2} : erreur de positionnement du tracé le plus récent

T: temps en années (décimale) entre les deux dates

Chapitre 3 : Suivi morphométrique à très haute résolution (THR) de la plage de Montjoly : apport novateur de la photogrammétrie aéroportée

1 Introduction à la méthode

Les produits dérivés des levés topographiques à haute résolution accroissent beaucoup la compréhension des changements morphologiques des plages et des processus les engendrant à des échelles temporaires journalières, mensuelles ou annuelles, comme, par exemple, le suivi de l'impact d'évènements épisodiques comme les tempêtes. Il existe plusieurs techniques permettant de constituer des modèles morphométriques numériques, tel des modèles numériques de terrain (MNT), afin de représenter la morphologie de plage et suivre son évolution. Elles incluent le suivi vidéographique des systèmes ARGUS (Plant et Holman 1997), les lasers topographiques aéroportés comme les systèmes Light Detection and Ranging (LIDAR), les scanners laser terrestres (SLT, ou Terrestrial Laser Scanning (TLS) en anglais) pour la topographie haute résolution au sol, les relevés topographiques traditionnels à l'aide des systèmes de Global Positionning System (GPS) Cinématique Temps Réel (CTR, ou Real Time Kinematics (RTK) en anglais), ou à l'aide de stations électroniques totales, et bien évidemment les techniques issues de la photogrammétrie. Chacune de ces techniques présente des avantages et des limitations en termes de couverture spatio-temporelle, de précision, d'expertise opérationnelle et de coût (James *et al.* 2013; James et Robson 2012). Par exemple, le SLT est très efficace pour créer rapidement des modèles morphométriques précis et denses sur des objets mesurant une dizaine à une centaine de mètres. Au-delà, il est nécessaire de multiplier les déploiements de l'instrument ; or des forçages externes, comme la marée, la houle et les phénomènes éoliens, peuvent modifier la structure des objets littoraux au cours de la journée de travail. Le système LIDAR permet aussi une acquisition rapide et dense de données topographiques, sur de très larges zones (>1 km). La précision verticale de ce système, proche des 10 cm, est inférieure aux changements morphologiques intervenants sur les plages, comme lors des tempêtes ; par conséquent le LIDAR est tout à fait adéquat pour suivre ces changements (Montreuil *et al.* 2014).

Cependant, les suivis LIDAR sont peu fréquemment conduits à cause de leurs coûts élevés, de la logistique et de l'expertise qu'ils nécessitent (James *et al.*, 2013; Ouédraogo *et al.*, 2014). Par conséquent, les exemples de suivis diachroniques multipliés sur de courtes périodes (ordre de 1-3 ans) à l'aide de cette technologie sont relativement rares, un cas notable étant celui de Montreuil *et al.* (2014). Les systèmes vidéo, tel le système ARGUS, permettent un suivi haute fréquence (10 minutes à 1h d'intervalle) des morphologies de plage sur des surfaces d'une centaine de mètres à plusieurs kilomètres (Harley *et al.*, 2011). Malgré leur faible coût, ces systèmes requièrent des logiciels dédiés et un niveau d'expertise technique et scientifique élevé. A contrario, les systèmes CTR GPS et les stations totales sont précis et accessibles ; ils produisent cependant une densité de mesures moindre, en comparaison avec les précédentes méthodes. Les MNT issues de cette topographie traditionnelle souffrent de nombreuses approximations ou omissions de reconstruction de la forme des objets.

Les récents développements en photogrammétrie permettent l'émergence de cette technique comme un outil alternatif et complémentaire des méthodes de type LIDAR pour l'étude des environnements côtiers (Gonçalves et Henriques, 2015). La technique, basée sur le principe de la stéréoscopie entre couples d'images, n'est pas nouvelle ; elle est utilisée depuis des décennies pour la reconstruction de la topographie des surfaces terrestres et leur cartographie. L'alignement des couples stéréoscopiques était jusqu'à présent une tâche fastidieuse, opérée manuellement sur des prises de vue aériennes à haute altitude, de résolution décimétrique à métrique (exemple : orthophotographie IGN à 50 cm par pixel). Outre le fait que la méthode était difficilement accessible hors des cercles de la géomatique, les modèles morphométriques produits par cette technique présentaient une précision et une résolution de restitution inférieures à celles de la méthode LIDAR (Ouédraogo *et al.*, 2014).

Les avancées technologiques en termes de vision assistée par ordinateur et d'analyse d'images ont cependant généré des développements innovants en photogrammétrie, comme la méthode dite d'orientation automatique et de multi-corrélation des images ou « Structure-From-Motion (SfM) et Multi-View Stereo (MVS) » dans la littérature anglo-saxonne. Elle offre une production semi-automatisée de modèles numériques de surface (MNS) à haute résolution à partir d'appareils photographiques disponibles dans le commerce (Fonstad *et al.*, 2013; Javernick *et al.*, 2014).

La photogrammétrie SfM-MVS, initialement utilisée dans la cartographie, l'industrie, l'archéologie et le graphisme, a été employée ces dernières années pour la reconstruction d'objets géologiques comme des ravins et des affleurements (Marzolff et Poesen, 2009; Westoby *et al.*, 2012), mais aussi sur des objets géomorphologiques comme les cours d'eau en tresse (Javernick *et al.*, 2014). Hormis les exceptions notables des travaux de James *et al.* (2013), de Casella *et al.* (2014) et de Gonçalves et Henriques (2015), la technique est encore peu employée en géomorphologie littorale à l'image du suivi de l'évolution des plages. La nature très homogène des textures, le faible contraste morphologique général des plages et la nature mobile des objets comme les surfaces en eaux amoindrissent sensiblement l'employabilité de la photogrammétrie traditionnelle pour la constitution de modèles morphométriques à partir d'images aériennes à haute altitude ou d'images satellites sur les objets côtiers.

Les développements en photogrammétrie présentés dans ce travail sont originaux car ils contournent les problèmes techniques recensés précédemment en employant des prises de vues aériennes à très basse altitude à l'aide d'un Ultra Léger Motorisé (ULM). Ils permettent ainsi de saisir les nuances fines de texturation et les contrastes morphologiques des objets littoraux. **Ce travail vise à démontrer que la photogrammétrie aéroportée est employable et produit des résultats très satisfaisants sur des objets peu texturés et faiblement contrastés comme les plages.**

De plus, la méthode proposée (*Figure 16*), s'inspirant librement de celle publiée par Javernick *et al.* (2014), est accessible à des utilisateurs non spécialistes en photogrammétrie. Il s'agit d'une méthode à bas coût qui inclut les avantages de la reproductibilité et de la précision des méthodes de suivi topographique traditionnel par lasergrammétrie type LIDAR. Le protocole de terrain, détaillé dans la section suivante, nécessite une logistique simple et reproductible : elle combine des prises de vues aéroportées à faible altitude à partir d'un ULM et le déploiement au sol de cibles géoréférencées à l'aide d'un CTR GPS. Les modèles tridimensionnels sont ensuite conçus à l'aide de la méthode photogrammétrie SfM-MVS sous le logiciel Photoscan d'Agisoft©. Les traitements complémentaires sont réalisés sous logiciel de SIG. Cette méthode fut testée et systématisée sur la plage de baie de Montjoly au moment de l'amorce de son cycle de rotation sous l'influence d'un banc de vase traversant le Mahury (*Figure 12*). Il s'agit d'une étude s'étalant sur 1 an de suivi entre octobre 2013 et octobre 2014. Trois

MNS furent réalisés en octobre 2013, en mars 2014 et en octobre 2014, afin de quantifier les changements morphologiques et le bilan sédimentaire à court terme impulsés par l'envasement de la baie. Ces travaux font l'objet de deux publications soumises aux revues *Geomorphology* et *Géomorphologie : relief, processus, environnement*.

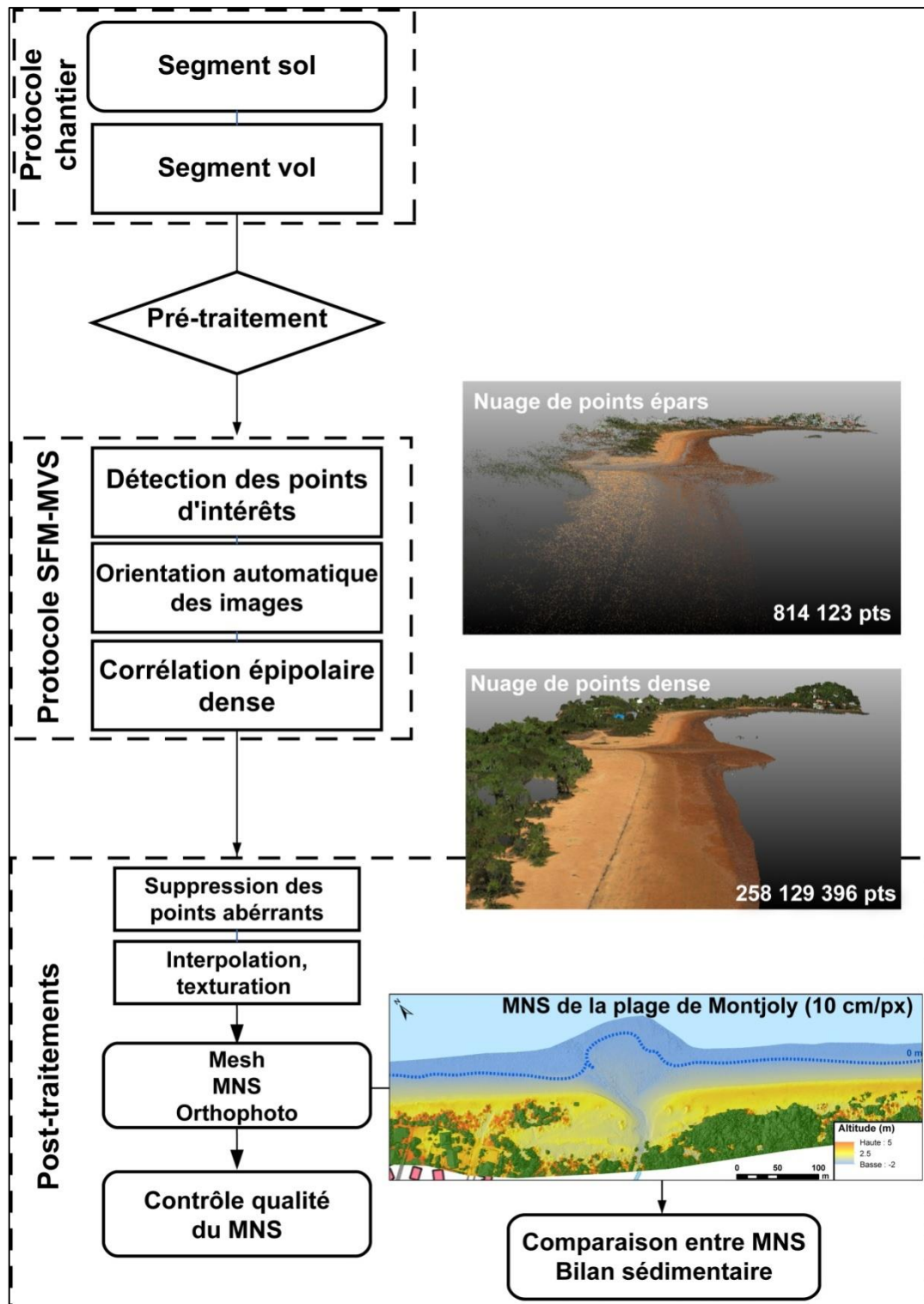


Figure 16 : Méthodologie de la photogrammétrie SfM-MVS

Le protocole établi comprend trois volets opérationnels : le protocole de chantier qui concerne l'acquisition des images aériennes et les mesures sur site, le protocole de création des modèles 3D sous le logiciel Photoscan et les traitements complémentaires afin de répondre aux problématiques de bilan sédimentaire sur la plage de Montjoly.

2 Protocole de chantier

Ce protocole peut se décomposer entre un segment vol et un segment au sol (Figure 17). Le segment vol comprend la définition des paramètres de vol en fonction des besoins de la méthode de photogrammétrie, la calibration de l'appareil photographique, afin de produire des images les plus nettes possibles, et l'acquisition photographique. Cet aspect du protocole nécessite une importante réflexion en amont et se déroule, en moyenne, en 2 heures de temps. Le segment au sol est plus fastidieux à mettre en place et se déroule sur une journée. Il nécessite le déploiement de cibles géoréférencées au CTR GPS avant l'acquisition photographique et le levé de points topographiques de contrôle qualité des futures MNS. L'ensemble des opérations effectuées dans ces segments est détaillé dans les sections suivantes.

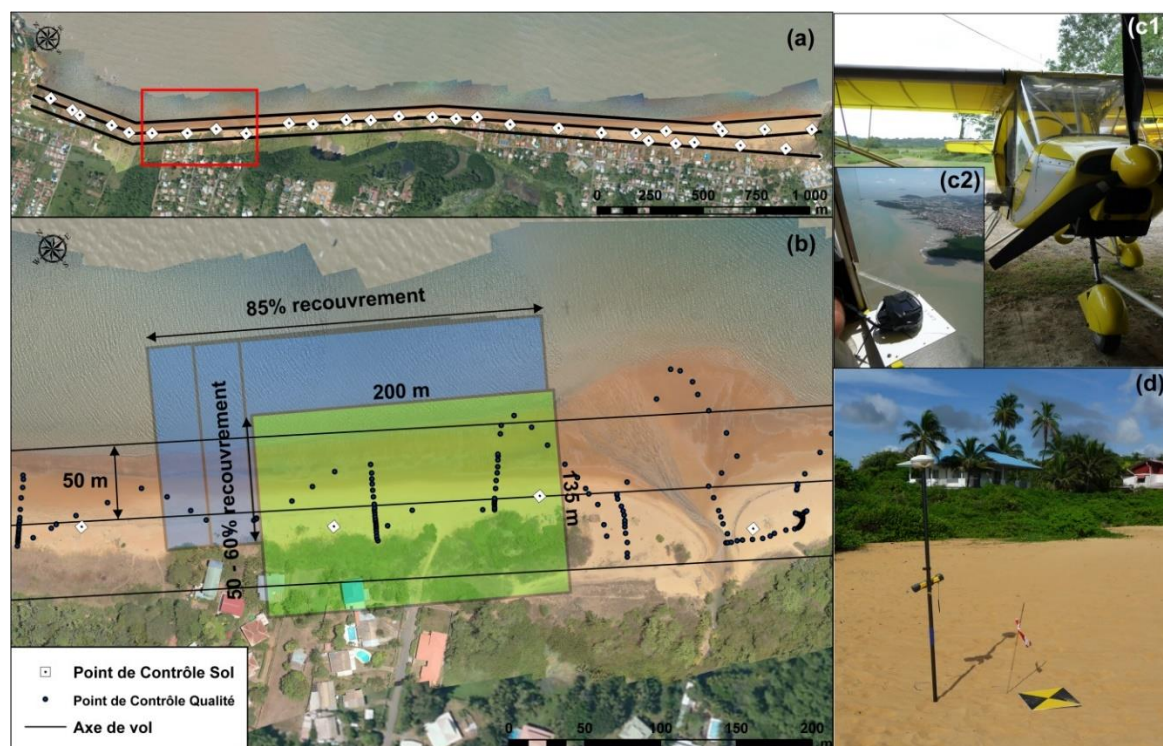


Figure 17 : Protocole de chantier détaillé en photogrammétrie SfM

(a) Axes de vol et disposition des PCS sur l'ensemble de la plage de Montjoly.

(b) Emprise des images, taux de recouvrement entre images, positionnement des Points de Contrôle Sol (PCS) et exemple de semis de Points de Contrôle Qualité (PCQ) de la campagne d'octobre 2014.

(c1) Vecteur d'acquisition : appareil Ultra Léger Motorisé (ULM) à ailes fixes type Savannah.

(c2) Dispositif d'acquisition photographique CANON 5D Mark II et son support.

(d) Dispositif mobile de mesure topographique GPS Cinématique Temps Réel (CTR) Trimble R8 et exemple de PCS déployés, ici une cible peinte de 40 x 40 cm

2.1 Segment vol

Le suivi photographique aérien est opéré à l'aide d'un ULM volant à basse altitude (< 300 m au-dessus du sol) et autorisé à survoler les zones urbanisées à proximité de Cayenne. Le matériel photographique embarqué est un appareil photographique réflexe plein-champs CANON 5D Mark II avec un capteur CMOS 36x24 mm. La dimension des photosites est de 6.25 μm ; par conséquent un support spécifique est aménagé sur l'ULM afin que les éléments de ce dernier n'entrent pas dans le champ de prise de vue. Les plans et les paramètres de vol sont établis dans l'optique de résoudre le manque de textures et de contrastes morphologiques sur les plages de sable. Les paramètres essentiels de recouvrement et de la dimension au sol des pixels (DSP) sont optimisés. Nous avons choisi de travailler avec un objectif photographique fixe CANON USM 50mm afin de produire des images avec un DSP d'environ 3,5 cm et des dimensions de 200 x 130 m à partir d'une hauteur de vol de 280m, soit 920 pieds.

L'appareil photographique est installé avec le capteur le plus long parallèle à l'axe de vol afin de donner la priorité au recouvrement longitudinal. Les paramètres de recouvrement entre les images retenues sont de 80% le long de l'axe de vol et de plus de 50 % entre les axes (*Figure 17*) Afin de respecter ces critères, la vitesse de vol est inférieure à 100 km/h pour un intervalle temporel de prise de vue de 1 seconde. Les prises de vues s'espacent donc de 20m en moyenne le long d'un axe de vol. De plus, cette cadence d'acquisition permet d'introduire une redondance afin de compenser les écarts de suivi des axes de vol. L'appareil photographique est paramétré avec un temps d'exposition (« shutter speed ») de 1/3000 s, évitant ainsi les filets sur les images. La sensibilité ISO du capteur est définie autour de 400 pour moduler les variabilités de luminosité durant l'acquisition. La fonction de mise au point automatique de l'objectif (« autofocus ») n'est pas retenue car impossible à opérer lors de photographies en mouvement. Une mise au point manuelle bloquée sur l'infini est utilisée. L'ouverture du diaphragme est maintenue à quelques unités de la fermeture totale afin d'augmenter la profondeur de champs et la qualité optique des images. Une couverture complète de la plage de Montjoly nécessite trois axes parallèles au rivage et espacés de 50 m pour respecter les 50% minimum de recouvrement inter-axes des images (*Figure 2*). Pendant le vol, un dispositif GPS différentiel Trimble GeoXT GeoExplorer 2008 series est installé et synchronisé avec

l'appareil photographique Reflex pour, à une fréquence de 1Hz, suivre la trajectoire de l'ULM et la bonne adhérence au plan de vol.

Environ 400 images sont collectées lors de chacun des vols, ce qui correspond à 130 images par axe de vol, en incluant les redondances. Les images sont sauvegardées au format JPEG et RAW, puis développées a posteriori. Les volumes de données acquises étant importants, nous avons augmenté les capacités de stockage de l'appareil photographique à l'aide d'une carte mémoire compact de 64 Giga octets (Go) avec une vitesse d'écriture de 32 Méga octets (Mo) par seconde. A l'aide du logiciel Canon Digital Camera, nous avons développé les images RAW afin d'améliorer la texturation en augmentant les contrastes, en corrigeant les distorsions de la lentille et en compressant le spectre des couleurs.

Le caractère semi-diurne et méso-tidal des marées sur la plage de Montjoly requièrent de voler au moment du pic des basses mers afin de capter le maximum de surface découverte de la plage. De plus, la convection atmosphérique tropicale diurne est intense en Guyane et génère des instabilités dans les basses couches de l'atmosphère avec des turbulences et des averses tropicales. La navigation pouvant être dangereuse lors de ces phénomènes, les vols doivent être effectués au plus tard à la mi-journée avant que l'atmosphère ne devienne trop instable.

2.2 Segment sol

Avant chaque vol, une équipe est chargée de déployer au sol une trentaine de cibles géoréférencées à l'aide d'un CTR GPS Trimble 5800 et R8 (*Figure 2*). Les cibles servent de point de contrôle au sol (PCS) pour le géoréférencement et l'optimisation des modèles lors de l'orientation automatique des images exécutée par les logiciels de photogrammétrie. Chaque cible mesure 40 x 40 cm et leur motif représente des triangles noirs et blancs ou jaunes et blancs (*Figure 2*). L'intersection de deux triangles représente le centre de la cible et est clairement visible sur les images lors du post-traitement. Le plan de déploiement prévoit le positionnement d'une cible tous les 100 m environ avec une alternance entre les cibles blanches et jaunes, et entre un positionnement sur le haut de plage et sur le bas de plage afin de couvrir toute la variabilité de la plage.

Les points de contrôle qualité (PCQ) sont acquis à l'aide d'un CTR GPS de manière aléatoire et/ou en suivant des profils perpendiculaires au trait de côte. Ils servent à contrôler la qualité de restitution des MNS produits. Afin d'éviter l'enfoncement dans le sable de la canne supportant le dispositif de topographie, et donc réduire l'erreur expérimentale sur les mesures topographiques, un pied-plat est ajouté au dispositif d'acquisition. Le système géodésique utilisé lors de ces campagnes est le système international Universal Transverse Mercator zone 22 Nord (UTM 22N) associé à l'ellipsoïde mondial World Geodetic System 1984 (WGS 84). Notre référence altimétrique est basée sur le modèle global de géoïde Earth Gravitational Model 1996 (EGM 96).

3 Protocole de traitement

Les récentes applications de la photogrammétrie basées sur la méthode SfM impliquent l'utilisation de logiciels variés, commerciaux ou libres, comme le logiciel Photoscan de la société Agisoft©, la solution libre MicMac fournie par l'Institut Géographique National (IGN), le logiciel libre SfM-PMVS, Pix4D© ou encore Trimble Business Center©. Pour nos applications nous avons choisi le logiciel Photoscan 1.1.6 édition Professionnel de la société Agisoft©, parce qu'il intègre et automatise l'ensemble des opérations de la méthode SfM-MVS à l'aide d'une interface facile d'utilisation. Il propose de plus un contrôle pas à pas des erreurs de restitution des modèles. Enfin, il permet un transfert facile des résultats vers des logiciels de SIG.

Le protocole de traitement des données acquises sur le terrain est segmenté en deux principaux volets (*Figure 17*) : les opérations de construction des modèles sous le logiciel Photoscan et les opérations de validation de la qualité des modèles sous SIG.

3.1 Constitution des modèles THR de la plage à l'aide du logiciel Photoscan d'Agisoft

La construction d'un modèle photogrammétrique est régie par trois grandes étapes de calcul : l'orientation interne qui vise à la détermination des caractéristiques internes de l'appareil photographique, la focale, le centre principal d'autocollimation, le centre principal de symétrie, et enfin les distorsions radiales et tangentielles ; L'orientation relative consiste à orienter les clichés les uns par rapport aux autres à partir des points de liaisons entre les photographies ; l'orientation absolue permet de basculer le modèle dans un repère terrestre.

La principale amélioration en photogrammétrie numérique et son essaimage actuel sont liés aux progrès des méthodes de vision assistée par ordinateur. Ce récent paradigme transforme ce qui était une tâche fastidieuse de recherche manuelle par l'utilisation de points homologues entre les images lors du processus d'orientation relative, par une opération automatiquement exécutée à l'aide d'algorithmes de reconnaissance d'objet, comme l'algorithme Scale Invariant Feature Transform (SIFT) (Lowe, 2004).

L'utilisation de la photogrammétrie requiert une grande puissance de calcul informatique pour exécuter les nombreuses opérations de la méthode, d'autant que le nombre de photographies générées est important (plusieurs centaines). Nous avons choisi de travailler sur des stations de travail HP Z800 équipées d'un double processeur Xeon E5607 2.27 GHz totalisant 16 cœurs et de 48 Gb de mémoire vive DDR3. Au sein d'une unité de calcul graphique (Graphical Processing Unit (GPU)), les potentiels de calcul sont plus élevés qu'à l'aide d'un processeur ; nous avons donc amélioré cet aspect de notre matériel. Nous avons couplé sur notre station de travail une carte NVIDIA GeForce GTX 780 Ti avec 2880 cœurs CUDA et 3 Gb de mémoire vive pour les calculs, et une autre carte NVIDIA Quadro 600 pour les sorties graphiques. Les applications en photogrammétrie numérique consomment de nombreuses ressources de stockage ; un projet occupe en moyenne 50 à 100 Go d'espace disque incluant les jeux d'images et les modèles générés.

Le protocole de traitement avec le logiciel Photoscan se résume en 4 étapes :

- **1^{ère} étape : Pré-traitement des images.** Cette étape consiste en premier lieu à **synchroniser les images acquises sur le terrain avec l'acquisition GPS en vol afin de pré-localiser le centre de chaque image sous SIG.** Cet aspect permet de filtrer les jeux donnés en excluant les images ne concernant pas la zone d'intérêt ou étant trop redondantes. Nous avons conçu à cet effet un script MatLab© synchronisant l'heure des prises de vue avec celle des données GPS. Les coordonnées GPS sont ensuite ajoutées aux informations EXIF de chaque photographie. Par la suite les images sont chargées sur le logiciel Photoscan. Une étape de suppression des objets mobiles comme les surfaces en eau, les voitures, les êtres vivants, est opérée à l'aide de masques sur chacune des images. Les masques permettent au logiciel d'exclure des prochains traitements une partie de la matrice de pixel de l'image. Cette étape étant opérée manuellement, elle est très chronophage pour l'utilisateur.

Afin de faciliter les calculs sur de larges jeux de données, il est possible de subdiviser la zone d'étude en sous-parties, nommées « chunks ». Nous ne recommandons cependant pas cette subdivision parce que la reconstruction des géométries de chaque « chunk » est calculée de manière indépendante et leur fusion induit d'importants artéfacts.

- **2ème étape : Orientation automatique des images. Il s'agit de l'une des plus importantes opérations du protocole de photogrammétrie SfM-MVS.** Lors de cette étape, Photoscan utilise un algorithme de reconnaissance pour identifier, corrélérer et suivre le mouvement de la forme d'un objet à partir de différentes photographies (Kasser, 2001) (Verhoeven, 2011; Javernick *et al.*, 2014). La première étape de calcul de Photoscan consiste en la détection de points caractéristiques ou points d'intérêts entre les images. L'algorithme de calcul est basé sur une version modifiée de l'algorithme de reconnaissance d'objet SIFT (Lowe, 2004). L'étape suivante de calcul vise à apparier les paires d'images à l'aide de points d'intérêt. Pour chaque paire d'images, les descripteurs type SIFT sont apparés via l'utilisation d'une approximation des plus proches voisins kd-tree (Arya *et al.*, 1998). Lorsque tous les appariements sont effectués, les correspondances sont organisées sous forme de chemins : un chemin est constitué d'une série de points caractéristiques reliés les uns aux autres dans les images. Si l'un des chemins contient plus d'un point caractéristique par image, celui-ci est éliminé car jugé incohérent. Le logiciel détermine ensuite les paramètres intrinsèques (longueur de la focale et distorsion de l'image) et extrinsèques d'orientation de l'appareil photographique et les six paramètres d'orientation extérieure de l'image. Il reconstruit ensuite la position des images et l'optimise à l'aide d'un algorithme d'ajustement par faisceaux (« Bundle adjustment » en anglais) (Verhoeven, 2011; Javernick *et al.*, 2014). La méthode SfM est innovante car elle ne nécessite pas d'utiliser les coordonnées et l'orientation des images en entrée, elle les reconstruit. **Le résultat de cette opération est la constitution d'un modèle photogrammétrique sous la forme d'un nuage de points épars formés par les points d'intérêt et un jeu d'images localisées dans un système de coordonnées relatifs.**

A la suite de cette opération, le premier alignement des images et nuage de points épars doit être intégré dans un système de coordonnées planimétriques. Leur géoréférencement est opéré à l'aide des PCS localisés dans un système géodésique mondial. Les PCS sont placés sur le centre de chaque cible visible sur les images. A ce stade du protocole, le logiciel fournit une première estimation de la qualité de la géométrie de l'alignement des photographies en calculant l'écart de positionnement du PCS entre sa projection sur le nuage de points épars et ses coordonnées réelles. Le processus de géoréférencement consiste en une transformation linéaire suivant sept

paramètres (trois paramètres de translation, trois de rotation et un de mise à l'échelle). Ce processus crée cependant des déformations non-linéaires qui peuvent être supprimées via un processus complémentaire d'optimisation des géométries du nuage de points SIFT et de l'alignement des images. Pendant ce processus complémentaire, Photoscan ajuste le nuage de points épars et les orientations intérieures des images par une méthode des moindres carrés, minimisant le total des erreurs de re-projection et des erreurs d'alignement des coordonnées de références. **Achévé, ce processus d'optimisation améliore sensiblement la précision du nuage de points épars.** En effet, l'estimation initiale de la précision des PCS est d'ordre métrique ; elle va jusqu'à 1cm suite à l'optimisation.

- **3ème étape : Densification du nuage de points et construction d'un maillage triangulaire.** L'étape suivante du protocole consiste à densifier le nuage de points épars à l'aide d'une méthode de corrélation d'images. Cette dernière fonctionne selon un procédé générique de la Corrélation Epipolaire Dense (CED). La CED repose sur le principe de la stéréoscopie qui consiste à rechercher pour chaque pixel ou groupe de pixels d'une image, la position du même objet dans l'autre image. Il s'agit donc de réaliser la mise en correspondance des points homologues. Lorsque l'appariement est « juste », les coordonnées des points 3D sont aisément déterminables par triangulation. Les outils modernes de photogrammétrie numérique permettent aujourd'hui de ne plus travailler sur un couple stéréoscopique d'images seules mais sur une multitude de couples d'images se recouvrant (Trochon, 2012). Les informations calculées par cette méthode sont assemblées dans un nuage de points denses uniques. Cette étape est la plus longue du traitement et nécessite plusieurs heures à plusieurs dizaines d'heures de calcul en fonction du nombre de couples d'images, de la qualité de restitution souhaitée et de la puissance du matériel à disposition. Photoscan propose à ce titre quatre niveaux de restitution, de basse à très élevée. Dans nos projets, basés sur 400 images en moyenne pour une restitution de qualité élevée, les temps de calcul sont de 25 à 30h. La densité de l'information en sortie est sensiblement du même ordre que les nuages de points opérés par lasergrammétrie type LIDAR avec 100 à 300 points par m². Ce nuage de points denses peut être édité manuellement afin de supprimer les informations inutiles et/ou mal restituées, comme les surfaces en eaux sur les sites de plage. Un modèle 3D polygonal est ensuite construit par le logiciel à partir du nuage de points denses.

- **4ème étape : Construction du MNS et des orthophotographies.** La dernière étape de ce protocole de traitement consiste à exporter les informations du modèle 3D vers un produit raster au format GEOTIFF exploitable sous SIG. Les valeurs du modèle 3D sont interpolées pour produire ce raster. La résolution de ce dernier dépend de la densité du nuage de points et de la complexité du modèle 3D. Pour nos modèles opérés sur la plage de Montjoly, Photoscan propose par défaut la création d'un MNS de 7 cm de résolution environ. Nous avons choisi de dégrader légèrement cette résolution pour la normaliser à 10 cm. Les MNS produits suivent rigoureusement les mêmes normes en termes de géodésie afin que les matrices de pixel restent comparables pour la suite des traitements. Le logiciel propose aussi des produits dérivés comme une mosaïque d'orthophotographies et l'export des nuages de points sous différents formats.

3.2 Validation des modèles à l'aide des relevés de terrain

Le contrôle des modèles 3D produits suit des démarches qualitatives et quantitatives. Des statistiques sur la précision des modèles peuvent fournir des valeurs satisfaisantes sans que la forme des objets soit fidèle à la réalité. Par conséquent, valider la cohérence géométrique des objets est essentielle en premier lieu avant d'aller vers une démarche quantitative. Le degré de précision des modèles est calculé par le logiciel. Après le processus d'optimisation de la géométrie du modèle photogrammétrique (2ème étape) à partir des PCS, une erreur quadratique moyenne (EQM) (Root Mean Square Error (RMSE) en anglais) est calculée sur la base des erreurs résiduelles dans les trois composantes de l'espace pour chaque PCS en unité projetées (m) et en pixel. Ces mesures sont ensuite exportées dans un rapport généré automatiquement par le logiciel.

Un contrôle externe de la qualité des modèles a été développé pour s'assurer de la précision verticale des modèles sur l'ensemble de la surface de la plage. La stratégie consiste à obtenir le plus grand nombre de PCQ, premièrement de manière aléatoire, puis sur des profils transversaux et des objets représentatifs. La précision du MNS est basée sur l'évaluation de la précision verticale entre le modèle et des données topographiques levées par RTK-DGPS. L'analyse statistique de la distribution des erreurs sur la composante verticale, nommées Δh , est faite en suivant le protocole développé par Höhle et Höhle (2009). La population de PCQ est nommée n . La série de données est représentée

graphiquement à l'aide d'un histogramme centrée sur 0 et avec un pas de 5 cm. Dans le cas d'une distribution normale, les descripteurs utilisés pour la précision du MNS sont des standards : moyenne μ , écart-type σ et EQM. La restitution photogrammétrique d'objets complexes, comme les plages, induit cependant des déformations et des imprécisions multiples créant des valeurs fortement éloignées de la moyenne ; par conséquent une distribution normale est peu souvent observée. Höhle et Höhle 2009 propose d'utiliser d'autres descripteurs en complément des précédents, comme la médiane m et l'écart absolu normalisé à la médiane EANM (Normalized Median Absolute Deviation (NMAD) en anglais). Le NMAD est proportionnel à la médiane des valeurs absolues des erreurs Δh soustrait de la médiane. Ce descripteur est considéré comme plus robuste que l'écart-type dans le cas de distributions de n non-normales, et est particulièrement conseillé dans l'analyse de la précision des MNS (Höhle et Höhle 2009).

$$\text{NMAD} = 1.4826 \cdot \text{médiane}_j (|\Delta h_i - m_{\Delta h}|) \quad (4)$$

Par la suite, une classification des erreurs Δh en fonction des textures est opérée à partir de l'orthophotographie (*Figure 18*). Cette opération permet d'obtenir un complément d'information important : l'analyse de la qualité des restitutions photogrammétriques met en avant le rôle de la texture des objets par rapport à la morphologie d'une plage qui est plus problématique. Six classes furent distinguées par photo-interprétation : les sables saturés en eau parcourus d'exfiltrations à marée basse, les sables mouillés, les sables secs et texturés (présence de dépôts de minéraux lourds), les sables secs peu texturés, les sables secs colonisés par une végétation rase et éparse, et les zones de végétation rase dense.

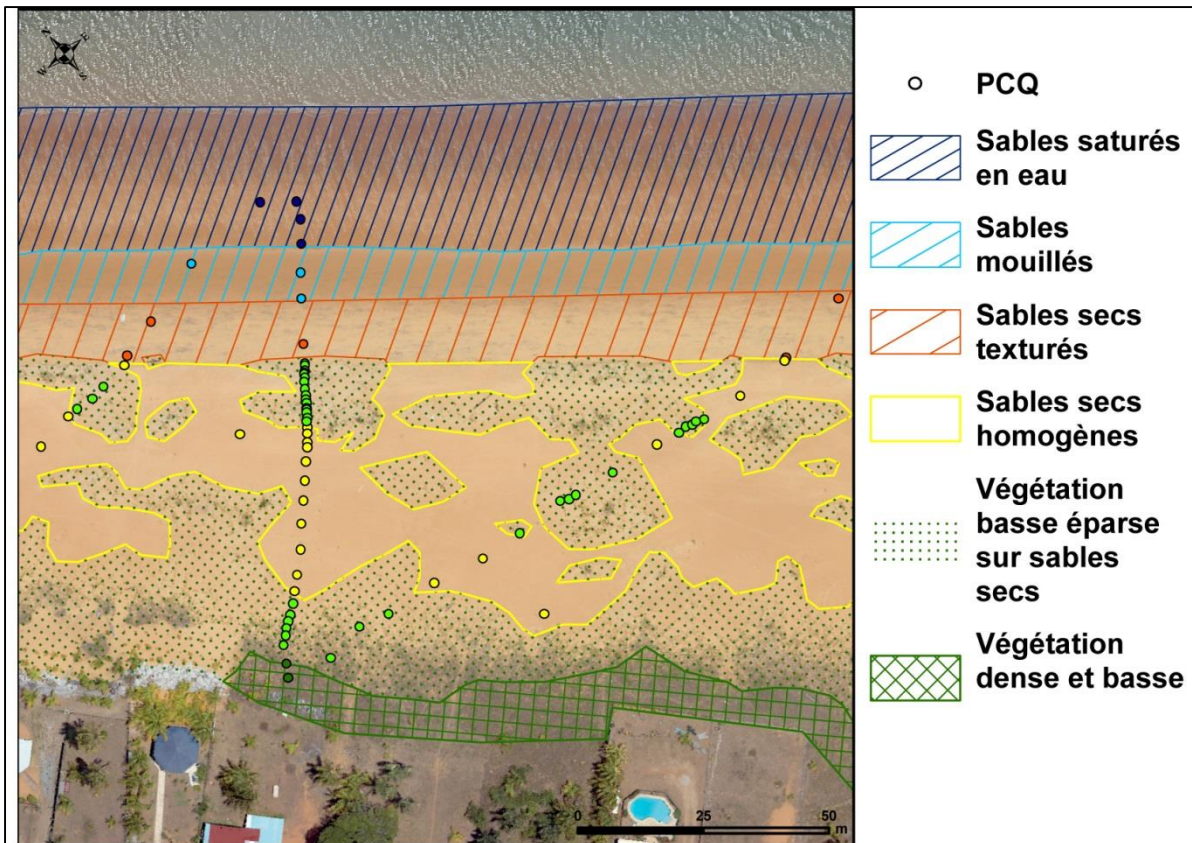


Figure 18: Classification des textures de la plage de Montjoly

La carte représente un exemple de la répartition des six classes de textures délimitées par photo-interprétation à partir de l'orthophotographie, ici l'ortho-image produite à l'issue de la campagne d'octobre 2014.

4 Suivi morphométrique : comparaison des MNS sous SIG

Les MNS produits sont destinés à une étude aussi fine que possible du comportement morphodynamique de la plage de Montjoly en contexte d'envasement. Ces modèles ne sont pas exempts de défauts et nécessitent d'être corrigés des éléments du sursol et des erreurs d'interpolation pouvant être générées sous Photoscan. Le suivi morphométrique de la plage est ensuite opéré par comparaison entre les MNS sous SIG.

4.1 Nettoyage du sursol

Les MNS issus de la photogrammétrie SfM-MVS peuvent être considérés comme des images instantanées de la morphologie de la plage. Ils intègrent cependant l'ensemble des éléments, non masqués, présents sur les photographies, ce qui comprend des éléments de végétation et de bâti, ainsi que des surfaces interpolées aberrantes, qu'il convient de discrétiser et de supprimer de la matrice de pixel des images raster à exploiter.

Les projets finalisés sous Photoscan sont lourds à utiliser et les filtres automatiques opérants sur le modèle 3D polygonaux sont souvent imprécis. Il est plus adéquat de supprimer les objets indésirables ou les mauvaises interpolations sous un logiciel de SIG. Le logiciel ArcGIS 10.2 desktop d'Esri© possède de nombreux outils de traitement des images raster et est utilisé pour cette tâche. Les erreurs d'interpolation se présentent sous la forme de surfaces représentant la triangulation entre des ensembles de points trop distants. Elles apparaissent lors de la génération du modèle 3D sous Photoscan, étendant le réseau polygonal entre deux extrémités de la baie par exemple. Sous SIG, ces surfaces sont exclues à l'aide d'un masque représentant la zone d'intérêt à conserver sur chaque MNS. Ce masque est délimité par photo-interprétation à partir de l'orthophotographie fournie avec le MNS.

Les éléments du sursol comme les cimes de la végétation et les sommets du bâti sont peu incommodants à première vue car la résolution décimétrique du modèle permet de délimiter très nettement ces objets et de réduire l'impact des ruptures de pente entre

le sol et les sommets de l'objet. Il est cependant nécessaire de supprimer ces objets pour obtenir uniquement une image représentant au mieux le terrain. Nous définissons un plan d'intersection sur la composante verticale afin de filtrer les objets du sursol. L'altitude de ce plan est définie de manière empirique après observation du MNS. Elle se situe autour de 5 m dans nos cas d'étude. Le logiciel de SIG permet l'élaboration d'un masque excluant les valeurs de pixel supérieur à 5 m d'altitude sur le MNS.

4.2 Bilan sédimentaire : différentiel entre modèles

Les MNS sont comparés ensuite deux-à-deux afin d'évaluer les changements morphologiques survenus à différents stade du cycle de rotation de la plage. Du fait des nombreux (et disparates) aménagements de protection côtière et de la forme particulière de la plage de Montjoly, nous avons déterminé six secteurs avec des dynamiques distinctes. Le secteur 1 correspond au tronçon de plage de l'extrémité Nord-Ouest de la baie. Ce secteur montre une plage étroite avec un profil de type réfléchissant de basse énergie ; il est relativement abrité de la houle incidente par la présence d'un haut-fond rocheux et d'une digue de protection. Le second secteur concerne la bande de plage entre la digue de protection mentionnée précédemment et l'exutoire de la lagune de Montjoly. Il s'agit de l'un des secteurs les plus exposés aux houles et l'érosion y était intense lors de notre étude notamment près des enrochements à l'extrémité Nord du secteur. Le troisième secteur concerne l'exutoire de la lagune de Montjoly qui possède une dynamique propre influencée par les écoulements à travers la plage. Le quatrième secteur s'étend de l'exutoire de la lagune vers le centre de la plage de Montjoly. Il borde les espaces naturels protégés de la lagune de Montjoly, propriété du Conservatoire du Littoral. Le cinquième secteur s'étend entre le centre de la plage et les espaces préférentiels d'accumulation sédimentaires actuels de l'extrémité Sud de la plage. Il présente une bande de plage étroite et fortement urbanisée avec série d'ouvrages disparates de protection côtière au-devant des habitations. Le sixième secteur correspond à l'extrémité Sud de la plage de Montjoly. Ce secteur est le terminus du transit sédimentaire observé lors de notre étude où les sables érodés au Nord de la plage s'accumulent contre le cap rocheux dans le cadre d'un cycle de rotation. Le front de mer, bien qu'éloigné de la ligne de côte grâce à la dynamique actuelle d'accumulation, est fortement urbanisé.

Les secteurs définis pour l'étude sont représentés via des polygones d'emprise, et les MNS sont individuellement découpés en fonction de ces polygones. La comparaison des MNS n'est pas basée sur la méthode traditionnelle de soustraction des valeurs de pixel entre deux rasters, de pixel à pixel. En effet, cette méthode est inadaptée pour la comparaison de données raster d'emprises spatiales différentes car les contraintes d'acquisition des données de terrain sont inconstantes. Par conséquent, un MNS peut présenter des pixels sans valeurs, non-comparables avec les valeurs de pixels d'un second MNS. Cette situation est particulièrement prégnante dans le cas d'une côte en avancée, et de nombreuses informations sur le déplacement des volumes de sédiments peuvent être occultées. Nous avons opté pour une méthode basée sur le calcul de volumes au-dessus d'un plan d'altitude h interceptant la surface 3D de l'objet. Ces volumes calculés sont comparés deux à deux pour chaque secteur. Le plan de référence retenu se situe en moyenne autour du niveau 0, ce qui correspond au niveau médian de la zone intertidale.

Chapitre 4 : Suivi topo-bathymétrique d'un site d'étude

Ce chapitre décrit l'ensemble des techniques et des protocoles appliqués pour obtenir une description numérique de la topographie de nos sites d'étude en Guyane. La première section concerne les relevés topographiques réalisés à l'aide d'un GPS cinématique temps-réel (i.e. GPS RTK). Elle décrit le principe des suivis topographiques au GPS, les modes d'échantillonnages retenus, le post-traitement des données et la constitution sous SIG de modèles numériques de terrain (MNT). La seconde section détaille les principes et la réalisation de la cartographie de la bathymétrie côtière dans la baie de Montjoly-Bourda.

1 Relevés topographiques au GPS RTK et constitution de modèles numériques de terrain (MNT)

Le suivi morphodynamique d'un objet s'appuie en général sur la représentation, d'abord graphique puis aujourd'hui numérique, précise, dans l'espace, de la topographie de l'objet. Cette représentation est communément nommée un *Modèle Numérique de Terrain (MNT)*. Les *MNT* restituent la topographie de la surface d'un objet comme les ruptures de pente, les surfaces tabulaires, les profils de plages, etc..., sans les éléments appartenant au sursol comme la végétation et le bâti. La comparaison de plusieurs *MNT* d'un objet, espacés dans le temps, permet d'observer et de quantifier les changements morphologiques de sa surface. La constitution de ces modèles est basée sur le suivi de la topométrie de l'objet. La précision de la restitution des morphologies est dépendante de la qualité et de la densité des levés topométriques. Cette technique de mesures fut appliquée pour le suivi de l'ensemble de nos sites en Guyane : constitution de *MNT* pour le suivi du polder rizicole, géoréférencement des cibles et levé des points de contrôle qualité pendant l'application de la photogrammétrie aéroportée sur la plage de Monjoly à Cayenne.

Les systèmes de localisation par satellites sont devenus depuis plusieurs dizaines d'années des instruments phares de la production de données topographiques. Ils permettent de s'affranchir des contraintes opérationnelles des instruments classiques de topométrie par systèmes optiques comme les tachéomètres. Ils ne nécessitent pas en effet

l'implantation de points de repères dont les coordonnées dans le système géodésique utilisé sont connues. De plus, l'utilisateur peut opérer seul le levé topométrique. Enfin, la portée opérationnelle des instruments de topométrie par *GPS* est nettement supérieure aux tachéomètres récents car ces systèmes se basent sur la réception et le traitement de signaux radiodiffusés en provenance de constellations de satellites et/ou d'autres récepteurs *GPS*.

Le système *GPS* est des plus utiles lorsque l'on cherche à mesurer des objets en Guyane, en particulier sur le domaine côtier, car les points de référence géodésiques sont peu nombreux et souvent très éloignés du site d'étude. L'utilisation du tachéomètre suppose l'implantation de nouveaux points de références fixes dans un milieu particulièrement mobile, et souvent accessible uniquement par voie de mer. Ce protocole est particulièrement chronophage, voire impossible à mettre en œuvre selon le site d'étude. De nombreux points implantés lors des études menées par Anthony et Dolique (2004) ont très rapidement disparu ou ont été masqué par la végétation. Le système *GPS RTK* apporte une grande adaptabilité aux contraintes élevées des chantiers de topographie réalisés en domaine côtier guyanais.

Cette partie du chapitre s'articule autour de deux volets : le premier présente brièvement les principes généraux du positionnement à l'aide d'un système *GPS*. Le second volet, opérationnel, expose l'instrumentation utilisé sur les sites d'études de la thèse, les modalités d'acquisition à l'aide d'un système *GPS RTK* en fonction de la forme de l'objet, le post-traitement des données topographiques et la constitution de *MNT* sous *SIG*.

1.1 Principes généraux du positionnement à l'aide d'un système *GPS*

Le système *GPS* (*Global Positioning System*) permet d'obtenir une localisation à partir d'un récepteur, n'importe où à la surface de la Terre, grâce à une constellation de satellites dédiés, le réseau *GNSS* (*Global Navigation Satellite System*). Le développement de ce réseau de satellites a été mis en œuvre à partir de 1978 (date de lancement du premier satellite *GPS*) pour les besoins de l'armée des Etats-Unis (CETMEF, 2008). Ce système est resté fermé aux applications civiles jusqu'en 1995. La diffusion civile du signal

GPS fut entachée d'une erreur volontaire d'algorithme (erreur SA) provoquant un décalage d'une centaine de mètres sur la position. En effet, les Etats-Unis craignaient alors qu'une trop grande précision de positionnement soit un avantage pour leurs adversaires. Suite à l'influence de plusieurs agences américaines civiles, le gouvernement américain confirme l'arrêt de l'erreur SA en mai 2000. Le signal diffusé reste malgré tout entaché d'erreurs et d'imprécisions : erreurs des satellites -horloge et orbite- et retards atmosphériques. Afin d'améliorer la précision des positionnements, l'idée est d'introduire un relais de réception de position connue (la base) afin d'appliquer une correction différentielle au récepteur. Aujourd'hui, le réseau *GNSS* compte trois constellations majeures de satellite de géolocalisation : le réseau *GPS*, le réseau russe *GLONASS* pour *Globalnaya Navigatsionnaya Spoutnikovaya Sistema*, et le réseau européen en cours de déploiement *GALILEO*.

Aux lecteurs curieux du mode générale de fonctionnement de la localisation par satellite, nous conseillons la lecture de la thèse de Stephan Durand (2003) concernant l'amélioration de la précision de la localisation différentielle temps-réel par mesure de phase des systèmes *GNSS*.

Le système du *GPS* différentiel (*DGPS* en anglais) est née de la volonté de contourner l'erreur SA dans les années 1990. Ce système introduit la notion de correction différentielle du signal *GPS* à partir de stations fixes de références (ou bases). Ces stations transmettent l'écart entre les positions indiquées par les satellites et leurs positions réelles connues. Le réseau de bases est implanté par divers acteurs comme les utilisateurs, les agences gouvernementales (le réseau *RGP* de l'*IGN* par exemple) ou des sociétés privés qui revendent les corrections (CETMEF, 2008). La portée des bases de corrections peut atteindre les 300 km. Les applications de cette technologie sont multiples : du positionnement pour la navigation côtière et l'agriculture au positionnement en génie civil (milieu urbain, chantiers). Après l'arrêt de l'erreur SA dans le signal *GPS* en 2000, le procédé perd de son intérêt mais conserve tout de même une précision, de l'ordre du mètre, supérieur au *GPS*.

Le système *DGPS*, malgré sa précision de positionnement métrique, reste en deçà des besoins de l'utilisateur souhaitant réaliser un levé topographique précis, à résolution centimétrique, de son objet d'étude.

La seconde évolution des systèmes de positionnement par satellite est le *GPS cinématique temps réel* (*Real Time Kinematic (RTK)* en anglais). Ce système permet de pallier au défaut de précision des *DGPS* avec sa résolution centimétrique et s'impose comme la référence en termes de système de positionnement par satellite pour la topographie. Ce système utilise le principe de correction différentielle entre une base dont la position est connue et le mobile. L'avantage de cette technique provient de la différence de phase utilisée pour la correction, ce qui correspond à la différence entre l'instant où un signal est émis depuis le satellite et l'instant auquel il est enregistré par le récepteur (CETMEF, 2008). Le *DGPS* utilise la phase du code (cadencée à 1,023 MHz), le *GPS RTK* utilise quant à lui la phase de la porteuse du signal (oscillant à 1575,42 MHz) augmentant ainsi proportionnellement la précision. De plus le système *GPS RTK* se différencie des systèmes *DGPS* par une absence de dérive des signaux émis par les satellites et permet d'obtenir une précision constante et quasi-instantanée (Agriculture et Territoire, 2013). Les corrections *DGPS* imposent un délai d'acquisition. Les systèmes *GPS RTK* nécessitent néanmoins une plus grande proximité avec la base de référence, moins de 10 km en fonction de la puissance d'émission radio, qui transmet les corrections par signal radiodiffusé.

Le principe de mesure de la phase de l'onde porteuse consiste à comparer la phase de l'onde reçue par le récepteur et la phase de l'onde générée à l'intérieur du récepteur (CETMEF, 2008). Cette différence de phase oscille théoriquement entre 0 et 2π . Connaissant la longueur d'onde de l'onde porteuse (environ 20 cm), la mesure de phase peut être convertie en mètres. Le nombre entier de longueur d'onde initiale contenu dans la distance récepteur-satellite n'est cependant pas mesurable par le récepteur (CETMEF, 2008). Cette inconnue du système est appelée l'ambiguïté de phase initiale. La résolution de ce problème est opérée par un comptage du nombre entier de cycles cumulés depuis l'époque (ou le temps) d'observation initiale par le récepteur, à condition qu'il n'y ait pas d'interruption de réception du signal. En effet, ces interruptions provoquent des sauts de cycles et sont essentiellement liées à des obstructions de signal par des obstacles, comme des édifices, des montagnes, ou des arbres. Ainsi la mesure de phase peut être considérée comme une mesure précise de la distance récepteur-satellite depuis l'époque initiale, si le problème de l'ambiguïté de phase initiale est résolu. La précision de positionnement est de quelques millimètres théoriquement mais en pratique, elle est de l'ordre de quelques centimètres.

1.2 Instrumentation utilisée

L'instrumentation utilisée se compose de deux modèles de *GPS RTK Trimble* : le modèle 5800, produit en 2003 et propriété du *CNRS Guyane*, qui n'intègre, hélas, pas d'autre constellation que les satellites du réseau *GPS*. Son utilisation présente ainsi une contrainte supplémentaire d'exposition aux signaux *GPS* : en deçà de six satellites visibles dans une géométrie où l'incidence du signal est faible, la précision de la mesure devient faible et des sauts de phases peuvent intervenir. Il convient de vérifier les éphémérides des satellites avant tout déploiement de l'appareil afin de déterminer le nombre de satellites visibles pour une heure et une localisation donnée. Le second modèle de *GPS RTK* utilisé est un *Trimble R8*, propriété de l'*UMR 34 CEREGE*. D'une génération plus récente, cet appareil intègre le traitement des signaux des constellations *GPS* et *GLONASS*. Il permet une plus grande exposition aux satellites, peu importe l'heure et la localisation du site de travail. Son déploiement est donc plus flexible qu'avec le *Trimble 5800*.

Le système *GPS RTK* présente la même structure (*Figure 19*) : le récepteur fixe est monté sur une embase réglable (mise à niveau du récepteur) installée sur un trépied. Un système de radiodiffusion *UHF (Ultra High Frequency)* de 430 à 450 MHz (modèle *PDL 450* pour le *Trimble 5800* et *TDL 450* pour le *R8*) est connecté au récepteur de base afin de diffuser ses corrections au récepteur mobile. Sa portée est de plusieurs kilomètres. Une batterie 12V alimente le récepteur de base et l'antenne radio. Le récepteur mobile d'acquisition des mesures se monte soit sur une canne, soit sur un sac à dos en fonction du mode de mesure souhaitée. Il est alimenté par une batterie 12 V. Le carnet de terrain permet de configurer, mettre en route l'instrument et de lancer l'acquisition et le stockage des données.

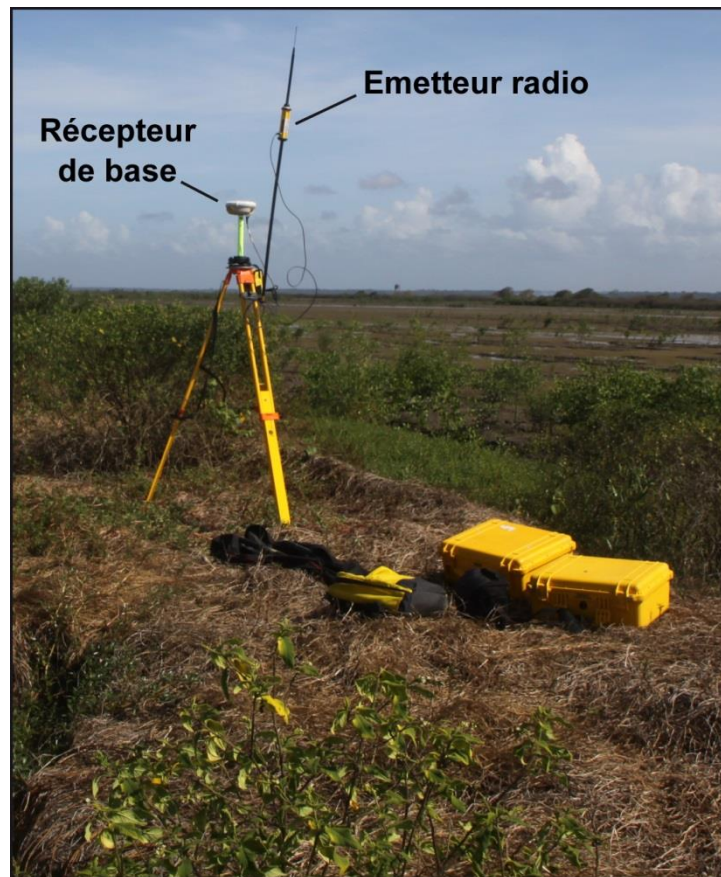


Figure 19 : Déploiement du récepteur de base GPS RTK en juillet 2014.

La correction, l'extraction et la manipulation des données acquises sont opérées à l'aide de logiciels dédiés avec abonnement payant, ici *Trimble Business Center (TBC)* pour les instruments de la gamme *Trimble*. Dans cette étude nous utilisons principalement deux fonctions de ce logiciel : la correction des positions *GNSS* à l'aide de réseaux de stations de références sur la phase et le code des signaux *GNSS* (le lecteur intéressé par la structure et les modes de correction des signaux *GNSS* peut lire la thèse de Stephan Durand (2003)) et le transfert de données topométriques d'une géodésie à une autre. Les traitements géospaciaux et la cartographie des résultats sont opérés à l'aide de logiciel de *SIG*, ici *ArcGIS v10.2 d'ESRI*.

1.3 Géodésie

La géodésie peut être considérée comme « la science qui mesure et représente la surface terrestre » (citation attribuée au géodésien allemand Friedrich Robert Helmert (1843–1917)). Afin de parvenir à une mesure précise de la surface terrestre, la géodésie intègre plusieurs éléments. On distingue la surface topographique de la terre solide, très

irrégulière, qui est approximée à l'aide d'un ellipsoïde de révolution, et la surface équipotentielle du champ de pesanteur nommée géoïde, qui approxime le niveau moyen des mers. La mesure de la surface topographique est exprimée en coordonnées géographiques à l'aide des mesures sur l'ellipsoïde puis en altitude par rapport au géoïde. La détermination de l'altitude s'opère par une mesure de la distance au droit de la surface topographique et de l'ellipsoïde, appelée hauteur ellipsoïdale. La distance entre l'ellipsoïde et le géoïde en tout point du globe étant connue, l'altitude peut être déterminée. A des fins de cartographie, les coordonnées géographiques sont projetées en coordonnées planes à l'aide de modèles de projection divers. **Les systèmes de topométrie, comme les *GPS RTK*, permettent de réaliser l'ensemble des opérations mentionnées précédemment.**

En Guyane, le système de référence de coordonnées projetées se nomme le *RGFG95* pour « Réseau Géodésique Français de Guyane 1995 ». Il se base sur l'ellipsoïde international *IAG GRS80* pour « International Association of Geodesy Geodetic Reference System 1980 » et sa projection associée en *Universal Transvers Mercator (UTM)* Nord fuseaux 22 (entre 48 et 54° Ouest de Greenwich). Ce réseau se compose de plusieurs dizaines de repères répartis essentiellement sur la bande littorale du département (SIAGE, 2014). Il est le système planimétrique légal en Guyane. Il est associé au système de référence altimétrique local *NGG77*, pour « Nivellement Général de Guyane 1977 ». Ce système altimétrique est la référence légale en Guyane, mais il pose un certain nombre de problèmes. Il est relativement imprécis avec des écarts décimétriques à métriques avec les modèles mondiaux, la densité des points repères est faible (1 point tous les 3 km) et leur entretien n'est pas constant (SIAGE, 2014). De plus, ce système de référence altimétrique n'est pas intégré dans les bases de données des références spatiales des systèmes *GPS RTK* et le créer est particulièrement complexe.

Nous avons, pour nos opérations de topométrie, choisi de nous affranchir des systèmes locaux de référence planimétrique et altimétrique pour travailler avec des systèmes de référence spatiaux mondiaux. Nous utilisons le système *WGS84*, pour « *World Geodetic System 1984* » associé à la projection *UTM* Nord fuseau 22. Le système *WGS84* utilise un ellipsoïde *IAG GRS80* légèrement modifié. Notre référence altimétrique est le géoïde mondial *EGM96*, pour « *Earth Gravitational Model 1996* ».

1.4 Protocoles de déploiement, de levé et de post-traitement

1.4.1 *Déploiement de l'instrument et post-traitement des données topométriques*

Le déploiement d'un système *GPS RTK* consiste essentiellement à mettre en place le récepteur de base (*Figure 19*). Ce dernier doit être déployé dans un espace ouvert, de préférence surélevé, pour une réception des signaux satellitaires et une diffusion du signal de corrections optimales. Il doit en outre, en fonction du modèle d'antenne radio, être éloigné de quelques dizaines de mètres du chantier pour une réception optimale du signal de correction. En effet, les signaux radio étant de grande longueur d'onde, lorsque le récepteur mobile est trop proche de l'émetteur radio de la base, il ne capte qu'une partie du signal sinusoïdal ce qui entraîne des sauts de phases. Lors du déploiement sur trépied, on mesure l'hypoténuse du triangle rectangle formé par le centre du récepteur de base (sommet en angle droit), le flanc de ce dernier et le sol. Le récepteur déduit la distance entre le centre du récepteur et le sol afin d'introduire dans la mesure de sa localisation, une correction de hauteur d'antenne. L'essentiel du post-traitement des données acquises à l'aide d'un *GPS RTK* est basé sur la correction de la position du récepteur de base ; en effet, le récepteur mobile corrige sa propre position en fonction des signaux émis par la base.

Il existe plusieurs modes de mesures pour la position du récepteur de base engendrant plusieurs modes de correction des données acquises, mais nous n'avons retenue ici que les deux les plus efficaces en termes de précision :

- *l'implantation de la base sur un point de référence*. Ce mode est le plus robuste en termes de précision de la mesure. Le récepteur de base est implanté au droit d'un point connu et prend ses coordonnées. Les corrections fournies permettent au récepteur mobile de corriger ses acquisitions directement dans le référentiel géodésique du point d'implantation. Ce mode présente l'avantage de ne pas nécessiter de correction des données en post-traitement.
- *l'implantation de la base sur un point libre avec enregistrement des mesures*. Ce mode est plus flexible que le précédent car il permet d'implanter son récepteur de

base n'importe où ; mais ce mode nécessite une étape supplémentaire de post-traitement. Le récepteur de base enregistre en continu sa position dans sa mémoire interne avec des cadences variables. En pratique, on retiendra une cadence d'enregistrement de 1 à 5s pour une précision accrue des mesures après le post-traitement. Les mesures effectuées par le récepteur mobile sont corrigées et de précision centimétrique par rapport à la position du récepteur de base. La position du récepteur de base est corrigée en post-traitement sur la phase porteuse du signal, comme un système *DGPS*, par rapport à une station de référence, la station du *CSG* (*Centre Spatiale Guyanais*) de Kourou en Guyane. Une mesure de qualité sur le récepteur de base ne nécessite aucun saut de phase et une acquisition continue sur une époque proportionnelle à la distance séparant le récepteur de la station de référence. En pratique, on compte un temps de phase d'une minute par kilomètre de distance avec la station de référence. La dérivation des coordonnées calculées sur le récepteur de base après post-traitement est appliquée aux mesures effectuées par le récepteur mobile.

1.4.2 Levé topométrique : modes d'acquisition et objectifs expérimentaux

Les systèmes *GPS RTK* offrent plusieurs modes d'acquisition à l'aide d'un récepteur mobile (*Figure 20*).

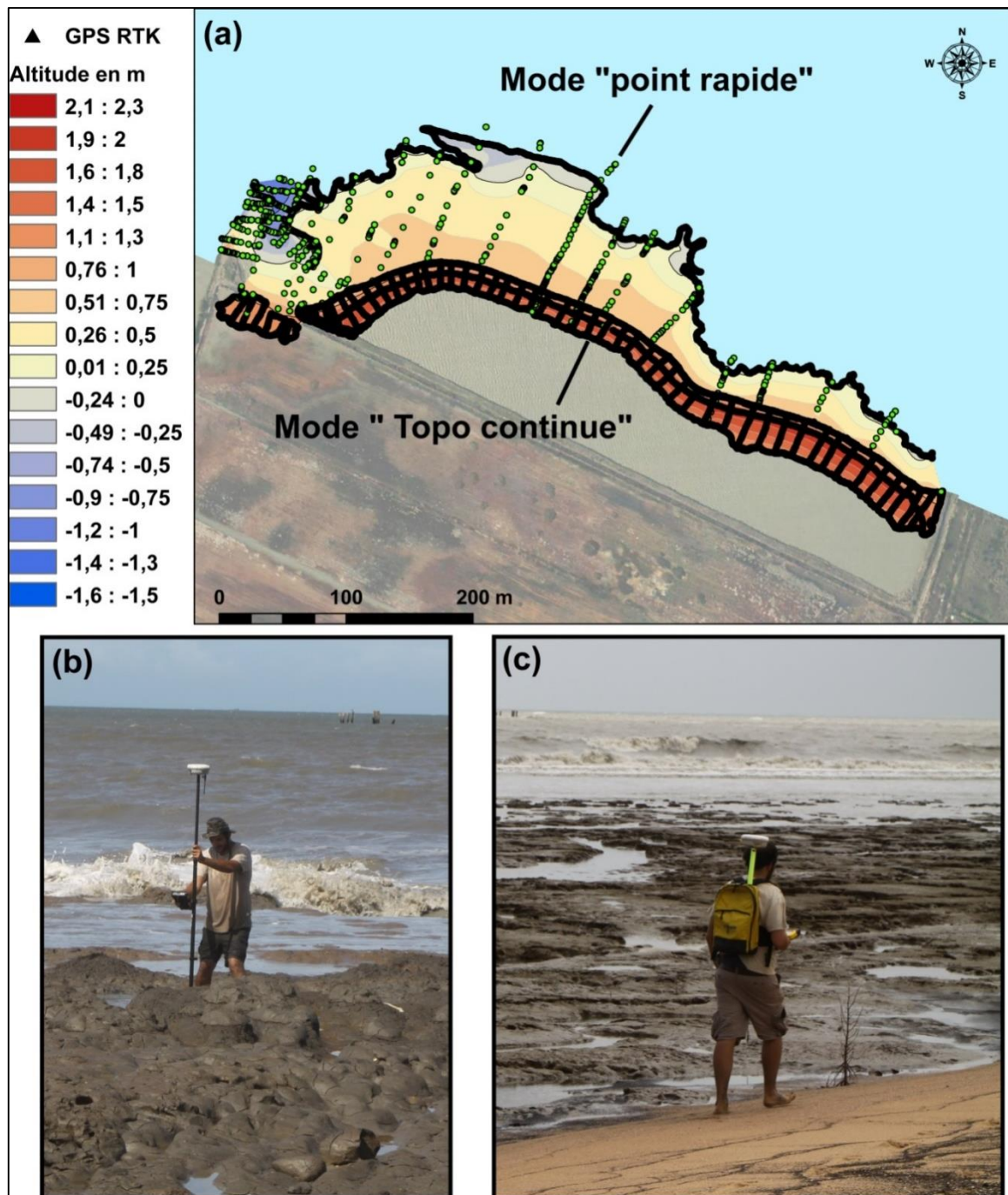


Figure 20: Modes d'acquisition des données topographiques par GPS RTK et constitution d'un MNT ; exemple du polder de Mana en juillet 2014.

(a) Carte présentant (1) un semis de points topographiques d'un levé en juillet 2014 sur le polder de Mana, et (2) le modèle numérique de terrain constitué à partir de ces données. Dans le cas présent, nous avons procédé à des mesures en mode « point rapide » sur les secteurs où la stabilité de l'opérateur était précaire, comme le montre la photographie (b) sur la plateforme vaseuse en érosion, puis nous avons opéré avec le mode « topo continue » sur les surfaces où l'opérateur peut évoluer sans difficulté, comme le montre la photographie (c) sur le chenier.

Nous ne présentons dans cette section que le mode utilisé pour nos études :

- *mode « point rapide »*. Le récepteur est monté au sommet de la canne de levé et la mesure d'un point est prise sur la base d'une seule observation après que la canne soit mise de niveau. Il s'agit du mode de levé de points par défaut.
- *mode « point topographique »*. Il s'agit d'un mode de mesure permettant une grande précision mais il est relativement chronophage. Le récepteur est monté au sommet de la canne de levé, le niveau est maintenu pendant le levé du point. La mesure de la position du point est basée sur la moyenne d'un ensemble d'observations. Le temps d'observation lors de la mesure est en moyenne de dix secondes, il est nécessaire de maintenir le niveau.
- *mode « topométrie continue »*. Le récepteur mobile est monté sur un sac-à-dos porté par l'utilisateur. Les points sont mesurés de manière continue soit avec un intervalle de temps (1 point toutes les n secondes), soit avec un intervalle géométrique (1 point tous les n centimètres parcourus par l'utilisateur). Ce mode d'acquisition suppose une grande rigueur dans la démarche de l'utilisateur qui doit s'efforcer de marcher le plus droit possible pendant tout le levé. L'imprécision des mesures est compensée par leur densité qui permet, à posteriori, de lisser les erreurs.

La production de données topométriques suppose de pouvoir travailler avec les trois modes précédents. Les levés topométriques peuvent être exécutés de plusieurs manières en fonction de la restitution souhaitée et des contraintes opérationnelles. Pour concevoir un *MNT*, il faut supposer un semis de points, couvrant l'objet, le plus dense possible. **L'utilisation du mode « topométrie continue » est donc la solution la plus efficiente.** Certaines surfaces de l'objet à mesurer sont cependant glissantes (substrat vaseux ou rocheux humide) ; l'utilisateur en mode « topométrie continue » ne parvient pas à rester droit et la mesure est trop imprécise. De ce cas, on utilise plutôt le mode « point rapide ». De même lorsqu'on mesure des ruptures de pentes ou lorsqu'on acquiert des données dans un plan d'eau agité. Le mode « point topographique » est à réserver lorsqu'on souhaite mesurer précisément la position d'un point, comme le centre d'une cible utilisée en photogrammétrie (voir *Partie II, Chapitre 3*). Par ailleurs, la mesure de points à l'aide d'une canne sur des substrats tendres (vases) ou non-cohésifs (sables)

nécessite des accessoires spécifiques comme une pointe de canne plate, afin de ne pas enfoncer la pointe de la canne dans le substrat et ainsi introduire une erreur de mesure.

1.5 Réalisation de MNT sous SIG

La réalisation de *MNT* à partir des données topométriques peut être opérée avec un grand nombre d'outils sous *SIG*. Dans cette thèse, nous avons cherché à constituer des *MNT* réguliers et représentatifs de la morphologie du polder de Mana. Les opérations de photogrammétrie aéroportée remplacent cette méthode dans l'étude de la plage de Montjoly (Partie 2 - Chapitre 3).

Nous avons opté, au regard de la densité d'informations recueillies après chaque levés sur le polder, pour une méthode classique de *triangulation de Delaunay* afin de constituer un réseau de triangles irréguliers (*Triangulated Irregular Network (TIN)* en anglais) à partir du nuage de points de données. Le *TIN* est ensuite nettoyé afin de rompre les relations non représentatives de la morphologie du site. Les triangles mettant en relation des points trop éloignés sont supprimés. Les valeurs d'altimétrie sont ensuite interpolées sur une surface raster avec une taille de cellule moyenne de 1m.

Enfin, les *MNT* sont comparés entre eux afin de déduire les pertes/gains de surface et de volume de matériel, et des profils topographiques sont extrapolés de ces données. La méthode de quantification des pertes et gains de sédiments est basée sur la mesure du volume de l'objet au-dessus d'un plan de référence situé dans le cas des rizières à -1.5 m d'altitude (limite basse du talus d'érosion). Les mesures de volume sont comparées deux-à-deux afin de déduire une évolution dans le temps de la dynamique érosive.

2 Cartographie de la bathymétrie des baies de Cayenne

La mesure de la profondeur des fonds marins et leur cartographie sont des compléments fondamentaux aux mesures topométriques des surfaces émergées des environnements côtiers. L'intérêt est d'offrir un continuum terre-mer en termes d'observation de la forme du relief afin de mieux caractériser la dynamique morpho-sédimentaire d'un site.

En Guyane, les levés bathymétriques côtiers sont peu nombreux et non-exhaustifs. En effet, la côte des Guyanes (*voir Partie I, Chapitre 1, 1.1*) est la plus dynamique au monde, sous l'impulsion du transit de bancs de vase amazoniens. Cet aspect morphodynamique majeur induit des transformations bathymétriques fréquentes et importantes, liées aux apports de vase. Par conséquent, la profondeur des fonds est caractérisée de manière incomplète. Les mesures anciennes ne sont, aujourd'hui, plus d'actualité.

La bathymétrie des baies de l'île de Cayenne est très mal documentée, y compris lors des phases d'envasement menant à des phases d'érosion côtière intense. Afin de répondre aux besoins de données sur la morphologie des fonds de ces baies, des mesures bathymétriques furent réalisées du 13 au 16 octobre 2014, en partenariat avec le *CNRS CEREGE* et le *CNRS Guyane* (instrumentation, acquisition et post-traitement), le service *FLAG* de la *DEAL Guyane* (logistique, personnel naviguant et au sol), le *PNRG* (embarcation) et le *BRGM* (instrumentation et logistique). Ces mesures élargissent un suivi de la bathymétrie des baies initié par le *BRGM* et la *DEAL* en novembre 2013 à l'aide de 13 profils topo-bathymétriques réalisés par la société *CREOCEAN*. La date des levés coïncide avec la fin de la phase dite de transition (installation de l'avant du banc de vase dans la baie, amortissement des houles du large) et dans la dynamique de rotation de la plage (Anthony et Dolique, 2006). L'objectif expérimental était de : (1) poursuivre le suivi morphométrique des profils topo-bathymétriques produits en 2013, (2) produire une cartographie la plus détaillée et précise possible des petits fonds des baies de Rémire-Gosselin, Bourda-Montjoly et Montabo dans le contexte de rotation des plages. Pour cette réalisation, nous avons adopté une méthode couplant un sondeur acoustique mono-faisceau mono-fréquence à un système *GPS RTK* afin de positionner à une résolution centimétrique nos levés, et corriger les hauteurs d'eau mesurées par le sondeur en temps

réel. Cette méthode fut élaborée dans l'optique de minimiser le temps de travail sur le terrain et de post-traitement des données.

La description de notre méthode s'articule autour de trois axes: la présentation de la méthodologie de levé bathymétrique à l'aide d'un *GPS RTK*, l'élaboration de notre protocole en amont et son acquisition, et le post-traitement des données produites.

2.1 Principe des levés bathymétriques à l'aide de GPS RTK

Les mesures de bathymétrie sont réalisées à partir de méthodes complexes couplant le positionnement du système de mesure et les relevés de hauteurs d'eau. Les hauteurs d'eau sont mesurées par rapport à un niveau de référence comme le zéro hydrographique ou le zéro altimétrique, correspondant généralement au niveau moyen des mers locales. L'utilisation de sondeurs acoustiques et de système de positionnement par *GPS* facilite aujourd'hui le processus de mesures sur le terrain mais le traitement des données reste complexe. En effet, les plans d'eau côtiers sont des objets particulièrement dynamiques soumis à des variations plus ou moins fréquentes de la hauteur du plan d'eau qu'il convient de corriger. Ces variations sont liées au passage des houles, au déplacement du bateau à la surface de l'eau, et aux marées. Si les variations à haute fréquence de la hauteur d'eau (tangage et roulis liés à l'agitation du plan d'eau) sont aisément corrigibles en lissant les mesures faites par le sondeur (20 mesures par seconde en moyenne), les variations de basse fréquence, comme la marée, sont, quant à elles, difficiles à décrire. La propagation du signal de marée est en effet, beaucoup plus lente que les houles et les variations lentes de la hauteur du plan d'eau, et tend à se fondre dans l'ensemble des enregistrements.

La précision du système de positionnement est fondamentale car ce dernier permet de calculer, outre la position planimétrique de la mesure, les variations à basse fréquence de la hauteur d'eau liées au signal de marée. L'utilisation du système de positionnement *GPS RTK* permet de calculer l'altitude du plan d'eau en temps réel avec une précision centimétrique afin de restituer les hauteurs de marée. Cette restitution est appelée « *marée RTK* » (ou « *RTK tide* » dans la littérature anglo-saxonne). Les hauteurs d'eau mesurées par le sondeur sont ainsi corrigées du signal de marée enregistré lors de l'acquisition et ramenées à un référentiel géodésique connu. Nous avons choisi pour nos

mesures d'utiliser le logiciel *Hypack 2009*. La méthodologie de calcul de la *marée RTK*, notée T_{RTK} par le logiciel, repose sur la détermination de la distance entre le zéro hydrographique et la surface de l'eau en temps réel (*Figure 21*). Le calcul de cette valeur permet de déterminer la distance entre le fond et le zéro hydrographique CS (pour « *Chart Sounding* »). Le logiciel intègre l'altitude ellipsoïdale A mesurée par le récepteur *GPS* mobile, la mesure de la profondeur brut B par le sondeur, la distance entre le transducteur acoustique et le récepteur *GPS* mobile H , la séparation entre l'ellipsoïde et le géoïde N , et la distance entre le zéro hydrographique et le géoïde K .

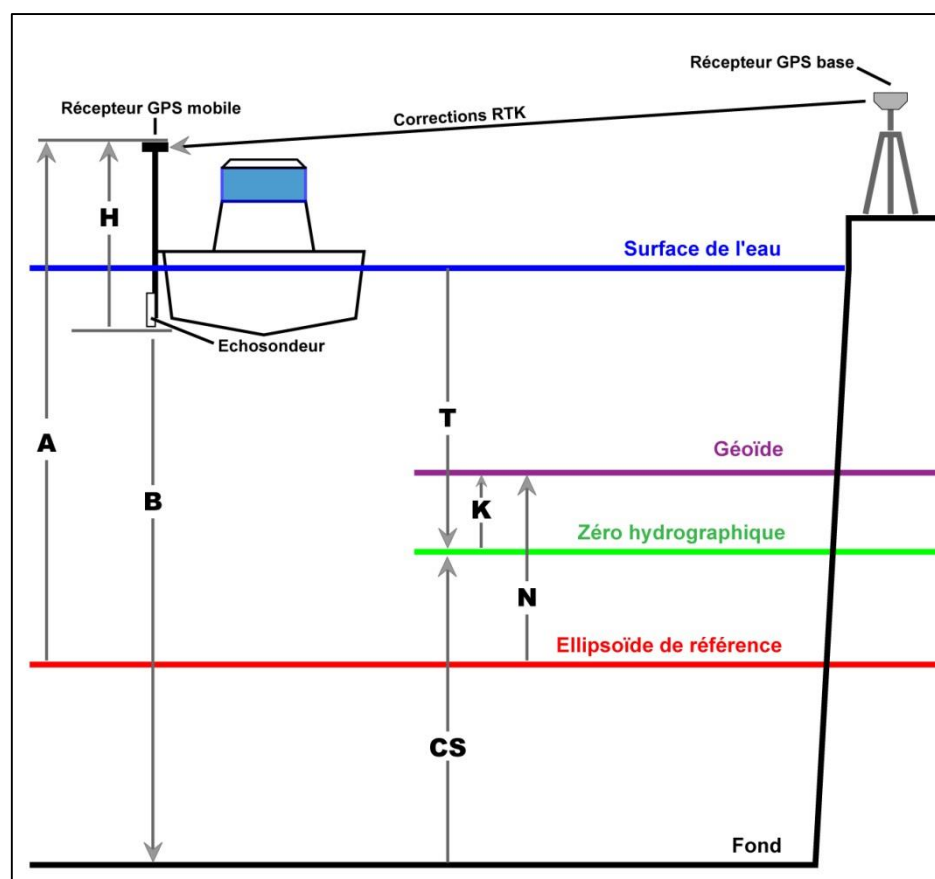


Figure 21: Méthodologie de mesures bathymétriques à l'aide d'un GPS RTK sous Hypack 2009

La formulation de leur relation (Hypack, 2012) est :

$$CS = B + T_{RTK} \quad (5)$$

où $T_{RTK} = -K + N - A - H$, T_{RTK} est une valeur négative.

En règle générale, dans cette formulation on intègre la valeur du tirant d'eau dynamique (*dynamic draft*), notée D . Cette valeur est, cependant, déterminée à l'aide

d'une centrale à inertie montée au droit du support du récepteur *GPS* et de l'échosondeur. Ne disposant pas de ce matériel pour ce travail, nous avons opté pour un tirant d'eau statique (distance entre la ligne d'eau et l'échosondeur) dont la valeur est intégrée dans *H*.

2.2 Préparation de l'expérience et acquisition des données

La mise en place des protocoles de cartographie de la bathymétrie côtière suit plusieurs étapes consistant à : (1) définir la grille d'échantillonnage des mesures en fonction de la qualité de restitution des morphologies choisies ; (2) définir les contraintes d'acquisition au regard de l'état de mer et des marées ; (3) choisir l'instrumentation, sa configuration et le vecteur utilisé pour ces opérations.

2.2.1 Grille d'échantillonnage

Les objectifs expérimentaux consistaient à suivre en priorité les traces de 13 profils topo-bathymétriques levés en novembre 2013 par le *BRGM* sur commande de la *DEAL*, puis de constituer une grille de mesures denses afin d'établir des *MNT* restituant finement la morphologie du fond. La grille de mesures comprend des profils perpendiculaires et parallèles à la côte (*Figure 22*). Les profils perpendiculaires à la côte furent espacés de 200 m. Les profils parallèles furent espacés de 25 m près du bord de plage, de 50 m à 200 m du bord, puis de 100 m pour les secteurs les plus au large. Cet espacement irrégulier devait permettre de cartographier précisément les petits fonds près du bord de plage.

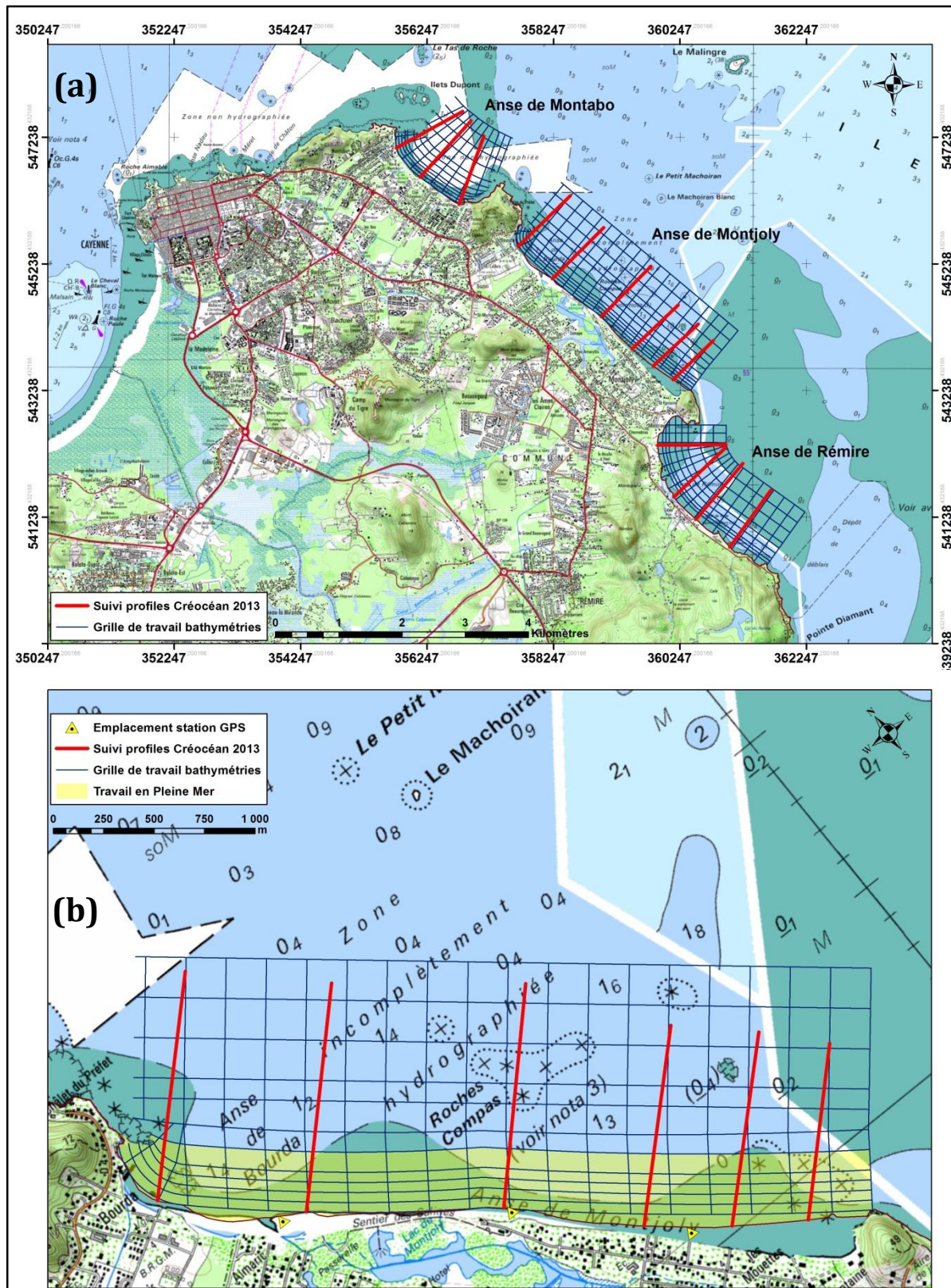


Figure 22 : Cartographie préparatoire des chantiers de bathymétrie

(a) Carte présentant les chantiers sur les trois principales baies de Cayenne avec les profils topo-bathymétriques à actualiser et la grille d'échantillonnage des mesures.
(b) Exemple de chantier dans la baie de Montjoly.

2.2.2 *Etat de mer*

Par nécessité d'accéder au bord de côte avec l'embarcation, les mesures devaient se dérouler à marée montante et de préférence avec une mer peu agitée afin d'éviter de forts tangages et roulis. Travailler pendant la saison sèche d'août à décembre était donc nécessaire (*voir Partie I, Chapitre 1, 1*). Le personnel naviguant ne travaillant qu'à partir de 7h jusqu'à 17h, il était nécessaire de définir des jours de travail où les conditions de marée étaient optimales sur ces plages horaires. Les mesures furent, par conséquent, planifiées du 13 au 16 octobre 2014, ces jours répondant à nos critères.

2.2.3 *Instrumentation et vecteur*

L'instrumentation déployée pour ces mesures (*Figure 23*) était composée de deux échosondeurs mono-faisceau mono-fréquence Tritec PA 500 (CNRS CEREGE) et PA 200 (BRGM). L'alimentation externe de l'échosondeur était une batterie 12V stockée dans une caisse plastique hermétique. Le dispositif de mesures topométriques est un GPS RTK Trimble 5800 (*voir Partie II, Chapitre 4, 1*). La synchronisation entre les instruments de mesure et la collecte des données étaient opérée via le logiciel Hypack 2009 installé sur un ordinateur de terrain « durci » Panasonic Toughbook C-21. Les instruments de mesure furent connectés à l'ordinateur via des ports COM en sortie d'une carte PCMCIA.

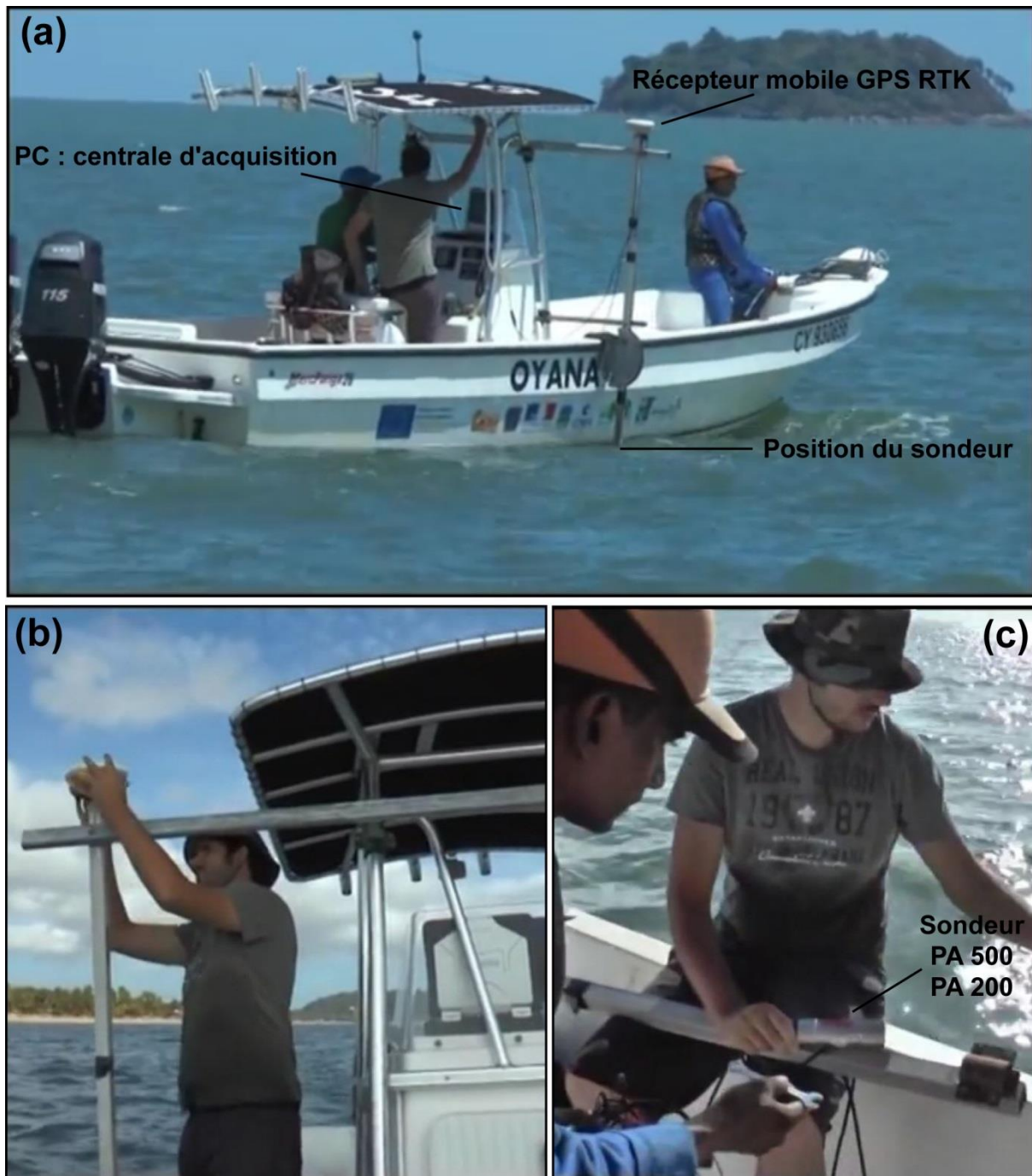


Figure 23: Acquisition des données bathymétriques, déploiement dans la baie de Monjoly.

(a) Vecteur déployé par la DEAL Guyane pour l'acquisition des données bathymétriques. Le système d'acquisition consiste en un mât, placé sur le flanc de l'embarcation, et sur le sommet duquel on monte le récepteur mobile du GPS RTK (photographie (b)) et le sondeur à son autre extrémité pour l'immersion (photographie (c)). Les données collectées par le récepteur GPS RTK et le sondeur sont centralisées via le logiciel HYPACK 2009 dans un ordinateur embarqué. Photo crédits : Myrlande Myah Pierre, ATV, octobre 2014.

L'embarcation utilisée était le bateau OYANA du PNRG. Les instruments furent installés sur un tube de 2m monté au droit du flanc tribord du bateau. La séparation entre le récepteur GPS et la ligne d'eau était de 1,46 m, celle entre le transducteur de l'échosondeur et la ligne d'eau de 0,6 m. Le tracé des routes de navigation correspondant aux profils et grilles de mesures fut suivi à l'aide du logiciel Hypack qui permet de visualiser la position de l'embarcation sur un fond cartographique (ici nos routes) grâce au système GPS.

Le récepteur GPS de base fut installé sur la plage en face du chantier en mode implantation libre. La portée de l'antenne radio du dispositif étant de 2 km, plusieurs mises en station ont été nécessaires pour couvrir la totalité de certains sites, comme les baies de Montjoly et de Rémire-Gosselin.

(i) Géodésie

Les systèmes de positionnement par GPS fournissent des altitudes ellipsoïdales et par rapport à un modèle de géoïde. Il est donc nécessaire d'harmoniser les référentiels géodésiques entre le système GPS et le logiciel d'acquisition Hypack. Les référentiels choisis furent l'ellipsoïde WGS84, le géoïde EGM 2008 et le système de coordonnées projetées UTM zone 22 Nord. Au regard de la faible étendue des sites, nous avons considéré que la séparation entre le géoïde et le zéro hydrographique était constante et de -2,46 m (RAM, 2014). Cette séparation fut utilisée comme une correction orthométrique pendant le levé et pour le post-traitement.

(ii) Acquisition

L'acquisition se déroula sur 4 jours : une journée de travail fut nécessaire pour couvrir la baie de Rémire-Gosselin et la baie de Montabo; la baie de Montjoly nécessita deux journées de travail pour être complètement couverte. L'ensemble des profils topobathymétriques de 2013 furent relevés et les grilles de mesures de chaque baie furent suivis relativement fidèlement. Certains secteurs des grilles ne furent, en effet, pas levés par manque de temps comme pour la partie Nord de la baie de Rémire-Gosselin. La navigation à faible vitesse a permis de suivre efficacement les routes définies en amont, de limiter le tangage et le roulis de l'embarcation, et d'éviter l'effet de bulle lié à l'agitation locale provoqué par le mouvement du bateau. Ces bulles d'air à proximité du transducteur de l'échosondeur provoquent, en effet, de fortes impédances acoustiques locales qui

perturbent la mesure. Suite à des problèmes d'humidité au niveau des connectiques, nous avons dû utiliser l'échosondeur PA 200 en remplacement du PA 500.

Nous avons opté pour une séparation très nette des mesures le long des différentes routes suivies afin d'individualiser chaque profil de mesures bathymétriques pour faciliter les futurs post-traitements.

2.3 Post-traitement des données

Le post-traitement des données de profondeurs suit un protocole semi-automatisé par le biais du logiciel Hypack (Hypack, 2012). En premier lieu, le logiciel intègre la vitesse de propagation de l'onde acoustique dans l'eau de mer. Nous avons convenu d'une valeur générique de célérité de 1025 m/s dans l'eau de mer en petit fond. La marée RTK est ensuite lissée toutes les 30s et intégrée aux mesures. Chaque profil de mesures fut nettoyé individuellement d'artefacts causés par les algues, les poissons et les erreurs de mesure. Enfin, les mesures furent lissées toutes les 5 s (moyenne de 50 mesures) pour corriger le tangage et le roulis dans le contexte de faible agitation dans les baies de Montjoly et de Rémire-Gosselin. Les mesures furent lissées toute les 10 s (100 mesures) sur la baie de Montabo, où les houles furent plus fortes avec des périodes de 10 s environ lors du levé.

Les mesures furent exportées sous la forme d'un nuage de points comprenant les positions de chaque mesure dans les trois composantes (*Figure 24*). Les bases GPS RTK étant déployées en implantation libre, la position finale des mesures fut corrigée à l'aide de la dérivation après post-traitement des bases GPS RTK (*Voir Partie II, Chapitre 4, 1.4*). Malheureusement, des problèmes d'alignement des mesures de profondeurs subsistaient entre les jeux de données d'un même site, levés à l'aide de déploiements successifs de la base GPS RTK. Cette erreur est à imputer au calcul de la marée RTK lorsque la base GPS RTK est en implantation libre et non sur un point connu. Par conséquent, nous avons dû dériver l'altitude des mesures bathymétriques par rapport à des mesures topométriques en bord de plage réalisées quelques jours auparavant, lors des sessions de photogrammétrie aéroportée.



Figure 24: Données collectées après post-traitement sous Hypack 2009 sur la baie de Montjoly en octobre 2014.

Chapitre 5 : Mesures hydrodynamiques côtières

Moteur de la dynamique morpho-sédimentaire d'un site côtier, les conditions hydrodynamiques du milieu sont un élément fondamental afin d'établir un ciment de causalité entre les morphologies observées et leurs évolutions dans le temps. L'hydrodynamique côtière est constituée principalement de trois forçages externes : le régime de marée, les vagues et les flux estuariens. En Guyane, à ces forçages se juxtaposent les bancs de vase, sources de modifications des conditions hydrodynamiques locales (diffraction et atténuation des houles), mais aussi des formes fortement influencées par ces mêmes conditions hydrodynamiques au sein d'une véritable boucle morphodynamique.

Dans le cadre de notre étude, nous nous sommes focalisés sur deux forçages en particulier : les houles et la marée. En effet, nos sites d'étude en Guyane sont assez éloignés des flux estuariens et leur effet d'épi hydraulique (*voir Partie I, Chapitre 1, 1*) pour ne pas les intégrer. Les bancs de vase, quant à eux, font l'objet d'une étude cartographique.

Notre approche est basée sur la mesure ponctuelle des conditions d'agitation côtière, complétée par le recueil de données sur l'agitation au large et sur les conditions de marées issues de la modélisation.

1 Mesure des conditions d'agitation

Les mesures de l'hydrodynamisme côtier en Guyane sont particulièrement délicates à réaliser. En effet, le milieu est très dynamique avec des houles modales de 1.5 m (Gratiot *et al.*, 2007 ; Anthony *et al.*, 2015) et le marnage est méso-tidal avec 3 m en moyenne lors de la vive eau. La fréquentation humaine des sites d'études, en particulier les baies de Cayenne, et l'extrême turbidité des eaux ont rendu ardu le déploiement et la surveillance d'instruments très visibles comme les courantomètres S4 à large diamètre déployés jadis dans des conditions très difficiles (Anthony *et al.*, 1997). Nous ne disposons pas d'embarcation pour déployer des instruments au large. Nous avons alors opté pour des mesures à partir d'instruments légers : des capteurs de pression immergeables afin de mesurer les fluctuations de hauteur d'eau.

1.1 Instrumentation

Nous avons utilisé des capteurs de pression et de température *SP2T-10* du fabricant *NKE* (Figure 24). Ces instruments, immergeables jusqu'à -75 m, offrent une résolution de mesure de 0.3 cm et une précision de mesure de 2 cm sur une profondeur d'eau allant jusqu'à -10m. Les mesures de température présentent une résolution de 0.05 °C pour une gamme de -5 à +35 °C, mais nous n'avons pas exploité ces données thermiques. L'autonomie du capteur est de 300 000 couples de mesures pour une durée de vie de 3 ans environ (pile lithium). La fréquence des mesures est modulable. La configuration, le lancement et l'extraction des données de ces capteurs sont simples à mettre en œuvre via une interface de communication inductive (data pencil) et le logiciel *WinMemo*, dédié aux instruments *NKE*. Enfin, la coque des *SP2T* est en plastique durci et la membrane du capteur est située dans un renforcement, rendant le dispositif particulièrement endurant au déferlement des vagues. La taille du capteur est de 13 x 2.7 cm, ce qui permet son installation sur de nombreux types de supports.

1.2 Déploiement

Les instruments sont montés sur des fers à béton recourbés afin d'être manipulés et déployés sans risque de blessure à l'encontre des baigneurs dans la zone du

déferlement des vagues. Pour le cas où ces dernières sont trop fortes, comme sur la plage de Montabo, nous avons opté pour un montage sur une ancre à vis. Sur les plages de Cayenne les instruments déployés sont constamment sous surveillance afin d'éviter les vols et la casse du matériel (*Figure 25*). Par conséquent, ils ont été déployés seulement lors de 2 à 4 cycles de marées. Sur le polder rizicole de Mana, les instruments ont été déployés pendant 3 à 4 jours, ce qui correspond à 6 à 8 cycles de marées.

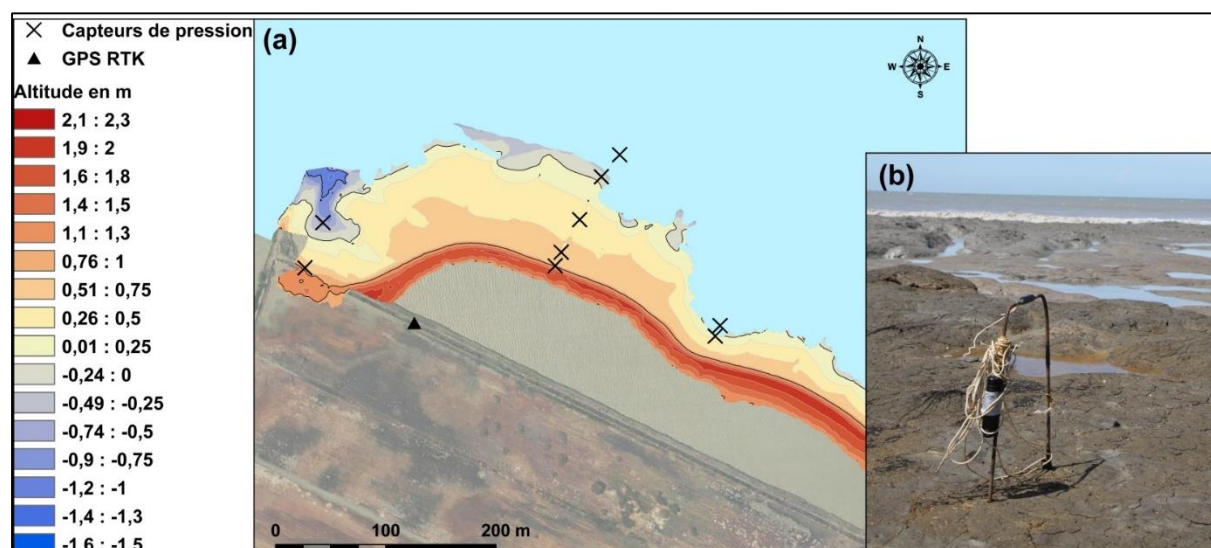


Figure 25: Déploiement de capteurs de pression, exemple du polder de Mana en juillet 2014.

(a) Carte présentant un exemple de déploiement de capteurs de pression (photographie (b)) sur le polder de Mana en juillet 2014. Les capteurs sont déployés en profils perpendiculaires à la côte et à intervalle variable en fonction de la morphologie du substrat.

Les instruments sont réglés sur une fréquence de 2 Hz, permettant l'acquisition d'une mesure chaque demi-seconde, adaptée à l'étude des paramètres de houles (Péron, 2014 ; Paquier *et al.*, 2015).

Les modalités de déploiement des instruments (nombre et positionnement) dépendent des questionnements scientifiques et des contraintes de chaque site:

- Sur les plages de Cayenne, l'objectif était de mesurer les conditions d'agitation côtière dans le contexte de rotation de plage. La plage de Montjoly étant en rotation durant notre étude, alors que celle de Montabo ne l'était pas encore, nous avons positionné des instruments sur les deux plages afin de comparer leurs conditions d'agitation. Les instruments étaient placés à marée basse dans la zone de surf. Les mesures acquises seront par la suite comparées aux conditions de houles modélisées

au large de Cayenne et à la propagation de ces dernières en fonction de la bathymétrie de la baie. Cette dernière finalité concerne exclusivement les mesures réalisées sur la plage de Montjoly en octobre 2014. Les instruments ont été géoréférencés à l'aide d'un DGPS.

- Sur le polder de Mana, nous avons opté pour une stratégie de mesure plus dense que sur les plages de Cayenne. En effet, le site d'étude est à peine fréquenté (quelques rares chasseurs et des jaguars) et permet un déploiement plus nombreux. Les objectifs expérimentaux ont été de mesurer les paramètres de houles affectant le site en fonction de l'état de la marée, puis de calculer les paramètres de dissipation de l'énergie de la houle. Nous avons initialement procédé à la mise en place d'un seul profil de capteurs de pression, répartis entre la zone de swash du chenier et le bas de la zone intertidale à marée basse (*Figure 24*). Ce profil était situé au centre de la parcelle du polder étudié. Suite à l'intense dynamique érosive sur cette côte, nous avons observé des dissymétries spatiales entre des secteurs plus érodés que d'autres, avec l'apparition de formes érosives caractéristiques comme des falaises d'arrachement dans la zone intertidale. Nous avons alors ajouté de nouveaux profils de capteurs afin de mesurer les conditions et la dissipation des houles le long des discontinuités observées, en plaçant par exemple un capteur au pied d'une falaise d'érosion et un second au sommet de cette dernière (*Figure 25*). L'ensemble des positions des capteurs furent levés précisément à l'aide d'un *GPS RTK*.

1.3 Analyse des mesures

Pour l'analyse de ces données, nous appliquons la théorie *linéaire des vagues* ou théorie d'*Airy* (nom du savant Anglais qui a mis au point au 19^{ème} siècle ce mode simple de calcul des ondes). Cette théorie est une bonne approximation du mouvement des vagues tels que mesurées à 2 Hz par nos instruments, bien que nous soyons conscients que les petits fonds peuvent induire des non-linéarités. Cependant, de nombreux auteurs considèrent que cette approche est une première approximation valable (Paquier et al, 2015). Les premières opérations d'analyse consistent à calculer le spectre de fréquence des vagues sur des intervalles de 20 minutes (« *burst* » en anglais) en utilisant des *transformés rapides de Fourier* (*FFT* ou *Fast Fourier Transform en anglais*), avec un *fenêtrage* limité à 600 s et un recouvrement de 75% (Paquier et al., 2015). Classiquement,

la limite entre les domaines des vagues de gravité et d'infra-gravité peut-être fixé à 0.05 Hz sur le spectre de fréquence (Paquier *et al.*, 2015). Pour chaque *burst*, nous avons calculé les hauteurs significatives des vagues (H_s) en mètres et leurs périodes (T) en secondes.

Pour les mesures effectuées sur le polder, nous avons déterminé en outre *l'énergie des vagues* pour chaque capteur du profil à l'aide de la formulation suivante :

$$E = 1/8 \rho g H_s^2 \quad (6)$$

où ρ est la densité de l'eau de mer en $kg.m^{-3}$ (en moyenne, $1025 kg.m^{-3}$ en Guyane), g est l'accélération de la gravité et H_s la hauteur des vagues en m .

2 Données issues de modèles

Les côtes de Guyane sont pratiquement dépourvues de façon pérenne d'instruments de mesures des conditions hydrodynamiques au large. On compte actuellement un marégraphe installé sur les îles du Salut au large de Kourou et une série de houlographes installés très récemment (juin 2015 ; *DEAL*, communication personnelle) au large de Cayenne par la *DEAL Guyane*.

Nous utilisons, par conséquent, les données marégraphiques issues des modèles édités par le *Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM)* au niveau des stations du Larivot à l'estuaire du fleuve Cayenne, et des Hattes au niveau de l'estuaire du Maroni. Les hauteurs d'eau sont calculées avec un pas de temps de 10 minutes via le logiciel *SHOMAR 2014*, édité par le *SHOM*.

Face à la nécessité de compléter nos mesures de houles côtières par des données plus au large, nous avons eu recours au modèle global américain *Wave Watch III (WWIII ; Tolman, 2014)* édité par le *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)*. *WWIII* est un modèle spectral de vagues qui permet de décrire des états de mer complexes à partir de données de vent. Il constitue la troisième génération de modèle conçu par le *NOAA*. Il intègre les processus physiques de formation des vagues due à l'action du vent comme le gonflement et la décroissance des vagues, leurs interactions non-linéaires, les effets de dissipation, la friction du fond et le déferlement des vagues. *WWIII* calcul les états de mer toute les six heures pour les cellules d'une grille spatiale régulière d'un demi degré de longitude et de latitude. Le modèle fourni les hauteurs en *m*, périodes en *s* et directions en *degrés* des vagues de vent, des houles et de la mer totale, pour chaque cellule de la grille.

Chapitre 6 : Modélisation de l'action des houles en contexte d'envasement : utilisation dans la baie de Montjoly

Disposant de données détaillées sur la morphologie des fonds des baies de Cayenne, nous avons souhaité évaluer la propagation de la houle dans le contexte d'envasement de la baie de Montjoly en octobre 2014. La baie de Montjoly est, en effet, fermée par une barre vaseuse qui dissipe l'énergie des houles en provenance du large. **L'objectif ici est de simuler l'agitation côtière à partir de la forme du fond et des conditions hydrodynamiques au large.** Nous avons opté pour l'utilisation du modèle *REF/DIF* (Kirby et Dalrympe, 1994). Cette étude fut réalisée en partenariat avec le *Professeur Bertrand Millet du MIO*.

Cette approche méthodologique est abordée en deux étapes : (1) la description du modèle *REF/DIF*, (2) les données en entrée des simulations et les résultats attendus.

1 Le modèle REF/DIF

Comme son nom l'indique, le modèle *REF/DIF* prend en compte les phénomènes de réfraction et de diffraction de la houle. Il permet de simuler de façon réaliste la transformation de la houle lorsque celle-ci s'approche du rivage (réfraction sur des plateaux rocheux, barres en croissant....) ou lorsqu'elle rencontre des structures artificielles (diffraction par des brise-lames, des jetées..). Les données en sortie du modèle comprennent : le champ de phase de la houle, la hauteur, et la direction de propagation.

REF/DIF combine des modèles non-linéaires de réfraction et de diffraction intégrant des comportements différents de la propagation des vagues liés aux hauts fonds (*shoaling*), à la réfraction, à la dissipation d'énergie, et à la diffraction. *REF/DIF* modélise la hauteur des vagues et leur direction de propagation sur une grille de modèle plutôt que sur des rayons espacés irrégulièrement. Il s'agit d'un avantage majeur car cela permet d'éviter les difficultés liées à l'entrecroisement des rayons de propagation pouvant mener à des résultats ininterprétables (Kirby et Dalrympe, 1994). Contrairement aux modèles

plus traditionnels, en combinant la réfraction et la diffraction, *REF/DIF* permet de modéliser la propagation des vagues sur une bathymétrie irrégulière. Enfin, ce modèle est en open-source et fonctionne avec un code en fortran modifiable et exploitable sous des logiciels comme *MatLab*®.

REF/DIF propage des vagues monochromatiques au travers d'une grille bathymétrique. Les vagues, dans des conditions naturelles, présentent des distributions de *Rayleigh* en termes de hauteurs et de fréquences, ainsi que des composantes de directions complexes. Les résultats de *REF/DIF* sont par conséquent, basés sur la propagation d'une seule vague avec une hauteur, une période et une direction spécifique.

Le modèle *REF/DIF* intègre plusieurs hypothèses de départ :

- **Pente moyenne du fond.** Les dérivations mathématiques du modèle supposent que les variations de bathymétrie sont plus longues que la longueur d'onde des vagues. Il a été montré que lorsque la pente du fond est supérieure à 1,3 le modèle est précis. Pour les pentes raides, il prédit correctement les variations de hauteur des vagues.
- **Faible non-linéarité.** Le modèle est basé sur l'expansion des perturbations de Stokes et est restreint aux applications où les vagues de Stokes sont valides, exceptés lorsque le modèle non-linéaire de dispersion de Stokes-Hedges est sélectionné. Dans ce cas, la relation heuristique de dispersion développée par Hedges (1976) est utilisée. Dans les eaux peu profondes, cette relation correspond à la propagation de vagues solitaires, ce qui est particulièrement adapté aux fonds vaseux de Guyane (Gratiot *et al.*, 2007). Ce modèle hybride est discuté par Kirby et Dalrymple (1986).

2 Données d'entrées et résultats attendus

Le modèle *REF/DIF* nécessite de créer une bathymétrie en entrée. Cette donnée se présente sous la forme d'une matrice orientée vers le large pour les premières lignes. Il est préférable de ne pas laisser de cellule sans données afin d'éviter les mauvaises interprétations. Les dimensions de la grille et l'échelle des cellules sont stockées dans un fichier intégré séparément avant de lancer les calculs.

Dans notre cas, nous avons produit une grille de bathymétrie issue de nos levés d'octobre 2014. Ces derniers montrent très clairement la présence d'une barre vaseuse de 300 m de large accolée à la côte nord de la baie et se poursuivant vers le Sud-est et le large. La couverture de cette forme est, cependant, partielle car les levés bathymétriques opérés s'étendaient à 1 km vers le large. Nous avons donc choisi de prolonger artificiellement cette forme en s'appuyant sur les courbes de niveaux générées à partir de nos mesures. La bathymétrie finale intègre l'hypothèse d'une fermeture complète de la baie par une barre vaseuse prolongée artificiellement vers le large. Ces opérations furent réalisées sous *SIG ArcGIS*. La bathymétrie fut représentée sous la forme d'une donnée raster de 25 m de résolution via une méthode d'interpolation des valeurs d'altitudes à partir d'un *TIN* (voir *Partie II, Chapitre 4*). La référence altimétrique de cette donnée est le *NGG77*. Les valeurs de chaque cellule du raster furent exportées en une matrice au format *ASCII* exploitable par le modèle.

Les conditions latérales des bordures de la grille sont ouvertes et transparentes afin de ne pas créer d'effets de réflexion lorsque l'on propage une vague.

Ensuite, les paramètres de vagues et de marée sont saisis. Nous avons considéré plusieurs scénarii détaillés dans le tableau suivant (*Tableau 3*) :

	Scenarios	Direction (degrés)	Période (s)	Hauteur significative (m)	Marée haute (NGG77)	Marée exceptionnelle (NGG77)
N	1	8	13	1	1,233	
	2	360	18	5	1,233	1,543
NE	3	58	9	2,7	1,233	1,543
	4	45	10	1,5	1,233	1,543
E	5	90	8	1,6	1,233	1,543
	6	85	8	1	1,233	

Tableau 3 : Scénarii retenus pour les simulations de propagation de la houle en utilisant le modèle *REF/DIF* et des données issues de *Wave Watch III*.

Nous avons opté pour six scénarii issus des états de mer calculés par le modèle WWIII au large de Cayenne et mesurés lors de la courte activité du houlographe du *CANDHIS* en 2013. Le scénario 1 correspond aux conditions d'état de mer calculées par WWIII au large de Cayenne lors d'une acquisition côtière en bord de plage le 24 octobre 2014. Le scénario 2 fait référence à un épisode de haute énergie ayant impacté fortement les côtes de Guyane et provoqué d'importants dégâts sur les zones côtières urbanisées de Cayenne. Cet épisode a eu lieu le 15 janvier 2013 et impliquait des vagues de 5 m de hauteur. L'intérêt est ici de tester le franchissement de la barre vaseuse par des houles de haute énergie. Les autres scénarii correspondent à des états de mer typiques de la saison sèche de 2014. L'intérêt est d'observer le comportement des vagues face à la barre vaseuse. Pour chaque scénario, nous avons intégré les hauteurs de pleine mer afin de simuler des comportements réalistes pour nos vagues.

Les données de marée ont été reprises à partir des valeurs moyennes et exceptionnelles des hauteurs de pleine mer mesurées à la station du Larivot sur l'estuaire du fleuve Cayenne par le *SHOM*. La notice du *SHOM* concernant cette station permet de transformer les hauteurs relatives au zéro hydrographique en altitude par rapport à un référentiel, ici le NGG77.

Le modèle présente en sortie des données concernant : les hauteurs de vagues et leurs directions.

Chapitre 7 : Comparaison bathymétrique des chenaux du Mékong et du Bassac

Se basant sur une cartographie diachronique de la bathymétrie, nous avons ici cherché à observer les modifications de la géométrie des chenaux fluviaux du Mékong et du Bassac dans la plaine deltaïque, ainsi que les marqueurs géomorphologiques propres aux environnements fluviaux perturbés par les activités humaines.

La méthode fut élaborée en deux temps : (1) le recueil des données géospatiales nécessaires à l'étude, (2) la caractérisation de la géométrie des chenaux et la validation de l'hypothèse d'une évolution non-naturelle des chenaux.

1 Base de données géospatiales

Cette étude repose sur une base de données cartographiques, satellitaires, bathymétriques et hydrologiques, présentées dans les tableaux ci-dessous:

Produits et dates	Canaux	Projection	Emprise spatiale	Résolution et couleur
SPOT 3; 04/03/1996	XS 1	U.T.M. 48N W.G.S. 1984	84 x 70 Kms	10 m/pixel; N&B
SPOT 2; 20/03/1998	XS 1	U.T.M. 48N W.G.S. 1984	81 x 69 Kms	10 m/pixel; N&B
SPOT 2; 20/03/1998	XS 1	U.T.M. 48N W.G.S./ 1984	81 x 69 Kms	10 m/pixel; N&B
SPOT 2; 21/02/1999	XS 1	U.T.M. 48N W.G.S. 1984	85 x 70 Kms	10 m/pixel; N&B
SPOT 2; 23/03/2008	XS 1	U.T.M. 48N W.G.S. 1984	87 x 68 Kms	10 m/pixel; N&B
SPOT 5; 08/02/2009	XS 1, 2, 3, 4	U.T.M. 48N W.G.S. 1984	87 x 69 Kms	10 m/pixel; couleur
SPOT 5; 15/03/2009	XS 1, 2, 3, 4	U.T.M. 48N W.G.S. 1984	89 x 75 Kms	10 m/pixel; couleur

Tableau 3 : Données satellites utilisées pour caractériser les modifications de la bathymétrie et la morphologie des chenaux deltaïques du Mékong.

Dates	Sources	Projection	Emprise spatiale	Précision
1998, pas de précision sur la période des relevés	Atlas Hydrographique 1998, M.R.C. – I.K.M.P.	U.T.M. Indian datum 1954, ellipsoïde Everest	Vietnam, Mékong (Tien Giang et My Tho) et Bassac	± 0.2 m/10m de profondeur ; profondeur par rapport au zéro M.S.L. de Hatien (Vietnam)
2008, pas de précision sur la période des relevés	Atlas Hydrographique 2008, M.R.C. – I.K.M.P.	U.T.M. Indian datum 1954, ellipsoïde Everest	Vietnam, Mékong (Tien Giang et My Tho) et Bassac	± 0.2 m/10m de profondeur ; profondeurs par rapport au zéro M.S.L. de Hatien (Vietnam)

Tableau 4 : Données bathymétriques utilisées pour caractériser les modifications de la bathymétrie et la morphologie des chenaux deltaïques du Mékong.

Type de données	Couverture temporelle	Stations	Sources
Hauteurs d'eau moyennes	01/04/1979 au 31/12/2011, mesures journalières	Tan Chau (Mékong)	M.R.C. – I.K.M.P.
Hauteurs d'eau moyennes	04/01/1962 au 31/11/2011, mesures journalières	Chau Doc (Bassac)	M.R.C. – I.K.M.P.
Débits liquides moyens	01/01/2001 au 31/12/2007, mesures journalières	Chau Doc (Bassac)	M.R.C. – I.K.M.P.
Hauteurs des plus basses des basses eaux (Lowest Low Water (LLW)) tous les kilomètres	Pas de précision sur la date d'établissement de ces mesures	Mékong (Tien Giang et My Tho), Bassac	M.R.C. – I.K.M.P.

Tableau 5: Données hydrologiques utilisées pour caractériser les modifications de la bathymétrie et la morphologie des chenaux deltaïques du Mékong

Les documents cartographiques, satellitaires et bathymétriques ont des référentiels spatiaux différents (*Tableau 3 et Tableau 4*), qui ont été convertis dans un même système de projection (UTM Indian datum 1954, Ellipsoïde local Everest). Ce système de référence correspond à celui des données bathymétriques. Bien qu'ancien, il fût préférable de conserver ce système afin de ne pas introduire d'erreur de positionnement liée à une transformation géodésique sur les jeux de données bathymétriques (principales données de l'étude). Les relevés de hauteurs d'eau (*Tableau 5*), notamment pour la période 1969 – 1974, présentent des lacunes du fait de l'instabilité politique de cette période. Ils sont mesurés à la berge, par rapport au 0 de référence du Vietnam à Ha Tien (*Figure 26*) (*M.R.C. – I.K.M.P., communication personnelle*).

2 Caractérisation de la géométrie des chenaux du Mékong et du Bassac

Les deux jeux de données bathymétriques utilisés dans cette étude (*Tableau 4*) permettent une étude diachronique de l'évolution du fond du lit du Mékong. Il s'agit de données issues des atlas hydrographiques de 1998 et 2008 édités et mis à notre disposition à Phnom Penh par le MRC. Les données ont donc nécessité un déplacement au siège de la MRC à Phnom Penh (février 2012), seule possibilité de les récupérer pour les traiter ensuite.

2.1 Construction des images bathymétriques

Les données bathymétriques se présentent sous la forme d'un nuage de points aux coordonnées X, Y, Z, sur des profils en travers réalisés le long des principales routes de navigation sur le Mékong (bras de My Tho et cours principale du Tien Giang) et le Bassac. L'échantillonnage des profils varie entre les deux dates d'acquisition : la densité de points est plus importante en 2008 (14 000 points), qu'en 1998 (10 000 points sur le Bassac) (*Figure 26*). L'erreur associée aux relevés de profondeur est de 0,2 m tous les 10 m de profondeur (M.R.C.S./W.U.P.-F.I.N., 2002). Nous avons retenu une erreur majorée de 60 cm (erreur approximative de la mesure à 30 m de fond).

Les nuages de points sont exportés sous un logiciel de SIG, ArcGIS® 9.3, générés dans un fichier de format permettant leur représentation dans l'espace et projetés en UTM Indian Datum 1954. Ce fichier, converti en réseau irrégulier de triangles TIN (Triangulated Irregular Network) sur la base de la méthode de triangulation de Delaunay, est ensuite converti en fichier raster où la valeur de chaque cellule correspond à une altitude interpolée sur la base du fichier TIN. Nous avons choisi pour le raster final une taille de cellule de 50 m, qui permet une restitution des valeurs d'altimétrie de qualité (*Figure 26*). En effet, la distance séparant deux profils est en moyenne de 250 m. Le raster créé, sa cartographie est construite sur une classification supervisée des valeurs des cellules avec un pas de profondeur de 2,5 m.

Afin de mettre en évidence les variations d'altimétrie entre les deux dates et calculer les pertes et les gains de volume, les valeurs Z sont soustraites des cellules des

images de 1998 et 2008 (*Figure 26*). Néanmoins, cette image affiche une couverture du système incomplète, dans la mesure où elle résulte de la soustraction des cellules communes aux deux dates, et tronque ainsi l'information dans le cas d'une mobilité latérale du chenal, comme au niveau du méandre de Sa Dèc.

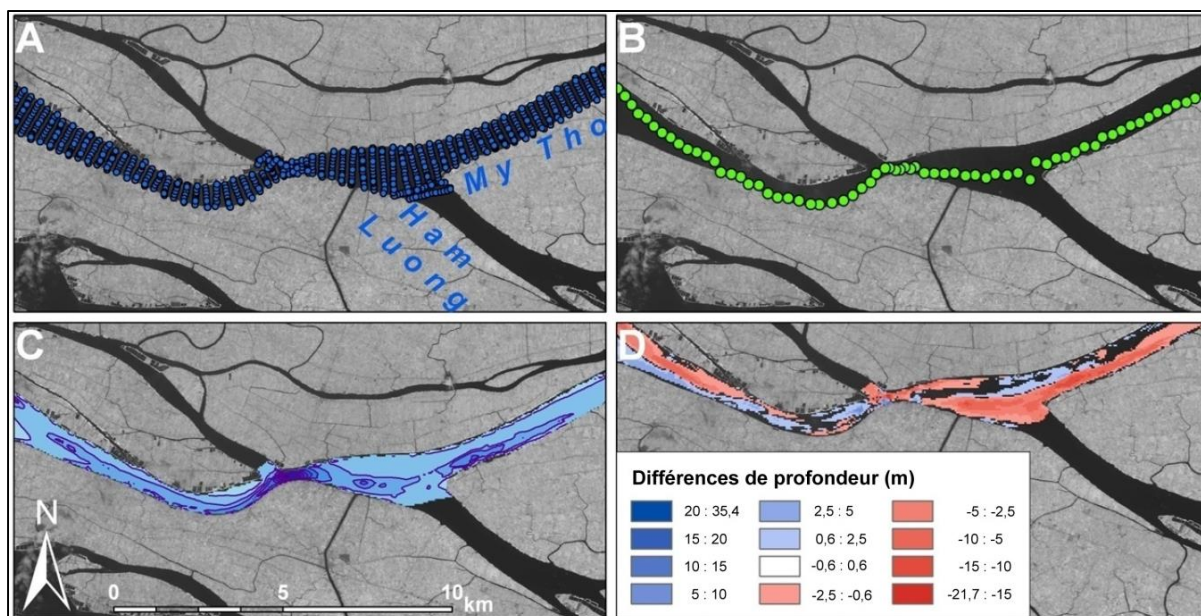


Figure 26: Méthodologie appliquée dans le traitement des données de bathymétrie des chenaux du delta du Mékong

(A) Les jeux de données bathymétriques se présentent sous la forme de nuages de points. Ces derniers sont organisés en profils transversaux aux chenaux.

(B) A partir des jeux de données précédents nous avons extrait la ligne de talweg manuellement en reprenant la plus grande profondeur sur chaque profil et en restant cohérent avec la morphologie du fond.

(C) Création de MNT sur la base des nuages de points.

(D) Comparaison entre les MNT obtenus en (C) sous la forme d'une image des différences d'altimétrie.

2.2 Acquisition de la ligne de talweg

L'acquisition de la ligne de talweg sur les 2 dates permet de décrire la morphologie générale et l'évolution du fond. Elle consiste à créer deux fichiers vectoriels de points avec une cote Z d'altitude sous un logiciel *ArcGIS® 9.3*, puis à saisir le point le plus bas de chaque profil transversal des relevés bathymétriques bruts. Il est cependant nécessaire que la ligne de talweg garde une cohérence avec la morphologie générale du fond. La saisie des points les plus bas s'effectue avec en fond l'image de la bathymétrie traitée (*Figure*

26). Les points saisis sont ensuite positionnés le long d'un linéaire représentant l'axe central du chenal depuis l'embouchure jusqu'à la frontière entre le Vietnam et le Cambodge, linéaire que recouvrent les relevés. Ce procédé permet de localiser chaque point par sa distance à l'embouchure en km.

Si la comparaison visuelle des deux courbes de profils est possible sur un graphique simple, la construction d'une courbe de la variation d'altitude entre les deux dates nécessite que les deux profils disposent du même nombre de points de mesure et de la même origine. Or les relevés bathymétriques de 2008 sont plus fournis en profils transversaux que ceux de 1998 (1134 points en 2008, 717 en 1998 sur le Mékong). Il est donc nécessaire de re-densifier les profils en interpolant des points intermédiaires. Les profils initiaux sont re-projetés avec pour coordonnées cartésiennes la distance à l'embouchure en X et l'altimétrie en Y. Ces nouvelles coordonnées permettent un affichage linéaire des profils initiaux. Le module additionnel *ET Geowizard*® pour *ArcGIS*® permet de générer une polyligne à partir des points du profil et de créer de nouveaux points sur cette ligne tous les 100m, localisés en X (distance à l'embouchure) et en Y (altimétrie). Les nouveaux profils disposent de la même origine et du même nombre d'échantillons et sont comparables. Les variations d'altimétries sont présentées en graphiques et sous format cartographique basé sur la moyenne des variations d'altimétrie du chenal tous les km.

2.3 Classification morphologique du fond et calcul des gains/pertes de volumes

La cartographie de la morphologie du fond du chenal s'appuie sur la numérisation en polygone des formes (seuils, mouilles et bancs) à partir de la génération de polygones d'isobathes de 5 m de profondeur. Ce seuil de 5 m permet de gommer les artéfacts liés à la génération des images bathymétriques à 50 m de résolution et de retenir la forme générale du fond du lit.

La classification opérée est la suivante:

Bancs: 0 m à -5 m,

Seuils: -5 m à -10 m,

Mouilles: -10 m à -20 m,

Mouilles profondes: -20 m et plus.

Les pertes et les gains de volume se calculent à partir de l'image raster des différences d'altimétrie entre 1998 et 2008 (*Figure 26*) et à l'aide des outils « *Découpage par masque* » et « *Surface/volume* » des modules *Spatial Analyst* et *3D Analyst* sous *ArcGIS® 9.3*. Le principe est de dessiner des polygones représentant les formes générales du fond (seuils et mouilles) à partir de la cartographie de la morphologie du fond du chenal (*Figure 26*), puis de découper l'image des différences d'altimétrie à partir de ces polygones. Enfin, les volumes au-dessous et au-dessus d'un plan à -0,6 m et +0,6 m, sont calculés pour chaque image découpée. La hauteur du plan est définie à $\pm 0,6$ m afin d'éliminer du calcul les volumes correspondant à l'erreur instrumentale des mesures de profondeur.

2.4 Calcul des paramètres hydrauliques

Le calcul des paramètres hydrauliques usuels (puissance, force tractrice) est une donnée essentielle pour qualifier le fonctionnement d'un cours d'eau. L'évolution de ces paramètres entre 1998 et 2008 est croisée avec les variations d'altimétrie observées, à l'instar de la démarche d'*Antonelli et al. (2004)* sur le Rhône, sur 4 sites du Mékong : l'île de Cu Lao Tay (kms 188 - 216); le Mékong en amont de Sa Dèc (kms 148 - 163); le Bassac en aval de Vam Nao (kms 173 - 185); le Bassac en amont de Can Thô (kms 150 - 161).

Les paramètres et les calculs correspondants utilisés sont les suivants:

- Le Gross Stream Power (Bagnold 1966, 1977): $\Omega = \rho.g.Q.s$ (7)

- L'Unit Stream Power (Bagnold 1966, 1977): $\omega = \rho.g.Q.s / L$ (8)

- Le Boundary Shear Stress : $\tau^o = \rho.g.R.s$ (9)

où

L = la largeur de plein bord du chenal en m,

R = le rayon hydraulique (**S/P**),

g = la constante gravitaire,

s = la pente moyenne,

ρ = la masse volumique de l'eau (1 000 kg/m³),

Q = le débit,

S = la section mouillée (**L.y**),

P = le périmètre mouillé (**L + 2.y**),

y = le tirant d'eau moyen en m.

Les deux derniers paramètres sont calculés pour des débits et des hauteurs d'eau correspondant à l'étiage, l'écoulement moyen (débit médian et hauteur d'eau médiane) et la crue moyenne annuelle, pour chaque date et tous les kilomètres.

Afin de pallier les lacunes de données hydrologiques, notamment les débits mesurés à la station de Tan Chau (Mékong), et topographiques, comme la hauteur des berges, ces calculs reposent sur les hypothèses suivantes:

- la pente de la ligne des plus basses des basses eaux (L.L.W.) est égale à la pente de la ligne d'eau lors d'un débit moyen et d'une crue moyenne; soit $9.e-6 \text{ m.m}^{-1}$.
- le tirant d'eau est déterminé à partir des diagrammes de hauteurs d'eau aux stations de Tan Chau (Mékong) et Chau Doc (Bassac), ajoutées à la profondeur moyenne d'une section de chenal calculée par le module *EZprofiler*® sur *ArcGIS*®. Les valeurs de hauteurs d'eau utilisées correspondent aux valeurs seuils de la série de données à 2% pour l'étiage, 50% pour le niveau moyen et 90% pour les hauteurs de crues annuelles moyennes.
- les débits utilisés correspondent aux valeurs des seuils de 2%, 50% et 90% des débits de Chau Doc sur le Bassac, extrapolés pour le Mékong par ratio (débit moyen estimé de $15\,000 \text{ m}^3/\text{s}$).
- les berges sur le fleuve sont hautes et escarpées, la largeur de plein bord correspond à la largeur au miroir.
- les sections de chenal sont considérées comme rectangulaires (simplification du calcul du rayon hydraulique).

Partie III Résultats

Cette partie de la thèse est consacrée à la présentation des résultats, y compris sur le plan méthodologique. Nous aborderons dans un premier chapitre la dynamique de rotation de la plage de Montjoly près de Cayenne lorsqu'un banc de vase migre dans la baie. Le second chapitre présente les résultats de notre étude sur la dynamique côtière de l'Ouest guyanais et plus particulièrement du polder rizicole en érosion de Mana. Ce dernier est un site rare sur la C-A-O où l'on peut observer au plus près l'érosion de la côte et la migration en arrière de cheniers lors d'une phase inter-banc. Enfin, nous résumerons dans un troisième chapitre les principaux résultats de nos analyses sur l'approfondissement récent des chenaux deltaïques du Mékong.

Chapitre 1 : La plage de Montjoly, Cayenne : suivi morphodynamique de la rotation de la plage sous l'influence d'un banc de vase

Ce chapitre se décline en deux volets principaux : le premier résume les résultats des expériences de photogrammétrie SfM pour la reconstruction à très haute résolution de la morphologie de la plage de Montjoly. Le second volet présente les résultats de nos analyses sur la dynamique de rotation de la plage, influencée par l'arrivée d'un banc de vase par l'Est.

1 Photogrammétrie aéroportée SfM : validation qualitative et quantitative

Nous avons pris le parti de décrire en détail les performances des modèles morphométriques issus de la méthode de photogrammétrie aéroportée SfM. En effet, cette méthode est novatrice ; elle permet d'apporter une restitution fine de la morphologie de plage à moindre coût et avec une faible technicité d'utilisation. Dans cette partie, nous reviendrons dans un premier temps sur les caractéristiques, le nombre et la qualité visuelle des modèles produits dans le cadre de cette thèse. Dans un second temps,

nous nous attacherons à quantifier la précision des restitutions et à souligner les limitations d'utilisation de cette technique sur les environnements côtiers sableux.

1.1 MNS de la plage de Montjoly

Trois suivis photogrammétriques furent effectués, respectivement, en octobre 2013, mars 2014 et octobre 2014 (*Figure 27*). Chaque suivi a été conduit pendant le pic de basse mer, en une heure de temps, et a couvert la totalité de la plage entre les parties intertidales et l'arrière plage, à l'exception du premier suivi, celui d'octobre 2013 où nous avons couvert de manière insuffisante le Sud de la plage et la bande intertidale.

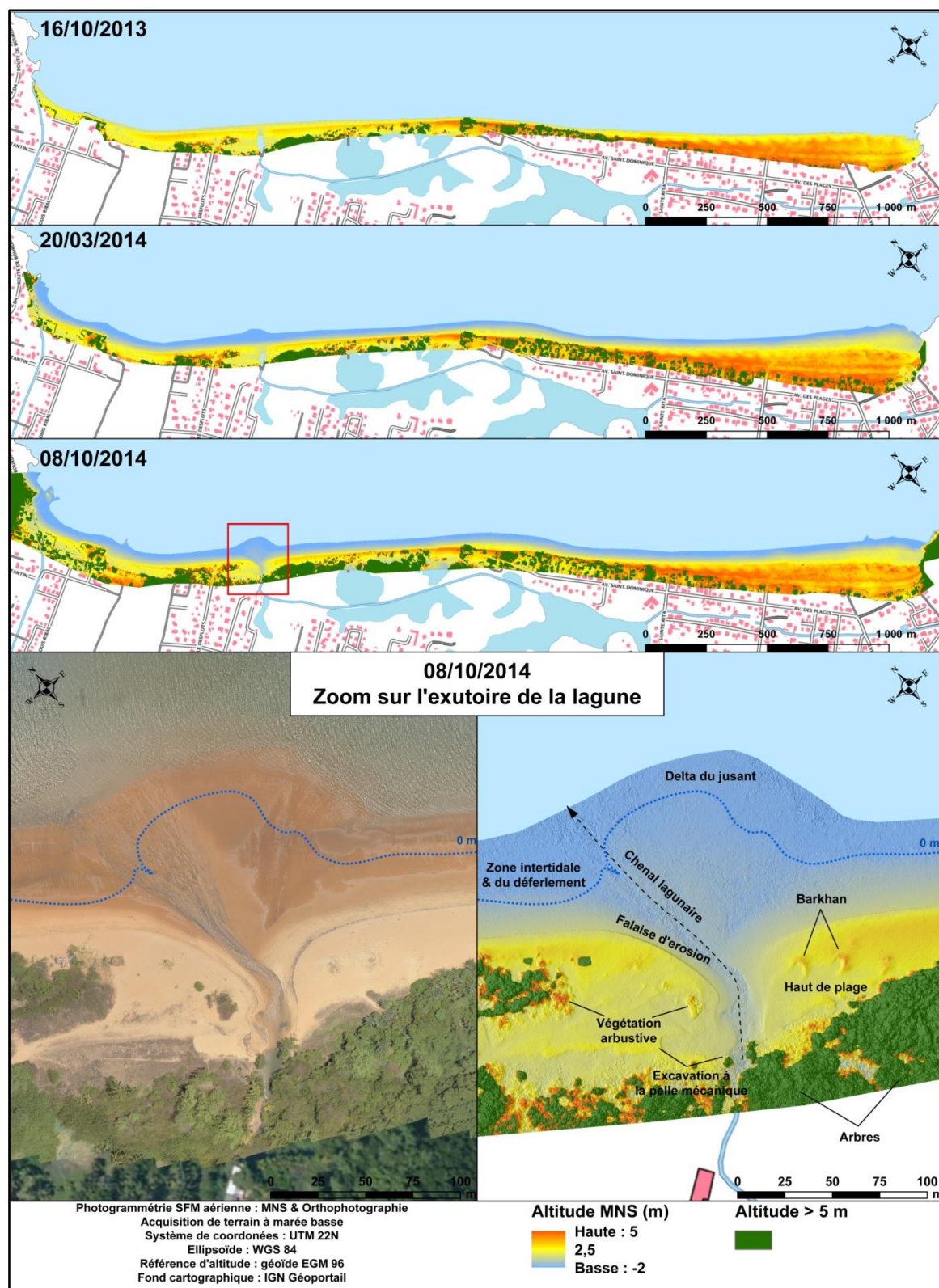


Figure 27: MNS réalisés par photogrammétrie SfM sur la plage de Montjoly sur la période entre octobre 2013 et octobre 2014

Cette figure présente trois cartes des MNS réalisés le 16 octobre 2013, le 20 mars 2014 et le 08 octobre 2014. Les deux cartes secondaires présentent un zoom sur les formes visibles au niveau de l'exutoire de la lagune des Salines à partir de l'orthophotographie et du MNS d'octobre 2014.

Les principaux paramètres utilisés dans Photoscan pour le traitement d'environ 400 photographies acquises lors des différents vols sont décrits dans la Partie II, Chapitre 2 de ce mémoire de thèse. En premier lieu, les surfaces sortantes de la zone d'étude, en eau, où présentant des objets mobiles, furent masquées sur chaque photographie. Nous avons limité la corrélation entre les images à la recherche de 40 000 points invariants, mais nous n'avons pas limité la construction du nuage de points épars en termes de recherche de points de liaisons. Le premier alignement des images a été paramétré en mode de sélection générique des pairs, ce qui permet d'établir une correspondance entre les points invariants détectés sur des sous-ensembles à basse résolution. Il en résulte un nuage de points épars comprenant la détection de 800 000 points de liaison en moyenne. Les points de liaisons sont filtrés manuellement et de manière semi-automatique en fonction de leur pertinence. Photoscan utilise plusieurs filtres semi-automatiques basés sur des critères de reprojection des points. Nous avons déterminé qu'il est plus efficace de procéder à une suppression manuelle experte des vrais points aberrants plutôt que d'utiliser les filtres semi-automatiques qui peuvent supprimer des points jugés corrects et laisser des points mal corrélés. Le logiciel permet en outre de classifier les groupes de points en fonction de leur appartenance au sol ou au sursol. Cependant les critères de classification étant basés sur les changements abrupts d'altitude et les ruptures de pentes, nous avons choisi de ne pas utiliser cet outil pour les parties de plage où la morphologie est peu marquée. Les PCS ont été ensuite importés et placés sur chaque image. Le logiciel rend cette tâche aisée par une proposition automatique de localisation du PCS sur chaque image où il est présent, à partir du moment où il est localisé sur au moins deux images. L'optimisation de la géométrie du nuage de points épars à partir des PCS permet de réduire les erreurs non-linéaires et améliore le géoréférencement du modèle. L'erreur résiduelle et EQM a été calculée par le logiciel et a permis de valider ou non le processus d'optimisation. A partir de ce point, nous calculons le nuage de points denses. Il en résulte un produit quasi-fini de 258 000 000 points, ce qui correspond à une densité d'observation de 200 points par m^2 , soit un point tous les 7 cm (*Tableau 6*). Le modèle 3D calculé à partir du nuage de points denses est exporté en MNS de 10 cm de résolution dans le système UTM 22N, ellipsoïde WGS 84 et en EGM 1996 pour la référence d'altitude. En moyenne, chaque point de la plage est recouvert par 9 images, ce qui représente une bonne redondance des images et une bonne géométrie de la parallaxe.

Date acquisition	16/10/2013	20/03/2014	08/10/2014
Densité des nuages de points denses fournis par Photoscan en points par m²			
	174	223	204
Précision des PCS à partir de Photoscan			
Erreur moyenne sur les coordonnées d'Est en cm	0,56	0,50	0,44
Erreur moyenne sur les coordonnées de Nord en cm	0,72	0,43	0,25
Erreur moyenne d'altitude en cm	2,12	1,44	0,93
Erreur EQM en cm	2,30	1,58	1,05
Erreur de reprojection moyenne en pixel	0,61	0,67	0,72
Précision verticale des MNS dérivée de l'analyse des PCQ			
PCQ (n)	-	137	1096
Moyenne (μ) en cm	-	0,65	0,66
Ecart-type (σ) en cm	-	17,60	12,85
Erreur EQM en cm	-	17,62	12,87
Médiane (m) en cm	-	-0,09	-1,79
NMAD en cm	-	6,96	7,42

Tableau 6 : Densité et précision des MNS produits à l'issue de chaque vol.

Nous distinguons les indicateurs de précision des MNS fournis par le logiciel Photoscan et basés uniquement sur les PCS, des indicateurs que nous produisons en post-traitement à l'aide des PCQ. Lors de l'acquisition du 16 octobre 2013, nous n'avons pas collecté de PCQ.

Globalement, l'ensemble des MNS imagent très finement la plage de Montjoly et sa morphologie. La *Figure 27* montre la morphologie au niveau de l'exutoire de la lagune des Salines en octobre 2014. Nous observons une excellente restitution de la variété morphologique de la plage et des éléments d'aménagement, avec la berme, les talus d'érosion, le haut de plage, les formations dunaires isolées, l'arrière – plage végétalisée, les enrochements côtiers, le bâti et les routes. Les surfaces de plage peu contrastées, difficiles à mettre en exergue avec d'autres techniques de restitution de la topographie, apparaissent ici avec finesse, réalisme et détail. Nous observons cependant que la restitution des zones humides ou en eau est dégradée et peu lisible, comme sur la partie basse de la zone intertidale. Nous faisons cette observation sur chaque MNS.

1.2 Evaluation de la qualité de restitution des MNS

Les marges d'erreurs sur le positionnement des PCS générées en utilisant le logiciel Photoscan sont résumées dans le Tableau 1 pour chaque session de levé. Lorsque l'acquisition et le modèle sont réussis, ces valeurs d'erreurs sont faibles, ce qui est le cas pour nos travaux. En effet, les estimations moyennes de reprojection des coordonnées planimétriques des PCS sont d'une précision millimétrique. L'estimation de l'altitude des PCS est d'ordre centimétrique. La reprojection des PCS est en moyenne inférieure à un pixel, comprise généralement entre 3 et 5 cm par pixels au sol pour nos photographies aériennes. Ces indicateurs fournissent une évaluation de la cohérence interne des processus de photogrammétrie, de la qualité de l'alignement des images, et par conséquent de la qualité de la reconstruction des profondeurs de champs d'où est dérivé le nuage de points denses. Ces valeurs de précision sont prometteuses, mais il peut subsister des incohérences géométriques. En effet, des erreurs non-linéaires peuvent persister sur les modèles 3D et se répercuter sur les MNS dérivés. Nous avons opté pour une évaluation de la précision des données à partir de points de contrôles externes aux processus de photogrammétrie afin de gagner en objectivité sur ces questions de précision. Nous avons choisi de calculer sous SIG, la déviation verticale Δh du MNS d'octobre 2014 par rapport à des observations de la topographie à l'aide de GPS RTK. Dans le même temps que l'acquisition photogrammétrique, nous avons levé plus de 1000 observations topographiques, PCQ, afin d'évaluer la qualité du modèle sur un grand nombre de faciès de plage. Les trois modèles 3D utilisés dans cette étude sont générés suivant le même protocole, et l'évaluation de la qualité du modèle d'octobre 2014 est représentative de la qualité des modèles d'octobre 2013 et de mars 2014.

La *Figure 28* montre la distribution générale des erreurs Δh , qui apparaissent presque normales. La distribution de Δh est centrée autour d'une moyenne de 0,66 cm (*Tableau 1*). L'écart-type σ et l'erreur quadratique moyenne RMSE sont très similaires avec des valeurs respectives de 12,85 et 12,87 cm ; cependant ces indicateurs sont très sensibles aux valeurs aberrantes de Δh . Moins sensibles à ces dernières, la médiane et l'indice NMAD de déviation normalisé moyenne à la médiane affichent des valeurs respectives de -1,79 et de 7,42 cm, et indiquent en conséquence une reconstruction robuste de la topographie de la plage. Nous avons calculé que 46% des valeurs de Δh sont incluses dans un intervalle de ± 5 cm et 70% entre ± 10 cm. Nous avons obtenu les mêmes

ordres de grandeurs à partir du modèle de mars 2014 (*Tableau 1*). La *Figure 28* trace graphiquement la relation entre l'altitude issue du MNS et celle des PCQ. La figure montre clairement une relation linéaire forte pour l'essentiel des PCQ levés sur la plage et la partie haute de la zone intertidale, avec un coefficient de détermination R^2 de 0,98. Nous avons cependant noté que la déviation entre l'altitude des PCQ et du MNS augmente avec l'abaissement de l'altitude, ce qui correspond à la partie basse de la zone intertidale.

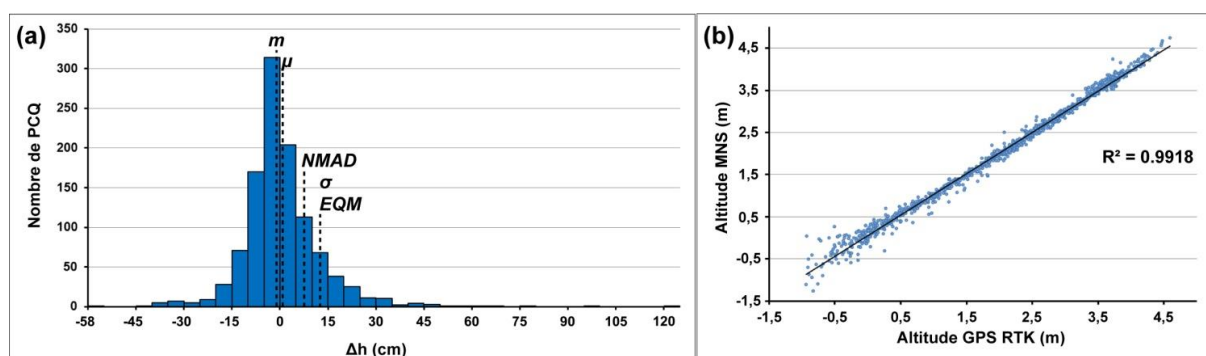


Figure 28 : Distribution des erreurs Δh et écart du MNS par rapport aux données GPS RTK.

(a) Histogramme présentant la distribution des erreurs Δh issues du MNS d'octobre 2014.

(b) Graphique représentant les altitudes des PCQ interpolées sur le MNS en fonction des altitudes levées au GPS RTK.

La *Figure 29* représente un focus sur la distribution spatiale des valeurs absolues de Δh près de l'exutoire de la lagune des Salines. Elle montre une précision globale du MNS entre 0 et 10 cm entre la zone de surf et le haut de plage. L'altitude des petites dunes éoliennes est reconstruite avec en moyenne une précision inférieure à 5 cm. Comme suggéré précédemment, Δh augmente dans la partie basse de la zone de jet de rive en limite du MNS et sur les surfaces humides avec des précisions évoluant entre 10 et 30-40 cm. Nous avons observé ce comportement sur chaque MNS généré.

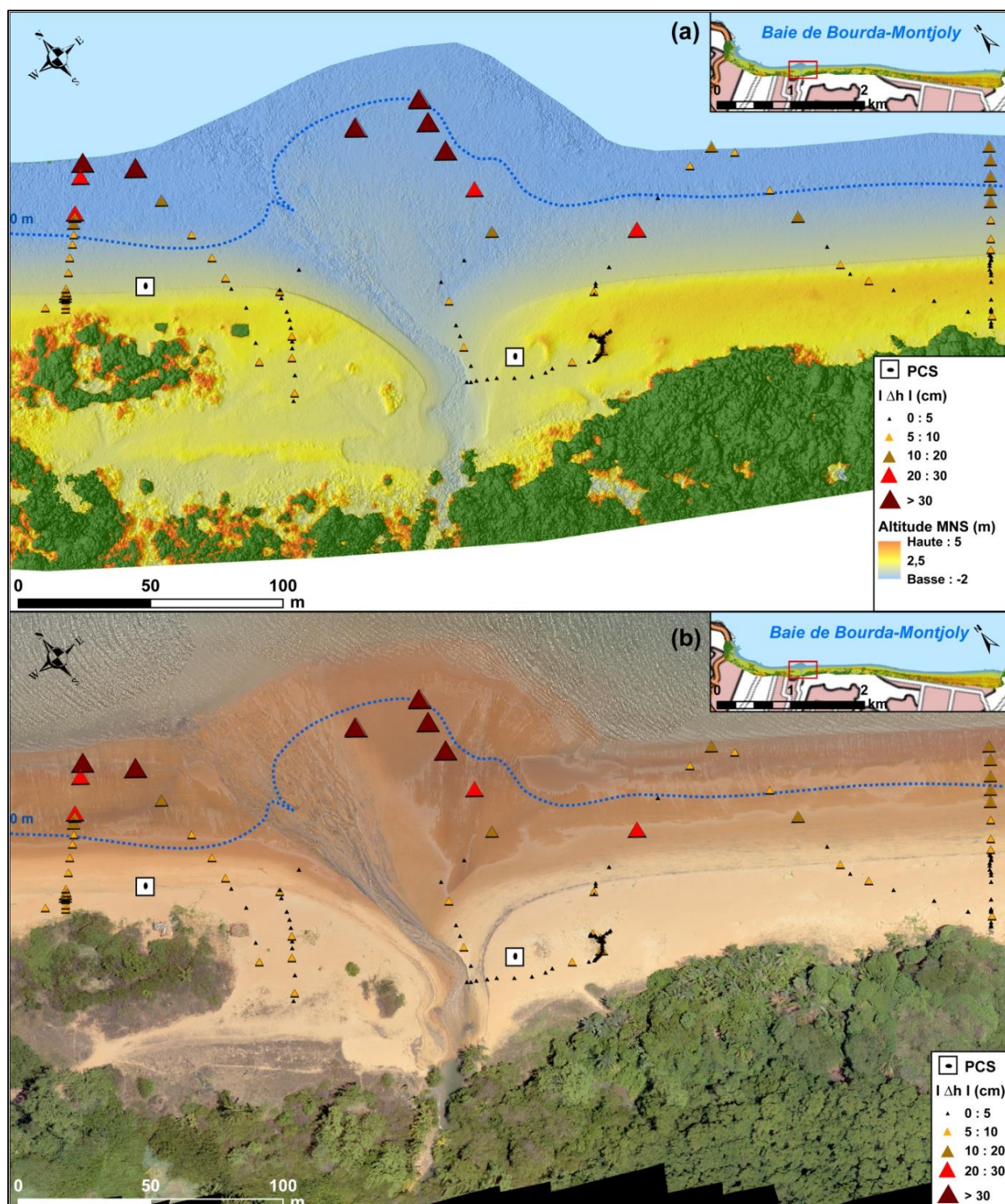


Figure 29 : Cartes présentant la distribution spatiale des erreurs Δh issues du MNS d'octobre 2014.

(a) Distribution spatiale des erreurs Δh en valeurs absolues au niveau de l'exutoire de la lagune des Salines sur le MNS d'octobre 2014.

(b) Distribution spatiale des erreurs Δh en valeurs absolues au niveau de l'exutoire de la lagune des Salines sur l'ortho-photographie d'octobre 2014.

La *Figure 30* montre la variation de Δh le long d'un profil de plage. Les valeurs de déviation de Δh depuis le haut de plage jusqu'au bas de la zone intertidale apparaissent clairement. Elles peuvent être expliquées par : la (1) nature radiométrique homogène des sables mouillés, et (2) la non-cohérence des textures des surfaces en eaux d'une photographie à une autre. Par conséquent, ces types de surfaces ne permettent pas aux algorithmes comme SIFT de détecter des points invariants de bonne qualité.

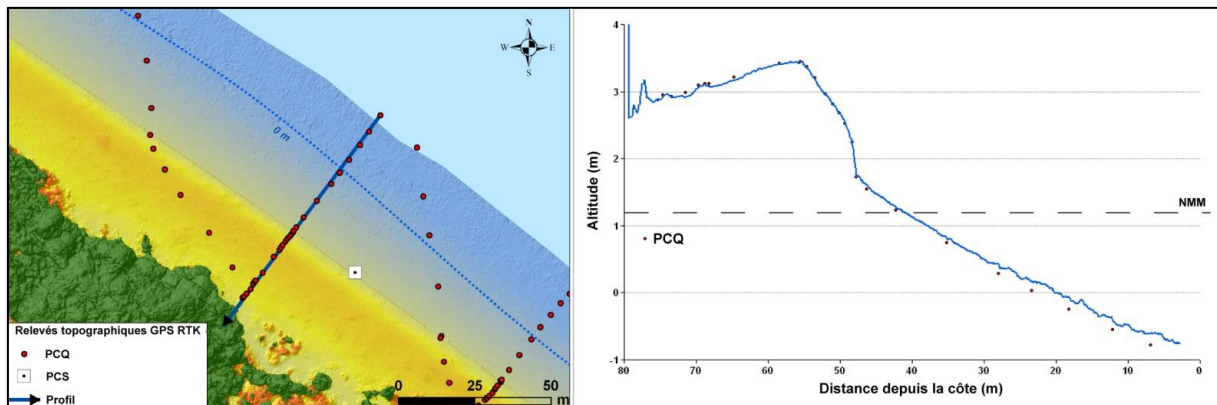


Figure 30: Exemple de projection des altitudes des PCQ le long d'un profil de plage interpolé sur le MNS d'octobre 2014.

Après cela, nous avons examiné en détail le rôle de la texturation de l'objet sur la distribution de Δh . Nos résultats sont résumés dans la *Figure 31* qui représente la distribution de Δh avec un pas graduel de 2,5, 5 et 10 cm, en fonction de la nature de la texture au sol. Nous avons instauré des classes regroupant les valeurs aberrantes de Δh aux limites de l'histogramme, fixées à > -30 et < 30 cm. Les résultats montrent que les PCQ situés sur le sable sec, y compris les faciès les plus homogènes et les moins texturés, qui représentent 47% du total de la série, sont concentrés autour d'une médiane de -0,9 cm et un NMAD de 6 cm. **Ces résultats démontrent que la méthode est très performante sur les sables de plages et les objets peu texturés.** De plus, les PCQ sur les surfaces où la végétation est présente de manière éparse affichent des valeurs correctes avec une médiane de -0,9 cm et un NMAD de 7,4 cm. **La bonne qualité globale de ces résultats est expliquée par : (1) la fine résolution des images utilisées, (2) la qualité optique du capteur, et (3) le développement numérique des images RAW, ce qui augmente la qualité visuelle des images.** Les valeurs aberrantes ou non satisfaisantes de Δh , considérées comme au-delà de ± 15 cm, sont souvent présentes sur les textures de sable mouillé et près des surfaces en eaux. Mais au regard de l'ensemble des PCQ levés sur ces surfaces, notamment dans la zone intertidale, les valeurs de médiane et de NMAD restent

relativement bonnes avec respectivement -0,8 et 7.8 cm. Cette dégradation de la qualité de la restitution morphométrique des modèles en allant vers le jet de rive doit être prise en compte afin de définir les limites d'exploitation des MNS de cette plage.

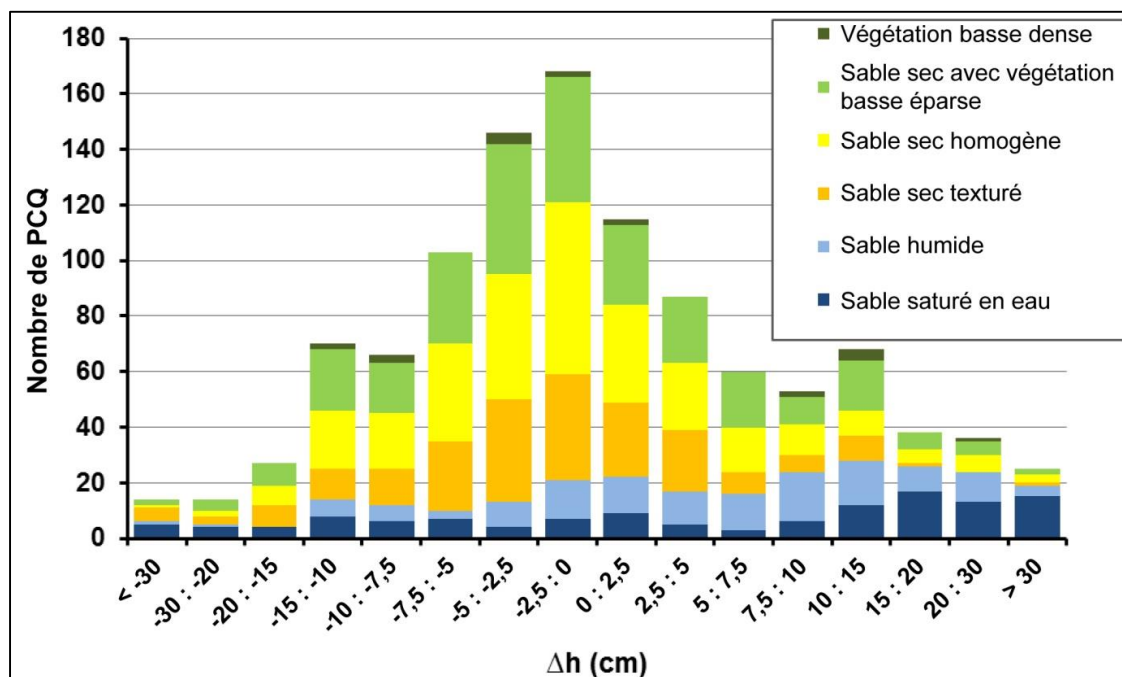


Figure 31 : Distribution des erreurs Δh issues du MNS d'octobre 2014 en fonction de la nature de la surface.

La Figure 32 affiche un phénomène classique de déformation des modèles photogrammétriques. Cette anomalie, appelée « effet de bol » ou « Bowl effect » dans la littérature anglo-saxonne, est décrite par Ouédraogo *et al.* (2014). Elle correspond à une distorsion parabolique et non-linéaire du modèle produisant une surélévation des altitudes sur les marges des modèles et une sous-estimation au centre de ces derniers. Dans le cas où des PCS contraignent le modèle, cet effet est atténué et non perceptible. Dans notre cas, la Figure 32 (a et b), dépeignant le secteur de l'exutoire de la lagune des Salines, montrent clairement qu'il n'y a pas de « Bowl effect » dans les secteurs couverts par les PCS. Nous avons représenté graphiquement les valeurs de Δh en fonction de leur distance par rapport aux PCS et des classes de textures les caractérisant. Il apparaît qu'aucune de ces données ne dévie de ± 10 cm de précision, au regard de la distance aux PCS, à l'exception des PCQ situés sur le sable mouillé. A contrario, la Figure 32 (a et b) soulignent une couverture partielle de PCS dans le secteur NW de la plage. Nous observons que la faible densité de PCS entraîne de larges déformations du modèle conduisant à une diminution de la précision des PCQ qui dépassent une déviation de ± 20 cm, peu importe la nature de la texture.

Sur les données produites à l'aide de la photogrammétrie SfM, nous concluons que ces jeux de données sont de qualités et exploitables dans des applications spécifiques à l'étude de la dynamique morpho-sédimentaire de la plage de Montjoly en contexte de rotation.

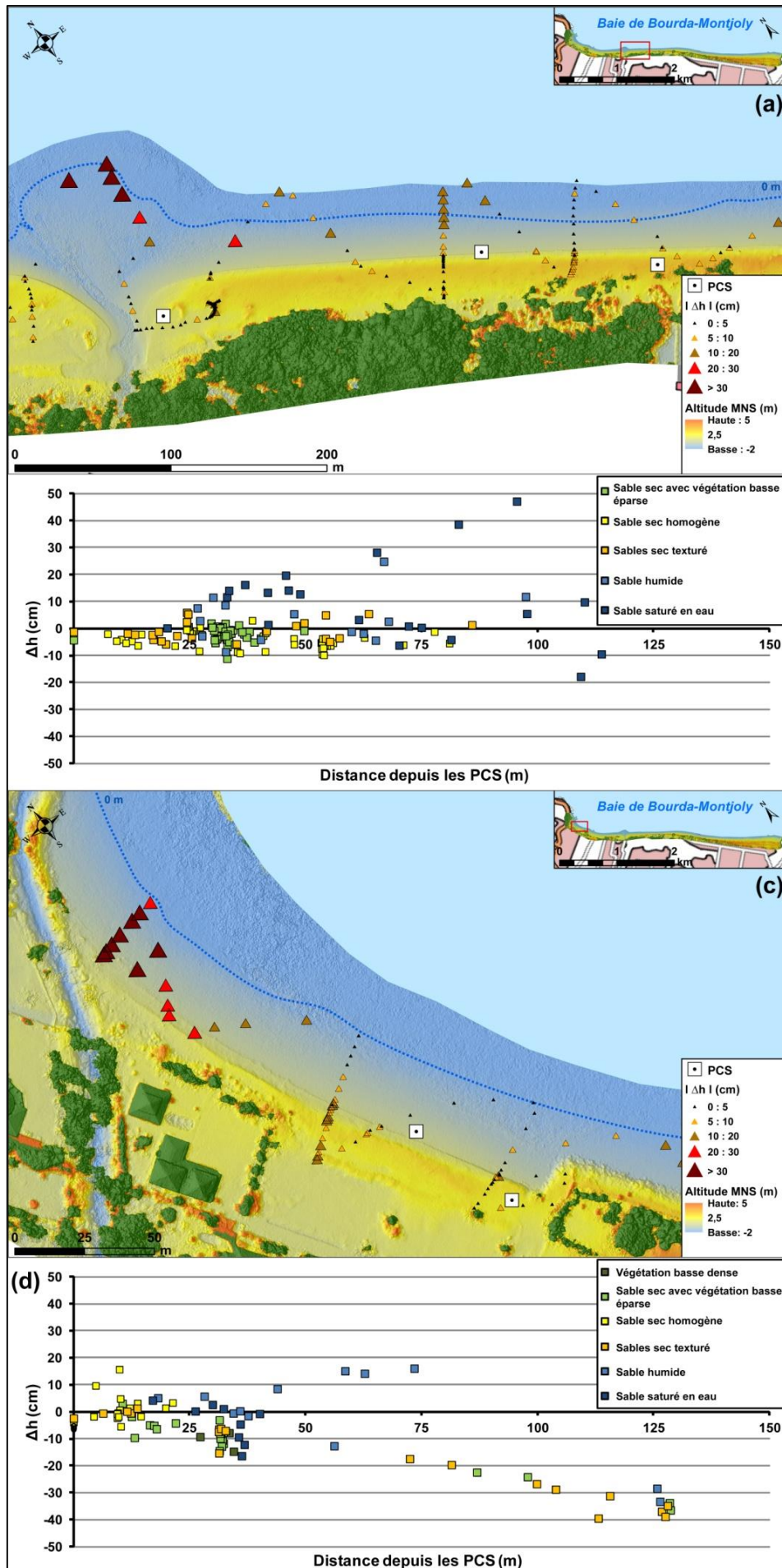


Figure 32 : Exemple de distorsions du modèle liées à un phénomène "d'effet de Bol" (Bowl effect) sur le MNS d'octobre 2014.

(a) Distribution spatiale des erreurs Δh en valeurs absolues lorsque la zone est couverte par des PCS. Le secteur choisi se situe au sud de l'exutoire de la lagune des Salines.

(b) Graphique représentant les erreurs Δh des PCQ en fonction de leur distance par rapport aux PCS et de la nature de la surface pour le secteur (a). Dans le cas présent, les plus fortes valeurs de Δh sont liées à la nature de la surface.

(c) Distribution spatiale des erreurs Δh en valeurs absolues lorsque la zone n'est pas entièrement couverte par des PCS. Le secteur choisi se situe à l'extrême nord de la plage.

(d) Graphique représentant les erreurs Δh des PCQ en fonction de leur distance par rapport aux PCS et de la nature de la surface pour le secteur (c). Dans le cas présent, les plus fortes valeurs de Δh sont liées à l'absence de PCS pour contraindre le modèle.

2 Morphodynamique de la plage en rotation

La plage de Montjoly est un système à la morphodynamique singulière : en effet, elle est soumise, comme toutes les plages des baies de l'île de Cayenne, à une rotation impulsée par la migration vers l'Ouest de bancs de vases (voir *Partie I, Chapitre 2, 2*). La dynamique de rotation de plage dans ce contexte Amazonien est un phénomène rapide (Anthony *et al.*, 2014), et il est rare de l'observer en détail. Cette étude décrit le suivi d'une année d'évolution de cette plage à l'aide de diverses techniques comme la Photogrammétrie SfM aéroportée (voir *Partie II, Chapitre 2*) dans un contexte de rotation lié à l'approche d'un banc de vase. **Selon le modèle d'Anthony et Dolique (2006), notre étude s'inscrit dans la phase dite de « transition » entre octobre 2013 et mars 2014, phase où la plage initie la rotation sous l'impulsion du banc, puis dans la phase de « banc » de mars à Octobre 2014, où l'envasement de la plage est effectif.**

2.1 Evolution de la plage d'octobre 2013 à mars 2014

Dans cette section, nous commençons par aborder l'historique sur cette période de l'hydrodynamisme au large, complété par nos observations à l'aide de mesures côtières avant de décrire l'évolution morphologique de la plage de Montjoly et le bilan sédimentaire de la partie subaérienne de la plage.

2.1.1 Hydrodynamique

Préambule à la compréhension de la dynamique morfo-sédimentaire, l'hydrodynamisme des eaux côtières au large de Cayenne est modélisé à l'aide du modèle global Wave Watch III (WWIII) toutes les heures sur une grille d'analyse d'un demi degré de longitude et de latitude par cellule. Nous avons compilé les résultats des simulations situées à 308,5 degrés Est de longitude et 5,5 degrés de latitude Nord, pour la période du 9 septembre 2013 au 2 Janvier 2015. Ces simulations montrent, de manière générale sur la période d'octobre 2013 à mars 2014 (*Figure 33*), qu'il existait trois climats de houles :

- **(1) La saison sèche d'août à Décembre** caractérisée par un régime relativement calme avec des vagues comprises entre 0,5 et 1,5 m, voire ponctuellement plus de 2 m de hauteur significative. La période moyenne des vagues est comprise entre 8 et 15 s, et les vagues proviennent en majorité de la direction Nord-Est, voire Nord-Est-

Est. La provenance des vagues est néanmoins irrégulière sur cette période car le modèle WWIII détermine aussi des phases de vagues de provenance Nord, voire Nord-Nord-Est. Cette saison est dominée par les houles d'Atlantique Centrale formées par les vents d'alizé lors de la migration vers le Sud de la ZCIT. Cependant, des houles longues en provenance des dépressions tempérées d'Atlantique Nord peuvent impacter ces côtes (Anthony *et al.*, 2014b).

- **(2) La petite saison des pluies de Décembre à mi-Février** marquée par des houles plus intenses de 2 à 3 m, voire ponctuellement de 4 m de hauteur significative. Les périodes sont comprises entre 8 et 10 s pour des provenances de direction Nord-Est voire Nord pour les houles les plus longues. Ces vagues sont générées par les vents d'alizé lorsque la ZCIT est positionnée très au Sud sur le Brésil.

- **(3) La « Petite saison sèche de mars », de mi-Février à mi-mars**, affiche une relative accalmie avec un climat de houles moins intense avec des hauteurs significatives comprises entre 1,5 et 2 m. Ces vagues présentent des périodes relativement courtes, soit 8 à 10 s, et de provenance Nord-Est.

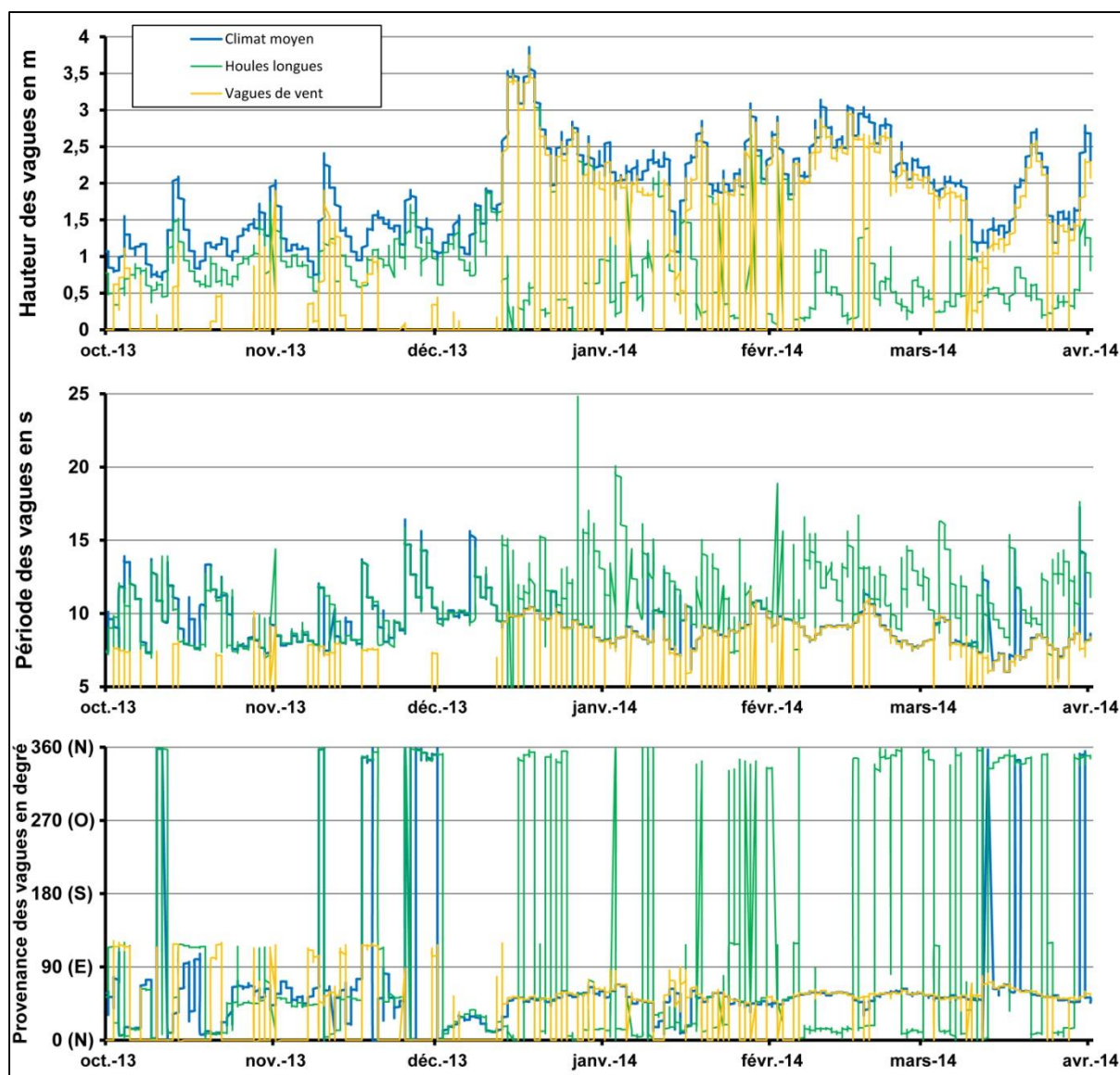


Figure 33 : Climat de houle issu du modèle Wave Watch II (WWII) pour la période du 01 octobre 2013 au 01 avril 2014, au large de Cayenne.

Cette figure présente le climat de houle modélisé par WWII au large de Cayenne pour la période du 01/10/2013 au 01/04/2014. Les houles sont présentées en fonction de leur hauteur en m, de leur période en s et de leur provenance en degré. Le modèle WWII distingue les houles longues (courbe jaune), de provenance lointaine, et les vagues de vent, générées localement (courbe verte). Il extrapole ensuite un climat de houle dit moyen (courbe bleue).

Les relevés hydrodynamiques réalisés lors de la marée montante sur la plage de Montjoly dans le secteur Nord-Ouest de l'Anse de Bourda, montrent en moyenne des houles relativement atténuées en bord de côte (Figure 34). Les relevés datés du 26 octobre 2013, entre 16 et 19h, montrent des hauteurs significatives de 0,4 à 0,6 m pour une période de 8 s en moyenne. Les houles modélisées au large affichent des hauteurs significatives de 1,37 m, ce qui illustre l'atténuation des houles dans la baie. Les périodes

des vagues au large et celles mesurées concordent avec respectivement 8 s de période moyenne. Les relevés hydrodynamiques opérés le 15 mars 2014 dans l'anse de Bourda montrent des vagues de 0,6 m en moyenne avec des périodes de 9 à 10 s. Au large sur la même période, les vagues calculées ont une hauteur significative de 1,3 m et une période de 9,5 s.

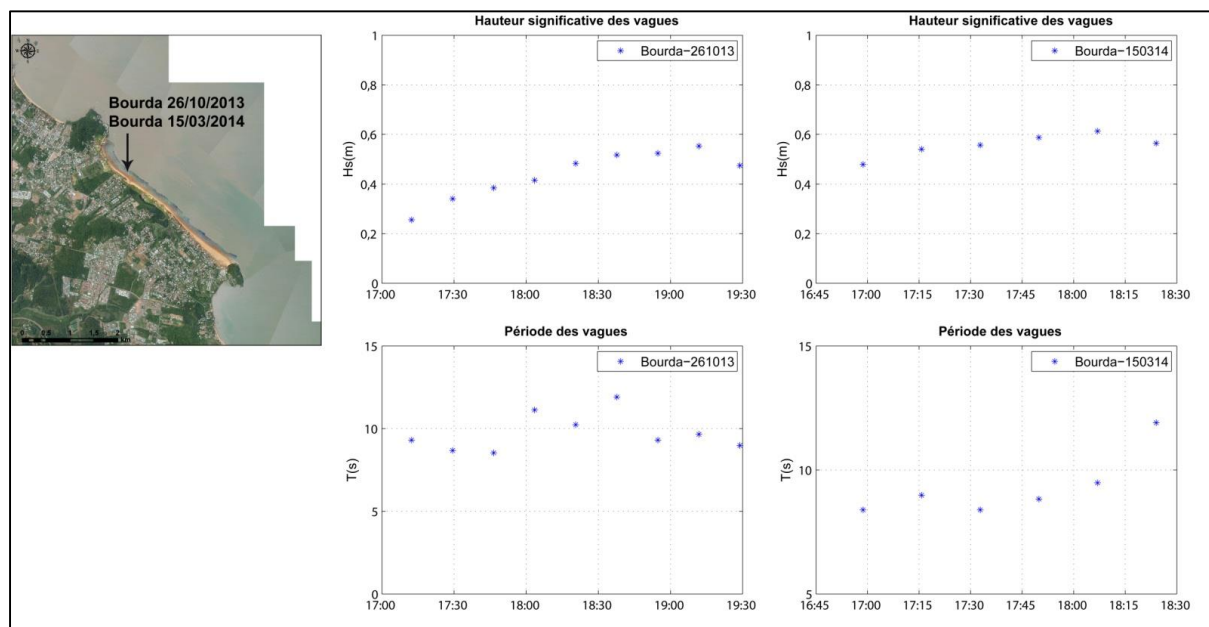


Figure 34 : Relevés hydrodynamiques côtiers (hauteur (H_s) et période (T) des vagues) sur le secteur Nord de la plage de Montjoly aux dates du 26 octobre 2013 et du 15 mars 2014.

L'ensemble de ces simulations et de ces relevés permettent de déterminer que : (1) les vagues proviennent pour l'essentiel du Nord-Est et devraient donc générer un courant de dérive littorale parallèle à la côte et dirigé vers le Nord de la baie ; (2) les vagues restent relativement atténuées par rapport au large avec un gonflement à la côte relativement faible. Concernant ce dernier point, nous ne disposons pas de relevés hydrodynamiques couvrant plusieurs cycles de marée pour les raisons évoqués précédemment. En conséquence, nous ne connaissons pas le comportement des houles en pleine mer.

2.1.2 Morphologie de la plage et bilan sédimentaire

Disposant de MNS haute résolution, nous nous sommes en premier lieu attachés à décrire la morphologie de la plage dans le contexte du processus de rotation. **Cette analyse fournit une première interprétation des processus morpho-sédimentaires**

en action lorsqu'un banc de vase approche une des baies de Cayenne. Nous nous sommes focalisés sur la baie et la plage de Montjoly, la plus vaste avec une longueur de 4,7 km et la plus dynamique de « l'île de Cayenne ». **Nous décrivons dans un premier temps la morphologie de plage issue du MNS produit en octobre 2013, puis l'évolution à partir du MNS levé en mars 2014.**

La plage de Montjoly présente un cordon de sable dissymétrique en période inter-bancs entre une partie Nord-Ouest large de 200 m, et engraisée de manière privilégiée par le courant de dérive littorale dirigé vers le Nord. La partie centrale de la plage est de manière générale étroite avec un cordon large d'une dizaine de mètres. Ce secteur est un espace de transit pour les sédiments entre les caps rocheux Nord et Sud. Le secteur Sud est quant à lui et de manière générale, étroit, et mesure au maximum quelques dizaines de mètres, lorsque la dérive littorale normale régit la morphodynamique de cette plage. Ce secteur, avec la partie centrale de la plage, est le plus exposé aux risques de submersion et d'érosion lors des tempêtes en période inter-bancs, du fait de l'étroitesse du cordon. En témoignent à ce titre les nombreux enrochements présents sur le front de mer afin de protéger les bâtis proximaux. La lagune des Salines dans ce secteur de la plage est partiellement asséchée et drainée afin de libérer des espaces constructibles. La majeure partie des restes de cet espace naturel est aujourd'hui protégé et propriété du Conservatoire du Littoral. La situation inter-bancs de cette plage est le canevas de l'analyse de la morphologie lors de la phase de rotation observée entre octobre 2013 et mars 2014. En effet, les observations d'octobre 2013 interviennent alors que le stock de sédiments était déjà en train de basculer du Nord vers le Sud de la baie.

Nous avons segmenté notre analyse morphologique de la plage de Montjoly en six secteurs (*Figure 35 et Figure 36*) :

- (1) l'extrémité Nord de la plage entre le cap rocheux et un enrochement de protection massif ;
- (2) la partie NO de la plage au-delà de l'enrochement et jusqu'au niveau de l'exutoire de la lagune des Salines ;
- (3) l'exutoire de la lagune ;
- (4) la plage entre l'exutoire de la lagune et la partie centrale de la plage ;

- (5) une section d'environ un kilomètre vers le Sud à partir de la partie centrale de la plage ;
- (6) le secteur Sud-Est de la plage susceptible d'être engraisé en sédiments lors de la phase d'approche d'un banc de vase.

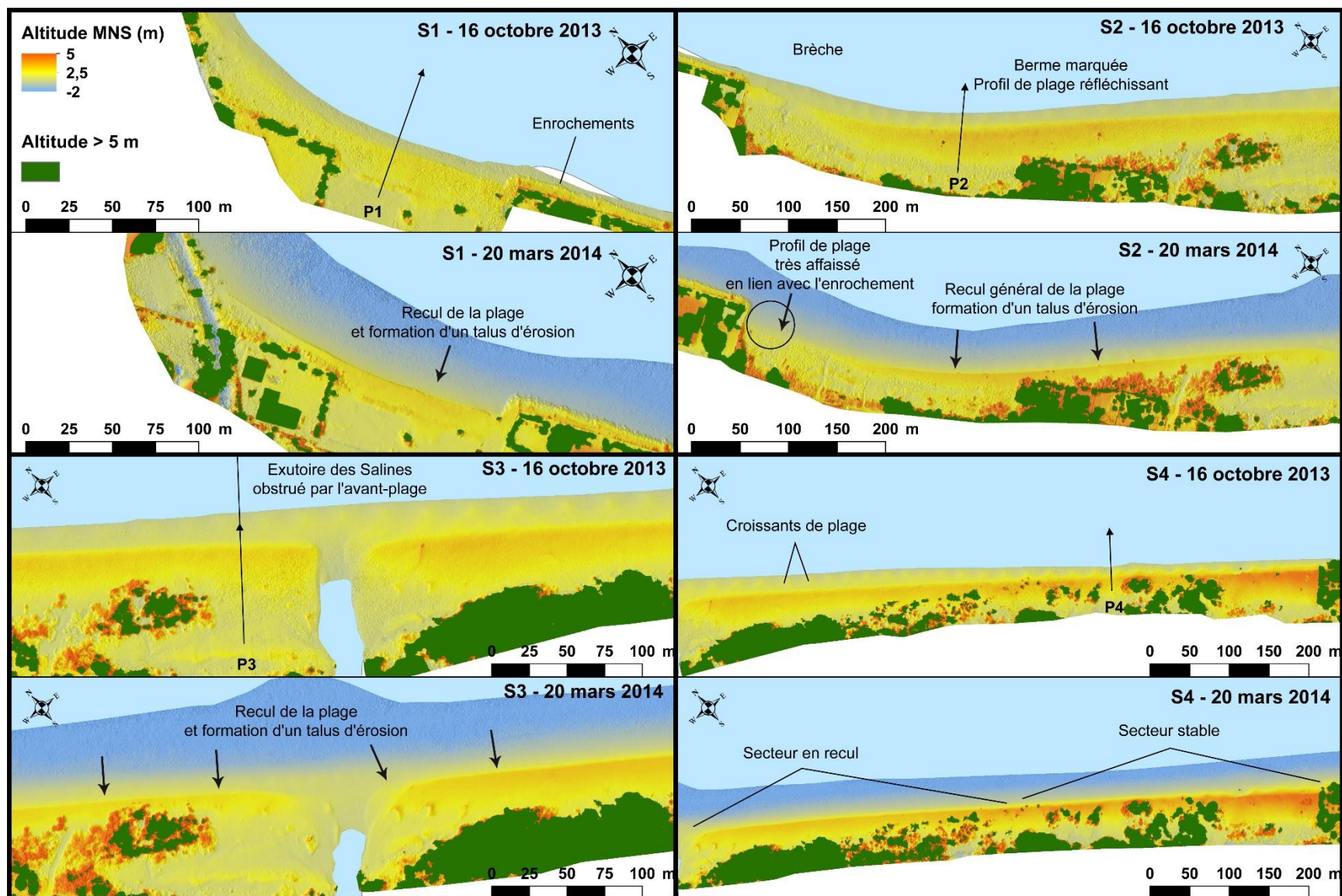


Figure 35 : Evolution de la morphologie de plage entre le 16 octobre 2013 et le 20 mars 2014, pour les secteurs 1 à 4. Les profils de plage sont notés P1 à P4.

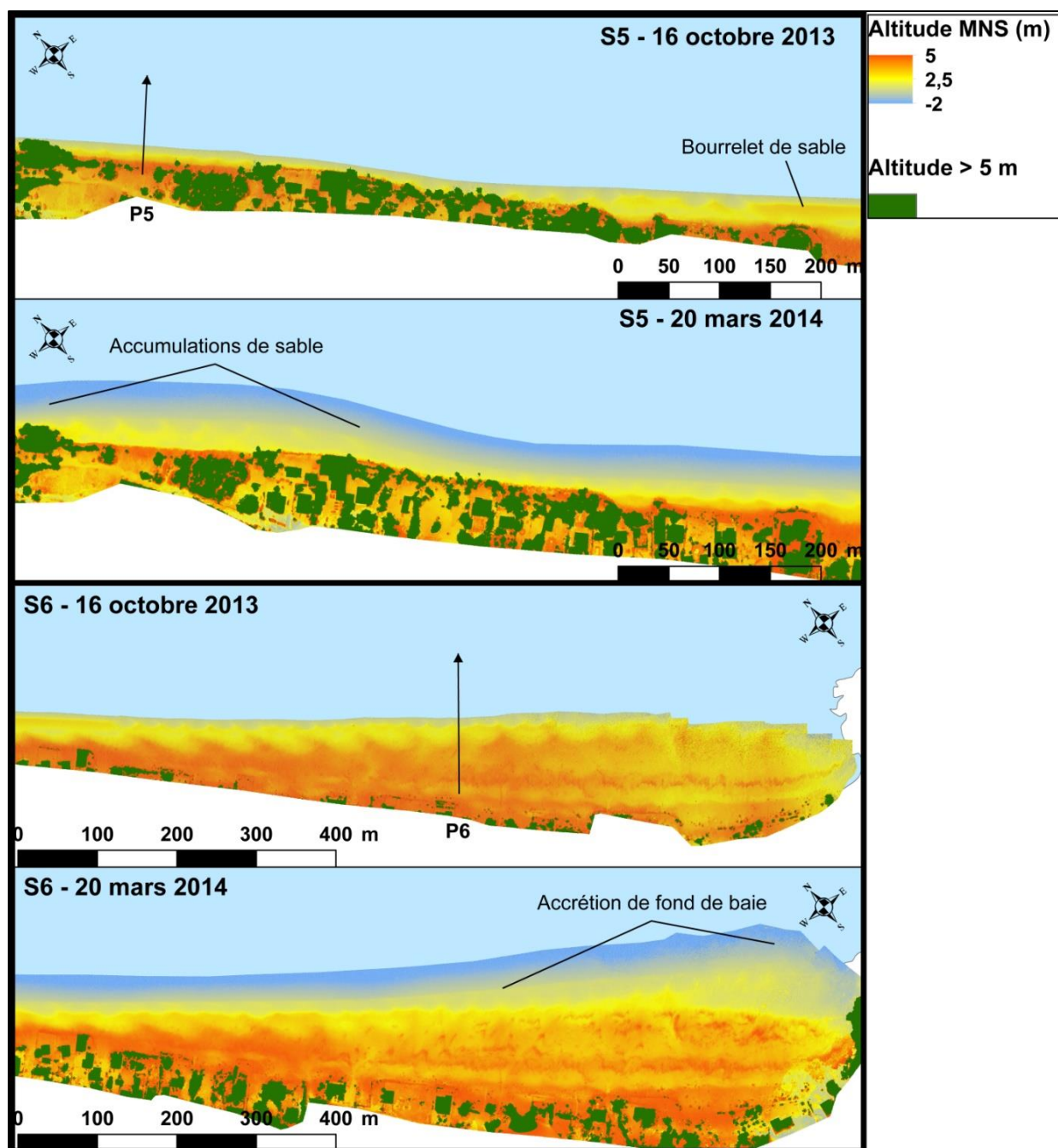


Figure 36 : Evolution de la morphologie de plage entre le 16 octobre 2013 et le 20 mars 2014, pour les secteurs 5 et 6.

Les différents profils de plage sont notés P5 à P6.

Ces six secteurs sont montrés dans des MNS (*Figure 35 et Figure 36*) issus de la photogrammétrie et pour chaque date d'expérimentation sur la période octobre 2013 – mars 2014. Des profils types et des bilans sédimentaires correspondant à chacun de ces secteurs pour chacune des deux expériences de photogrammétrie sont consignés dans la *Figure 37 et la Figure 38*.

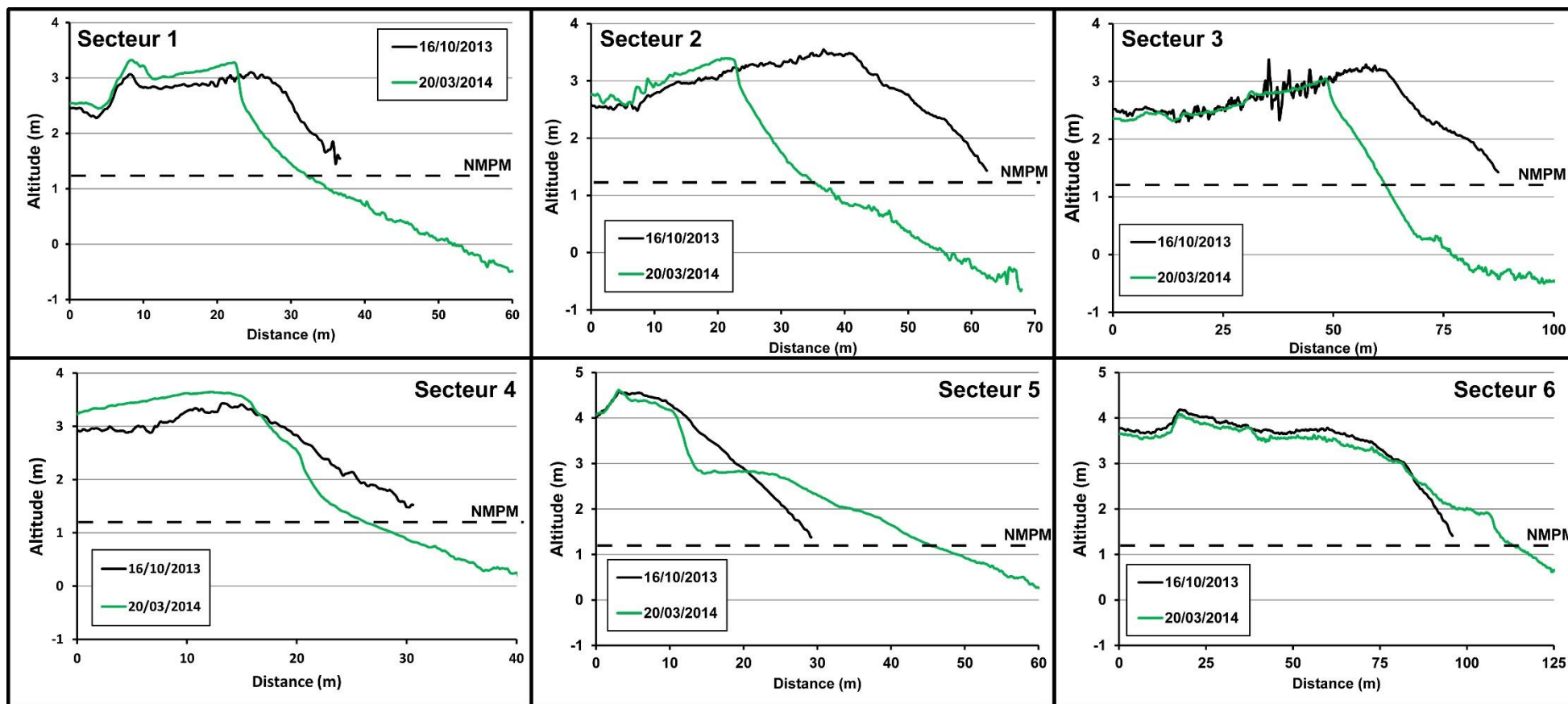


Figure 37 : Profils de plage types pour les six secteurs présentés sur la Figure 35 et la Figure 36, pour la période du 16 octobre 2013 au 20 mars 2014.

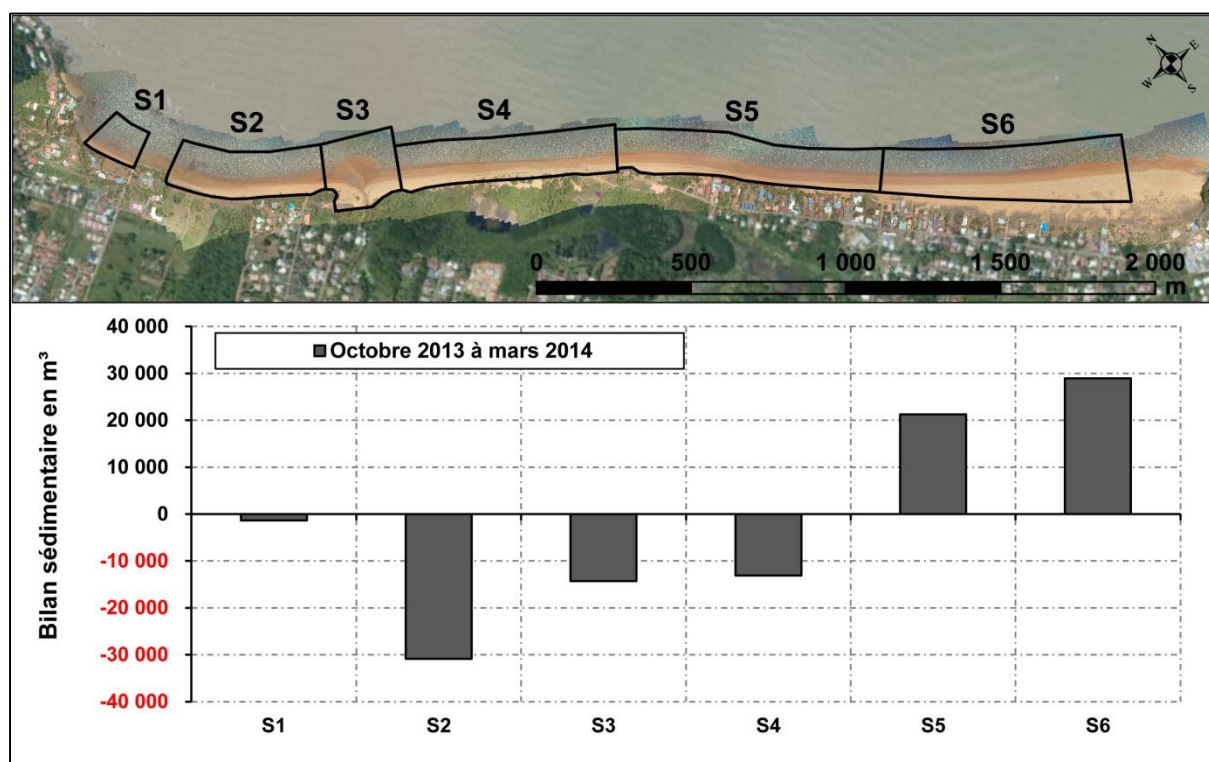


Figure 38 : Bilan sédimentaire (m^3) de la plage issu de la comparaison des MNS d'octobre 2013 et de mars 2014, pour les six secteurs observés.

Le secteur (1) est un secteur étroit, de 170m de linéaire côtier entre l'extrémité Nord de la baie et un enrochement massif. Il présente une morphologie de plage de type réfléchissant avec en octobre 2013, un haut-de-plage haut de 2 m environ jusqu'à la berme. La bêche est peu prononcée et partiellement végétalisée par des plantes rampantes. L'arrière-plage est recouverte d'une végétation rase et dense. De nombreux enrochements encadrent cette partie de la plage afin de protéger les espaces bâtis. Ils sont le plus souvent des restes de travaux d'urgence réalisés pour lutter contre l'érosion côtière lors des précédentes phases de transition, en particulier au début des années 2000 (Anthony *et* Dolique, 2004). Peu ouvert sur le large, ce secteur est parsemé en outre de nombreux hauts fonds rocheux qui brisent le déferlement de la houle déjà atténué par la faible exposition du site. L'enrochement présent à l'Est vise à protéger un bâtiment institutionnel de la Région Guyane, nous le nommons « la digue de la Région » pour plus de lisibilité. Il fut rehaussé plusieurs fois et comme l'essentiel des ouvrages construits sur les plages de Guyane, il n'est vraisemblablement pas construit de manière calibrée. Cet ouvrage induit des effets de réflexion d'énergie et affecte la dérive littorale tant sur le

secteur (1) que sur le secteur (2). En mars 2014, le secteur (1) a subi une érosion modérée avec un recul d'une dizaine de mètres de la berme, représentant une perte nette de 1350 m³. L'extrémité Nord de ce secteur est très affaissée avec un démantèlement de la berme. Cette dernière devient plus marquée en allant vers la « digue de Région », soulignant le caractère réfléchissant de l'ouvrage. Néanmoins, le recul dans ce secteur est comparativement plus limité que sur les secteurs plus ouverts à l'influence du large.

Le secteur (2) concerne un linéaire côtier de 550 m environ entre la « digue de la Région » et le secteur (3) de l'exutoire de la lagune des Salines. Il présente en octobre 2013 un profil de plage réfléchissant associé au développement de croissants de plage rythmiques espacés de 15 m en moyenne dans la zone de swash. Contre la « digue de la Région », la berme et le bourrelet de sable associé sont très affaissés avec une zone de brèche de 20 m de large dans la berme. Cette morphologie témoigne d'un régime de déferlement localement plus dissipatif et donc énergétique. Vers le Sud en aval-dérive, la berme et le bourrelet d'avant-plage sont plus développés et associés à des formes rythmiques de croissants de plages. La bêche est en conséquence très marquée dans ce secteur, témoignant des nombreux débordements de la berme par les vagues lors de la pleine mer. L'arrière plage est colonisée par des tapis végétaux ras et denses, voire par des formations arbustives éparses ou groupées en bosquets. Sur la partie Sud de ce secteur, l'arrière-cordon est occupé par du bâti résidentiel protégé par des enrochements aujourd'hui enterrés et affaissés. Ils furent établis afin de limiter l'érosion des terrains bâtis au début des années 2000 lors d'un cycle de rotation de plage intense. En mars 2014, ce secteur est celui qui accuse la plus forte érosion : entre 20 à 30 m de recul de la berme et une perte nette de 30 850 m³. Contre la « digue de la Région », le profil de plage s'est très nettement affaissé. Vers le Sud, le profil de plage apparaît très concave avec une berme très inclinée, indiquant un système réfléchissant en érosion.

Le secteur (3) concerne un segment de plage centré sur l'exutoire de la lagune de Salines et long de 240 m. En octobre 2013, la morphologie montre une brèche de 30 m de large dans le cordon, partiellement colmatée par le chenal de l'exutoire de la lagune. L'arrière-plage est occupée par de la végétation rase, éparses à dense. Des formes éoliennes peu développées (des barkhanes d'une dizaine de mètres de large) apparaissent au niveau de l'arrière-plage. Ce secteur est plus actif du point de vue hydrodynamique, comme le témoigne la formation de croissants de plage plus marqués. Le chenal de la

lagune est partiellement colmaté par un bourrelet de sable formé dans l'axe de la berme. Cette dernière est débordée par les vagues lors des pleines mers. En mars 2014, ce secteur est l'un des plus touchés par l'érosion avec un recul moyen de la berme de 20 m et une perte nette de 14 300 m³. L'ouverture du chenal reste partiellement colmatée par un bourrelet de sable, mais le cordon adjacent, initialement très pourvu en sédiments, est partiellement démantelé et très affaissé. Nous observons des croissants de plage peu marqués, hérités de la dernière pleine mer.

Plus au Sud, le cordon de sable bordant les espaces naturels de la lagune des Salines constitue le secteur (4). Ce dernier concerne un linéaire côtier de 700 m. En octobre 2013, ce secteur présente une morphologie classique de plage réfléchissante avec une berme élevée, un profil de plage concave et une bêche très marquée derrière un bourrelet de sable large d'une vingtaine de mètres. Des croissants de plage très marqués et espacés de 30 m en moyenne sont associés à la zone de swash. Le haut et l'arrière-plage sont occupés par une végétation arboricole en bosquets où en massifs bordant la lagune. Des figures de débordements associées à des cônes de dépôts de sables sont observables dans ces espaces boisés. Le bourrelet de plage est plus engraisé contre les enrochements de protection d'une habitation en bord de plage à l'extrémité Sud du secteur bâti. En mars 2014, ce secteur est caractérisé par un recul de la berme relativement faible de quelques mètres sur la partie Nord, avec peu de changement au Sud. L'érosion, au regard de la superficie de ce secteur, est limitée avec une perte nette de 13 000 m³.

Le secteur (5) concerne 850 m de linéaire côtier vers le Sud à partir de l'enrochement au centre de la baie. En octobre 2013, ce secteur présente une morphologie de plage réfléchissante. Le cordon est étroit et sa mobilité est limitée vers l'arrière par de nombreux enrochements érigés en digues de protection. L'arrière-plage, où subsistent les restes d'une végétation arboricole côtière, est pour l'essentiel occupée par un bâti résidentiel dense. Des croissants de plage peu marqués apparaissent vers le sud de ce secteur, associés à la formation d'une berme et d'un bourrelet de sable continu. Le bilan sédimentaire est positif entre les deux dates avec une nette accrétion de 21 250 m³. Ce bilan reste toutefois à relativiser car probablement surestimé par notre méthode. En effet, le MNS d'octobre 2013 présente une couverture incomplète de la plage liée aux conditions de réalisation de la mesure (plan d'eau agité lors du flot), alors que le MNS de mars 2014 est plus large car réalisé lors de la basse mer en conditions calmes. Nous observons de

plus, ce qui semble être une forme de bourrelet de sable au Sud de l'enrochement central de la plage.

Le secteur (6) s'étend sur 1 km de linéaire vers le Sud, entre la limite du secteur (5) et le cap rocheux. En octobre 2013, ce secteur est la partie la plus large du cordon de la baie de Montjoly. La morphologie en place est l'héritage des différentes phases récentes d'accrétion liées à la rotation. L'avant-plage est de nature intermédiaire entre réfléchissante en pleine mer et dissipative en basse mer. Nous avons observé une berme spatialement discontinue entaillée de plusieurs croissants de plage, dont les plus massifs sont orientés vers le Nord. L'arrière-plage présente des bâches intercalées entre d'anciennes bermes partiellement végétalisées et soumises au remaniement éolien. Contre les enrochements en bordure des espaces bâtis apparaissent des croissants au sein de la berme, héritage de la morphologie de la plage dans ce secteur avant la rotation. L'arrière-plage est partiellement, voire complètement, végétalisée par des herbacés épars ou de denses tapis végétaux. En mars 2014, la berme s'est peu engraisée ; cependant, nous observons une forte aggradation de 50 cm du plancher de la zone de swash. Des croissants de plage apparaissent aussi. D'anciens croissants visibles en octobre 2013 sur l'avant-plage sont partiellement démantelés en mars 2014. Le bilan sédimentaire sur ce segment de plage reste positif avec une nette accrétion de 29 000 m³. Comme pour le secteur (5), cette valeur est à relativiser car partielle et probablement légèrement surestimée. Nous avons aussi réalisé un bilan des transferts sédimentaires entre l'avant-plage et l'arrière plage, et avons estimé que cette dernière a gagné 3120 m³ environ, probablement en lien avec des transferts éoliens de sable.

2.2 Evolution de la plage entre mars et octobre 2014

Comme pour la période précédente, nous présentons l'historique de l'hydrodynamisme au large de Cayenne sur la période, complété par des relevés de terrain. Nous décrivons l'évolution morphologique de la plage et du bilan sédimentaire. Nous disposons cependant pour cette période de données complémentaires issues de la cartographie de la bathymétrie de la baie de Montjoly et les résultats de simulations de propagation de la houle à partir de la bathymétrie.

2.2.1 Hydrodynamique

Comme pour la phase inter-bancs, nous avons réalisé l'analyse du climat de houles pour la période de mars à novembre 2014 à partir des simulations issues de WWIII (Figure 39), combinées à des relevés de terrain de fin Juin à début juillet et en octobre 2014.

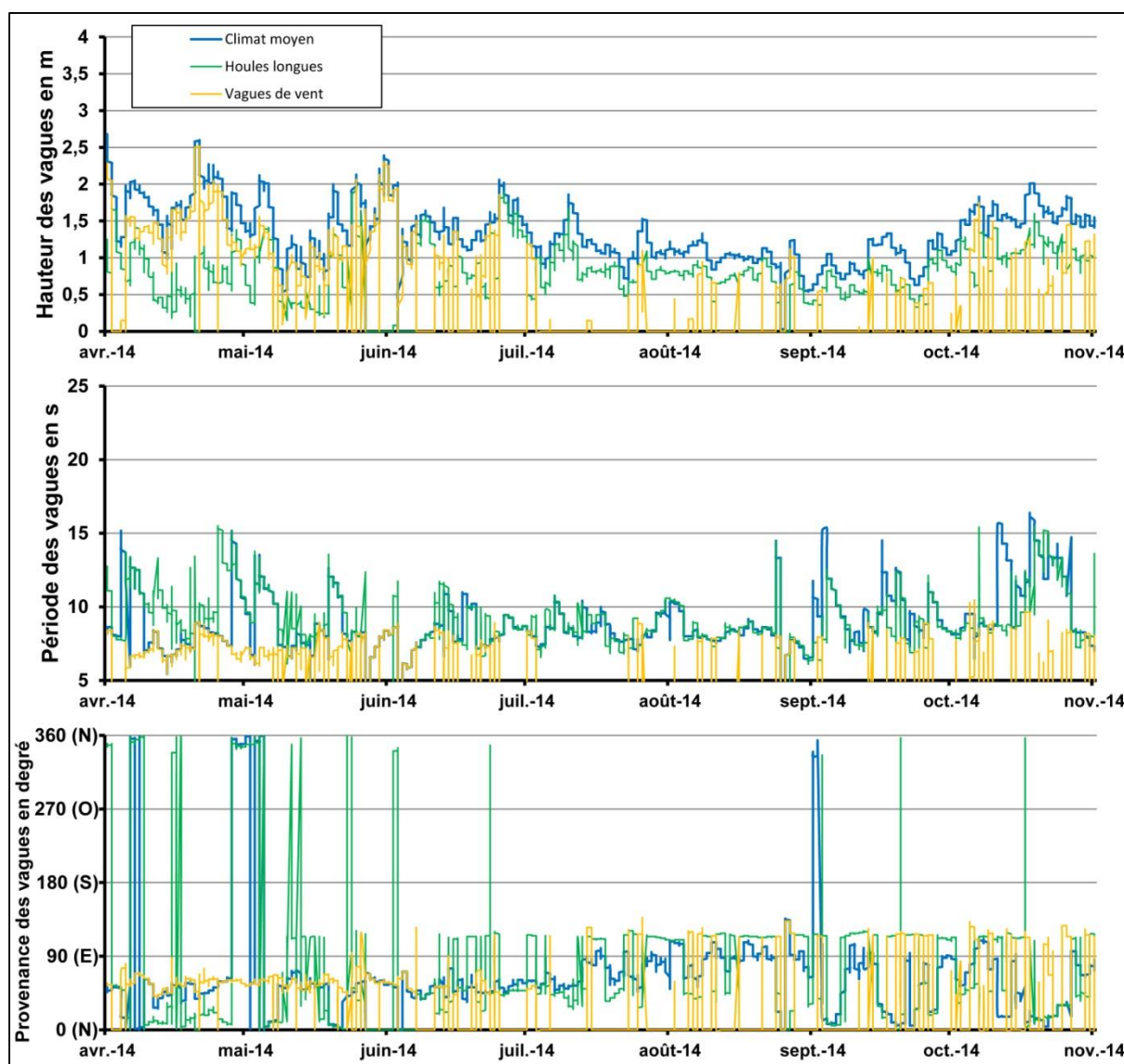


Figure 39 : Climat de houle issu du modèle WWIII pour la période du 01 avril 2014 au 01 novembre 2014, au large de Cayenne.

Cette figure présente le climat de houle modélisé par WWIII au large de Cayenne pour la période du 01/04/2014 au 01/11/2014. Les houles sont présentées en fonction de leur

hauteur en mètres, de leur période en secondes et de leur provenance en degré. Le modèle WWIII distingue les houles longues (courbe jaune), de provenance lointaine, et les vagues de vent, générées localement (courbe verte). Il extrapole ensuite un climat de houle dit moyen (courbe bleue).

Trois régimes distincts de houle, du point de vue de l'agitation côtière, ont été mis en évidence :

-(1) la période de mi-mars à mi-juin correspond à la saison des pluies où la ZCIT remonte vers l'hémisphère Nord. Les houles sont d'intensité modérée, de 1,5 à 2,5 m de hauteur significative, pour une période de 8 à 12 s. La provenance de ces vagues est dominée par les directions Nord-Est-Est et Est. Ces vagues sont très majoritairement originaires des vents d'alizés soufflant sur l'Atlantique Central.

-(2) La période estivale de mi-juin à début septembre correspond au retour de la saison sèche et à une position de la ZCIT centrée sur la Guyane. En conséquence, les houles sont peu énergiques avec des hauteurs significatives de vagues entre 0,5 et 1,5 m, pour des périodes stables de 8 à 10 s. La provenance de ces vagues est majoritairement de l'Est. Ce climat est la conséquence de la faible intensité des vents d'Est liée à la position de la ZCIT.

-(3) La période de septembre à novembre correspondant à la saison sèche, est marquée par la reprise de l'agitation côtière avec des houles de 1 à 2 m pour des périodes plus hétérogènes de 8 à 15 s. La provenance de ces vagues est Nord et Est, traduisant la reprise de l'activité dépressionnaire dans l'hémisphère Nord combinée avec le décalage de la ZCIT vers le Sud.

Les relevés hydrodynamiques ont été opérés sur les plages de Montjoly (Anse de Bourda et de Montjoly) et de Montabo. La baie de Montabo, bien que généralement plus dynamique que celle de Montjoly, n'était pas affectée par l'avancée de bancs de vase au moment des relevés. Les relevés dans cette baie servent d'étalon entre l'hydrodynamisme observé dans la baie de Montjoly et simulé au large.

Opérés entre le 25 et 26 Juin 2014, les premiers relevés hydrodynamiques de cette période couvrent respectivement 1 cycle de marée pour la plage de Montabo et deux cycles pour la plage de Montjoly (*Figure 40*). Nous avons positionné les instruments dans

la partie sud de la plage de Montabo, le plus loin possible de la zone de déferlement à marée basse, soit à 30 m du talus de l'avant-plage. Ce secteur présente un profil de plage plus dissipatif que la partie centrale de la baie. Sur la plage de Montjoly, les instruments de mesure étaient immergés à 60 m du pied de plage dans l'anse de Bourda (partie Nord-Est de la plage) et de Montjoly (partie SE de la plage). Les modélisations au large de Cayenne pour la période du 25 au 26 Juin affichent des vagues provenant du Nord-Est, voire ENE à Est. Les hauteurs significatives indiquent un climat relativement agité au large avec des houles de 1,5 m au début de la matinée du 25 juin et augmentant à 2 m au cours de la journée et le lendemain. Les périodes sont régulières avec 8 s en moyenne sur les deux journées. Les données relevées sur la plage de Montabo montrent des houles, lors de la pleine mer, avec des hauteurs significatives de 0,9 – 1 m et des périodes situées autour de 8 s. Ces vagues ont été observées sur un secteur assez dissipatif de la baie, ce qui peut expliquer la diminution de 50 % des hauteurs par rapport au large. Les périodes restent cependant proches de celles du large en valeur moyenne. Par rapport aux autres baies de l'île de Cayenne, la baie de Montabo est un milieu relativement agité. A contrario, les enregistrements provenant de la plage de Montjoly montrent une atténuation importante, si ce n'est complète des houles en provenance du large. En effet, les hauteurs significatives observées sur les deux jours de suivi sont très basses, de 15 à 20 cm, très irrégulières aussi, tant sur l'anse de Bourda au Nord que sur l'anse de Montjoly au Sud. Les périodes sont très variables : entre 5 s en basse mer et 10 à 15 s en pleine mer.

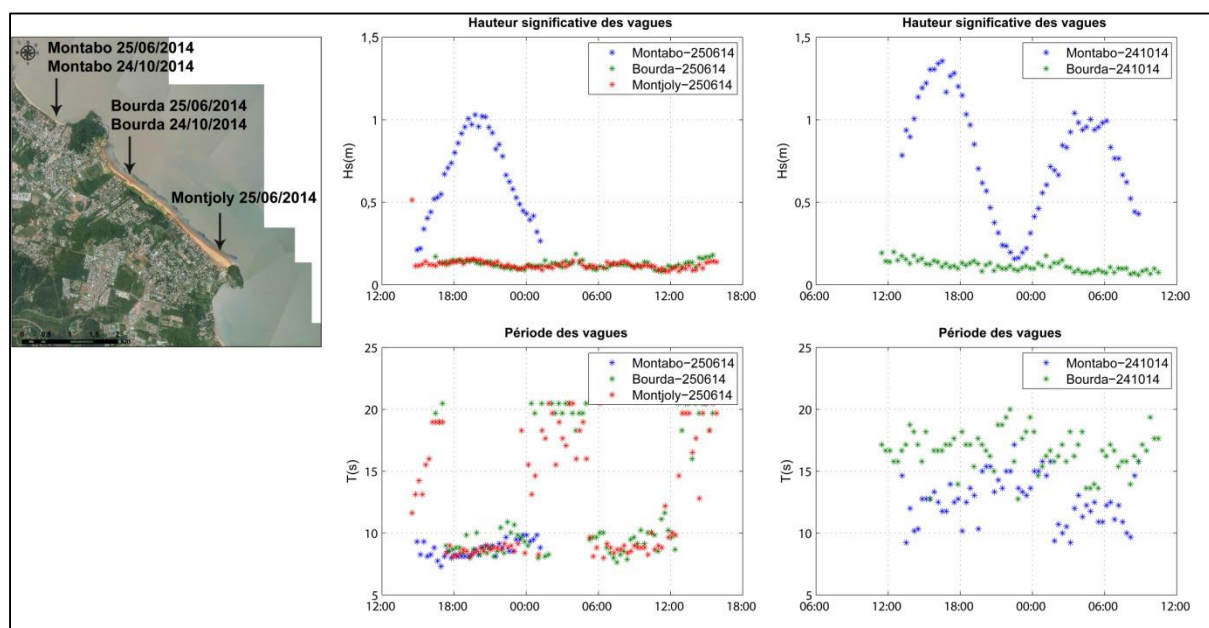


Figure 40 : Relevés hydrodynamiques côtiers (hauteur (H_s) et période (T) des vagues) comparatifs entre les baies de Montabo au Nord et de Bourda-Montjoly aux dates du 25 juin et du 24 octobre 2014.

Les observations réalisées les 24 et 25 octobre 2014 concernent la plage de Montabo et l'anse de Bourda au Nord de la plage de Montjoly (*Figure 40*). Les emplacements des capteurs sont similaires à ceux des relevés de juin 2014, et les observations s'étalent sur 2 cycles de marées. Les simulations au large indiquent des vagues provenant de N au Nord-Nord-Est, avec des hauteurs significatives de 1,5 m au début de la matinée du 24 octobre, et évoluant vers 1,7 m dans la nuit du 25 octobre. Les périodes se situent entre 12 et 15 s. Il s'agit de houles longues générées probablement du secteur Nord de l'Atlantique Central. Les vagues observées dans la baie de Montabo affichent des hauteurs significatives entre 30 cm en basse mer et 1,4 m en pleine mer. Cette variation est, comme en Juin 2014, liée au caractère dissipatif de ce secteur de la plage, notamment à marée basse. Les périodes relevées se situent entre 11 et 15 s et correspondent bien aux simulations du large. Comme en juin 2014, les observations sur l'anse de Bourda montrent clairement une forte atténuation des houles du large avec des hauteurs significatives entre 10 et 18 cm. Les périodes se situent entre 10 et 18 s en moyenne.

2.2.2 Morphologie de la plage et bilan sédimentaire

Comme pour la période précédente les six secteurs sont montrés dans des MNS (*Figure 41 et Figure 42*) issus de la photogrammétrie et pour chaque date d'expérimentation sur la période mars 2014 – octobre 2014. Des profils types et des bilans sédimentaires correspondant à chacun de ces secteurs pour chacune des deux expériences de photogrammétrie sont consignés dans la *Figure 43* et la *Figure 44*.

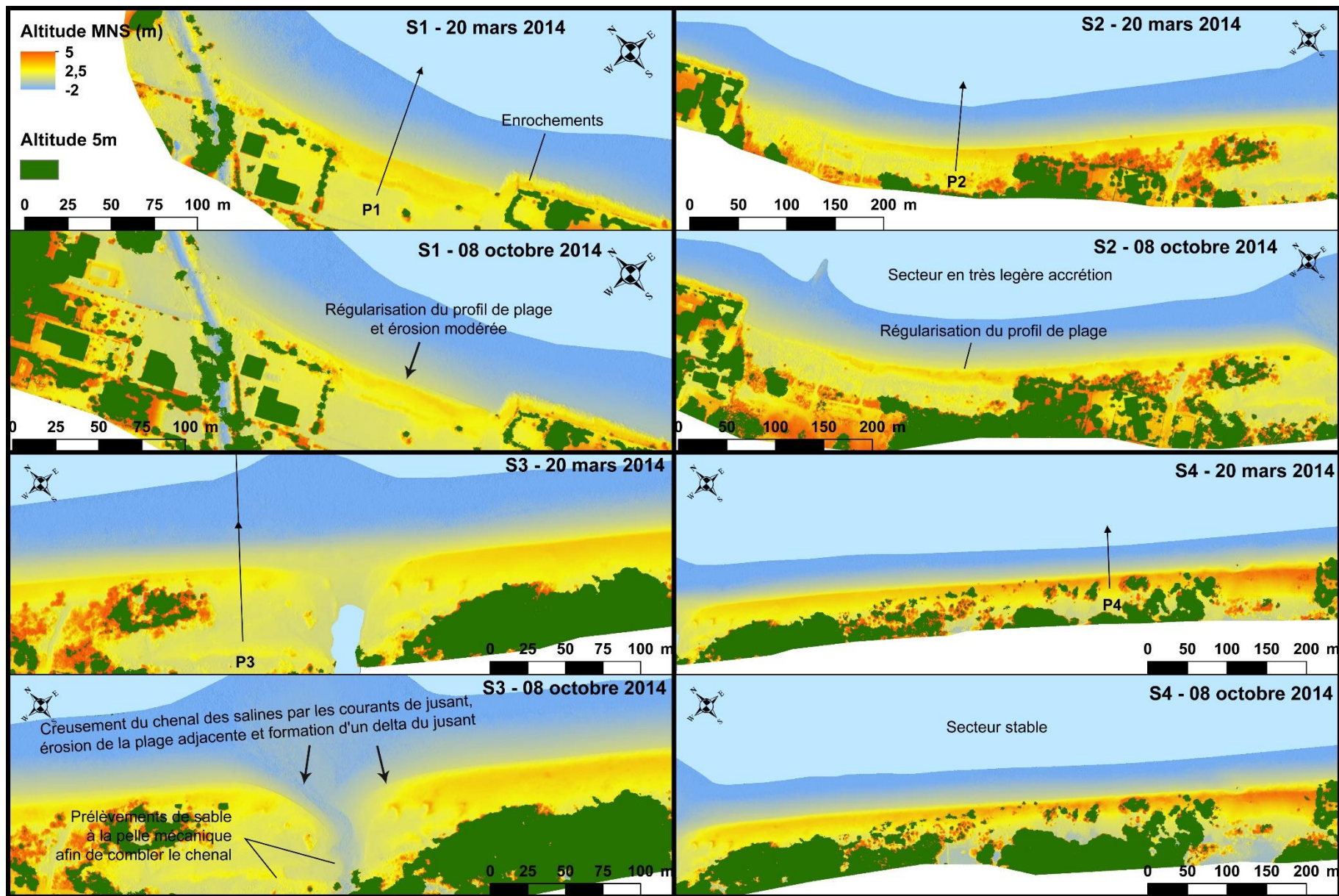


Figure 41 : Evolution de la morphologie de plage entre le 20 mars 2014 et le 08 octobre 2014, pour les secteurs 1 à 4. Les profils de plage sont notés P1 à P4.

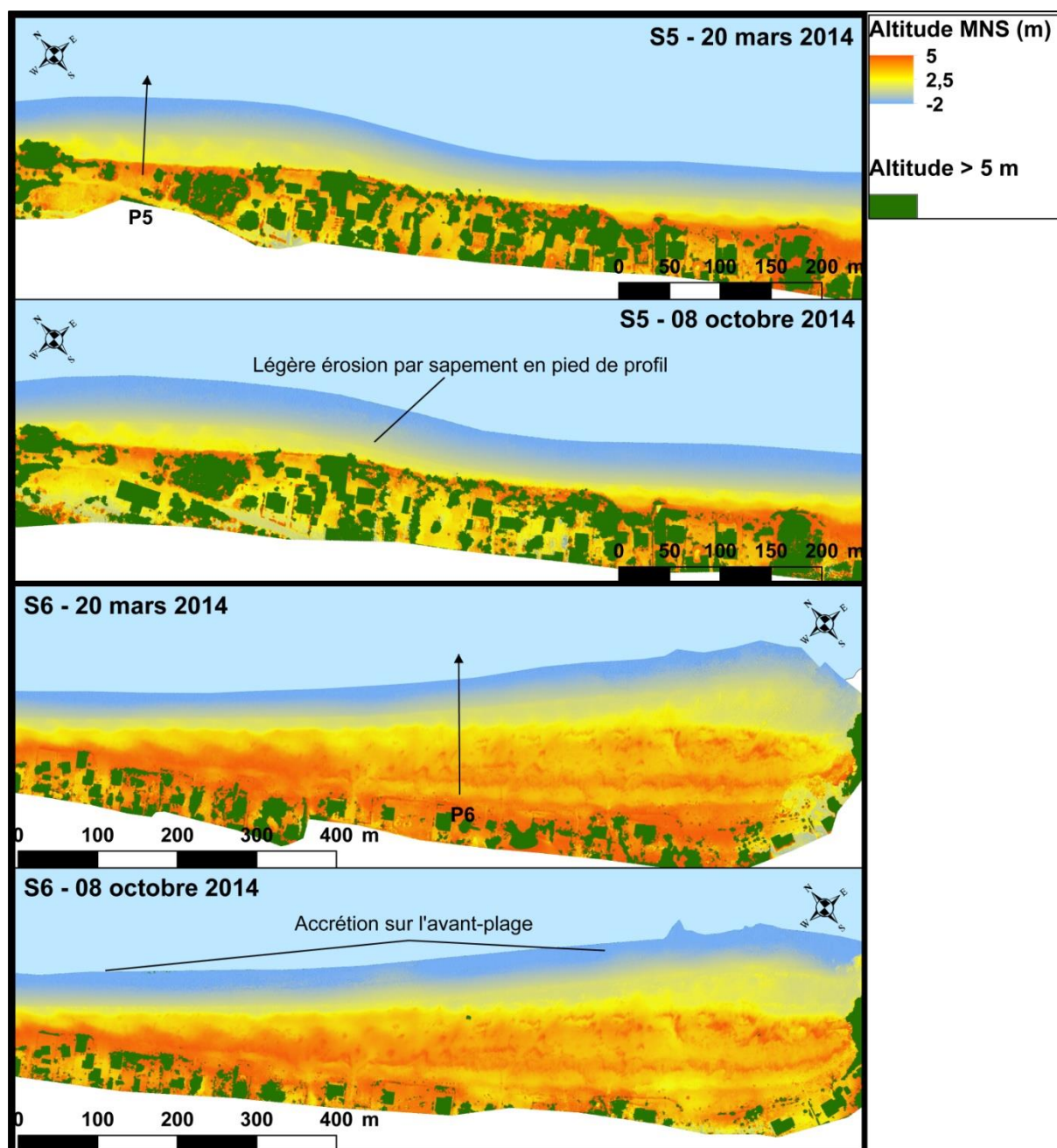


Figure 42 : Evolution de la morphologie de plage entre le 20 mars 2014 et le 08 octobre 2014, pour les secteurs 5 et 6.

Les profils de plage sont notés P5 à P6.

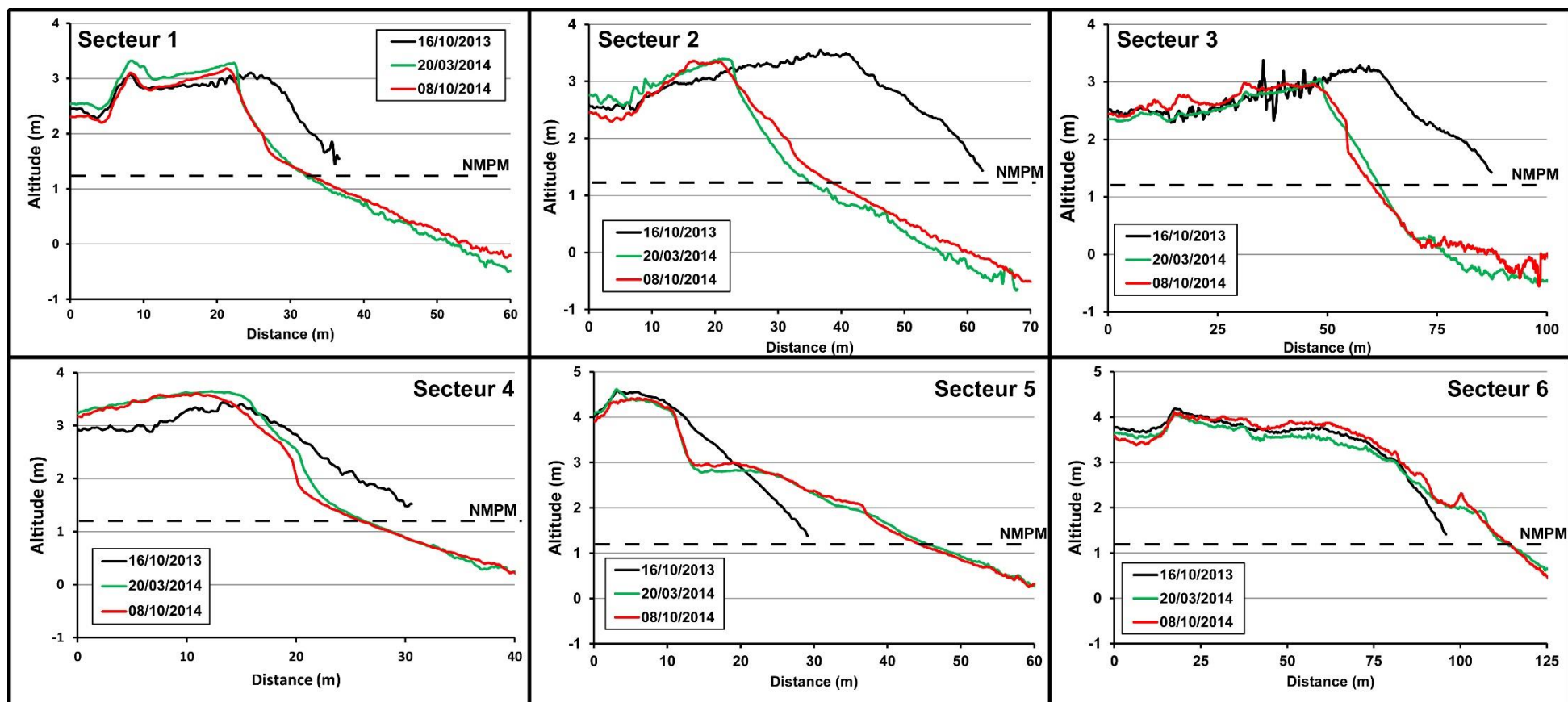


Figure 43 : Profils de plage type pour les six secteurs présentés sur la Figure 35 et la Figure 36, pour la période du 16 octobre 2013 au 08 octobre 2014.

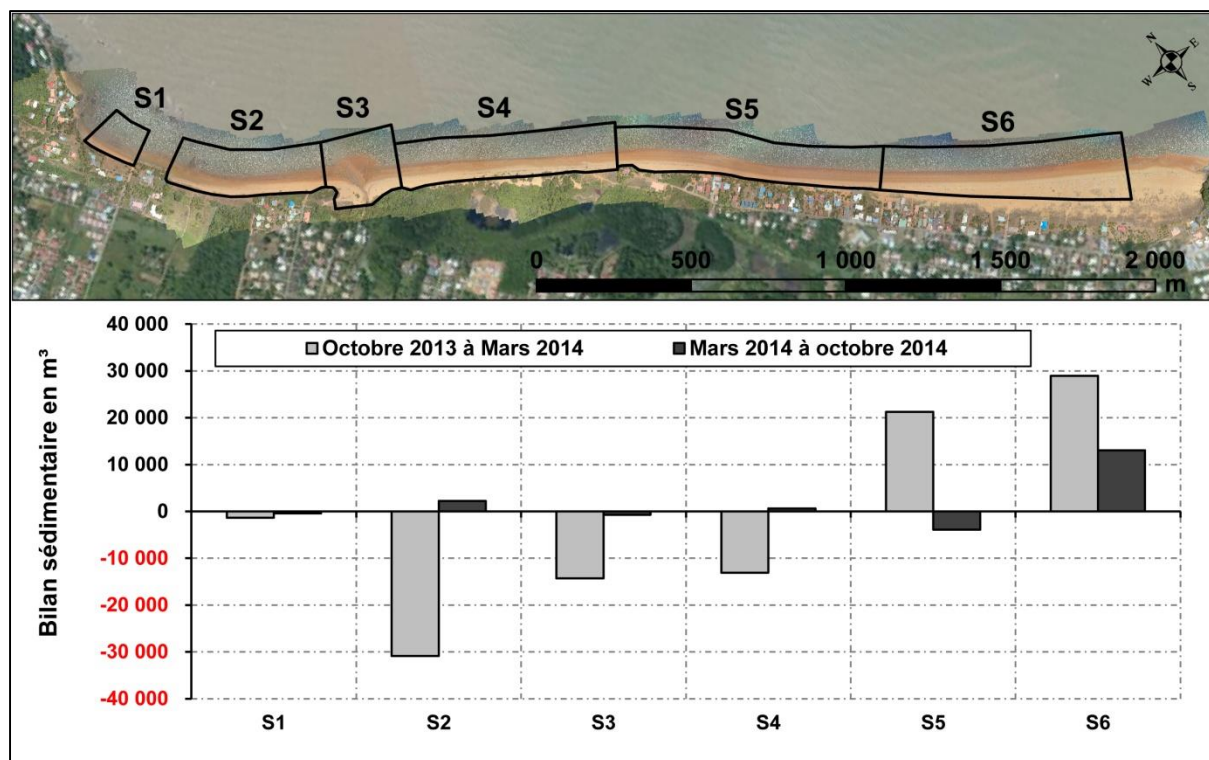


Figure 44 : Bilan sédimentaire (m^3) de la plage issu de la comparaison des MNS d'octobre 2013, de mars 2014, et d'octobre 2014, pour les six secteurs observés.

Basé sur la comparaison entre les MNS de mars 2014 et octobre 2014, l'analyse morphologique de plage ne montre pas d'évolution aussi marquée que sur la période précédente de transition. Nous observons de manière générale que le profil de la plage tend vers un nouvel équilibre avec une berme moins marquée et plus affaissée, à l'exception du secteur (3) de l'exutoire de la lagune. La pente du profil est moins concave, devient régulière, voire convexe, parfois comme sur le secteur (2), et présente des irrégularités topographiques ponctuelles d'origine étrangère à l'hydrodynamisme de la plage (nidification de tortues luth, passage des usagers de la plage). Nous observons par ailleurs une marche de 40 à 50 cm en pied de plage correspondant à la limite de pleine mer. Cette dernière est probablement liée à l'effondrement partiel de l'avant-plage sous l'effet d'un hydrodynamisme très peu agité combiné aux exfiltrations.

Le secteur (1) accuse une perte modérée de sédiments de $409 m^3$ probablement transférés vers le bas de l'avant-plage et la zone subtidale.

Le secteur (2) montre une aggradation de la zone de swash d'une vingtaine de centimètres liée à une régularisation du profil de l'avant-plage mais aussi à un apport

substantiel de 2222 m³ de sable sur ce secteur. Cet apport peut être lié à la remobilisation des sédiments piégés dans la zone subtidale et intertidale.

Le secteur (3) est marqué par une perte substantielle de sédiments de 707 m³. La plage montre un talus d'érosion entaillant les zones adjacentes à l'exutoire, et notamment sur la rive Nord. Ces formes d'érosion sont liées au courant de jusant dans l'exutoire. Ce courant est à l'origine de la formation d'un delta du jusant très développé dans la zone intertidale. Il s'agit là de la conséquence d'actions d'aménagements et de protections de la lagune des Salines. En effet, en saison des pluies, face aux risques de débordement de la lagune sur les espaces résidentiels limitrophes, la municipalité de Montjoly, en accord avec le Conservatoire du littoral, a procédé à l'ouverture de l'exutoire bloqué par un bourrelet de sable de 1,5 m de haut (Antoine Gardel, communication personnelle). La conséquence de cette ouverture en saison sèche est l'assèchement artificiel de la lagune. Cette situation est problématique pour les enjeux liés à la conservation de l'écosystème de cette zone humide. Suite à une action concertée de la commune de Montjoly, de WWF et de la DEAL, l'exutoire de la lagune est rebouché par prélèvements de sable sur les bourrelets de sables adjacents (Antoine Gardel, communication personnelle). Remobilisé par le courant de jusant, ces apports sont à l'origine de la formation d'un delta du jusant observable sur le MNS d'octobre 2014. Le haut de plage est par ailleurs marqué par les excavations à la pelle mécanique afin de procéder à ces actions de comblement.

Le secteur (4), comme le secteur (2), est marqué par une aggradation du plancher de la zone de swash, une régularisation de la pente de l'avant-plage et un profil convexe du bourrelet et de la berme. L'aggradation est essentiellement liée à la régularisation du profil de la plage, bien que nous observions un apport de sable relativement faible de 625 m³ issu d'une reprise des sédiments depuis la partie centrale de la plage par un clapot dirigé vers le Nord. Le secteur (5) est en érosion de 3900 m³ par rapport à mars 2014. Les observations de terrain montrent un shoaling des vagues réactivé dans ce secteur, permettant aux sédiments d'être transportés vers le Nord. Le profil de plage montre par ailleurs une marche basale traduisant la dynamique érosive de ce secteur.

Le secteur (6) est en forte accrétion de 13 070 m³ consécutive à la fin de la phase de transition et à la rotation du stock sableux vers le Sud. La plage présente des

croissants datant de la dynamique de la phase « transition », et qui sont inactifs à la date de nos relevés. Le pied de plage est, comme pour les autres secteurs, partiellement sapé.

2.2.3 Morphologie subtidale de la baie

La morphologie subtidale analysée dans cette partie est issue des résultats des relevés denses de profondeurs opérés le 14 et le 16 octobre 2014 (Figure 45). L'emprise de ces levés couvre la majeure partie de la baie, soit 4 km parallèle à la côte et 1 km vers le large. Le secteur le plus au Nord n'a pas été cartographié aussi densément que le reste. En effet, la présence de hauts fonds y a rendu la navigation difficile.

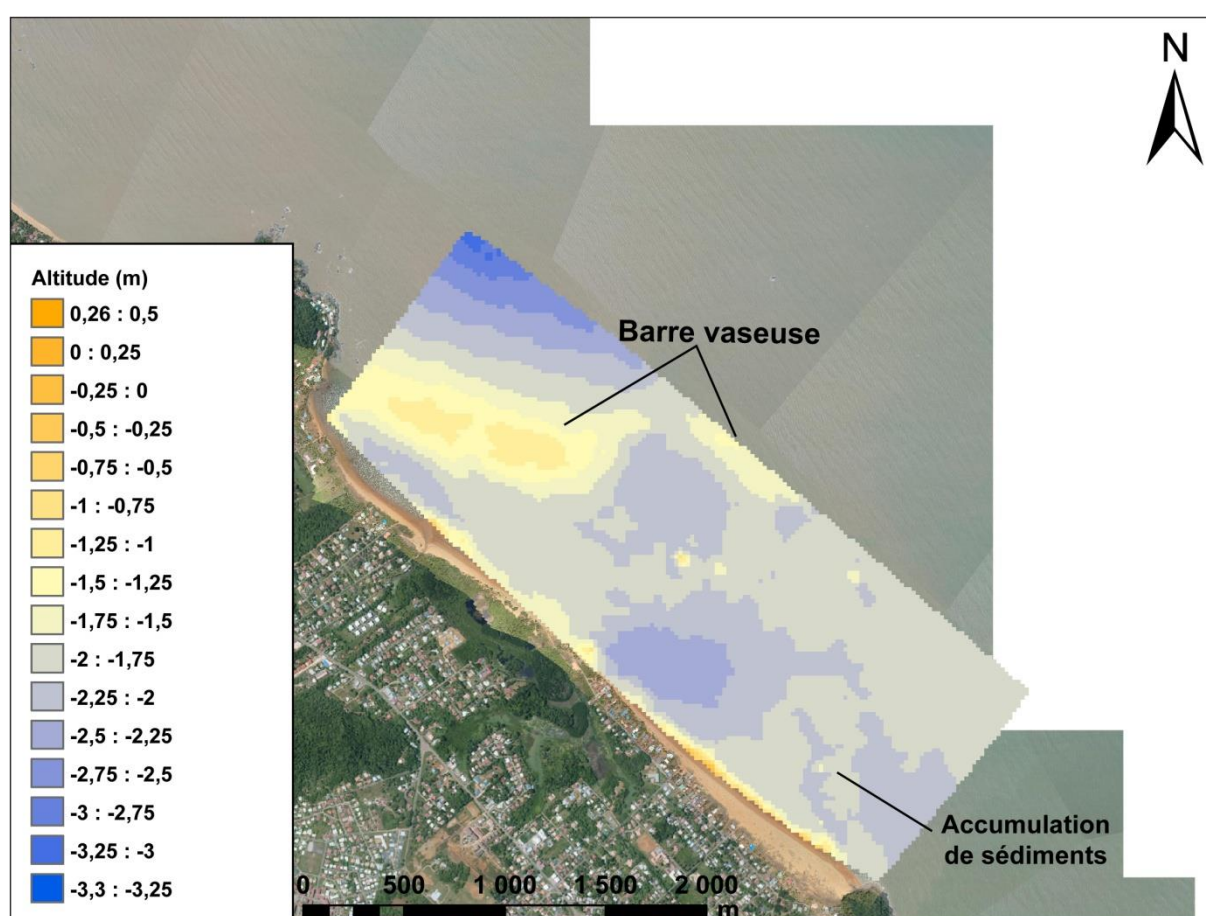


Figure 45 : Morphologie subtidale de la baie de Bourda-Monjoly en octobre 2014.

De manière générale, le fond de cette baie présente un plancher compris entre +0,50 m en bord de côte et -3 m au plus profond vers le large. La baie montre un fond peu contrasté oscillant entre -2 et -1,5 m. Nos observations révèlent la présence d'une barre, probablement vaseuse, dans la partie Nord de la baie. Le sommet de cette barre se situe entre -1 et -0,75 m. Ses dimensions sont de 1 km de long pour 500 m de large. Cette forme est partiellement observée à marée basse; elle semble se prolonger plus

au large de notre zone d'étude. Probablement du fait des haut fonds rocheux les plus au large vers le centre de la baie, cette barre vaseuse présente une brèche. Entre la côte et la barre, on observe des accumulations aussi bien dans la partie Nord que Sud. Pour la première accumulation au Nord, il s'agit vraisemblablement de dépôts de sables piégés dans la matrice vaseuse entre octobre 2013 et mars 2014. Pour la seconde, il s'agit d'une forme classique de dépôt de sable subtidal formant une plateforme face au secteur (6) en forte accrétion. Nous notons, par ailleurs, la présence d'une fosse en face du secteur (5) où les dépôts de sable ont été remobilisés.

2.2.4 Projection hydrodynamique de l'envasement de la baie

La modélisation de l'hydrodynamisme de la baie de Montjoly est basée sur des données bathymétriques observées pendant la phase de banc en octobre 2014 et extrapolées (*Figure 46*). En effet, la cartographie de la bathymétrie réalisée en octobre 2014 met en évidence une forme très particulière de barre vaseuse se développant vers le large dans la partie Nord de la baie. Cette forme est l'un des maillons essentiels de la morphodynamique de cette baie, car comme Anthony et Dolique (2004) le supposent, cette barre probablement vaseuse permet d'atténuer les houles provenant du large et fige la morphologie de la plage. L'observation de cette forme est cependant partielle et nous avons dû recourir à une extrapolation de la bathymétrie de la baie en prolongeant la forme de la barre afin d'assurer une fermeture vaseuse de la baie, comme observé lors d'une phase de banc (Anthony et Dolique, 2006).

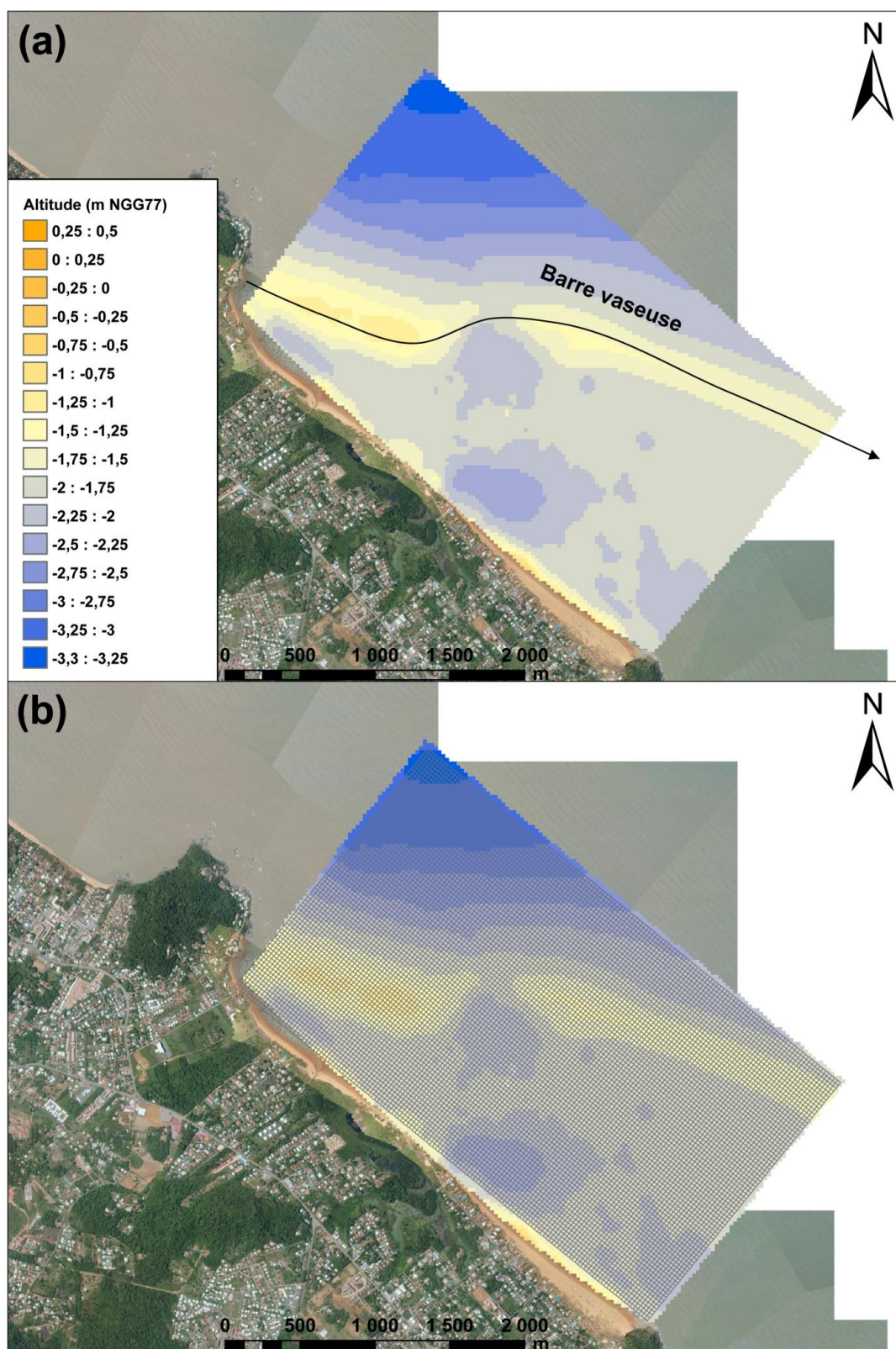


Figure 46 : Bathymétrie et grille d'analyse utilisée en entrée des simulations REF/DIF.

(a) Extrapolation vers le large de la morphologie du fond de la baie relevée en octobre 2014, afin de prolonger la forme de la barre vaseuse observée sur la Figure 46.

(b) Grille 80x140 cellules de 25 m où est interpolée l'élévation du fond. Cette grille est une des entrées du modèle REF/DIF.

A l'aide du modèle REF/DIF, nous avons modélisé les paramètres de hauteur et de direction de la vague propagée. Les vagues propagées sont testées dans des conditions de pleine mer de vives eaux moyennes représentant une côte à 1,233m au NGG77. Nous avons établi six vagues correspondantes à des situations rencontrées dans un intervalle de temps proche de la date de la cartographie de la bathymétrie, ou à des événements extrêmes (*Figure 47 et Figure 48*).

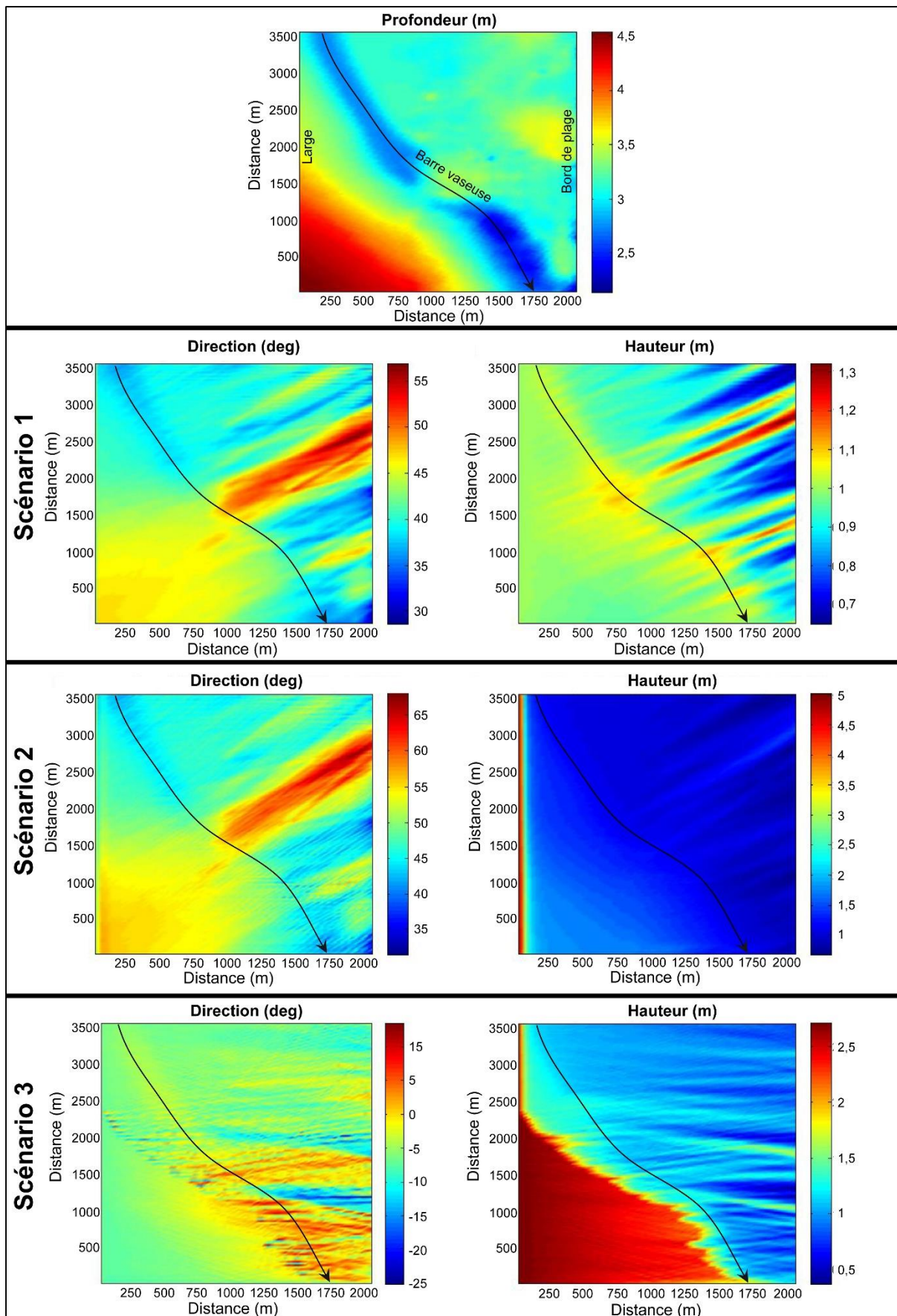


Figure 47 : Résultats des simulations REF/DIF pour les scénarios 1 à 3.

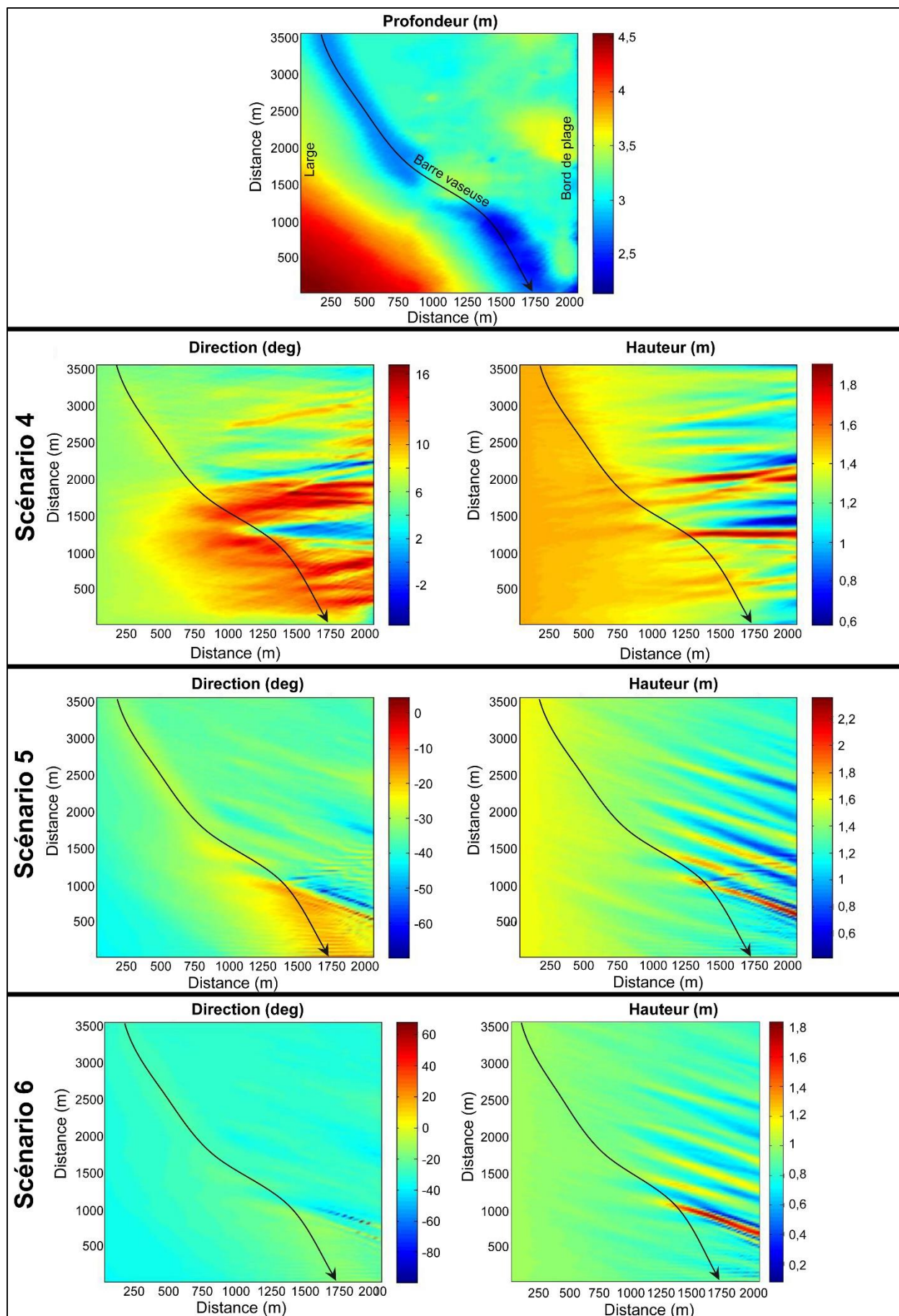


Figure 48 : Résultats des simulations REF/DIF pour les scénarios 4 à 6.

Les résultats de ces simulations sont détaillés ci-dessous :

• **Scénario 1** : dans ce scénario, nous propageons une vague significative de 1 m de hauteur, de 13 s de période et provenant de la direction Nord 8°. Ce scénario, assez commun sur cette partie de la côte de Guyane, a été testé sur une valeur de pleine mer de vives eaux. Ce type de vagues se rencontre en saison sèche et provient du bassin Atlantique Nord. Notre simulation montre que cette vague déferle sur la barre vaseuse fermant la baie. La hauteur significative de la vague est de 1 m en moyenne avant la barre et décline jusqu'à 0,7 m après déferlement, indiquant un comportement dissipatif de la houle lié à cet obstacle. La brèche observée sur la barre vaseuse permet par ailleurs une ouverture très localisée de la baie à la houle. La direction générale de cette houle est du Nord vers le Sud et devrait induire un courant de dérive littorale et des mouvements de sédiments vers le Sud.

• **Scénario 2** : Ce scénario correspond à un cas extrême de houles ayant frappé les côtes de « l'île de Cayenne » mi-janvier 2013 et provoqué d'importantes destructions par submersion, inondation et érosion de la côte. Il s'agissait de houles d'une hauteur significative de 5 m et de 18 s de période provenant du Nord 360°. Les résultats de la simulation semblent indiquer que ces vagues n'arrivent pas à se propager au-delà de la barre vaseuse. En effet, ce type de vagues tend à s'atténuer sur la barre vaseuse, passant de 2,5 m à 1 m de hauteur environ au-delà de la barre. Nos simulations montrent aussi que la brèche observée dans la barre vaseuse peut induire une diffraction de la houle avec une faible atténuation dans des secteurs localisés. La direction générale de ces houles est du Nord vers le Sud, induisant un courant de dérive littorale orienté dans la même direction.

• **Scénario 3** : Notre troisième scénario exploite de fortes houles d'alizés de 2,7 m de hauteur significative et de 9 s de période, provenant de la direction Nord-Est 58°. Ce type de houle se propage avec une faible incidence. Face à la barre vaseuse, ces houles déferlent et une grande partie de leur énergie est atténuée. Nos résultats montrent en effet que derrière la barre vaseuse, la hauteur significative de ces houles est diminuée de moitié, voire de plus des deux tiers, passant de 2,7 m au large à 1 m et 0,8 m derrière la barre. La brèche dans la barre permet une diffraction relative du train de houles et une dissipation d'énergie plus faible. L'orientation des houles à la

côte indique une faible incidence vers le large qui s'accroît vers le cadran Nord au niveau de la côte. Le courant de dérive littorale induit par ces conditions de houles devrait être dirigé vers le Nord de la baie.

• **Scénario 4** : ce scénario simule la propagation de houles d'alizés impactant régulièrement les côtes de Guyane. Les paramètres retenus sont des hauteurs significatives de 1,5 m et des périodes de 10 s pour des vagues provenant de la direction Nord-Est 45°. Les résultats des simulations montrent une atténuation moins nette que pour le scénario précédent. En effet, les houles arrivent du large avec des hauteurs de 1,5 m, déferlent en partie sur la barre vaseuse et progressent vers la côte avec des hauteurs comprises entre 1,2 et 0,8 m. Des effets de diffraction et de surcote apparaissent ponctuellement dans la barre face à la brèche. La direction de propagation de ces houles est plutôt normale à la côte avec une légère orientation vers le Sud. Le courant de dérive devrait être relativement faible dans cette configuration.

• **Scénario 5** : ce scénario est basé sur des houles d'alizés de 1,6 m de hauteur significative et 8 s de période, provenant de la direction Est 90°. Comme pour le scénario précédent, l'atténuation de ces vagues est relativement faible avec des hauteurs significatives évoluant de 1,6 m au large vers 1 m à la côte après déferlement sur la barre vaseuse. La direction générale de ces vagues est de NO avec une forte incidence à la côte. Le courant de dérive littorale associé devrait se diriger vers le Nord de la baie.

• **Scénario 6** : ce scénario propose de propager une houle provenant de la direction Est 85° mais avec des paramètres de hauteur significative et de période moins intenses que pour le scénario précédent, avec respectivement 1 m et 8 s. Cette houle, contrairement au scénario précédent, se propage de manière très atténuée au-delà de la barre vaseuse : en effet, les hauteurs significatives des houles sont atténuées de 0,4 m en moyenne après franchissement de la barre. L'orientation des houles et du courant de dérive littorale sont identiques au scénario précédent.

3 Synthèse

Dans ce chapitre, nous avons en premier lieu présenté nos résultats concernant le développement de la photogrammétrie SfM aéroportée sur la plage de Montjoly sur la commune de Rémire-Montjoly, près de Cayenne. Par la suite, nous avons exploité ces développements méthodologiques, avec d'autres données, afin d'affiner l'observation de la dynamique hydro-morpho-sédimentaire lors d'une phase de transition inter-bancs vers banc sur cette plage, selon le modèle de Anthony et Dolique (2006).

Nous avons effectué trois campagnes de photogrammétrie SfM aéroportée sur la plage de baie de Montjoly en octobre 2013, en mars 2014 et octobre 2014. Ces applications de la technique de photogrammétrie SfM ont pour objectif de souligner les variations morphologiques subtiles caractérisant cette plage ainsi que les processus morphogènes. Les MNS furent produits avec une résolution de 10 cm par pixel. Ils permettent d'observer très finement des formes peu marquées et difficiles à mesurer à l'aide de techniques plus traditionnelles de topographie, comme les talus d'érosion, les croissants de plage et les dunes embryonnaires. Nous avons déterminé par ailleurs la qualité de restitution morphologique : les MNS évalués ont une précision verticale moyenne inférieure à 10 cm au regard des points de contrôle levés à l'aide du GPS RTK, avec un maximum de 20 cm dans certains secteurs marginaux, près de la végétation et sur les surfaces humides près de chenaux actifs ou dans la zone intertidale.

Les données de photogrammétrie SfM sont ensuite combinées avec des données d'hydrodynamisme, de bathymétrie, et avec les résultats de simulation à l'aide du logiciel REF/DIF sur la propagation de la houle dans la baie de Bourda-Montjoly. Notre objectif est l'analyse fine de la dynamique de la plage de Montjoly pendant une phase de transition inter-bancs – banc entre octobre 2013 et octobre 2014. Nous avons segmenté nos résultats en deux périodes distinctes : d'octobre 2013 à mars 2014 qui correspond à la phase proprement dite de « transition », d'une dynamique de plage inter-bancs contrôlée par l'agitation au large, à une dynamique de plage contrôlée par le déplacement d'un banc de vase ; puis de mars 2014 à octobre 2014 qui ressemble plus à une dynamique de plage en phase de « banc » avec l'envasement progressif de la baie.

Sur la première période, nous avons relevé que l'hydrodynamisme modélisé au large à l'aide du modèle WWIII était agité avec des houles provenant du Nord-Est et Nord qui induisent, théoriquement, une dérive littorale dominante vers le Nord de la baie (houles de Nord-Est), avec des phases ponctuelles de bascule de la dérive vers le Sud (houles de Nord). Nos relevés hydrodynamiques en bord de plage indiquent une dissipation de la houle à la côte par rapport à la modélisation au large. L'analyse de nos MNS haute résolution sur cette plage montre, au contraire, que la partie Nord de la baie est affectée par une forte érosion marquée par une morphologie de plage réfléchissante, comportant des talus d'érosion. Le secteur Sud s'engraisse et présente une morphologie plus dissipative. Le bilan sédimentaire, bien que partiel car excluant une partie de la zone intertidale sur les MNS, est sans appel : nous relevons une perte de sédiment de près de - 60 000 m³ dans la partie Nord de la baie et le déplacement de +50 000 m³ vers la partie Sud.

Sur la seconde période, l'agitation au large de « l'île de Cayenne » reste intense avec des houles provenant majoritairement de Nord-Est et Est. Ces houles devraient générer sur la plage de Montjoly un courant de dérive littorale transportant les sédiments depuis le Sud de la baie vers le Nord. A l'issue des relevés hydrodynamiques dans la baie, nous avons observé une situation de très faible agitation avec des houles de hauteur significative de l'ordre de quelques centimètres mais avec des périodes sensiblement équivalentes aux houles provenant du large. Au contraire, nos relevés provenant de la baie de Montabo, au Nord de celle de Montjoly, montrent des hauteurs significatives de houle d'ordre métrique et de périodes similaires aux prévisions au large. Ces observations indiquent une forte dissipation de la houle entrant dans la baie de Montjoly. La plage évolue peu entre mars et octobre 2014, et le bilan sédimentaire indique la clôture de l'engraissement de sa partie Sud et une redistribution peu marquée des sédiments, se traduisant par un faible engraissement de la partie Nord de la plage (quelques milliers de m³). Nous avons procédé en octobre 2014 à une cartographie de la bathymétrie de la baie. Nous avons, à cette occasion, observé la forme d'une barre de plusieurs centaines de mètres s'accolant à la côte dans le secteur Nord de la plage et se prolongeant vers le SE et le large. Par extrapolation, nous avons prolongé la forme de cette barre vers le SE et avons généré une nouvelle cartographie de la bathymétrie de la baie afin de tester la propagation de la houle à l'aide du modèle REF/DIF et selon 6 scénarios correspondant à des houles modélisées par WWIII dans une fenêtre temporelle proche de la date

d'acquisition de la bathymétrie. Les résultats indiquent clairement que la barre et sa prolongation artificielle permettent de dissiper efficacement les houles du large, quelque soient leur direction et intensité.

Chapitre 2 : Dynamique érosive et comportement morphodynamique des cheniers dans l'Ouest guyanais, polder de Mana

Les résultats de cette étude sont divisés en deux sections suivies d'une synthèse. La première section traite de nos observations concernant la morphodynamique côtière dans l'Ouest guyanais entre la zone Ouest du fleuve Iracoubo et l'estuaire du Maroni. Nous avons procédé à une évaluation de la dynamique de la côte en relation avec le système de dispersion des sédiments de l'Amazone et avec l'aménagement des espaces côtiers. Cette étude est basée sur l'interprétation du trait de côte à partir d'images satellites et d'orthophotographies historiques sur une échelle spatiale de 60 km de linéaire côtier et sur une plage temporelle de 40 ans jusqu'en 2015. La seconde section résume nos observations de la dynamique hydro-morpho-sédimentaire sur le polder de Mana en forte érosion, en se focalisant sur l'évolution d'une parcelle en érosion sur la partie centrale du polder. L'analyse est issue de quatre relevés de terrain répartis sur une année entre octobre 2013 et 2014. Elle est basée sur une description morphométrique de la parcelle à partir de relevés topo-bathymétriques réalisés au GPS RTK et de l'observation et de l'analyse du climat de houle au large et à la côte.

1 Morphodynamique côtière de l'Ouest guyanais : une approche multi-décennale

La côte entre les fleuves Iracoubo et Maroni est caractérisée par une forte mobilité, à l'image de l'ensemble de la C-A-O (Anthony *et al.* 2010 ; Froidefond *et al.* 2004; Plaziat et Augustinus 2004). Dans cette étude nous nous sommes focalisés sur les espaces connexes au polder rizicole de Mana, de la crique Organabo à l'estuaire du Maroni, soit 60 km de linéaire côtier, afin d'observer, en préambule aux investigations de terrain sur le polder, la cinématique de la côte à moyen terme (40 ans) à partir d'images satellites et d'orthophotographies démarrant en 1976 (*Figure 49*). Notre étude ne s'intéressera pas à la cinématique du cordon sableux d'Awala-Yalimapo bordant l'estuaire du Maroni mais plus à la côte entre la Pointe Isère et l'Organabo. De manière générale, nous avons analysé la cinématique du trait de côte par comparaison sur une période de 10 ans et plus, de sa

position entre 2 images de faible résolution (Landsat 1 à 5, soit les périodes 1976-1987 et 1987-1999), avant d'affiner notre analyse sur la période 1999-2014 à l'aide d'une date intermédiaire en 2006 (image SPOT 5). Les résultats sont produits sous SIG ArcGIS v10.2 avec l'outil statistique DSAS (Thieler *et al.*, 2005) (voir *Partie II, Chapitre 2*) qui fournit des taux d'évolution moyennés sur une année. Par ailleurs, de manière qualitative, nous avons délimité le périmètre visible des vasières intertidales des bancs de vases qui migrent sur cette côte pendant la période d'étude. En effet, l'emprise subtidale de ces objets est difficile à délimiter à partir d'images satellites.

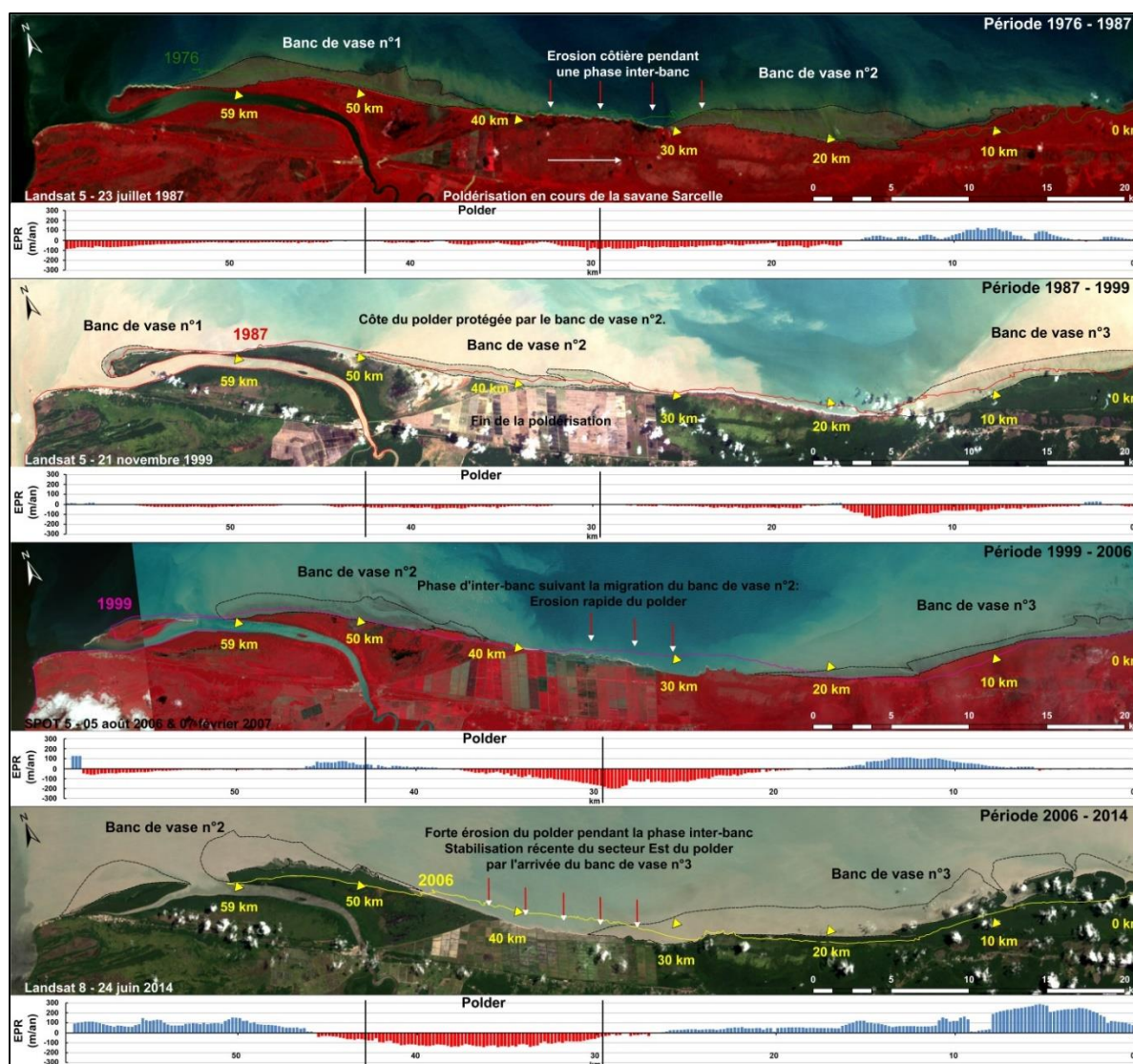


Figure 49 : Dynamique côtière de l'Ouest guyanais sur la période 1976 - 2014.

*Les quatre cartes présentent la position du trait de côte et les phases de banc/inter-banc sur les périodes 1976 - 1987, 1987 - 1999, 1999 - 2006/2007 et 2006/2007 - 2014. La dynamique de recul et d'avancée du trait de côte, pour chaque période, est représentée par la valeur d'E.P.R. (voir *Partie II, Chapitre 2*) et exprimée en m/an le long du linéaire côtier symbolisé par les bornes kilométriques sur les cartes.*

1.1 Période 1976 – 1987

La période 1976 – 1987 est marquée par une dynamique essentiellement de recul sur la majeure partie du littoral étudié (*Figure 49*). En effet, on dénombre la présence de deux bancs de vases de faible extension (couverture de 15 à 30 km de linéaire côtier) : le banc de Magnan (noté banc de vase 1), localisé au niveau de ce qui est nommé localement l'ancienne « savane Sarcelle » en 1976 (km 30 à 45) (partie de la plaine vaseuse qui sera par la suite transformée en polder) et qui migre au Nord de l'estuaire de la Mana en 1987 (km 40 à 60) ; et le banc d'Organabo (noté banc de vase 2), localisé à l'Est de l'estuaire de ce cours d'eau en 1976 (km 0 à 15) et qui migre au-delà de l'Organabo en 1987 (km 9 à 30). Le reste du linéaire côtier est constitué d'un vaste espace inter-bancs flanqué de cheniers. En 1976, les forêts de mangroves ne s'étendent pas en de vastes bandes littorales: elles sont plutôt résiduelles à l'exception de l'ancienne Pointe Isère. Les espaces inter-bancs et les cheniers s'étendent au-devant des marais saumâtres d'arrière-côte, notamment pour la savane Sarcelle. En 1987, le secteur de l'estuaire de l'Organabo (km 10 à 30) voit croître les forêts de mangroves associées au déplacement du banc de vase 2. La présence du banc dissipe la houle et met fin à l'érosion côtière. Le même constat est établi concernant le banc de vase 1 situé entre les km 40 et 59 ; cependant l'érosion liée à la phase inter-bancs a sensiblement fragilisé la flèche vaseuse qui fait le prolongement de la Pointe Isère et suit le chenal de la Mana, fleuve à l'Est de l'Organabo. La largeur de cette dernière n'est plus que d'une centaine de mètres au niveau du km 59. La savane Sarcelles est quant à elle en phase inter-bancs et bordée d'un chenier. Par ailleurs, les travaux de poldérisation de la savane Sarcelle, commencés en 1982 (Creocean, 2008), s'étendent vers l'Est depuis l'incision du chenal de la Mana dans le cordon sableux pléistocène.

En termes de mobilité côtière, les vitesses d'évolution relevées sur cette période montrent : (1) une avancée de la côte de +50 à +100 m/an entre les km 0 et 15, associée au banc de vase 2 ; (2) un recul hétérogène de -20 à -80 m/an entre les km 15 à 40 associé à la migration vers l'Ouest du banc de vase 1 et à l'ouverture progressive de l'espace inter-bancs ; (3) un secteur de relative stabilité voire d'érosion faible (< 20 m/an) de la côte lié à la présence du banc de vase 1 entre les km 40 à 50 ; et (4) une reprise de l'érosion (-50 à -80 m/an) de la Pointe Isère et de la flèche vaseuse au Nord du chenal de la Mana.

1.2 Période 1987 – 1999

La période 1987 – 1999 (*Figure 49*) est une période érosive marquée par : (1) le franchissement de l'estuaire de la Mana et l'envasement de la plage d'Awala-Yalimapo par le banc de vase 1 situé au niveau de la Pointe Isère ; (2) l'établissement du banc de vase 2 face au polder rizicole finalisé ; et (3) la migration d'un troisième banc de vase, noté banc de vase 3 ayant franchi le fleuve Iracoubo à l'Est de notre zone d'étude. En 1999, le banc de vase 3 s'étend des km 0 à 17 et vient stabiliser une côte fortement érodée (vitesse de retrait de -50 (km 5) à -110 m/an (km 15)), suite au départ du banc de vase 2 vers la savane Sarcelle et le polder. Le transit du banc de vase 2 permet de moduler l'érosion côtière face au polder et à la savane Sarcelle à environ -20 m/an (km 17 à 28 et km 32 à 45). La succession des phases inter-bancs dans ce secteur a fortement réduit la bande côtière face au polder, qui ne représente plus que quelques centaines de mètres au mieux. De plus, il est à noter que le banc de vase 2 reste très liquéfié et ne montre pas de signes d'accolement tels que la formation de vasières intertidales et l'établissement d'une large forêt de mangroves. L'espace inter-bancs entre les bancs de vase 2 et 1 est aussi en recul avec des taux de -20 m/an environ entre les km 48 à 55. L'érosion de la flèche vaseuse prolongeant la Pointe Isère est temporairement stoppée par la présence du banc de vase 1.

1.3 Période 1999 – 2006

La période 1999 – 2006 est marquée par des bouleversements importants sur notre zone d'étude liés à une dynamique érosive intense en particulier sur le polder rizicole (*Figure 49*). Nous observons que : (1) le banc de vase 3 se révèle massif en comparaison des deux précédents et s'étend entre les km 0 et 25; (2) l'espace inter-bancs entre le banc de vase 3 et le banc de vase 2, situés entre les km 40 et 59, est particulièrement surcreusé ; (3) associé au franchissement du Maroni par le banc de vase 1, l'érosion de la flèche vaseuse a créé une brèche permettant à l'estuaire de la Mana de changer de position et de s'orienter plus directement vers le Nord ; et (4) parallèlement au phénomène précédent, les restes de la Pointe Isère s'infléchissent vers le Sud à la faveur du précédent envasement par le banc de vase 1 et de la constitution d'un chenier le connectant au cordon sableux d'Awala-Yalimapo.

La côte montre en premier lieu une stabilité entre les km 0 et 18 liée à la présence du banc de vase 3. Nous observons par ailleurs, localement, l'amorce de la constitution de

forêts de mangroves sur les vasières intertidales du banc de vase 3, se traduisant par une avancée hétérogène de la côte de +10 à +100 m/an environ entre les km 5 et 15 (morphologie concave de la côte). Entre les km 18 et 38, l'érosion est particulièrement sévère et se traduit par des vitesses de recul hétérogènes de -10 à -200 m/an. Cette érosion attaque les marais côtiers d'arrière-cordon et exhume une vaste et épaisse lentille de tourbe (qualifié localement de « pégasse ») sur les dépôts vaseux holocènes formant une masse globalement résistante à l'érosion côtière (Creocean, 2008). Cette masse tourbeuse est située au km 38. A l'Ouest, en aval-dérive, l'érosion est particulièrement sévère et se traduit par un surcreusement de la côte se poursuivant jusqu'à l'Est du polder. L'Ouest du polder est relativement épargné par l'érosion grâce au passage progressif du banc de vase 2. Entre les km 38 et 59, la côte est relativement stabilisée par la présence du banc de vase 2, à l'exception des secteurs entre les km 38 à 46 qui sont en avancée (+10 à +80 m/an) avec la constitution de forêts de mangroves en arrière du banc, et le secteur de la nouvelle embouchure de la Mana qui a perdu beaucoup de surface (recul de -10 à -50 m/an) lors de l'ouverture de la brèche.

1.4 Période 2006 – 2014

La période 2006 – 2014 présente des contrastes marqués entre les secteurs en phase de banc et d'inter-bancs (*Figure 49*). En effet, on observe : (1) la progression du banc de vase 3 vers l'Ouest et le polder, ce dernier s'étendant des km 0 à 35 et étant associé à une forte avancée côtière avec la constitution de forêts de mangroves ; (2) la dynamique érosive inter-bancs sur le polder, et sur l'extrémité Est de ce qui est le restant de la savane Sarcelle, reste particulièrement intense ; et (3) le banc de vase 2 est en phase de franchissement de l'estuaire de la Mana et est associé à la formation de forêts de mangroves à l'Est de l'estuaire, de l'envasement et du comblement au niveau de l'ancienne Pointe Isère.

La mobilité côtière est très marquée avec en premier lieu de fortes avancées, hétérogènes et discontinues, de +10 à +300 m/an entre les km 0 à 35, associées à la constitution de forêts de mangroves dans la partie interne du banc de vase 3. Ce banc stabilise en outre le secteur Est du polder rizicole. Cependant la phase inter-bancs a engendré un important retrait assez homogène de -120 m/an sur la quasi-totalité du polder entre les km 35 à 45. Au-delà, le banc de vase 2, probablement freiné par l'épi

hydraulique de la Mana qui n'est plus déviée, crée des conditions d'avancée côtière hétérogène et discontinue de +50 à +150 m/an associée à la création de forêts de mangroves sur les secteurs internes du banc et à l'arrière de ce dernier.

2 Dynamique érosive en période « inter-bancs » d'un secteur fortement aménagé : le polder rizicole de Mana

Sur la C-A-O, l'observation des processus de transport, de consolidation et d'érosion des vases constituant les bancs de vases est aujourd'hui relativement bien documentée (ex., Gensac, 2012 ; Gensac *et al.*, 2015). Il en est tout autrement des secteurs inter-bancs en érosion. En effet, ces domaines, importants dans le fonctionnement du système de dispersion des sédiments amazoniens, sont peu accessibles par voie de terre car souvent isolé par des forêts de mangroves et des marais côtiers. Par voie de mer, l'accès est tout autant compliqué car limité par les conditions météo-marines, l'éloignement des sites, la nécessité de débarquer et de travailler à marée basse malgré le déferlement des houles. Il est à noter que le travail de Lefebvre *et al.* (2004) donne une assez bonne caractérisation de la dynamique de ces espaces.

Le site du polder de Mana est en soi très avantageux, car les accès par voie de terre au secteur inter-bancs sont facilités par les digues et les merlons encadrant les parcelles rizicoles du polder. Nous avons procédé à un suivi morphodynamique de la parcelle n°20 au centre du polder pendant une année en saison sèche en 2013 et 2014.

2.1 Morphologie et hydrodynamique d'une parcelle du polder en érosion et du chenier attenant : état initial

La description morphologique et hydrodynamique de la parcelle est basée sur nos premiers levés réalisés en octobre 2013. Certains éléments relevant de la dynamique de la parcelle seront mentionnés mais explicités dans la seconde section de cette analyse.

Initialement, le polder est découpé en parcelles rizicoles de 250 x 500 m closes par des digues et des merlons de vases et de tourbes prélevés lors du creusement des canaux perpendiculaires à la côte et bordant les parcelles (*Figure 50 et Figure 51*). Ces parcelles ont été nivelées et leurs topographie est calibrée : 1 m d'altitude en moyenne sur la parcelle et 2 m pour les digues. L'altitude du fond des canaux les bordant est de -1,5 m et ils sont larges d'environ 20 m

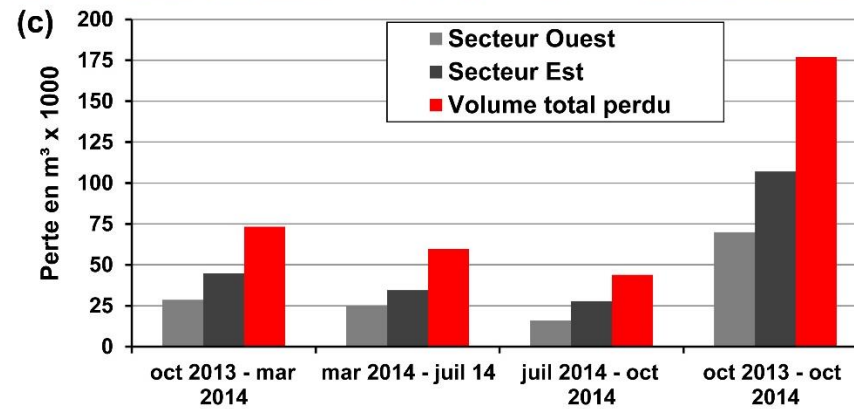
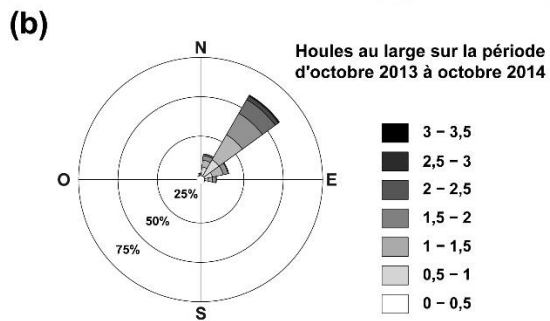
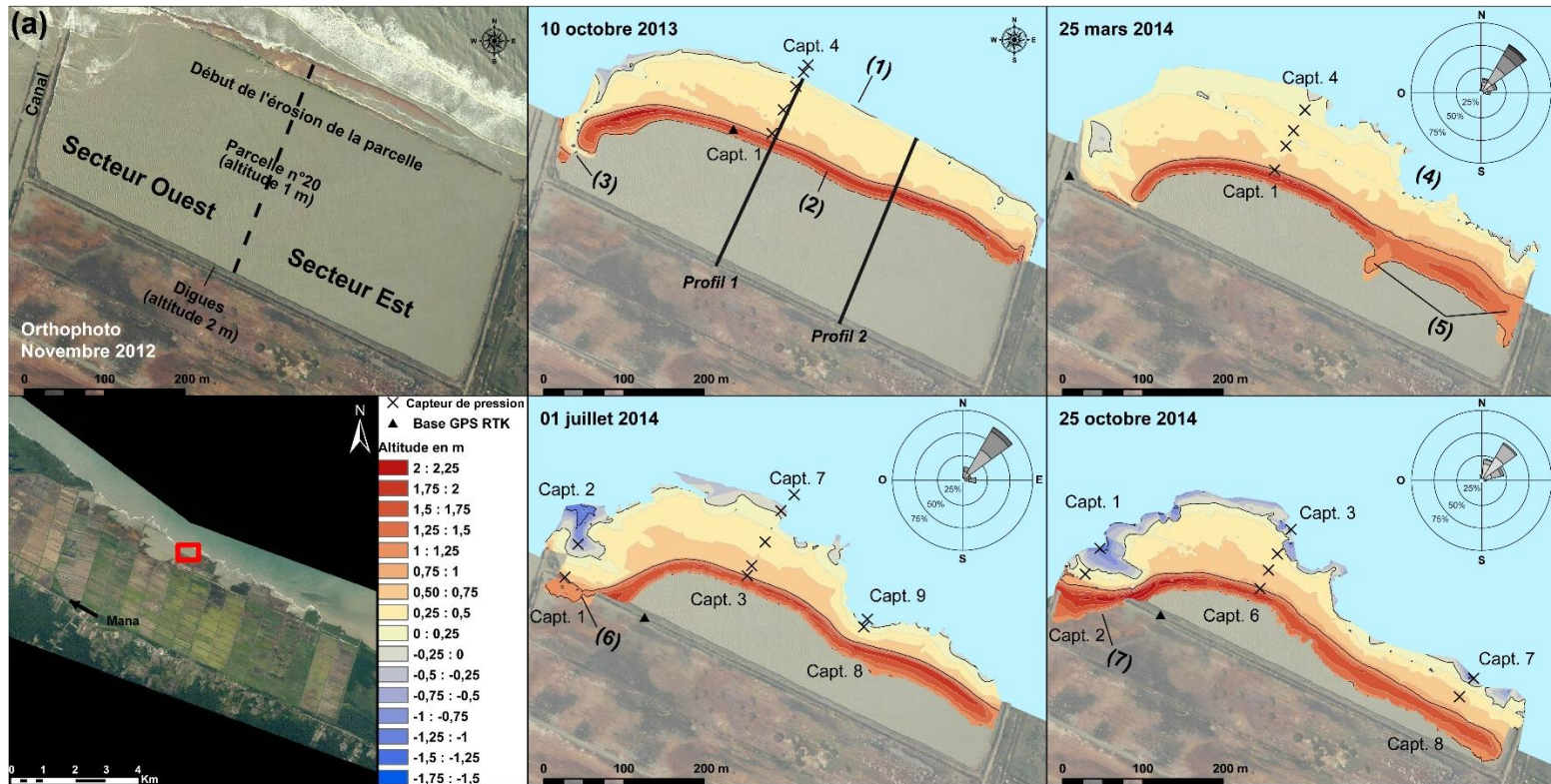


Figure 50 : Dynamique érosive d'une parcelle du polder de Mana sur la période du 10 octobre 2013 au 25 octobre 2014

(a) Présentation en six panneaux du site d'expérimentation et des quatre MNT levés les 10 octobre 2013, 25 mars, 01 juillet et 25 octobre 2014. Le climat de houle au large entre chaque levé est représenté sous la forme d'un rose des vagues avec directions et intensités (hauteur en m). Deux profils topographiques perpendiculaires au rivage ont été interpolés sur les quatre MNT et sont présentés sur la Figure 51. Les emplacements des capteurs de pression déployés sur le site pour chaque date de levé sont localisés par une croix. Nous indiquons en outre les formes marquantes observées sur chaque période tels que : (1) la plateforme intertidale vaseuse, (2) le chenier, (3) un chenal tidal présent en octobre 2013, (4) l'apparition de « baies » d'érosion à partir de mars 2014, (5) cônes de débordement de pleine mer marqués, (6) brèche dans la digue sud de la parcelle à partir de juillet 2014, (7) basculement du sable du chenier dans la parcelle au sud à la faveur de la brèche dans la digue.

(b) Le climat de houle au large sur la période octobre 2013 – novembre 2014 est représenté sous la forme d'une rose des vagues avec directions et intensités (hauteur en m)

(c) Bilan sédimentaire de la parcelle, exprimé en milliers de m^3 , sur la période octobre 2013 à octobre 2014. Le bilan est en net déficit et reflète : (1) une forte dissymétrie de l'érosion entre les secteurs Ouest et Est, et (2) une dynamique érosive plus ou moins intense selon la période étudiée.

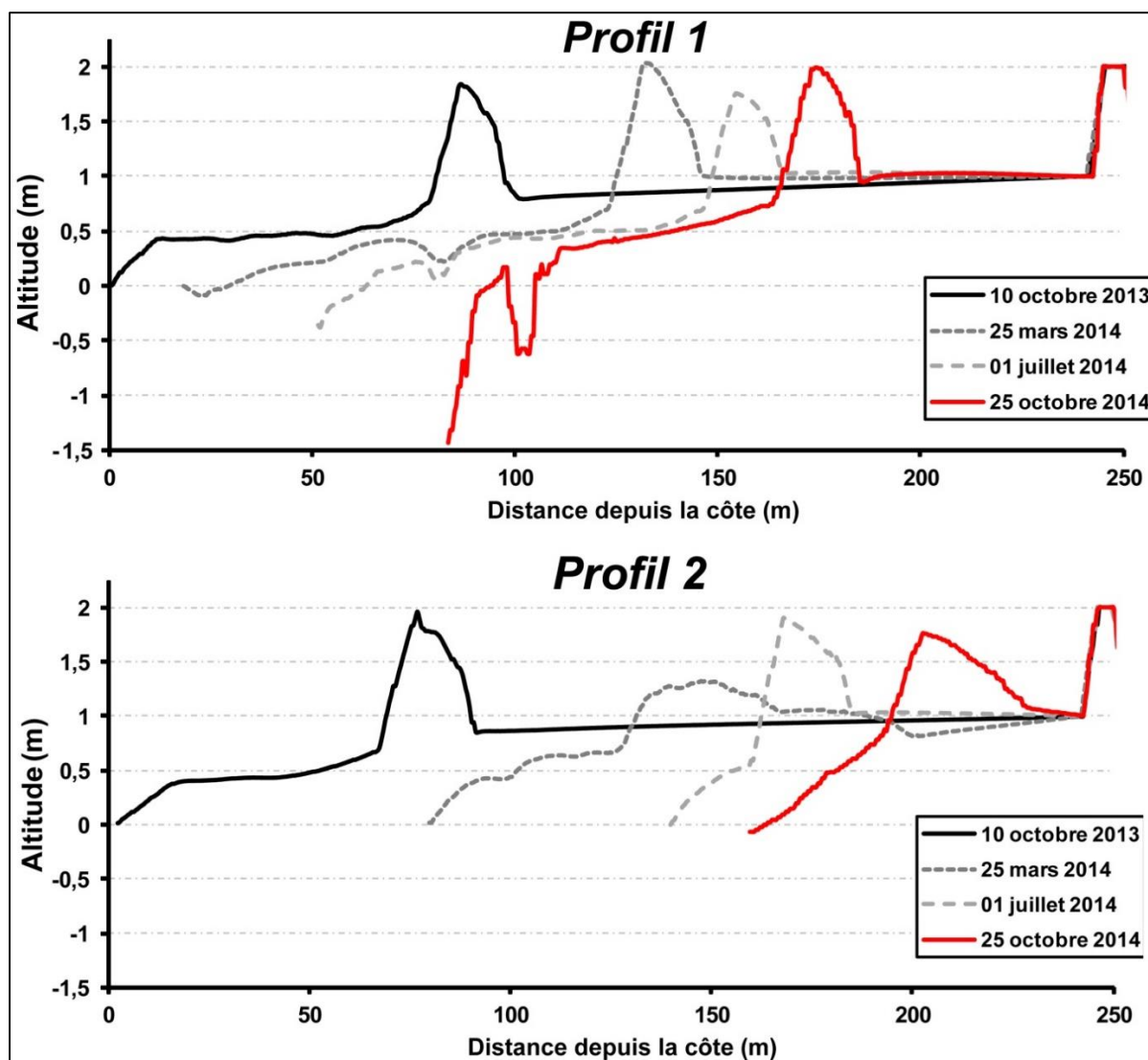


Figure 51 : Evolution de deux profils topographiques tirés des MNT produits sur la période d'octobre 2013 à octobre 2014.

A marée basse, la morphologie de la parcelle étudiée, représentative de l'ensemble du secteur, est composée de trois unités (*Figure 50 et Figure 51*) : (1) la plateforme intertidale de vases holocènes en phase de démantèlement, (2) le cordon de sable reposant sur le substrat vaseux que l'on nomme chenier, et (3) l'arrière-cordon qui correspond aux secteurs non démantelés de la parcelle.

La plateforme intertidale est directement attaquée par les vagues et est en démantèlement. Un profil topographique perpendiculaire à la côte montre que la base de la plateforme au niveau de la zone de déferlement est un talus convexo-concave incisé dans les argiles mous très bioturbées des dépôts holocènes du Demerara (équivalant des formations Coronie au Surinam voisin, voir *Figure 10 et Figure 14*). Au sommet de ce talus apparaît une falaise d'érosion de 1 m environ constituée d'argiles bioturbées du Demerara et surmontée par une couche de 20 à 40 cm d'épaisseur d'argiles indurées, gris-claires, non-bioturbées et incluant des clastes granitiques roulés et de cuirasses ferrugineuses locales (*Figure 52 et Figure 53*). La largeur de la plateforme entre le talus et le chenier est plus ou moins large en fonction de l'évolution de la dynamique érosive (ces aspects seront décrits en détail dans la section suivante). Sa largeur est en moyenne de 60 m et la dénivellation entre la base du chenier et le sommet du talus est faible, de l'ordre de 50 cm. Un gradient de démantèlement est clairement observable sur la plateforme : au niveau du talus d'érosion la couche d'argiles grises est affleurante puis recouverte par une couche de tourbe parcourue de sillons avec un gradient d'épaisseur de 5 à 15 cm vers le chenier (*Figure 53*). Ces tourbes sont les restes des couches de pégasse de l'ancien marais littoral antérieur à l'aménagement. Elles sont ensuite recouvertes d'une couche d'argiles et de sols mous d'épaisseurs variables (10 à 40 cm) en fonction du démantèlement. Cette dernière couche correspond aux sols exploités pour la riziculture. En vue plan, la forme de la plateforme est dissymétrique entre l'Ouest de la parcelle qui montre une forte incision liée à un chenal de marée, la partie centrale qui reste relativement large, et l'Est qui est plus réduite.



Figure 52 : Photographie du 25 mars 2013 présentant la forme de l'avant-côte et l'érosion de la plateforme vaseuse intertidale.

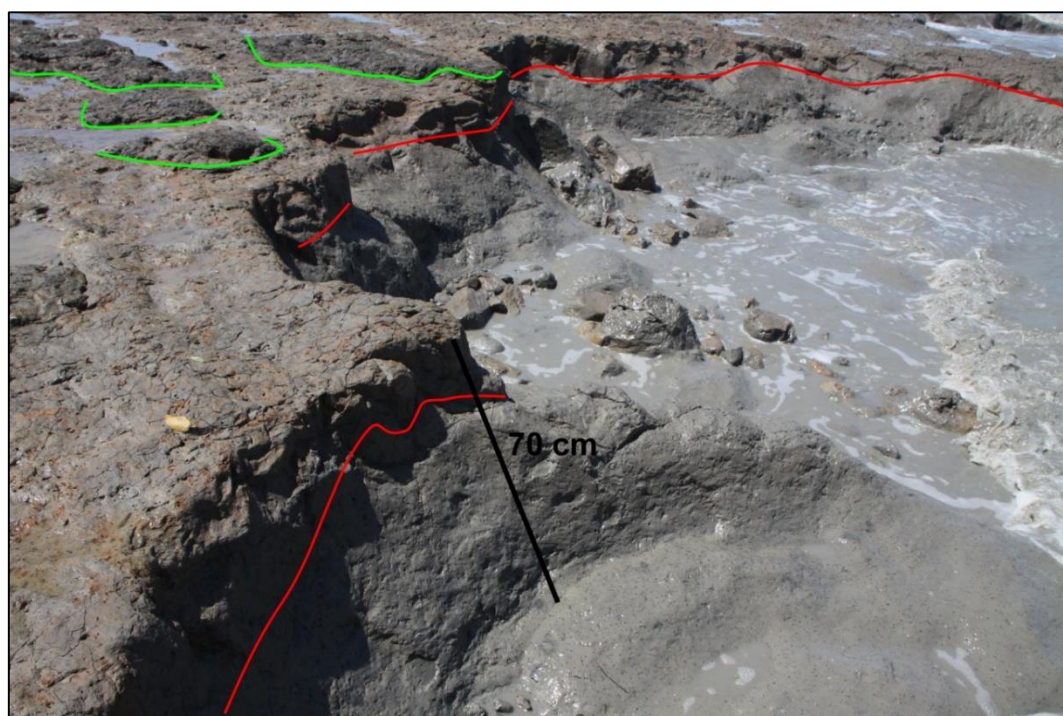


Figure 53 : Photographie du 01 juillet 2014 présentant les faciès sédimentaire du talus d'érosion.

Sur cette image, nous avons dessiné en rouge l'horizon stratigraphique entre les argiles très bioturbées à la base du talus et les argiles compactées non-bioturbées les surmontant. Le trait en vert reprend les contours de l'horizon stratigraphique entre les dépôts précédents et des dépôts tourbeux. Ces derniers sont en cours de décollement sur cette photographie.

Le chenier en lui-même est posé sur la couche d'argiles et de sols peu résistants issus de l'exploitation rizicole (*Figure 54*). Ce chenier montre un profil de plage oscillant entre réfléchissant et dissipatif. En effet, lorsque la largeur de la plateforme est de l'ordre de 50 à 60 m ou plus face au chenier, on observe un profil réfléchissant concave avec une berme haute perchée à 1,5 m de la base du chenier. En arrière de cette berme, les sables sont déposés sous formes de bourrelet vers l'arrière-cordon, indiquant une dynamique caractéristique de dépôt (*washovers*) par débordement des vagues (*overwash*). La largeur de la plage est d'environ 25 m dans ce cas. Nous observons par ailleurs un granulo-classement typique de plage avec des plaquages de dépôts coquillers et de laisses de mer (débris de bois) à la base du profil. Ce dernier est constitué de sables moyens. Les sables les plus fins se retrouvent en arrière de la berme et sont susceptibles d'être mobilisés par le vent soufflant vers l'arrière. Néanmoins, les formations éoliennes sont très peu marquées. La morphologie dissipative de cette plage apparaît lorsque la largeur de la plateforme est réduite par l'érosion ; cependant, nous détaillerons cette morphologie dans la section suivante lors de l'analyse de l'évolution de cette parcelle. Le cordon de sable est relativement uniforme mais il peut être rompu par des brèches, notamment face au chenal tidal du secteur Ouest de la parcelle. Dans ce dernier cas, nous observons des dépôts en crochons, à la manière d'une flèche sableuse faisant face au bourrelet de sable ressemblant à un poulcier.



Figure 54 : Photographie du 25 mars 2013 montrant le chenier sur le polder en érosion.

L'arrière-cordon est constitué des restes de la parcelle rizicole à l'altitude plane et nivelée à 1 m environ. Cependant, cet espace, débordé et inondé à marée haute, est incisé par de nombreux chenaux tidaux permettant d'évacuer les eaux préférentiellement au niveau de la partie Ouest de la parcelle. Cet espace est susceptible d'être colonisé par la mangrove.

A la date de nos levés, nous avons observé aussi que les digues perpendiculaires à la côte encadrant la parcelle étaient en phase de démantèlement.

Nous avons installé en octobre 2013 cinq capteurs de pression sur un profil transversal dans la partie centrale de la parcelle (*Figure 50*) afin d'observer l'hydrodynamisme au fil du cycle de marée (*Figure 55*). Nos observations s'inscrivent au pic d'un cycle de vives eaux avec un marnage moyen de 3,5 m. Le capteur 5 était déployé le plus au large, dans la zone de déferlement des vagues à marée basse, tandis que le capteur 1 était installé sur le profil de plage du chenier. Nous avons observé assez clairement le caractère dissipatif de la plateforme, dont la falaise d'érosion permet le

déferlement des vagues du large à marée haute. En effet, nous observons sur le capteur 5 des vagues de 0,6 m en moyenne de hauteur significative et de 11 s de période. L'énergie générée par ces vagues est de 500 j.m^{-2} 2 h après le début du flot. La plateforme est immergée assez rapidement, soit 2 h après le début du flot sur un cycle de marée. Elle joue un rôle dissipatif important car au pic de pleine mer, nous relevons sur le capteur 2 près du chenier que les vagues ne sont plus que de 20 à 30 cm de hauteur significative et de période très irrégulière (10 à 20 s). Ceci correspond à une énergie sur le fond de 80 j.m^{-2} , soit une diminution de 420 j.m^{-2} entre les capteurs 5 et 2 sur une distance de 100 m environ.

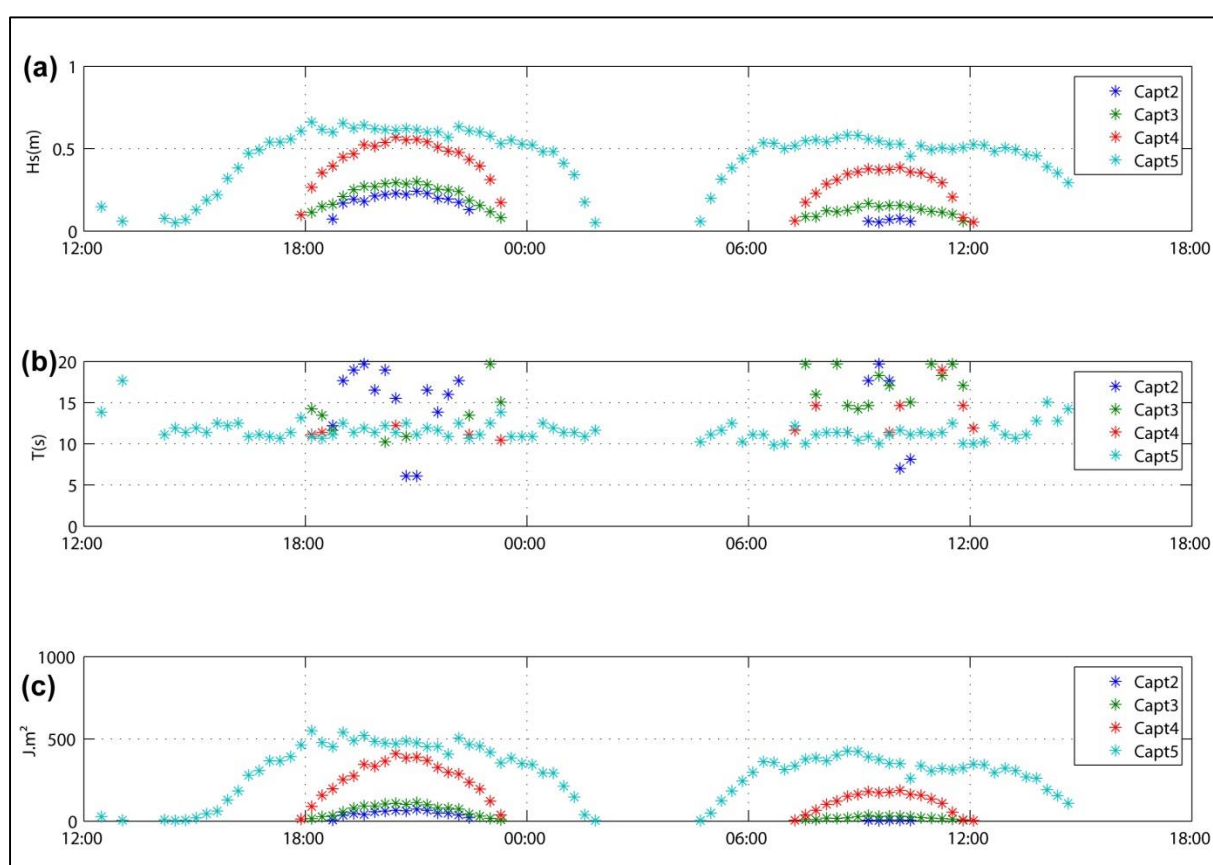


Figure 55 : Relevés hydrodynamiques réalisés le 10 et 11 octobre 2013.

- (a) Hauteur des vagues en m.**
- (b) Période en s.**
- (c) énergie de la houle en J.m^{-2} .**

2.2 Suivi du démantèlement du polder

Nous avons suivi la dynamique érosive sur cette parcelle à l'aide de modèles numériques de terrain acquis par GPS RTK (*voir Partie II , Chapitre 4 , 1*), de relevés hydrodynamiques ponctuels de 3 à 4 jours consécutifs à la réalisation des MNT, et combinés avec une analyse de la houle au large issue de modèles (*voir Partie II , Chapitre 5*). Les dates d'acquisition suivent la saisonnalité du climat de houle au large avec une première période d'analyse d'octobre 2013 à mars 2014 qui correspond à la transition entre le milieu de la saison sèche et la saison des pluies. Il s'agit de la période la plus agitée. La seconde période d'analyse se situe entre mars et début juillet 2014 et couvre la saison des pluies. C'est une période d'agitation côtière modérée. La troisième et dernière période s'étale de début juillet à octobre 2014 et correspond à la transition entre la fin de la saison des pluies et le milieu de la saison sèche. Il s'agit de la période où l'agitation au large est la plus faible.

Dans cette analyse, nous présenterons les évolutions observées entre deux MNT de manière qualitative (description morphologique) et quantitative (bilan sédimentaire) ainsi que l'hydrodynamisme au large sur la période, et localement pendant les phases d'acquisition des données de terrain. Dans cette section, nous ferons par ailleurs une distinction entre les secteurs Est et Ouest de la parcelle.

De manière générale, la dynamique érosive est particulièrement intense. Nous avons relevé au terme de notre analyse que la perte de volume occasionnée par le démantèlement et le recul de la plateforme intertidal est de $-177\,000\text{ m}^3$ sur 380 jours, entre les campagnes d'octobre 2013 et 2014 (*Figure 50*). La moyenne journalière d'érosion est de -466 m^3 . La variabilité saisonnière de l'érosion est néanmoins importante et détaillée ci-dessous.

2.2.1 Période octobre 2013 – mars 2014 : transition saison sèche - saison des pluies, forte agitation au large.

Cette période est caractérisée par une forte agitation au large avec des états de mer croisés entre des houles de Nord énergiques et un régime d'alizé de Nord-Est forçant en raison de la position très décalée au sud de la ZCIT. Les houles de Nord sont des oscillations longues avec des périodes de 12 à 20 s pour des hauteurs significatives de 0,5

à 2 m (*Figure 56*). Le régime d'alizés induit des houles de Nord-Est de hauteur significative comprises entre 1,5 et 3 m pour une période de 8 à 10 s. Cette période est aussi caractéristique de cycles de grandes marées avec des marnages de vives eaux pouvant atteindre 4,2 m et des marnages de mortes eaux plus faibles et stables d'environ 1,7 m (*Figure 56*).

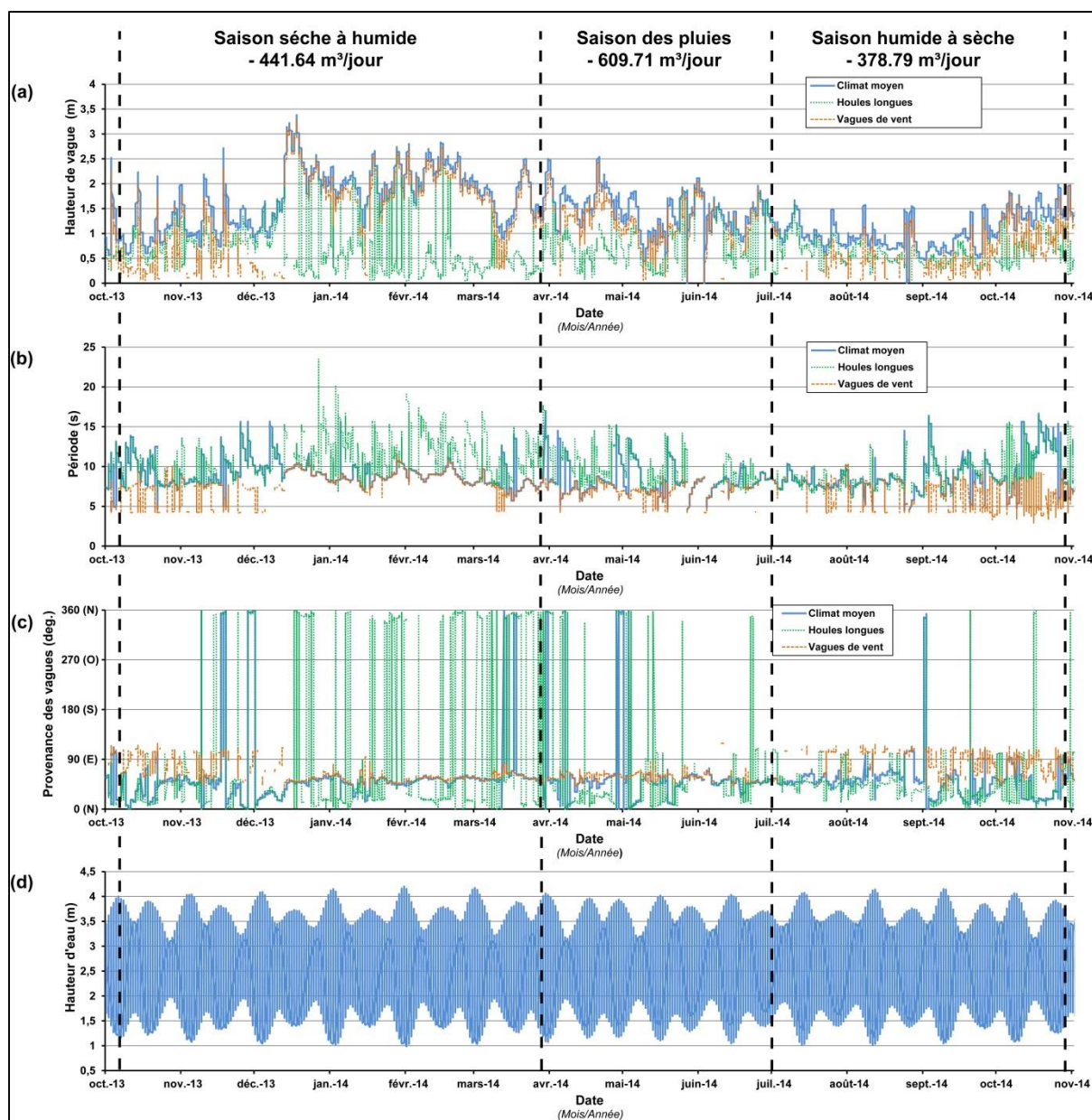


Figure 56 : Climat de houle au large à partir des données WWIII, régime de marée prédite du SHOM, et volumes journaliers érodés du polder sur la période du 01 octobre 2013 au 01 novembre 2014.

Cette figure présente le climat de houle modélisé par WWIII au large du polder et les niveaux de marée prédite du SHOM, pour la période du 01/10/2013 au 01/04/2014. Les houles sont présentées en fonction de leur hauteur en m (a), de leur période en s (b) et de leur provenance en degré (c). Le modèle WWIII distingue les houles longues (courbe jaune), de provenance lointaine, et les vagues de vent, générées localement (courbe verte). Il extrapole ensuite un climat de houle dit moyen (courbe bleue). Les hauteurs d'eau (d) sont prédites par le modèle du SHOM pour l'estuaire du Maroni. Nous avons en outre indiqué les volumes érodés sur la parcelle étudiée en m³/jour pour chacune de nos périodes d'analyse.

L'évolution de la parcelle à partir du MNT de mars 2014 montre un recul important et discontinu dans l'espace de la plateforme et du chenier (*Figure 50*). En effet, nous observons une forte érosion de la plateforme dans le secteur Est de la parcelle se traduisant par le surcreusement de « baies » de 50 m de largeur et de profondeur au sein de la plateforme. La falaise d'érosion a reculé de 75 m environ par rapport à sa position en octobre 2013. Au fond de ces baies, nous remarquons par ailleurs d'importants dépôts de galets de vase provenant de l'érosion des différentes couches de vases de la plateforme. En matière de faciès d'arrachement, nous avons observé que les argiles Demerara bioturbées présentaient des cicatrices d'arrachement autour des alvéoles de bioturbation. Les argiles grises indurées présentent des fentes de dessiccation à marée basse, prolongées vers la base du talus par des cicatrices d'arrachement fraîches. Les vases molles constituant les sols rizicoles sont aussi affectées par ce phénomène. Dans ce même secteur, le chenier adopte un profil de plage très dissipatif et aplani vers l'arrière. Nous observons par ailleurs des cônes de débordement face aux « baies ». Dans ce secteur, le chenier a reculé de 50 m en moyenne et sa distance à la falaise d'érosion est de 50 m. En termes de bilan sédimentaire, le secteur Est du polder a perdu $-44\,676\text{ m}^3$ environ en 166 jours entre les levés d'octobre 2013 et de mars 2014, ce qui représente une perte moyenne de -269 m^3 par jour. En termes de surface, la parcelle dans ce secteur a perdu $-17\,684\text{ m}^2$ sur la période, soit -106 m^2 par jour.

L'évolution dans le secteur Ouest est moins marquée que dans le secteur Est. Nous observons en effet que la plateforme est moins démantelée avec un recul d'environ 50 m par rapport à octobre 2013. Cependant, il y a un surcreusement du chenal tidal vers l'arrière et la formation d'une falaise d'érosion sur la plateforme adjacente. Le chenier a aussi reculé de 50 m sur la période en gardant une distance d'environ 100 m avec le talus et la zone de déferlement. Le chenier s'infléchit et se replie contre la digue en arrière de la parcelle tout en laissant une brèche pour l'évacuation de l'inondation tidale de l'arrière-cordon. Le profil de plage du chenier dans ce secteur reste très réfléchissant, et étroit (20 à 25 m de largeur). En termes de bilan sédimentaire, la perte de volume sur la période, plus mesurée que sur le secteur Est, reste importante avec une évacuation de $-28\,638\text{ m}^3$ en 166 jours, soit une dynamique érosive moyenne de $-172,5\text{ m}^3$ par jour. Le constat est sensiblement le même concernant les pertes en surface avec -9093 m^2 , soit une perte moyenne de $-54,6\text{ m}^2$ par jour.

Nos mesures de l'hydrodynamisme de la parcelle à partir d'un profil de quatre capteurs de pression révèlent des conditions au large relativement calmes, témoins de l'accalmie temporaire du régime d'alizés en mars à ces latitudes (*Figure 57*). Nos relevés s'inscrivent dans un cycle de marées de vives eaux avec un marnage moyen de 3,5 m environ. Nous avons relevé des vagues de 0,4 à 0,6 m de hauteur significative au pic de pleine mer et de 10 s de période en moyenne, soit une énergie oscillant entre 400 et 500 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$. La plateforme montre une dissipation efficace, voire quasi complète, de l'énergie des vagues au-devant du chenier.

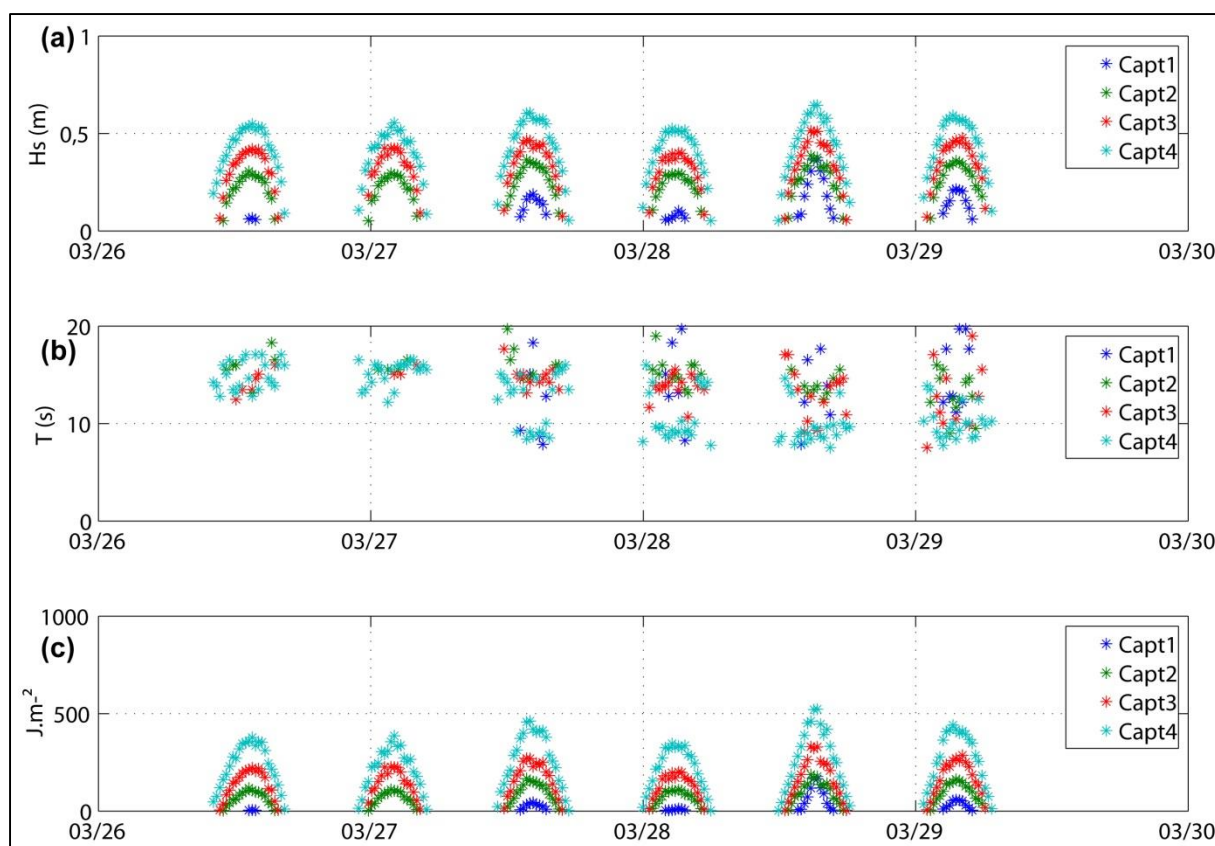


Figure 57 : Relevés hydrodynamiques réalisés entre le 26 et le 29 mars 2014.

- (a) Hauteur des vagues en m.**
- (b) Période en s.**
- (c) énergie de la houle en $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$.**

2.2.2 Période mars – juillet 2014 : saison des pluies et agitation modérée au large

L'hydrodynamisme au large sur cette période est caractérisé par des conditions plus régulières et moins intenses que lors de la période précédente, et correspond aux

conditions météo-marines de la saison des pluies (*Figure 56*). En effet, le régime d'alizés de Nord-Est et Est domine cette période avec des vagues oscillant entre 1 et 2,5 m de hauteur significative pour 8 à 12 s de période. Le régime de marée est moins marqué aussi avec un marnage de vives eaux stable de 3,75 m et de mortes eaux de 1,25 m.

En termes d'évolution de la parcelle, les changements sont plus marqués que sur la période précédente. En effet, sur le secteur Est de la parcelle, la plateforme a reculé de 70 m au profit de la continuité du creusement des « baies » et de leur élargissement. Le chenier a reculé de 50 m dans le même temps et a repris une forme plus réfléchissante avec un profil concave et une berme haute et perchée. Nous n'observons pas de marques de débordement dans sa morphologie. En termes de bilan sédimentaire, ce secteur de la parcelle enregistre ses plus fortes pertes de volume et de surface avec une perte nette de $-34\,509\text{ m}^3$ en 98 jours, soit une perte journalière de -352 m^3 environ. En termes de surface, les terres émergées perdues sont de $-15\,828\text{ m}^2$, soit $-161,5\text{ m}^2$ par jour.

Sur le secteur Ouest de la parcelle, les changements sont importants. Si la position de la plateforme ne recule que de 40 m, nous observons une forte incision de l'ancien chenal de marée déjà opérationnelle lors des périodes précédentes, doublée d'une érosion marquée de la plateforme adjacente à ce chenal. Le chenier recule peu avec 20 m de retrait ; cependant il s'accroche à la digue arrière de la parcelle et la franchit même face à l'ancien chenal de marée. Ce franchissement est aussi marqué par le démantèlement partiel de cette digue, induisant la formation d'une brèche permettant au sable de s'épandre sur la parcelle suivante à la faveur de débordements à marée haute (*Figure 58*). Le bilan sédimentaire sur ce secteur montre une dynamique érosive moins intense que sur le secteur Est, mais plus forte que sur la période précédente. Nous avons en effet calculé que les pertes de volume sur ce secteur sont de $-25\,243\text{ m}^3$ sur la période, soit une érosion journalière de $-257,58\text{ m}^3$. Les pertes de surfaces sur la parcelle sont de -9741 m^2 , soit en moyenne $-99,2\text{ m}^2$ par jour.



Figure 58 : Photographies de la brèche dans la digue Sud de la parcelle.

(a) Photographie prise le 26 mars 2014. La digue commence à être démantelée.

(b) Photographie prise le 04 juillet 2014. Une brèche est créée dans la digue et le sable du chenier bascule sur la parcelle suivante à la faveur du débordement des vagues.

En ce qui concerne le suivi hydrodynamique sur cette parcelle, nous avons changé de stratégie d'acquisition de données en établissant en plus du profil central de 5 capteurs, deux autres profils avec 2 capteurs chacun situés pour le premier sur l'ancien chenal de marée, et pour le second au niveau d'une « baie » de l'Est de la parcelle (*Figure 59, Figure 60 et Figure 61*). Le marnage lors des vives eaux faibles au cours de l'acquisition était de 2 m en moyenne. Nos observations sur le profil central sont conformes aux précédentes avec une dissipation quasi complète de l'énergie des vagues entre le déferlement sur la plateforme et la base du chenier. En revanche, sur le profil dans le secteur Est, nous observons que les « baies » d'érosion sont de très mauvais dissipateurs d'énergie. En effet lors de la pleine mer, le capteur en fond de « baie » a enregistré des vagues de 0,6 à 0,8 m pour 10 s de période, alors que le capteur situé sur la plateforme à quelques mètres de la falaise d'érosion a enregistré des hauteurs significatives et périodes équivalentes, voire nettement inférieures. L'énergie des houles dans le fond de « baie » fluctue entre 500 et 600 j m^{-2} lors du pic de pleine mer. Sur la plateforme, la dissipation est faible et de l'ordre de 0 à 100 j.m^{-2} . Sur le secteur Ouest au niveau du chenal, le capteur a enregistré au pic de pleine mer des hauteurs significatives de 0,3 à 0,4 m pour des périodes de 10 s en moyenne. Le second capteur déployé à la base de la portion de digue en démantèlement a enregistré lors du pic de pleine mer des hauteurs significatives de 0,2 à 0,3 m pour des périodes très irrégulières correspondant à une dynamique de réfraction des vagues sur l'ouvrage en arrière. L'énergie des vagues dans le chenal se situe entre 100 et 200 j m^{-2} , tandis que contre la digue elle est très faible ($< 50 \text{ j m}^{-2}$).

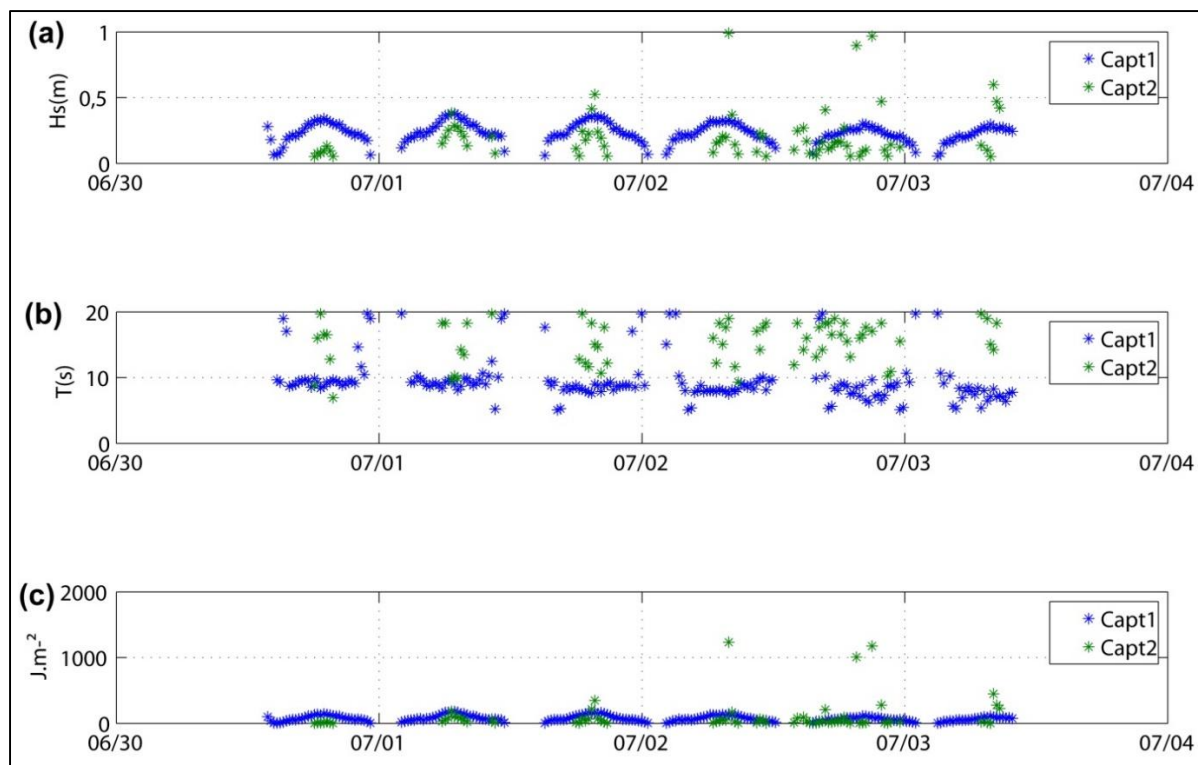


Figure 59 : Relevés hydrodynamiques sur le profil Ouest de la parcelle réalisés entre 30 juin et le 03 juillet 2014.

- (a) Hauteur des vagues en m.**
- (b) Période en s.**
- (c) énergie de la houle en $J m^{-2}$.**

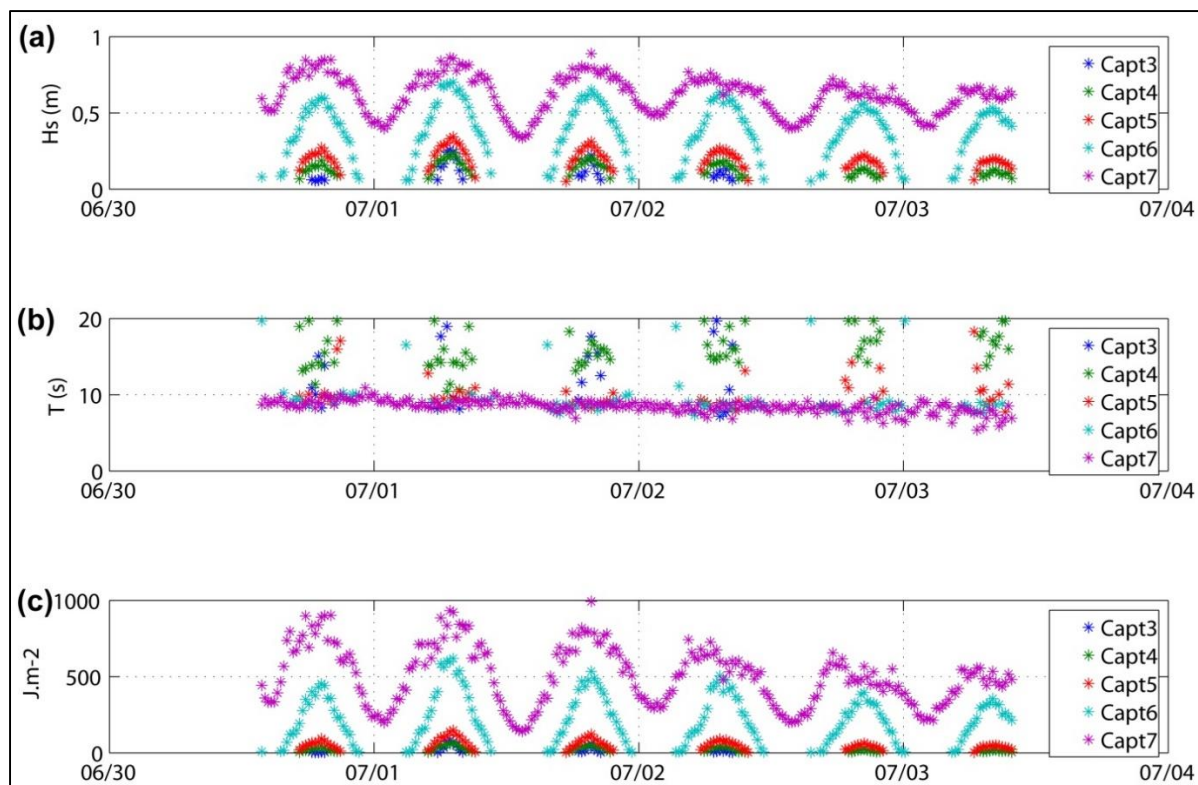


Figure 60 : Relevés hydrodynamiques sur le profil central de la parcelle réalisés entre le 30 juin et le 03 juillet 2014.

- (a) Hauteur des vagues en m.**
- (b) Période en s.**
- (c) énergie de la houle en $J.m^{-2}$.**

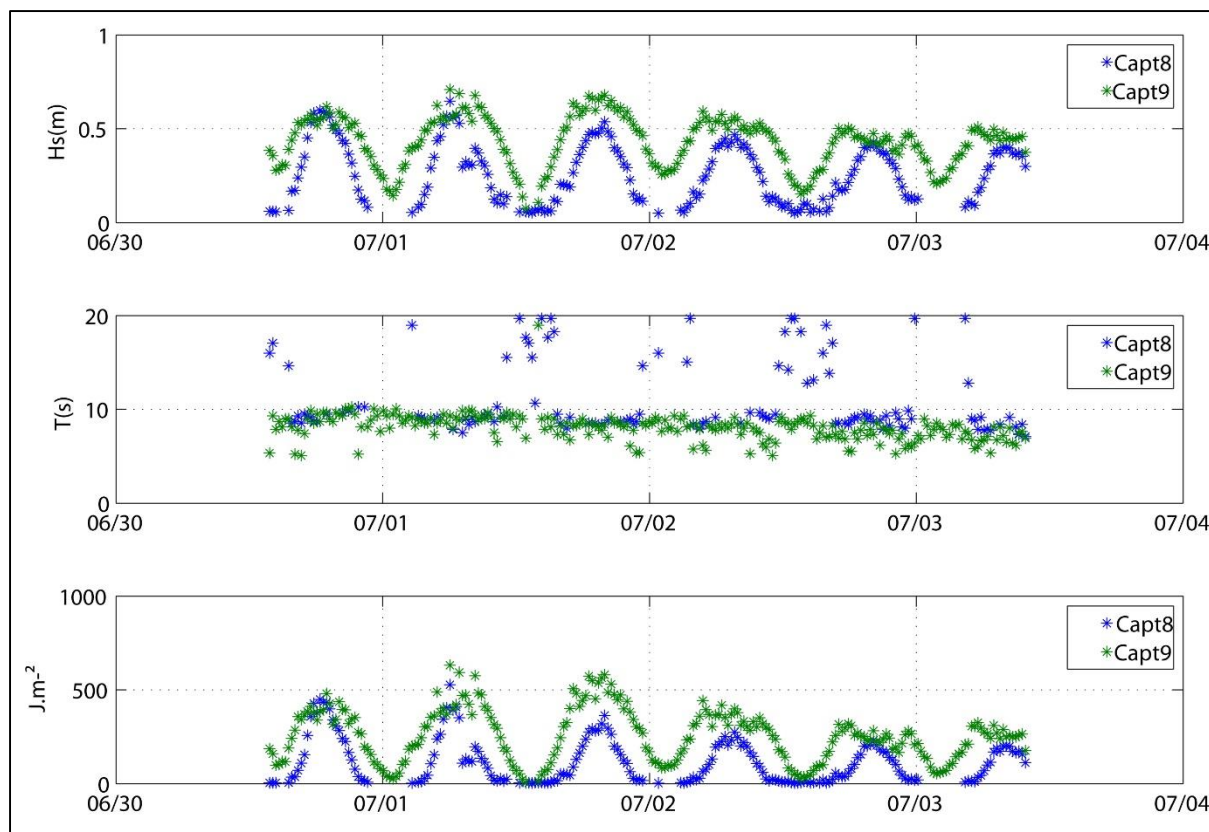


Figure 61 : Relevés hydrodynamiques sur le profil Est de la parcelle réalisés entre le 30 juin et le 03 juillet 2014.

- (a) Hauteur des vagues en m.**
- (b) Période en s.**
- (c) énergie de la houle en $J.m^{-2}$.**

2.2.3 Période juillet – octobre 2014 : transition saison des pluies – saison sèche, faible agitation au large

Cette période correspond à la transition entre la saison des pluies et la saison sèche. Elle est caractérisée par un régime de houles de Nord-Est et Est relativement peu agité avec des hauteurs significatives de 0,5 à 1 m pour des périodes de 7 à 8 s jusqu'à fin septembre 2014 (*Figure 56*). Ce régime devient plus agité en octobre en intégrant des houles plus longues de Nord avec des hauteurs significatives de 1 à 1,5 m pour des périodes de 10 à 15 s. Le régime de marées sur la période est caractérisé par des marnages de vives eaux oscillants entre 2 et 3 m, pour des marnages de mortes eaux assez constants de 1,5 à 1,75 m.

L'évolution morphologique de la parcelle reste très marquée même si les processus érosifs sont moins intenses que lors de la période précédente. Sur le secteur

Est de la parcelle, l'érosion de la plateforme se poursuit avec un recul de 30 à 40 m de la falaise d'érosion par rapport à début juillet (*Figure 50 et Figure 51*). Nous avons observé aussi que les « baies » présentes sur le précédent MNT tendent à s'élargir et à s'étendre vers l'Ouest. La position du chenier a reculé de 40 à 50 m et le profil de ce dernier reste toujours d'allure réfléchissante bien que plus aplanie dans ce secteur que dans le secteur Ouest. Nous observons en outre des cônes de débordement vers l'arrière. Ces derniers portent des formes d'effondrement du sable en « micrograben ». En effet, ce sable repose sur les vases et sols résiduels de la parcelle, dont l'espace d'arrière-cordon, très réduit et inondé, et s'effondre sous son propre poids. La distance séparant la base du chenier de la falaise d'érosion est en moyenne de 40 à 50 m. En termes de bilan sédimentaire, les pertes de volume calculés sont de $-27\,826\text{ m}^3$ en 116 jours, soit des pertes journalières de $-239,9\text{ m}^3$. Les pertes en surface sur ce secteur sont de -9605 m^2 , soit $-82,7\text{ m}^2$ par jour en moyenne.

Le secteur Ouest est marqué par une plateforme fortement rétrécie en lien avec l'extension des « baies » par l'Est, le recul frontal, et le creusement de l'ancien chenal de marée vers l'Est (*Figure 50 et Figure 51*). La plateforme a reculé en moyenne de 40 à 50 m. Le chenier accomplit un franc franchissement de la digue arrière de la parcelle à la faveur de l'extension de la brèche observée en juillet. Le chenier forme ainsi un cordon dissymétrique très reculé dans le secteur Ouest de la parcelle. De manière générale, la plage a reculé de 20 à 30 m dans ce secteur. Nous notons par ailleurs que les accumulations de sable contre la digue arrière de la parcelle sont assez importantes. La distance séparant la base du chenier de la falaise d'érosion est de 60 à 100 m. Le profil de plage du chenier est de manière générale réfléchissant, à l'exception toujours du bourrelet de sable ayant franchi la digue qui lui est plus dissipatif. Le bilan sédimentaire sur ce secteur témoigne d'une dynamique érosive moins intense que sur le secteur Est avec des pertes de volumes calculées de $-16\,114\text{ m}^3$ sur la période, soit une érosion journalière moyenne de -139 m^3 environ. Les pertes de surface sont de -7752 m^2 , soit $-67,2\text{ m}^2$ par jour.

Concernant les mesures hydrodynamiques, les instruments furent déployés selon un schéma similaire au déploiement de juillet, soit trois profils de capteurs de pression (*Figure 62, Figure 63 et Figure 64*). Le premier est situé dans l'ancien chenal de marée face au franchissement du chenier sur la parcelle en arrière du site d'étude. Le second est situé

au centre de la parcelle. Enfin, le dernier est implanté sur le secteur Est dans une baie. Les conditions de marée sont celles d'un début de cycle de mortes eaux avec un marnage oscillant entre 2 m en début, et 1,75 m, en fin d'acquisition. Les houles rentrant dans le chenal au pic de pleine mer oscillent entre 0,5 et 0,2 m de hauteur significative pour des périodes évoluant de 15 à 10 s en fin d'acquisition. L'énergie générée par ces vagues oscille entre 300 et 150 j.m^{-2} en fin d'acquisition. Les données font état d'une très faible dissipation d'énergie entre les deux capteurs espacés de 50 m. Le second profil montre un régime de houles de 0,5 m de hauteur significative en moyenne lors du pic de pleine mer pour des périodes oscillant entre 10 et 15 s. L'énergie des vagues associée oscille entre 300 et 400 j.m^{-2} . La dissipation de cette énergie est très efficace sur ce profil d'environ 100 m, à l'exception de deux cycles de marées. Le premier cycle de marée observé, avec un marnage de 2 m, est associé à des vagues se propageant face au chenier, de 0,4 m de hauteur significative en moyenne, soit d'une énergie de 200 j.m^{-2} . Le troisième cycle de marée montre le même phénomène mais dans des proportions moindres. Enfin, le troisième profil dans le secteur Est enregistre le déferlement de vagues de 0,4 à 0,5 m de hauteur significative lors du pic de pleine mer, pour des périodes de 15 s en début et de 10 s en fin d'acquisition. L'énergie générée par ces vagues oscille entre 250 et 400 j.m^{-2} . La dissipation de ces vagues varie en efficacité selon les enregistrements du capteur situé sur la plateforme. En effet, sur les cycles de marée 1, 3 et 5 l'énergie des vagues lors du pic de pleine mer sur la plateforme est peu réduite comparée aux valeurs enregistrées en fond de « baie ».

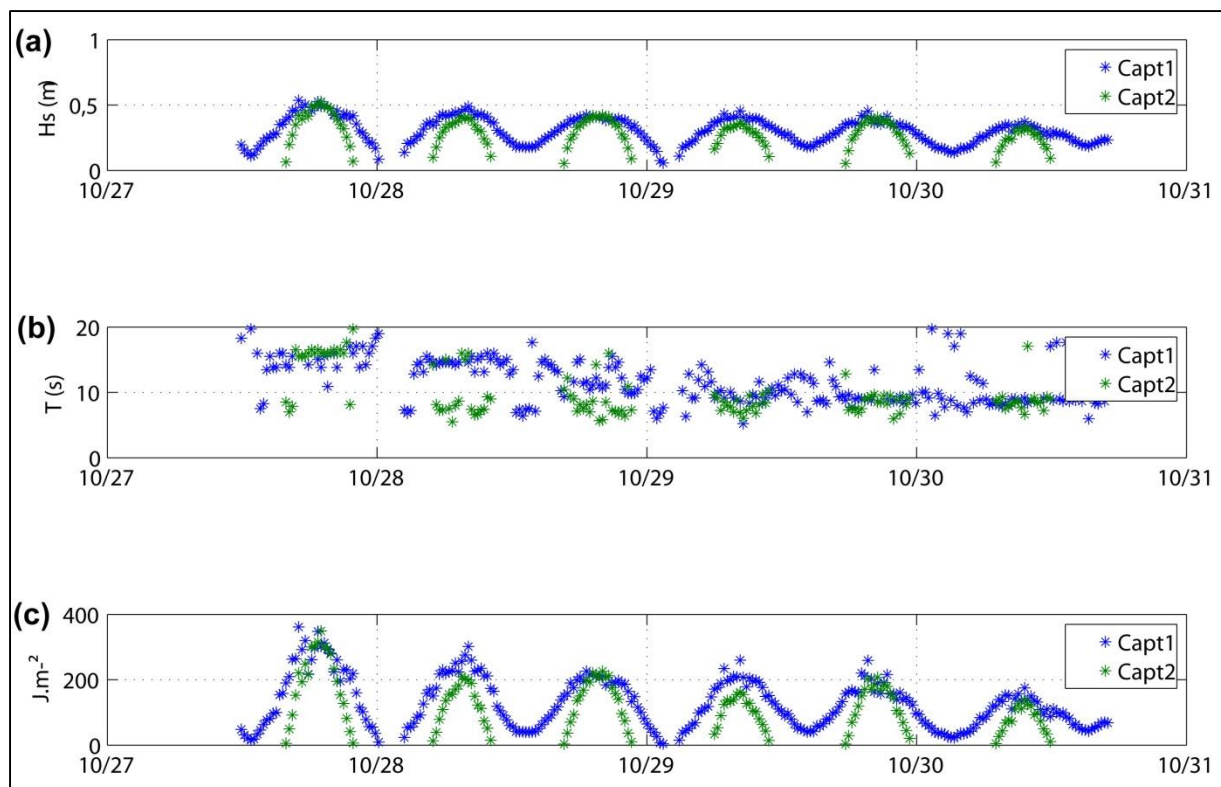


Figure 62 : Relevés hydrodynamiques sur le profil Ouest de la parcelle réalisés entre le 27 et le 30 octobre 2014.

- (a) Hauteur des vagues en m.**
- (b) Période en s.**
- (c) énergie de la houle en $J.m^{-2}$.**

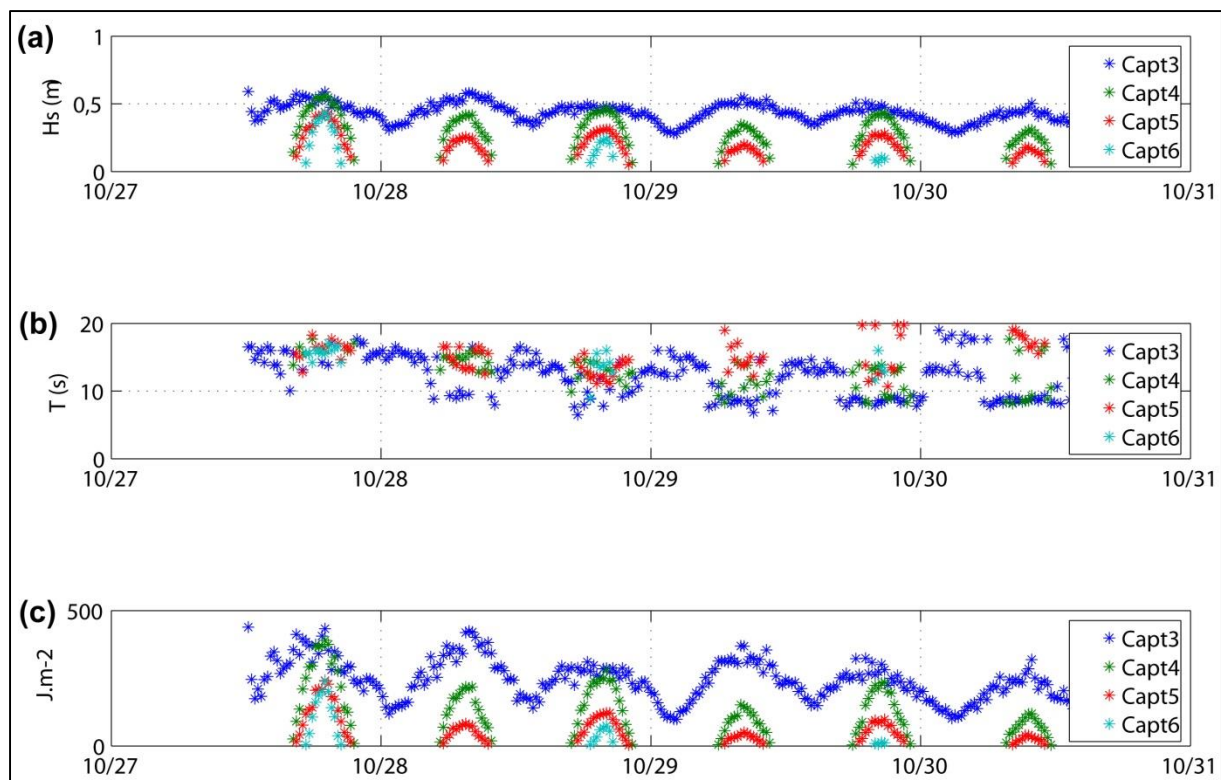


Figure 63 : Relevés hydrodynamiques sur le profil central de la parcelle réalisés entre le 27 et le 30 octobre 2014.

- (a) Hauteur des vagues en m.**
- (b) Période en s.**
- (c) énergie de la houle en J.m⁻².**

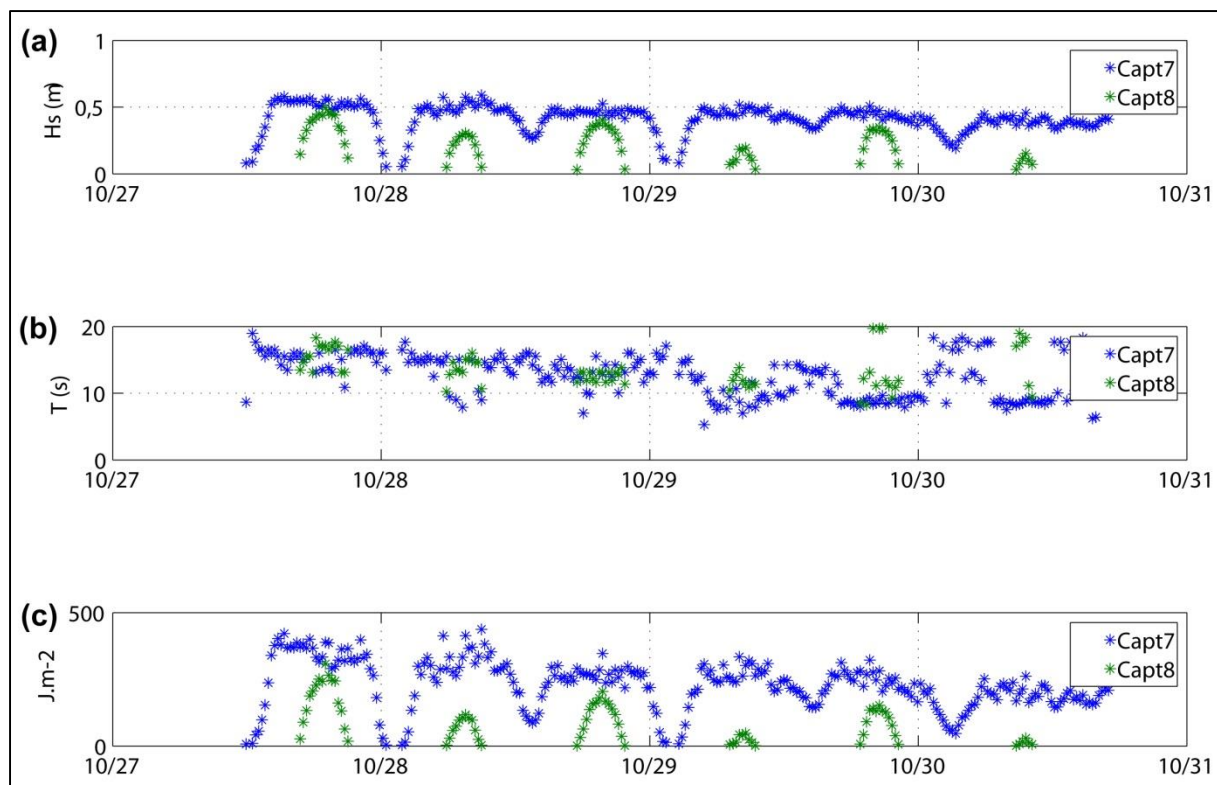


Figure 64 : Relevés hydrodynamiques sur le profil Est de la parcelle réalisés entre le 27 et le 30 octobre 2014.

- (a) Hauteur des vagues en m.**
- (b) Période en s.**
- (c) énergie de la houle en $J.m^{-2}$.**

3 Synthèse

Dans ce chapitre, nous avons en premier lieu cherché à décrire l'évolution côtière de l'Ouest guyanais sur une petite échelle spatiale (60 km de côte) et une vaste fenêtre temporelle (40 ans) à partir de l'analyse de la morphologie côtière et de la position du trait de côte par interprétation d'images aériennes et satellites. Ensuite, nous avons agrandi l'échelle sur l'étude de la dynamique d'une parcelle du polder rizicole de Mana associée à une phase inter-bancs et un chenier. Nous avons collecté une année de données au travers de quatre campagnes d'acquisitions entre octobre 2013 et 2014, en réalisant des relevés topo-bathymétriques à l'aide d'un GPS RTK et hydrodynamiques à l'aide de capteurs de pressions.

Nous avons retenu que la dynamique érosive est continue sur les 60 km de linéaire côtier séparant le fleuve Organabo à l'Est de l'estuaire de la Mana à l'Ouest, malgré la succession de trois bancs de vases depuis 1976. L'intensité de cette dynamique érosive est variable selon les périodes et selon les faciès côtiers. L'érosion est particulièrement intense entre 1999 et 2014 sur le polder rizicole ouvert sur la mer, avec des taux de recul de 120 à 160 m/an que l'on observe rarement sur les côtes encore naturelles du monde. Cette érosion est cependant en phase d'atténuation sur le polder grâce à la migration d'un vaste banc de vase depuis l'Est.

L'étude de la parcelle en érosion montre trois formes dont l'évolution est interconnectée : (1) une plateforme intertidale composée de vases holocènes et à la morphologie discontinue et démantelée par les houles, (2) une plage de sable (chenier), reposant en limite de la plateforme en démantèlement sur les vases molles composant les anciens sols de la parcelle, (3) enfin, l'arrière-cordon correspondant aux restes de la parcelle rizicole. Les faciès de la plateforme sont clairement érosifs et suivent les caractéristiques rhéologiques du substrat : bioturbation dense et ancienne, et sensibilité à la dessiccation. Le chenier en lui-même montre un profil de plage étroit (une vingtaine de mètres) et réfléchissant. L'évolution de la morphologie montre un démantèlement de la plateforme vaseuse et un recul du chenier, jusqu'au franchissement par ce dernier de la parcelle en arrière de celle étudiée au bout d'une année de suivi. La dynamique érosive est dissymétrique car plus intense dans le secteur Est de la parcelle que dans le secteur Ouest. Elle est aussi hétérogène au cours de l'année car elle est plus intense lorsque

l'agitation au large est plus forte, soit entre octobre 2013 et juillet 2014. Nous avons observé par ailleurs une dissipation de la houle dissymétrique entre le secteur Est, plus érodé, et le secteur Ouest.

Chapitre 3 : Evolution récente de la morphologie des chenaux deltaïques du Mékong et du Bassac : l'impact marqué des extractions de sables

Dans ce chapitre, nous résumons nos observations sur l'évolution récente (1998 – 2008) du lit des bras du Mékong et du My Tho, et du Bassac. Nos analyses sont déclinées en trois sections : nous présentons en premier lieu l'évolution des talwegs de ces chenaux à partir de l'étude et de la comparaison des séquences du profil en long ; puis nous détaillons les évolutions morphologiques marquantes de certaines sections de ces chenaux avant de présenter le bilan sédimentaire sur la période ; enfin, nous rapportons les résultats de la mise en relation, à travers un modèle linéaire, de l'évolution des chenaux avec les forces morphogènes d'écoulement sur la période étudiée afin de déterminer si ces dernières sont responsables des changements morphologiques très marqués identifiés sur cette courte période de 10 ans.

1 Evolution du talweg

Le profil en long du bras principal du Mékong montre un lit très irrégulier composé de mouilles profondes et de seuils dans la partie centrale du delta (*Figure 65*). Les mouilles les plus marquées atteignent des profondeurs supérieures à 45m et sont localisées soit dans les secteurs méandriformes, comme ceux situés au niveau de Sà Dec (km 135 – 140), soit dans certaines sections étroites, comme en amont des diffluences avec le Ham Luong (km 125) et le Co Chien (km 100). Les zones de seuils correspondent à des secteurs peu profonds, entre 10 et 15m en moyenne, pour la partie centrale du delta, et 5 à 10m sur le bras du My Tho. Les formes du lit sont plus marquées sur la partie centrale du Mékong (mouilles plus profondes, sections méandriformes plus incurvées) et s'expliquent par la concentration du flux qui induit une vitesse de propagation de la lame d'eau plus forte que sur le bras de My Tho où le débit liquide doit être sensiblement réduit après deux diffluences majeures, et où l'onde de marée freine considérablement la vitesse du courant et piège une grande quantité de sédiments (Wolanski *et al.*, 1996). Le lit du Bassac est moins irrégulier que celui du bras principal avec des mouilles situées entre 25 et 30 m de

profondeur, comme près de la ville de Can Tho (km 90 – 130) (*Figure 65*). Il y a cependant une exception notable, d'une profondeur de 40 m à la confluence avec le bras de Vam Nao.

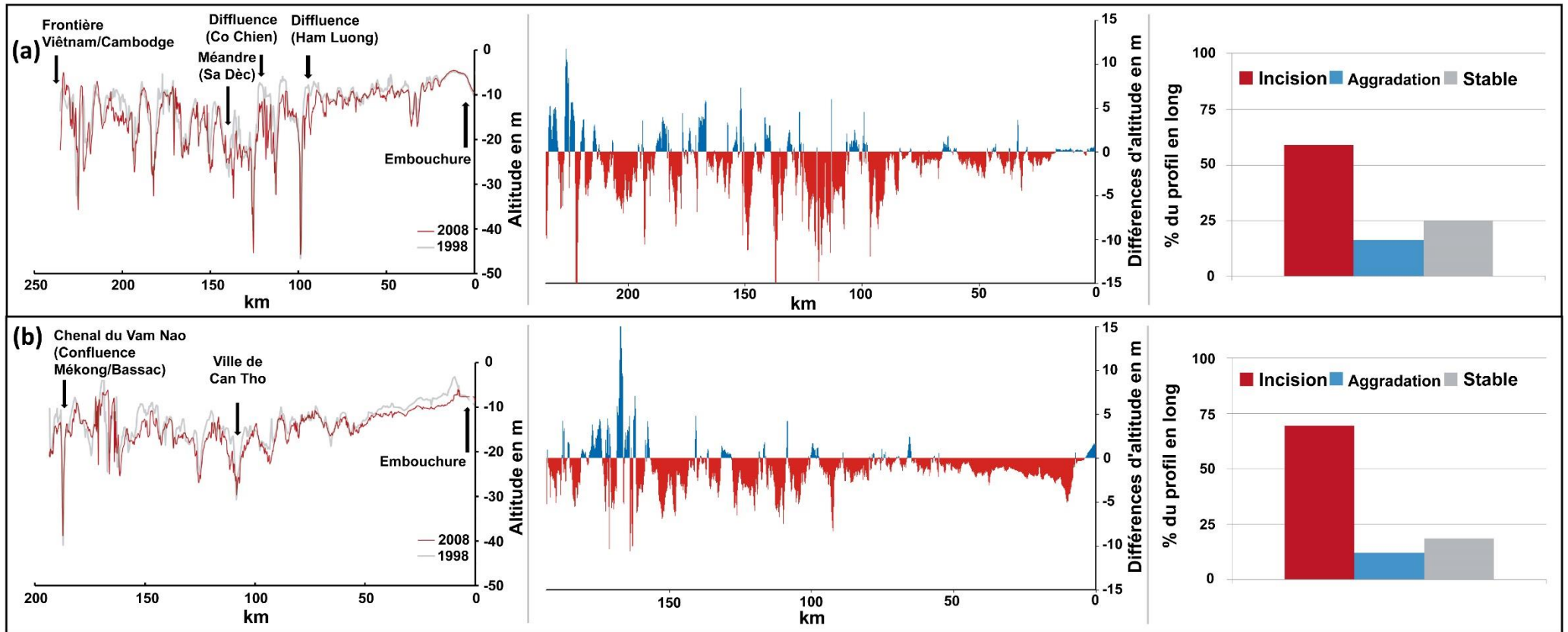


Figure 65 : Evolution morphologique du talweg des chenaux du Mékong (a) et du Bassac (b) entre 1998 et 2008.

La comparaison des profils en long de 1998 et de 2008 montre clairement une incision du chenal sur les bras étudiés (*Figure 65*). Sur le Mékong, l'incision du lit concerne 59% du chenal, soit une moyenne de -1,4 m, contre 16% en exhaussement et 25% sans variation significative (variation entre $\pm 0,6$ m). L'incision du chenal est cependant irrégulière avec des secteurs plus ou moins fortement incisés. C'est le cas en amont de la difflueuse avec le bras du Co Chien (km 95). L'incision atteint -1,8m sur ce dernier et -1m sur le bras de My Tho. La majorité des affouillements sont situés sur les zones de seuils (km 46 à 58 sur le My Tho; km 89 - 97, 106 - 111, 114 - 122, 195 - 209 sur le Mékong) (*Figure 62*). Les sites d'incision remarquable se retrouvent notamment en aval de la difflueuse avec le Ham Luong (km 106 à 125) avec un approfondissement entre -5 à -15 m, mais aussi sur le bras Est de l'île de Cu Lao Tay (km 190 - 213) (*Figure 65*) avec un approfondissement de -5 à -7 m. **Les mouilles existantes tendent à s'élargir plus qu'à se creuser** (km 145 - 155, 175 - 185) (*Figure 65*).

Les mutations de la ligne de talweg sur le cours principal du Mékong sont plus irrégulières et importantes en amplitude (d'un facteur 1,5 à 10), que sur le bras de My Tho. Ce dernier constitue l'un des trois exutoires du bras principal sur le delta et n'accueille qu'une partie de la puissance hydraulique du système.

Sur le Bassac, la comparaison des profils de 1998 et 2008 montre une dynamique d'approfondissement du talweg plus marquée et plus généralisée que sur le Mékong. En effet, l'incision concerne 70% du profil en long, contre 12% d'exhaussement et 18% sans variation. L'incision est concentrée pour l'essentiel sur les zones de seuils et à proximité de l'embouchure (*Figure 65*). Les zones de mouilles s'élargissent, mais s'approfondissent aussi. La valeur moyenne d'incision (-1,34 m) est sensiblement identique à celle relevée sur le Mékong. La moyenne d'incision à partir du km 50 jusqu'à l'estuaire est plus élevée (-1,46 m) que sur la partie centrale du bras (-1,33 m) (*Figure 65*).

2 Exemples d'évolution morphologique du lit mineur

Ne pouvant décrire l'ensemble des sites qui présentent une évolution significative du fond du lit, nous en avons sélectionné 3 pour une description détaillée: (1) le premier correspond à l'île de Cu Lao Tay sur le cours principal du Mékong, (2) le second est situé en aval de la diffluence entre le Mékong et le Co Chien, et (3) le dernier se situe en amont de la ville de Can Tho sur le Bassac.

2.1 Île fluviale de Cu Lao Tay

L'île fluviale de Cu Lao Tay est située en amont de la confluence entre le bras principal du Mékong et le Bassac, via le bras de Vam Nao (*Figure 66*). En 1998 la morphologie du fond du chenal présente une mouille de grande profondeur en amont de l'île sur une section de chenal étroit qui s'élargit vers l'aval en une zone de seuil, avant de diffuser en deux bras, vers l'Ouest et l'Est (*Figure 66*). Le bras Ouest est une zone de seuils ponctuée de mouilles, mais aussi de fosses de dragage. Le bras Est comprend d'abord une mouille, en aval immédiat du seuil de la diffluence, puis un seuil entamé par endroits par des fosses irrégulières, enfin une mouille assez profonde en aval de l'île sur une section étroite de chenal.

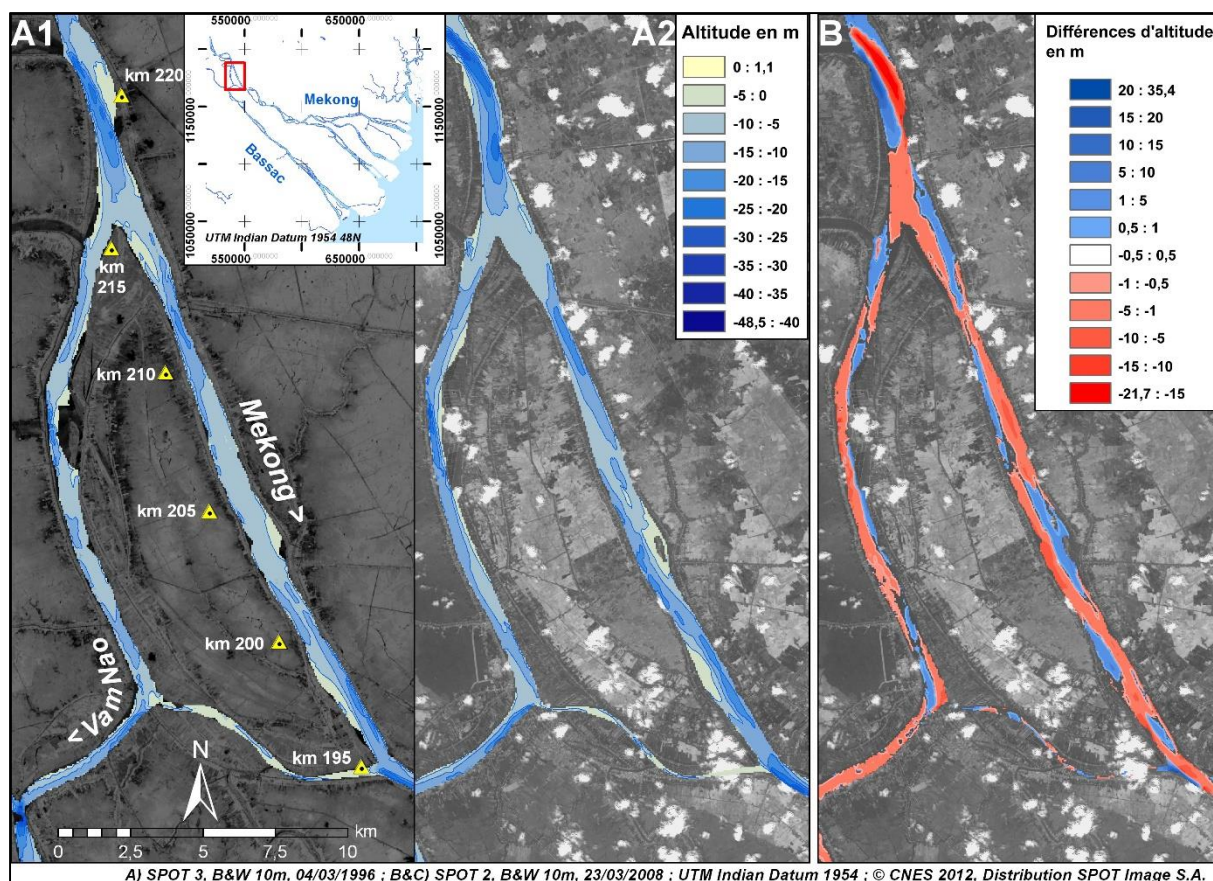


Figure 66 : Evolution de la morphologie du lit et approfondissement des chenaux près de l'île de Cu Lao Tay sur le bras principal du Mékong.

(A1) Morphologie en 1998.

(A2) Morphologie en 2008.

(B) Résumé de l'évolution du fond du lit entre 1998 et 2008. Ce secteur montre une incision générale du lit, particulièrement sévère sur les secteurs de seuils et sur le bras de Vam Nao.

En 2008, la mouille en amont de l'île s'est approfondie et étendue (Figure 66). Le bras Ouest s'est approfondi sur l'ensemble de sa longueur, raccordant les mouilles présentes en 1998. La même dynamique est observée sur le bras Est avec une extension par érosion progressive de la mouille en amont et par érosion régressive de la mouille en aval du bras. Cette lecture d'une dynamique érosive est renforcée par l'étude de l'image des différences d'altimétrie sur les profils en long sur le bras Est, qui montrent un approfondissement généralisé du système (-2,47 m en moyenne sur le bras Est) (Figure 66).

2.2 Bras de My Tho en aval de la diffluence entre le Mékong et le Co Chien

En 1998, la morphologie du lit montre un secteur seuil de 5 à 10 m de profondeur, caractérisé par la présence de fosses discontinues (Figure 67). L'évolution de cette morphologie en 2008 se caractérise par un élargissement et un approfondissement à 10 à 30 m de profondeur des fosses préexistantes le long du talweg (Figure 67). L'incision du lit dans ce secteur est particulièrement marquée avec un approfondissement moyen de -2 m et une extension des mouilles localisées au niveau de la diffluence.

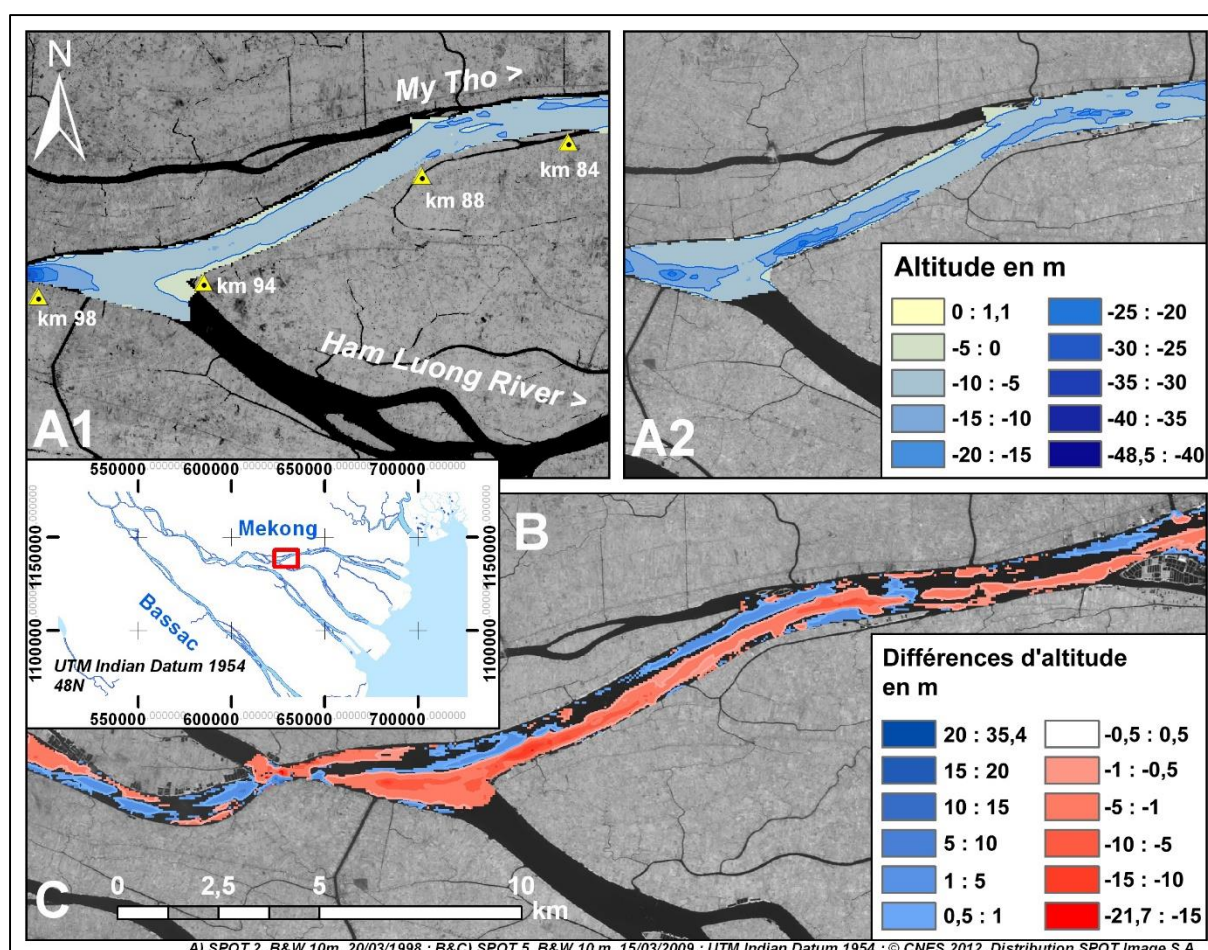


Figure 67 : Evolution de la morphologie du lit et approfondissement des chenaux à la diffluence entre le bras du Ham Luong et du My Tho.

(A1) Morphologie en 1998.

(A2) Morphologie en 2008.

(B) Résumé de l'évolution du fond du lit entre 1998 et 2008. Ce secteur montre l'extension de fosses discontinues et d'allure non-naturelle sur une zone de seuil.

2.3 Le Bassac près de la ville de Can Tho

En 1998, ce site (km 106 -130) est situé entre deux mouilles, à l'amont (km 130) et à l'aval (km 106) (*Figure 68*). Sa partie centrale, entre le km 120 et la ville de Can Tho, correspond à une zone de seuils et de bancs associés à une île fluviale.

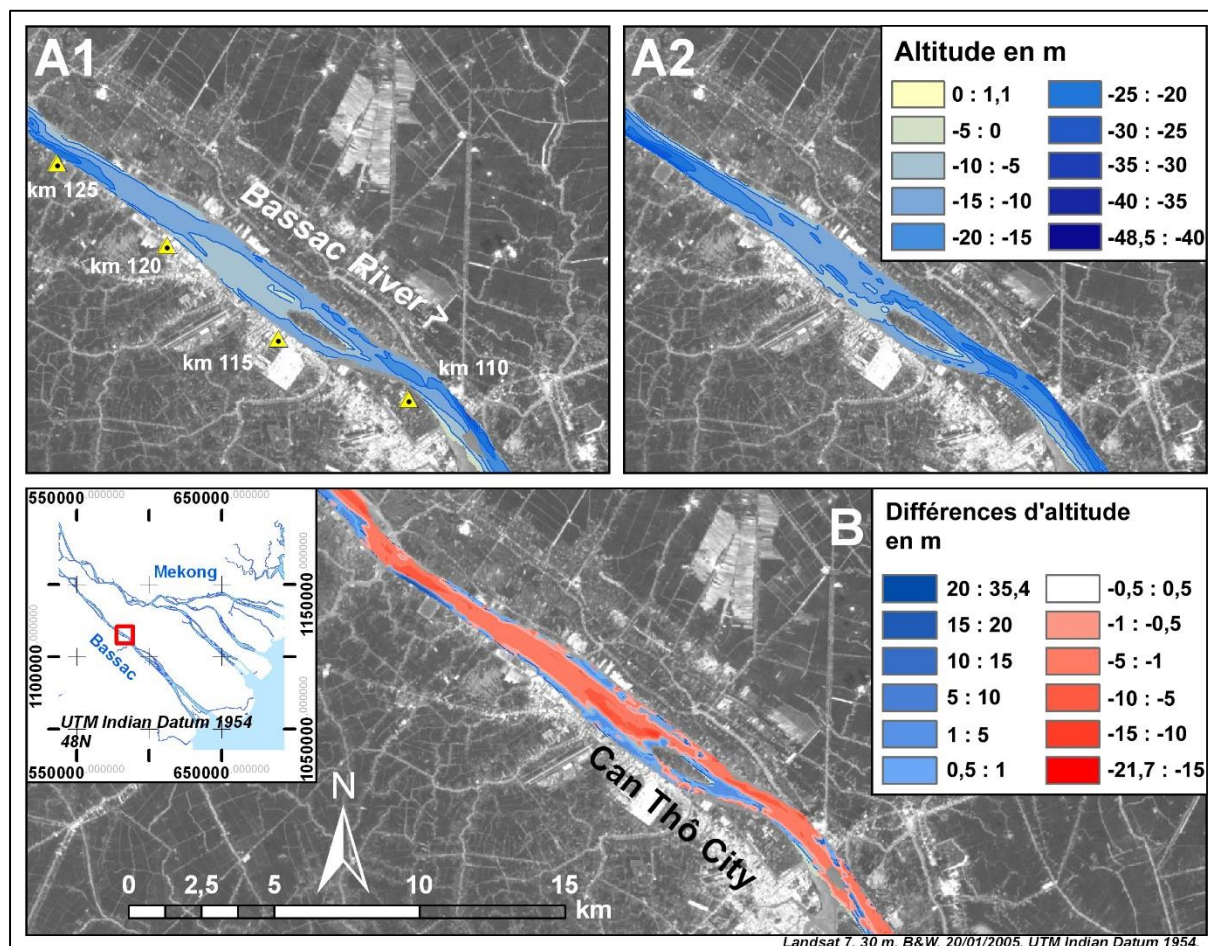


Figure 68 : Evolution de la morphologie du lit et approfondissement des chenaux au niveau de la ville de Can Tho sur le Bassac.

(A1) Morphologie en 1998.

(A2) Morphologie en 2008.

(B) Résumé de l'évolution du fond du lit entre 1998 et 2008. Ce secteur montre une zone de seuil ainsi qu'une barre en amont de l'île fluviale significativement modifiées par de nombreuses fosses discontinues.

En 2008, la zone de seuil s'est étendue et des mouilles préexistantes se sont approfondies (*Figure 68*). En effet, le banc de charriage formé en amont de l'île fluviale est démantelé. De nombreuses fosses discontinues, probablement des points d'extraction de sable, apparaissent en lieu et place de ce dernier. Les différences d'altimétrie et les profils

en long confirment les tendances à l'approfondissement (-1.7 m en moyenne) et l'apparition de fosses (*Figure 68*).

3 Bilan sédimentaire sur la période 1998 – 2008

Un bilan sur les variations de volume au sein des chenaux a été calculé pour les deux bras étudiés : l'analyse porte sur des sections de chenaux entre le km 30 et 205 pour le Mékong, et entre les km 45 et 143 pour le Bassac (*Figure 69*). Nous avons volontairement choisi de ne pas analyser les sections estuariennes de ces bras car les données bathymétriques couvrent partiellement ces larges secteurs et s'attachent pour l'essentiel à décrire le talweg principal. De plus, nous avons choisi de ne pas analyser les secteurs méandriformes trop mobiles, comme celui de Sà Dec (km 130), afin de ne pas introduire de biais liés à leur mobilité latérale.

Cette analyse montre de massives pertes de matériel sur le Mékong et sur le Bassac : respectivement 90 et 110 millions de m³ sur une période de 10 ans. Ces pertes de volume sédimentaire affectent la totalité des chenaux étudiés et sont plus intenses sur les secteurs de seuils (*Figure 69*). Les pertes sont plus importantes sur le Bassac, avec cependant une grande variabilité spatiale entre le secteur en amont du km 80 moins touché, et en aval du seuil face à la ville de Can Tho, plus approfondie (*Figure 69*). Les variations de volume sur le Mékong sont plus marquées en amont de la diffluence entre le Co Chien et le My Tho (km 100). Elles sont modérées sur le bras de My Tho (*Figure 69*).

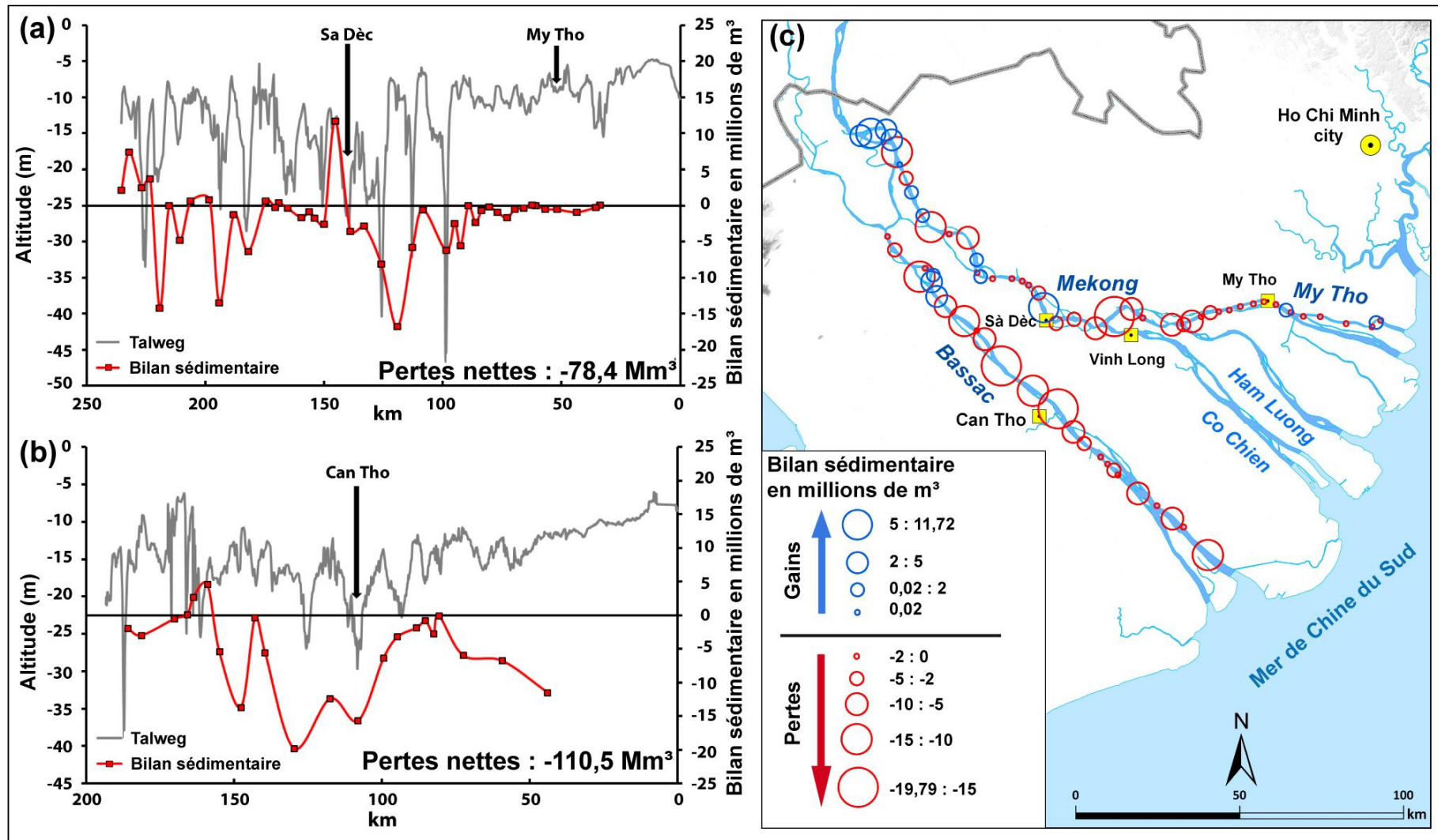


Figure 69 : Bilan sédimentaire et distribution de l'incision le long des chenaux fluviaux du Mékong et du Bassac sur la période 1998 – 2008.

Cette figure dresse le bilan sédimentaire du Mékong (a) et du Bassac (b) et montre sa distribution par secteur le long des chenaux (c). A l'issue de nos analyses, le bilan sédimentaire dressé est clairement en déficit sur la période 1998-2008 avec une majorité de secteurs examinés en approfondissement. Nous notons néanmoins la présence de secteurs en gain sédimentaire en aval de la frontière Cambodge/Viêtname sur le Mékong.

4 Relations entre évolution du lit et paramètres hydrauliques

Nous avons porté notre attention sur la question des relations entre l'évolution de la morphologie du lit et l'évolution de paramètres hydrauliques morphogènes (*voir Partie II, Chapitre 7* pour un rappel de ces paramètres) sur quatre sites, dont deux présentant une forte incision. Il s'agit du bras Est de l'île de Cu Lao Tay sur le Mékong et d'une section de chenal sur le Bassac, en amont de la ville de Can Tho.

La force des relations entre l'évolution des paramètres τ° et ω et celles des sections de chenal investiguées sont peu significatives à l'échelle de trois sites sur quatre, le site d'étant l'exception. Nous décrivons ici les relations pour le site de l'île de Cu Lao Tay à titre d'exemple.

Entre 1998 et 2008, les variations altimétriques sont comprises entre -0,59 et +0,23 m/an (*Figure 70*) avec une nette dominance de l'incision, hormis sur la partie amont du site (km 214 - 213), correspondant à des dépôts en zone de seuil (*Figure 70*). L'essentiel de l'incision est concentré sur une section rectiligne du chenal correspondant à l'extension vers l'amont de mouilles préexistantes (km 205 - 198). Les valeurs de τ° sont comprises entre 0,6 et 1,6 N/m² (*Figure 70*), celles de ω entre 0,55 à 2,50 W/m² avec Ω 671 W sur cette section. Les plus fortes valeurs sont concentrées sur les sections profondes, étroites et sinueuses du chenal (km 212 - 209, km 195 - 190). L'évolution des valeurs de τ° est comprise entre -0,35 et +0,59 N/m², celles de ω entre -0,29 et +0,10 W/m². L'évolution de τ° , globalement en hausse sur ce secteur, s'explique par un accroissement de la profondeur sur ce système cohérent spatialement avec les taux d'incision du chenal. L'évolution positive des forces tractrices sur le fond montre une plus grande capacité du fleuve à mettre en mouvement les particules et traduit un transport et une érosion accrues du fond du chenal. L'évolution de ω coïncide avec l'évolution de la largeur du chenal, une baisse du ω signifiant un élargissement (érosion de berge) et inversement.

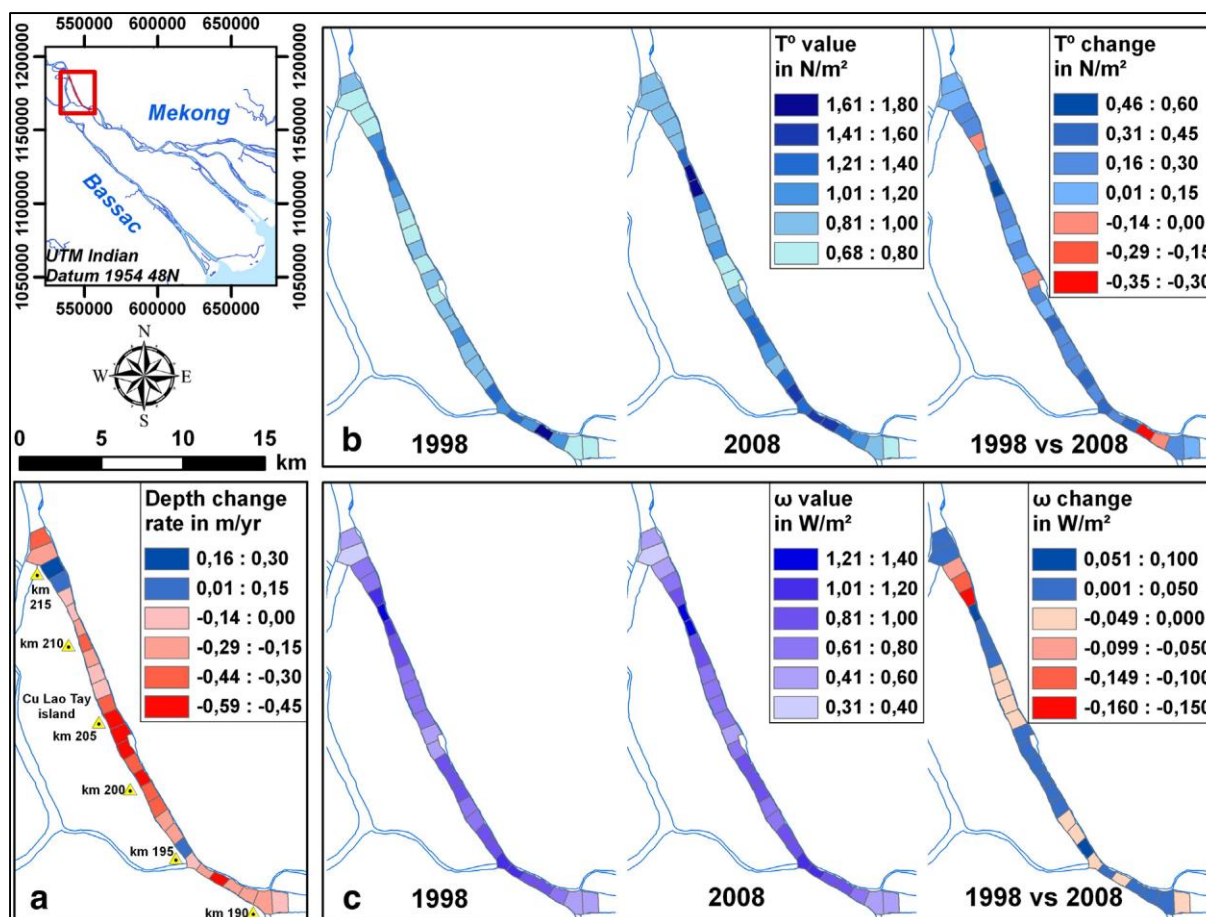


Figure 70 : Incision du chenal et variabilité des paramètres τ^0 et ω , exemple du secteur de l'île de Cu Lao Tay sur le Mékong.

- (a) Taux d'incision du chenal calculé sur la période.**
(b) Evolution de τ^0 .
(c) Evolution de ω .

L'étude des relations entre ces deux paramètres morphogènes que sont τ^0 et ω , et les taux d'incision annuels moyens relevés à partir des profils en long permet de définir si l'amplitude des variations des paramètres hydrauliques est cohérente avec les taux d'incision relevés. L'évolution des paramètres hydrauliques (différence de valeurs 1998-2008, en ordonnées) est mise en relation avec les taux d'incision en m/an (en abscisses). Il ressort de manière générale que plus la section est en incision plus τ^0 et ω augmentent (Figure 71). En effet, une augmentation de la profondeur accroît le rayon hydraulique, et donc indirectement la largeur de berge s'accroît (bien que ce ne soit pas une généralité). Cependant, les coefficients de détermination calculés sur la base de la relation linéaire entre les taux d'incision et les paramètres hydrauliques sont très modestes. Ils indiquent des modèles linéaires à la puissance prédictive très faible, en particulier pour le bras Est

de l'île de Cu Lao Tay soumis à de fortes incisions ($R^2 \tau^\circ = 0,02$; $R^2 \omega = 0,17$). La variation de τ° et de ω n'explique pas les taux d'incision mesurés, d'une amplitude plus importante que la variation des paramètres hydrauliques. Sur le site d (Bassac), la relation est meilleure ($R^2 \tau^\circ = 0.52$; $R^2 \omega = 0.62$).

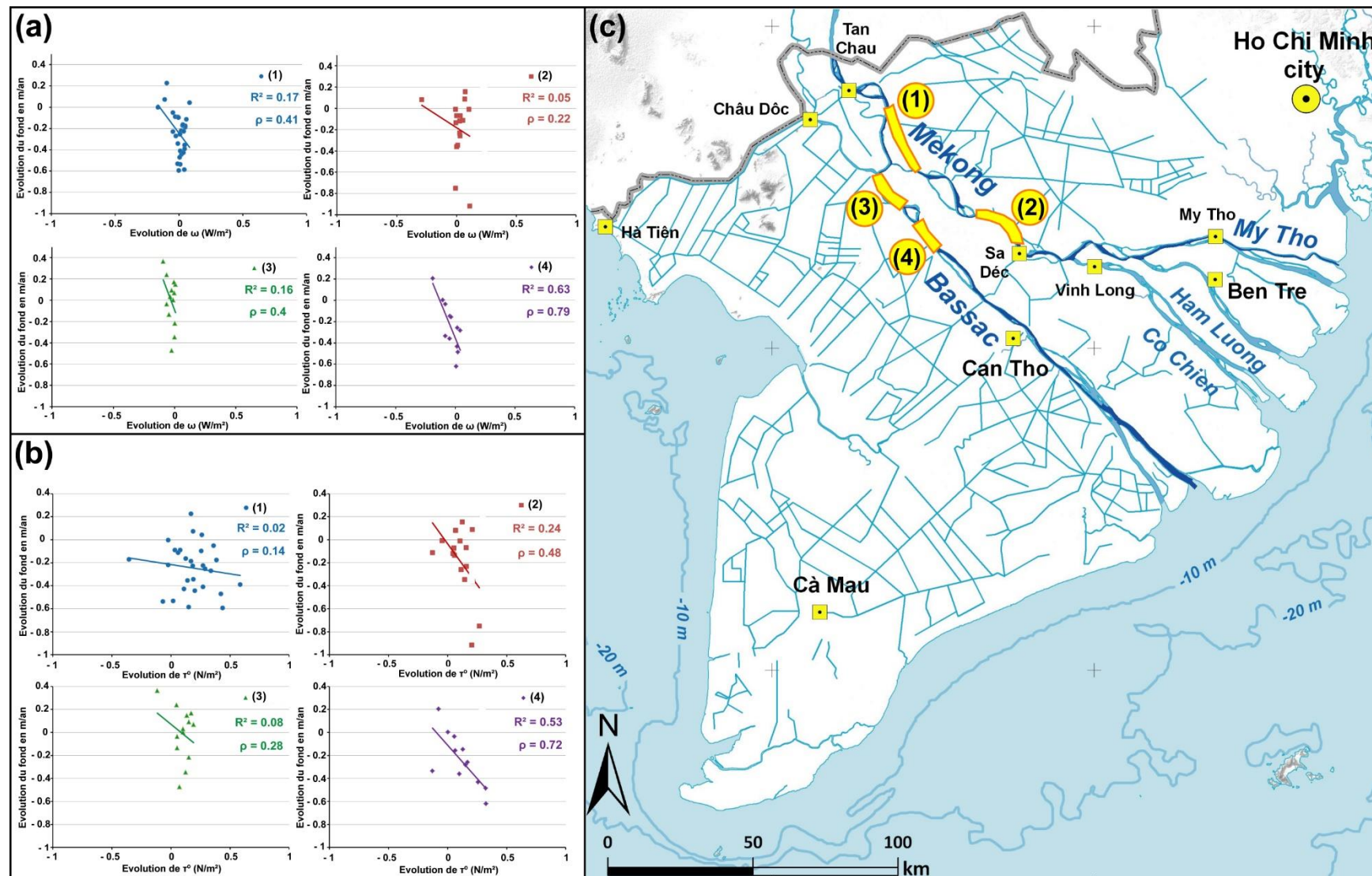


Figure 71 : Incision du chenal régressée contre la variabilité des paramètres τ^0 et ω pour quatre sites situés dans la partie centrale du Mékong sur la période 1998 - 2008.

(a) Variation de ω en fonction du taux d'incision du chenal. (b) Variation de τ^0 en fonction du taux d'incision du chenal. (c) Localisation des sites étudiés sur le delta.

5 Synthèse

Dans ce chapitre consacré à nos travaux sur l'évolution des chenaux deltaïques du Mékong avec son prolongement en bras du My Tho, et du Bassac, nous nous sommes concentrés sur l'analyse de l'évolution des talwegs des chenaux et de la morphologie des lits sur la période 1998 - 2008. Par ailleurs, nous avons calculé le bilan sédimentaire sur cette période et nous avons cherché à caractériser les relations entre l'évolution des chenaux et les paramètres d'écoulement morphogènes.

Nous avons retenu à partir de l'analyse des profils en long que le Mékong dans son cours principal présente des alternances entre mouilles (zones profondes) et seuils (zones peu profondes) très marquées. Au contraire, le Bassac et le My Tho le sont moins. L'évolution de ces profils indique clairement un approfondissement du lit pour l'ensemble des chenaux étudiés avec néanmoins des disparités spatiales. En effet, l'incision du lit sur le bras principal du Mékong est de -1,8 m en moyenne contre -1 m sur le bras de My Tho moins compétent en termes de puissance d'écoulement après deux diffluences majeurs. Sur le Bassac, l'approfondissement est de -1,34 m avec une dissymétrie entre la partie centrale du delta moins incisée (-1,33 m) et l'estuaire plus incisé (-1,46 m). L'incision sur l'ensemble des chenaux se traduit de deux manières : (1) l'approfondissement irrégulier des zones de seuils, et (2) l'extension en aval et en amont des zones de mouilles.

De manière plus qualitative, nous nous sommes intéressés à l'évolution de deux tronçons de chenal sur le Mékong au niveau de la grande île de Cu Lao Tay, sur le My Tho en aval de la diffluence avec le Ham Luong, et d'un tronçon sur le Bassac au niveau de la ville de Can Tho. Ces sites présentent des systèmes mouilles/seuils plus ou moins étendus. De manière générale, nous observons une forte incision sur l'ensemble de ces systèmes avec notamment l'apparition de fosses discontinues sur les zones de seuils et apparemment sans rapport avec la morphologie du lit en rapport avec un écoulement.

Le bilan sédimentaire montre clairement que le système s'est fortement incisé entre 1998 et 2008. Nous relevons que les pertes de volume sur la période pour le Mékong et le My Tho s'élèvent à environ 90 m³. Sur le Bassac, les pertes s'élèvent à environ 110 m³. La cartographie de ces variations de volume de l'enveloppe des chenaux s'appuie

sur la délimitation des zones de seuils et de mouilles. Nous montrons que les zones de seuils sont les plus impactées par l'incision du chenal.

Enfin, nous avons sélectionné quatre sites localisés dans la partie central du delta afin d'observer les relations entre l'évolution de profondeur du chenal et celle de paramètres hydrauliques morphogènes que sont la puissance d'écoulement par unité de surface (i.e. Unit Stream Power ; ω en W/m^2) et les forces tractrices sur le fond (i.e. Bed Shear Stress ; τ^o en N/m^2). Une relation linéaire entre l'évolution de ces éléments peut indiquer une évolution naturelle du chenal, et inversement, comme l'ont montré Antonelli *et al.* (2002) pour le Rhône. Les sites sélectionnés concernent des secteurs qui se sont fortement incisés sur le Mékong et le Bassac, sauf pour l'un d'entre eux. Les résultats de nos calculs montrent que les relations linéaires entre l'approfondissement des chenaux et l'évolution des paramètres τ^o et ω ne fonctionnent pas sauf pour le site peu incisé. Les implications de ces résultats sont discutées dans la partie suivante de la thèse.

Partie IV Discussion

Chapitre 1 : Développement et apports de la photogrammétrie aéroportée SfM

Un suivi morphométrique efficace requiert l'utilisation d'outils combinant des mesures à haute densité, précises et reproductibles. Les outils présentés dans cette section sont communément utilisés pour le suivi des plages, bien que les deux derniers d'entre eux soient relativement récents : le Tachéomètre (ou Station Totale), le GPS RTK, le LIDAR, le Scanner Laser Terrestre (SLT) et la Photogrammétrie SfM aéroportée, par ULM ou drone. Nous avons tenté ici de comparer les avantages et les limitations de chacun de ces outils au regard des performances de la Photogrammétrie SfM aéroportée, en termes de coûts opérationnels, de qualité de la restitution morphométrique, de couverture et de reproductibilité. Nous attribuons un rang d'efficacité de 1 (bas) à 3 (haut). Cette évaluation qualitative est résumée dans le *Tableau 7*. Comparées aux techniques de Photogrammétrie SfM, les techniques mentionnées précédemment pêchent généralement soit en termes de couverture spatiale, soit de reproductibilité. Les instruments classiques de topographie comme la Station Totale et le GPS RTK constituent un compromis entre un investissement raisonnable, une reproductibilité optimale et une précision de mesure très fine. En effet, il est possible de répéter aisément les observations en utilisant ces instruments ; cependant, la densité des observations est faible. Les MNT issus de ces techniques présentent bien souvent une approximation de la réalité, relativement dégradée, et leur couverture spatiale est limitée par la portée de l'instrument et le temps de mise en œuvre sur le terrain : par exemple, une couverture complète de la plage de Montjoly nécessite au moins trois jours d'observation, deux déploiements de la base RTK avec le risque que l'instrument soit volé ou dégradé.

Le LIDAR est probablement le meilleur outil développé à ce jour pour le suivi de larges surfaces de plage. Cependant, il s'agit d'un système très difficile à mettre en œuvre fréquemment du fait de son coût prohibitif. Le SLT apparaît comme un bon compromis entre le LIDAR et la topographie traditionnelle ; il est cependant encore cher à l'achat et souffre de limitations au regard du suivi morphométrique des plages. Il est limité, en effet,

en termes de portée et d'incidence du rayon à la surface de la plage. Son utilisation nécessite de fréquents déploiements pour une plage de plusieurs kilomètres de long. Pour Montjoly, nous avons estimé que 20 scans de la surface seraient nécessaires pour couvrir la plage. Sur des systèmes à évolution rapide comme celui de la plage de Montjoly, le SLT requiert plus d'un jour d'acquisition, et par conséquent le raccord entre les observations de chaque scan sera probablement difficile tant les morphologies changent. De plus, le signal laser du SLT ne sera pas réfléchi sur les surfaces en eaux, comme celles de la zone intertidale de la plage. Donc, le SLT nous semble assez peu adapté pour cartographier une plage dans son ensemble.

Technique de suivi	Coût relatif	Reproductibilité	Précision	Qualité des MNS/MNT	Emprise spatiale
Station totale	+++	+++	+++	+	+
GPS RTK	+++	+++	+++	+	+
SLT	++	++	+++	+++	+
LIDAR	+	+	++	+++	+++
Photogrammétrie SfM	+++	+++	++	+++	+++

Tableau 7 : Comparaison qualitative de l'efficacité des méthodes de restitution morphométrique des plages en termes de coût relatif et de reproductibilité.

Cette dernière est fonction du coût global de mise en œuvre de la technique, de sa facilité de mise en place sur le terrain et de la technicité du post-traitement. L'efficacité des différents paramètres est notée faible (+), moyenne (++) et haute (+++).

La photogrammétrie SfM aéroportée apparaît comme supérieure en de nombreux points aux autres techniques, à l'exception des techniques lasers qui, à défaut d'être plus précises, affichent peu de variations dans l'erreur de la mesure. On différenciera ici la photogrammétrie aéroportée par drone et par ULM. La technique nécessite des optiques de haute qualité pour prendre les photographies, un ordinateur avec une forte puissance de calcul, du matériel de topographie et du petit matériel de géoréférencement. En effet, la technique requiert l'utilisation d'un système GPS RTK pour géoréférencer les PCQ. La qualité des MNS/MNT générés est clairement supérieure à celle des suivis topographiques traditionnels, et similaire à celle des techniques basées sur le laser. Cependant, au-delà des espaces « contrôle » par les PCQs le modèle tend à être déformé de manière non-linéaire. En effet, les techniques basées sur le laser en métrologie

fournissent des précisions plus homogènes que la photogrammétrie SfM (Ouédraogo *et al.*, 2014).

Les principales différences entre le drone et l'utilisation d'un ULM pour ces applications résident dans la résolution, la précision et la couverture spatiale des observations. Bien que nous n'ayons pas utilisé un drone dans le cadre des travaux de cette thèse, nous l'avons toutefois employé récemment dans le cadre d'un projet hors-thèse portant sur le suivi morphométrique d'un banc de vase (Projet ANR BIOMANGO). Le drone est très flexible et son déploiement se fait à la convenance de l'utilisateur et en fonction des contraintes météorologiques. Il augmente donc la reproductibilité de la mesure et son coût opérationnel est plus raisonnable que pour l'utilisation de l'ULM. La résolution des modèles est meilleure car les photographies sont prises de moins haute altitude. Cependant, la durée des vols de cet appareil est relativement réduite avec 15 à 30 minutes d'autonomie de vol en moyenne selon les modèles. Ceci n'est pas suffisant pour couvrir rapidement et en une fois la plage de Montjoly. Les vols en ULM présentent les avantages de couvrir donc de plus grandes distances en un minimum de temps (1 h pour la plage de Montjoly). Cependant, le suivi des plans de vols est moins précis qu'avec un drone car dépendant de l'expertise du pilote, et la résolution des images est moins bonne car les vols s'effectuent à minima à 100 m du sol. L'utilisation du drone ou de l'ULM doit donc être pensée en fonction de l'emprise à couvrir.

Malgré tout, la photogrammétrie aéroportée SfM offre probablement le meilleur compromis entre le coût, la précision, la couverture et la reproductibilité de la mesure.

Chapitre 2 : Le modèle de rotation de plage sous l'influence externe des bancs de vases : de nouvelles perspectives

Proposé par Anthony et Dolique (2004, 2006), le modèle de rotation de plage sous l'influence externe des bancs de vases décrit, à partir d'observations de terrain (topographie, cartographie diachronique du trait de côte), les différentes phases du cycle de rotation bidirectionnelle des plages de baies de l'île de Cayenne. L'originalité de la rotation de plage dans ces baies est d'être contrôlée par les bancs de vases transitant vers l'ouest. Néanmoins, une partie des mécanismes spatiaux et temporels conceptualisés dans le modèle d'Anthony et Dolique (2004, 2006) n'ont jamais été directement observés. En effet, l'atténuation des houles du large par des vases dans le cadre de la rotation est une supposition jamais vérifiée, excepté lorsque les phénomènes d'envasement dans la baie arrivent à leur terme et les restes de vase attachés aux plages sont démantelés. Par ailleurs la temporalité des différentes phases d'un cycle de rotation ainsi que leur intensité sont encore peu connues. En effet, Anthony et Dolique (2004) ont observés un cycle de rotation pendant une phase positive du phénomène El Niño au début des années 2000. Le phénomène fut intense avec des reculs de plusieurs mètres de plage par jour dans la partie Nord de la baie de Montjoly en particulier, suivis d'importantes et spectaculaires destructions de maisons sur la plage.

L'analyse des résultats obtenus sur la plage de Montjoly permet une nouvelle lecture plus documentée de la phase de transition et du début de la phase de banc. En effet, la photogrammétrie aéroportée permet d'observer et de quantifier précisément la morphologie subaérienne et intertidale de la plage de Montjoly (*Figure 72*). Les données hydrodynamiques apportent des indications très nettes sur l'atténuation des houles en provenance du large. La cartographie de la bathymétrie de la baie révèle la forme d'une barre vaseuse annonciatrice de la fermeture de la baie par le banc de vase. Quant aux modélisations de propagation de vagues sur cette bathymétrie, elles apportent un regard nouveau sur l'effet de cette barre sur l'hydrodynamique de la plage en phase de banc.

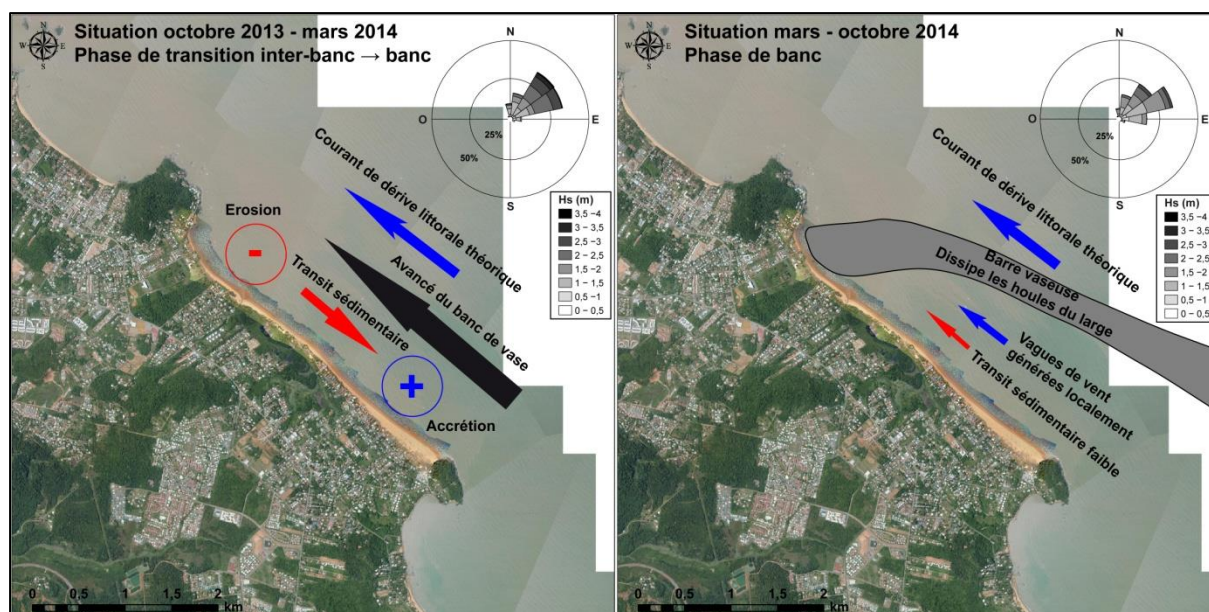


Figure 72 : Résumé de la dynamique hydro-morpho-sédimentaire liée à la rotation de la plage de Montjoly lors de notre étude.

La combinaison des différentes observations de terrain et de l'hydrodynamisme au large et à la côte permet en effet de conclure que le phénomène de rotation de cette plage observé entre octobre 2013 et octobre 2014 est lié à l'approche d'un banc de vase ayant franchi le fleuve Mahury à l'Est de la baie de Bourda-Montjoly (Figure 72). Ce phénomène de rotation sous l'influence d'un banc de vase se surimpose sur un héritage morpho-sédimentaire en déficit de sable sur les secteurs 1, 2, 3 et 4 au Nord de la plage. Le stock de sable hérité de la dernière phase inter-banc fut en partie remobilisé vers le large et le Sud de la baie par un forçage hydrodynamique extrême survenue entre le 14 et 16 janvier 2013. En effet de fortes houles de Nord (H_s : 5 m, T : 18 s) générées par une tempête en Atlantique Nord se sont propagées jusqu'aux côtes de Guyane et avaient rudement impacté la morphologie de la plage, en particulier dans les secteurs 2, 3 et 4. Une étude récente du BRGM (2015) montre que ces houles de tempête de janvier 2013 ont provoqué un recul de 30 à 40 m du profil de plage dans les secteurs cités précédemment. Le stock de sable s'est en partie déplacé vers le large et vers le Sud-Est de la baie, et les profils, très larges sur la période 2011-2012, apparaissent comme réfléchissants, avec une berme très infléchie. Les secteurs SE de la plage entament leur engraissement à partir de cette tempête de janvier 2013 (BRGM, 2015). Nous supposons que la phase de « transition » dans cette baie est intervenue dans le courant de l'année 2013. En effet, nos observations débutent à partir d'octobre 2013 et incluent une période insuffisamment documentée

entre février 2013 (date du dernier levé topographique du BRGM) et fin octobre 2013. Sur la période de fin octobre 2013 à fin mars 2014, soit cinq mois, nous observons un basculement important du stock de sable entre le NO et le SE de la plage. La partie NO est fortement érodée et affiche des formes d'érosion tel un profil très réfléchissant, une berme infléchie et des talus d'érosion, contrairement au secteur SE qui lui est clairement en engraissement avec un profil de plage dissipatif gagnant sur la mer. Ces éléments montrent clairement un courant de dérive littorale orienté vers le Sud. Les relevés hydrodynamiques indiquent une atténuation des houles du large dans la baie. Les simulations hydrodynamiques du large montrent des vagues provenant en majorité du NE et susceptibles de créer un courant de dérive dirigé vers le Nord. Or, nous observons un bilan sédimentaire largement positif vers le Sud de la plage et en déficit sur les secteurs Nord. Le courant de dérive littorale est inversé par rapport à l'incidence des houles du large. Ces observations semblent indiquer une diffraction des houles incidentes probablement lié à l'avancée du banc de vase dans la baie, en conformité avec le constat d'Anthony et Dolique (2004). La temporalité de ce phénomène est ici de quelques mois. Il ne s'agit probablement pas d'un phénomène lié à la saisonnalité du climat de houle qui est dominé par les houles de NE malgré des épisodes de houles de Nord ponctuels et assez énergiques sur cette période. Ces épisodes de houles de Nord peuvent induire une accélération du transit sédimentaire vers le Sud de la baie, expliquant le rythme rapide de la rotation de la plage observée.

La succession de la phase de transition inter-banc → banc vers une phase de banc est très marquée. Sur la période mars 2014 à octobre 2014, les houles du large sont relativement peu énergiques comparées à celles de la période précédente et elles proviennent du NE ou d'ENE à E. Il s'agit de vagues liées à un régime d'alizés. Ces vagues devraient induire un transport sédimentaire vers le Nord de la plage. Or, à l'aide des relevés hydrodynamiques fin Juin 2014 et fin octobre 2014, nous avons observé une très nette diminution de l'énergie des houles déferlant à la côte. Le plan d'eau est très peu agité avec des vagues d'une dizaine de centimètres et des périodes très hétérogènes, indiquant une agitation liée à des vagues de vent. Cette situation se maintient jusque fin octobre 2014. En effet, la cartographie de la morphologie subtidale révèle clairement la présence d'une barre vaseuse fermant la plage dans son extrémité NO et orientée vraisemblablement vers le large au regard de la faible agitation dans le secteur SE de la plage. Divers auteurs (Allison *et al.*, 2004 ; Anthony *et al.*, 2010, 2014 ; Gardel *et al.*, 2011 ;

Gensac et al, 2015) ont montré clairement l'efficacité de l'atténuation de la houle sur les barres vaseuses formées en tête d'un banc de vase. Dans le cas de la baie de Montjoly, la faible agitation observée est la conséquence de la génération de vagues de vent sur une superficie réduite entre la barre et la côte. D'un point de vue morpho-sédimentaire, le SE de la plage a continué à s'engraisser au-delà de mars 2014, ce qui devrait clôturer la phase de transition. Quant à la partie NO, la morphologie de plage indique une stabilité dans son évolution. Nous avons observé un sapement du pied de talus matérialisé par une marche d'une hauteur de 0,3 m en moyenne indiquant une reprise des sédiments par le clapot formé dans la baie. La formation de cette marche s'observe sur l'intégralité de la plage et les apports nets de sédiments, bien que légers, sur les secteurs 2 et 4 indiquent un transport sédimentaire réduit vers le NO de la baie. Le démantèlement de la plage à proximité de la lagune des Salines est la conséquence d'une intervention dans le cadre de la prévention des risques d'inondation dans le courant de la saison des pluies 2014 (Antoine Gardel, communication orale). En effet, les formes de plage étant figées, le bourrelet de sable colmatant l'exutoire de la lagune en mars 2014 s'est maintenu, provoquant une surélévation du plan d'eau de la lagune qui a entraîné une inondation des zones pavillonnaires limitrophes. La conséquence de cette action est la plus grande pénétration de la marée et la plus forte capacité des courants de jusant à saper la plage et à élargir l'ouverture du chenal. Il s'ensuit un remaniement du delta du jusant qui a pu alimenter le secteur 2 en sédiments, expliquant le relatif exhaussement de la plage intertidale.

Les simulations REF/DIF sur la cartographie de la bathymétrie d'octobre 2014 apportent des informations précieuses sur l'hydrodynamisme de cette baie. Elles permettent de : (1) déterminer l'influence de la barre vaseuse sur le régime de houle provenant du large, et (2) fournir des estimations de la direction du courant de dérive littorale en fonction de quatre contextes typiques des côtes de Guyane et deux atypiques (fortes houles et houles de tempêtes). Néanmoins, ces simulations sont à utiliser comme des schémas hydrodynamiques. En effet, le modèle considère la barre vaseuse comme un obstacle rigide, or ce n'est pas le cas et la crème de vase est un dissipateur d'énergie de la houle plus efficace que les brises lames artificiels, ce qui explique les écarts entre les valeurs mesurées et celles modélisées à la côte. L'analyse de nos simulations permet de penser que la barre vaseuse entraîne le déferlement/dissipation de l'ensemble des houles propagées dans les six scénarii. Les scénarii 1, 4, 5 et 6 simulent des houles typiques des

états de mer au large des côtes de Cayenne que l'on a retrouvé dans le courant du mois d'octobre 2014. En règle générale, nous avons retenu que les houles les moins intenses semblent mieux se propager au-delà de la barre, tandis que les houles plus typiques de ces côtes tendent à déferler sur la barre et à dissiper plus de la moitié de leur énergie. La présence d'une brèche dans la barre favorise les effets de diffraction et de réfraction localisés de la houle incidente. Située sur des hauts fonds rocheux ponctuels, cette brèche devrait être en mesure de se maintenir à la faveur de la forte agitation sur ce secteur, liquéfiant les dépôts vaseux. Le niveau de marée entre des pleines mers de vives eaux et des pleines mers de marées exceptionnelles joue assez peu dans l'équilibre hydrodynamique de cette baie. Les houles les plus fortes, comme celles provenant de la tempête de janvier 2013, tendent à déferler au large et dissipent efficacement les vagues résiduelles sur la barre, quel que soit le niveau de marée. En termes de direction de propagation, la période d'octobre 2014 est très hétérogène entre des dérives orientées tantôt vers le SE et vers le Nord de la plage.

Nous retiendrons que, conformément au modèle Anthony et Dolique (2004), la présence d'une barre vaseuse fermant la baie est le paramètre déterminant de la phase de banc. Cette forme est un dissipateur très efficace des houles, y compris des houles de tempêtes. Cependant, la liquéfaction d'une partie de la barre sous l'action de fortes houles peut probablement créer des brèches laissant se propager les vagues vers la côte de manière très localisée, au risque de provoquer des phénomènes locaux de submersion et d'érosion côtière sur des profils de plage peu actifs et résilients.

Chapitre 3 : Processus érosifs « inter-banc » d'une côte vaseuse

A petite échelle, nous avons observé que la côte entre les estuaires de l'Organabo et du Maroni est en recul sur la période 1976 – 2014 avec néanmoins de fortes disparités entre les périodes 1976 – 1999 et 1999 – 2014. En effet, sur la première période, nous avons observé que les phases inter-banc étendues ont induit une dynamique de recul malgré la migration de deux bancs de vases (bancs de vases 1 et 2). En effet, ces derniers protègent la côte de l'érosion en dissipant les houles du large, mais ils sont peu étendus (20 km d'emprise le long de la côte) et ils ne se caractérisent pas, sur cette période, par une colonisation importante par la mangrove. La période 1999 – 2014 présente des phases inter-banc à la dynamique érosive très marquée et des phases de banc suivies d'une colonisation très rapide par la mangrove, y compris sur le banc de vase 2. Sur cette dernière période, nous notons l'arrivée par l'Est d'un banc de vase (banc de vase 3) autrement plus massif que les bancs précédents. De toute évidence, l'absence de colonisation par la mangrove des bancs de vases 1 et 2 sur la période 1976 – 1999 montre que ces édifices sont restés en état de forte liquéfaction, à la différence de la période 1999 – 2014. En effet, nous avons observé que les bancs, y compris le banc 2, sont rapidement colonisés par la mangrove et que de larges barres vaseuses sont visibles à marée basse sur les images. Selon Gratiot *et al.* (2007), la formation des barres vaseuses est reliée au forçage de la houle : une plus forte agitation accroît la formation de ces barres et, par conséquent, la colonisation rapide de ces formes par des forêts de mangroves (Proisy *et al.*, 2009). Gratiot *et al.* (2007) indiquent par ailleurs des fluctuations de l'agitation au large de la Guyane sur la période 1960 – 2005, dans leur analyse des données historiques de houles à partir de la base de données ERA-40. En effet, leurs observations mettent en évidence, sur la période 1976 – 1992, une augmentation progressive et légère de l'intensité du climat de houles au large avec des valeurs de hauteurs significatives évoluant de 1,3 à 1,4 m en moyenne pour des périodes de 7 à 8 s et une incidence de 15 à 20° par rapport à la normale à la côte. A cette augmentation progressive succède à partir de 1996 une période d'agitation plus marquée au large avec des valeurs moyennes de hauteurs significatives de 1,5 à 1,6 m pour des périodes plus longues de 8,5 s et une incidence plus faible de 10 à 12°. Ces données peuvent indiquer une forte contribution du

forçage océanique dans la consolidation et la dynamique des bancs de vase sur cette côte, ce qui est renforcé aussi par le travail récent de Walcker *et al.* (2005). Concernant l'évolution des espaces inter-banc et la dynamique érosive, le forçage de l'agitation au large est probablement un important contributeur aux taux d'érosion observés en combinaison avec la nature locale des faciès côtiers des zones inter-banc. En effet, nous avons remarqué que sur la période 1999 – 2014, lorsque le polder est exposé aux houles, son recul est très rapide, plus que sur les côtes encore naturelles. Nous rentrerons dans le détail des processus d'érosion sur le polder dans la section suivante.

Dans cette section nous nous focaliserons sur la dynamique hydro-morpho-sédimentaire de la parcelle du polder étudiée. En effet, les connaissances sur les morphologies côtières et les processus d'érosion lors des phases inter-bancs sont encore lacunaires et nous proposons en ce sens de nouvelles observations.

Nous avons, à l'issue de l'analyse de nos relevés de terrain, établi une forte causalité entre l'érosion de cette parcelle, le recul du chenier et l'intensité de l'agitation du plan d'eau. En premier lieu, à l'échelle journalière, le cycle tidal semi-diurne joue un rôle important. En effet, la plateforme commence à être immergée 2 h en moyenne après le pic de basse mer et le déferlement des houles devient pleinement efficace sur l'ensemble de la structure sur une fenêtre de 6 h centrée sur le pic de pleine mer. Ces aspects d'évolution de la hauteur du plan d'eau et donc du déferlement des vagues induisent en partie la morphologie de talus convexo-concave dans le bas de la zone intertidale et de la plateforme vaseuse (*Figure 73*). Le deuxième paramètre contrôlant l'apparition de ces formes est la nature et la rhéologie des roches en place. Cet aspect sera développé plus loin dans cette discussion. Concernant le forçage des vagues provenant du large, nous déduisons de nos observations qu'il est le principal agent morphogène sur ce système. Sur la période octobre 2013 – mars 2014, à la faveur d'un climat de houle plus intense, nous avons observé la formation de large « baies » dans la plateforme vaseuse sur le secteur Est de la parcelle. Cela indique que l'incidence des vagues de Nord-Est et d'Est ont contribué à la création de ces formes d'érosion, alors que les vagues de Nord, pourtant plus énergiques, ont probablement contribué modérément à l'érosion de la plateforme. L'ouverture de ces « baies » a permis, sur la seconde période de mars à juillet 2014 dominée par les vagues de NE et E, d'entretenir un démantèlement accru de la plateforme par l'Est. Lorsque l'agitation du plan d'eau diminue sur la période de juillet à octobre 2014,

la dynamique érosive est moins intense. Par conséquent, nous en déduisons que l'intensité de l'agitation au large est un paramètre de contrôle de l'intensité de l'érosion du substrat vaseux et que les vagues de NE et E contribuent majoritairement, pour notre site, à l'apparition de larges « baies » d'érosion et au creusement continu de ces dernières. Nous ne pouvons nous prononcer cependant sur la détermination du ou des paramètres contrôlant la position de ces baies sur la partie plus exposée aux houles de NE et d'E. Anthony *et al.* (2010) suggèrent que la morphologie en « dents de scie » sur les côtes en phase d'inter-banc peut être liée : (1) au régime d'orbitale des houles incidentes à la manière de la formation des croissants de plages sur les côtes sableuses, et (2) à des fragilités dans la structure des vases favorisant le démantèlement de certaines surfaces par rapport à d'autres. Les anciennes digues perpendiculaires à la côte, malgré leur démantèlement progressif par la dynamique érosive, semblent créer des effets de réfraction des vagues entrant par l'ancien chenal tidal, et ceci participe au surcreusement de ce dernier. De plus, la plateforme vaseuse permet de faire déferler la houle et de la dissiper avant qu'elle n'impacte le chenier.

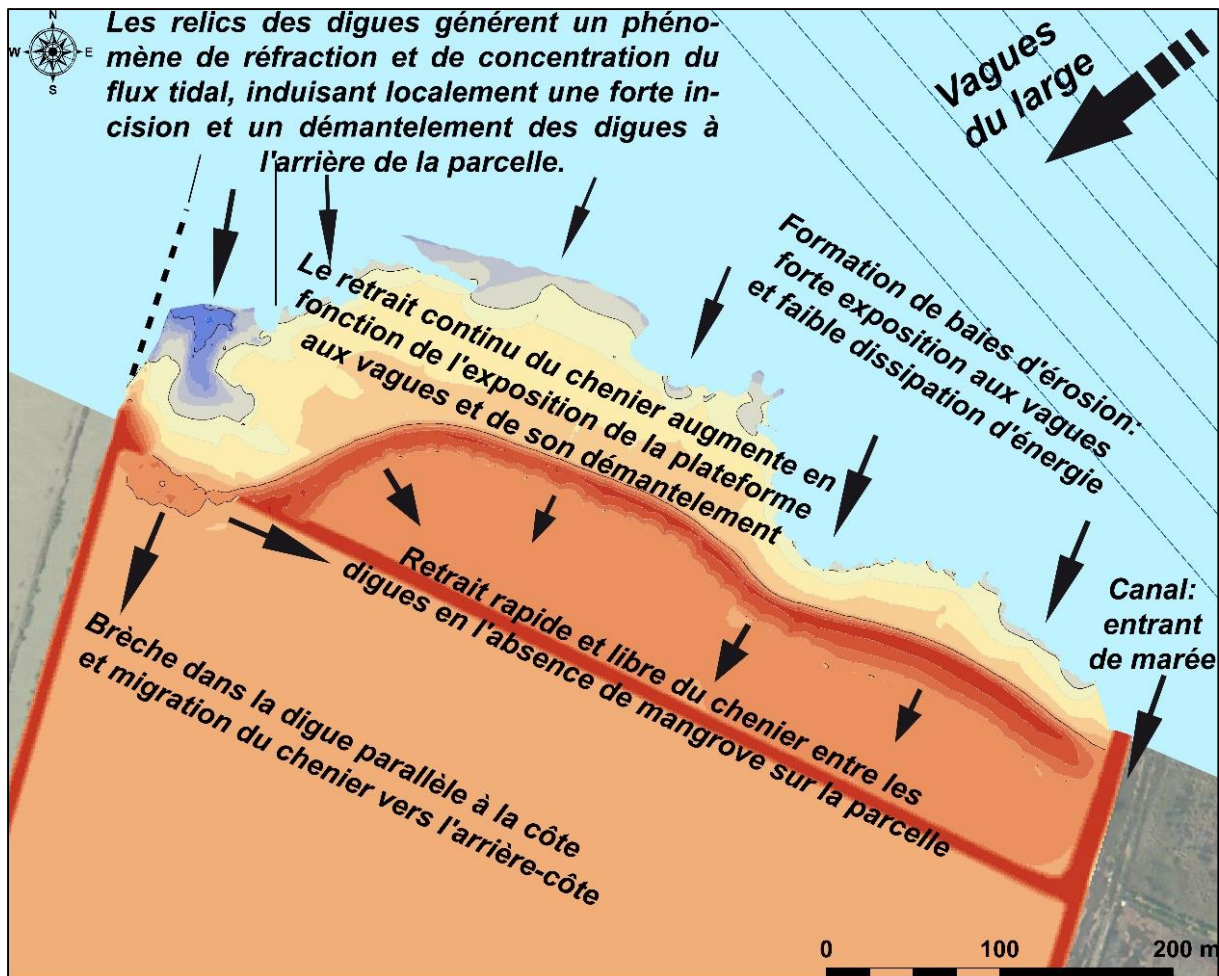


Figure 73 : Résumé de l'ensemble des conditions dynamiques hydro-morpho-sédimentaires observées à l'échelle de la parcelle du polder en érosion étudié entre octobre 2013 et octobre 2014.

Par conséquent, la dynamique de recul du chenier est fortement liée à celle de la plateforme vaseuse. En effet, le recul du chenier s'effectue par débordement et entraînement des sables vers l'arrière. Nous avons observé que la position et la morphologie du chenier sont liées à l'extension de la plateforme vaseuse au-devant de la plage. Lorsque la plateforme est très étendue, le chenier se positionne à 70 – 80 m du déferlement lors de la basse mer et adopte un profil de plage réfléchissant et étroit contrastant avec la forte dissipation des vagues sur la plateforme. Dans cette situation, le chenier migre vers l'arrière à la faveur de débordements de faible intensité qui remobilisent les sables depuis la base du profil vers la berme et l'arrière (*Figure 73*). Cette dynamique permet d'exhumer de nouvelles surfaces de la parcelle, prêtes à être démantelées progressivement par les houles. Lorsque la plateforme est très érodée et que son extension est faible au-devant du chenier, ce dernier adopte une forme de brèche très dissipative et aplanie. En effet, les débordements sont plus intenses et on observe des

cônes de débordement étendus (40 m) vers l'arrière-cordon. L'explication de ce phénomène réside dans le fait que le déferlement s'effectue plus près du chenier et que la plateforme dissipe moins efficacement l'énergie des houles. Nous avons, par ailleurs, remarqué que les digues perpendiculaires à la côte jouent un rôle de séquestration des sables au sein de la parcelle. Par conséquent, le stock de sables ne doit guère varier au sein du site d'étude, ce qui explique aussi la discontinuité des cordons de sables entre deux parcelles. Lorsque la dynamique de recul de la plateforme permet aux houles de déferler sur la digue arrière de la parcelle, nous observons un basculement du sable vers la parcelle suivante et une continuité du cordon entre les deux parcelles malgré une forte dissymétrie.

Après nous être intéressés à la morphodynamique à l'échelle de la plateforme vaseuse et du chenier, nous nous sommes concentrés sur l'observation des processus d'érosion du substrat vaseux (*Figure 74*). En effet, l'érosion de ce substrat est la marque majeure de la dynamique érosive des côtes en phase d'inter-banc alors que le recul du chenier n'est que la face visible. Un certain nombre de travaux ont traité des mécanismes d'érosion des substrats vaseux en Guyane (Gratiot *et al.*, 2007 ; Anthony *et al.*, 2010 ; Gensac, 2012). Ces travaux ont mis en exergue les processus de liquéfaction et de resuspension des vases plus ou moins indurées par les vagues. Gensac (2012) observe, par ailleurs, sur le prisme d'érosion en arrière du banc de Kourou, des mécanismes érosives de fracturation des vases consolidées via la formation de fentes de dessiccation à marée basse. Ces seuls processus ne peuvent expliquer le démantèlement moyen journalier de $-465,8 \text{ m}^3$ de substrat sur notre site. D'après nos observations sur la nature du substrat, la bioturbation et la rhéologie des vases sont aussi à prendre en compte.

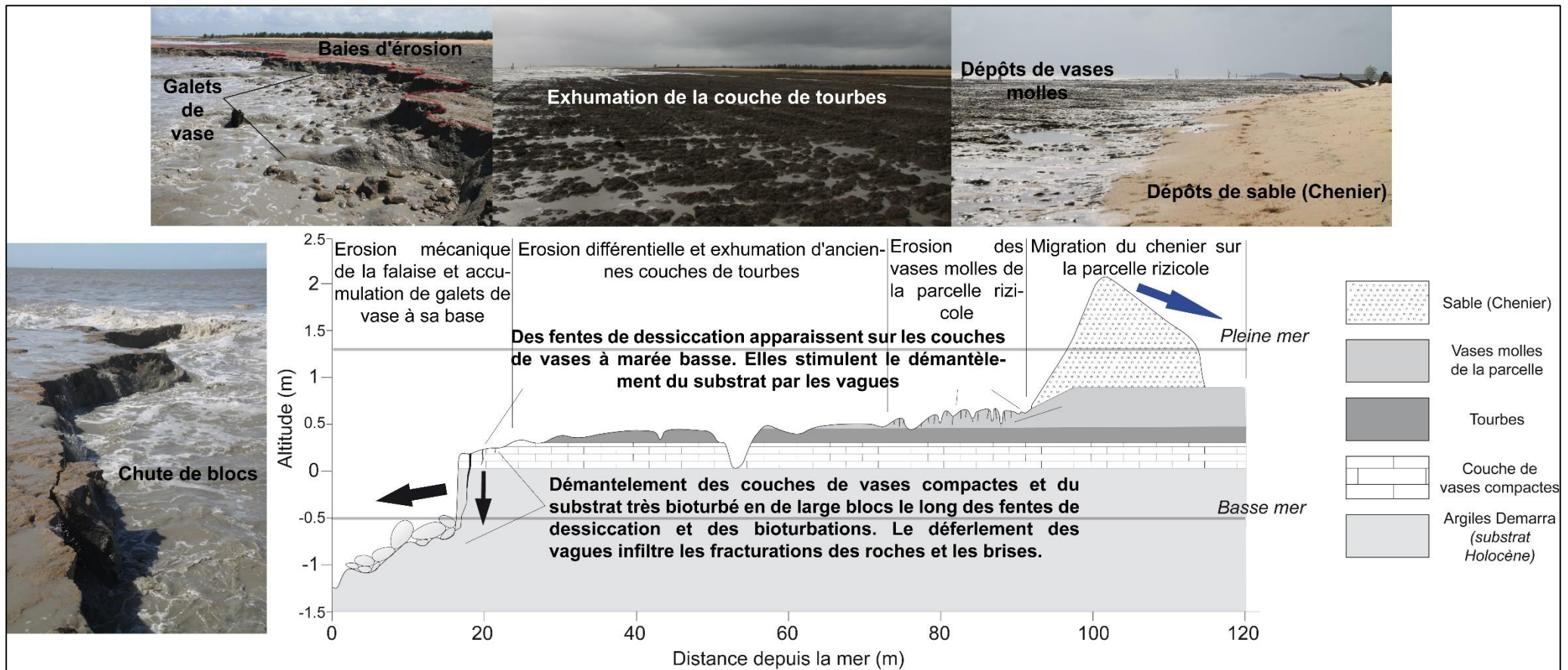


Figure 74 : Description à plus grande échelle des processus d'érosion du substrat vaseux et du retrait du chenier observés au terme de notre étude.

En effet, nous avons observé que les argiles bleues d'âge Demerara sont très bioturbées. Cette bioturbation, accompagnée du processus de liquéfaction de la vase, qui lui donne une plus grande élasticité, fragilise ce substrat. Lorsqu'une vague déferle, il en résulte une inondation des cavités bioturbées affleurantes et leur mise en contrainte, ce qui engendre une fracturation du substrat. Le réseau dense de bioturbation permet l'extension de ces fractures et in fine l'arrachement du matériel de manière alvéolaire. A ce processus se surimpose la formation de talus d'érosion de un mètre environ surmontés par une couche d'épaisseur relativement régulière (20 à 40 cm) d'argiles grises denses, incluant des éléments de substrat exogènes d'apports locaux, et peu bioturbés. La constitution de ces talus est probablement due, d'après nos observations, à la présence de cette couche d'argiles compactes. En effet, cette dernière, bien que susceptible d'être liquéfiée et remaniée comme le montre l'allure moutonnée du substrat, présente des cicatrices d'arrachement et des plans de fractures très nets et frais au niveau du talus d'érosion. Le plan de fracture se propage par ailleurs jusqu'à la base du talus de manière plus discontinu, à la faveur du réseau de bioturbation des argiles mères. Lors de la marée basse, les vases de la partie sommitale se dilatent suite à l'exposition à de fortes chaleurs et des fentes de dessiccations apparaissent. Ces fentes, organisées en réseau, sont autant de lignes de fractures exploitables lors du déferlement des vagues pour briser le substrat et propager la fracture sur environ 1 m d'épaisseur. Les argiles grises sommitales sont aussi soumises au processus de liquéfaction qui les rend plus plastiques, et la présence de matériaux exogènes facilite probablement la création de lignes de fractures. Les dépôts de vases effondrées sont repris et roulés par les vagues et forment ensuite des galets de vases qui se liquéfient ou se brisent sous l'action des vagues. Sur la plateforme elle-même, nous observons un gradient d'érosion qui évolue avec le gradient de dissipation des vagues. En effet, près du talus d'érosion, la couche de tourbe est décollée des argiles grises au niveau de l'horizon stratigraphique. L'épaisseur des tourbes augmente par ailleurs à mesure que l'on s'approche du chenier. Cette observation semble indiquer un gradient d'arrachement décroissant des matériaux tourbeux à mesure que l'on s'éloigne du talus d'érosion où les vagues déferlent à marée haute. Les vases molles mêlées aux sols issus de l'exploitation de la parcelle subissent les processus de liquéfaction et de fracturation le long des fentes de dessiccation apparues lors de l'exposition diurne de la plateforme à marée basse. L'emprise, la taille et le démantèlement de ces dépôts dépendent essentiellement de la largeur de la plateforme. Lorsque la plateforme est large, elle dissipe

plus efficacement l'énergie des vagues et l'emprise de ces dépôts est plus grande au-devant du chenier, et inversement. L'exhumation de ces dépôts, et plus généralement de nouvelles surfaces de la parcelle, est liée au recul du chenier, qui dépend lui-même de la dynamique de démantèlement de la plateforme.

Chapitre 4 : Anthropisation croissante et déstabilisation de la structure du delta du Mékong

Dans ce chapitre, nous ouvrons la discussion sur (1) la part d'évolution naturelle ou de caractère artificiel, sous l'emprise anthropique, des chenaux du Mékong et du Bassac étudiés au sein du delta, et (2) plus généralement sur la dégradation des conditions de sédimentation, moteur de la progradation et de la pérennité de l'édifice deltaïque, liée à la pression anthropique sur les ressources sédimentaires du fleuve Mékong. Le premier volet reprend les discussions et les conclusions publiées dans *Geomorphology (Elsevier)* de l'article de G. Brunier *et al.* (2014), tandis que le second fait référence à l'article publié dans *Scientific Reports (Nature Publishing Group)* d'Anthony *et al.* (2015), auquel le doctorant a contribué en tant que second co-auteur, et dont les travaux sont issus du projet « DELTAS » du Belmont Forum.

1 Evolution non-naturelle de la géométrie des chenaux deltaïques

L'évolution des profils en long des chenaux montre qu'ils sont sujets à des incisions, importantes en amplitude, et très irrégulières entre 1998 et 2008 (*Figure 65*). La morphologie des chenaux montre que le système de seuils et mouilles très irréguliers est préexistant. En 1998, on observe les premières marques de l'activité d'extraction minière par la présence de fosses discontinues, morphologie typique des extractions d'alluvions, localisées sur les secteurs de seuils. En 2008, les lits se sont globalement incisés avec l'élargissement des mouilles préexistantes et l'apparition de larges fosses morphologiquement discontinues sur les secteurs de seuil. Le système dans son ensemble perd d'importantes quantités de matériel (*Figure 69*), traduisant un bilan sédimentaire négatif sur la période étudiée. Les faibles relations statistiques entre les taux d'incision du chenal et les paramètres hydrauliques de puissance d'écoulement et de forces tractrices (*Figure 70*) montrent que les incisions sont trop importantes pour être uniquement liées aux contraintes locales d'écoulement et qu'il faut introduire un paramètre anthropique, comme l'ont montré Antonelli *et al.* (2004) sur le Rhône en France. En effet, nous n'observons pas d'évolution significative du débit liquide du Bassac au niveau de Chau

Doc sur la période 2000-2007 (*Figure 75*). L'une des curiosités dans cette évolution de la géométrie des chenaux concerne le secteur estuarien du Bassac qui s'est fortement incisé (-1,46 m en moyenne sur la période de l'étude) alors que la dynamique estuarienne tend à un piégeage des sédiments à l'intérieur de l'estuaire durant la saison d'étiage (Wolanski *et al.*, 1996). L'évolution du talweg du bras principal du Mékong est plus irrégulière que sur le bras du My Tho qui accueille une partie de la puissance hydraulique du fleuve. Les pertes de sédiments sur le bras de My Tho sont probablement compensées par le piégeage estuarien des sédiments.

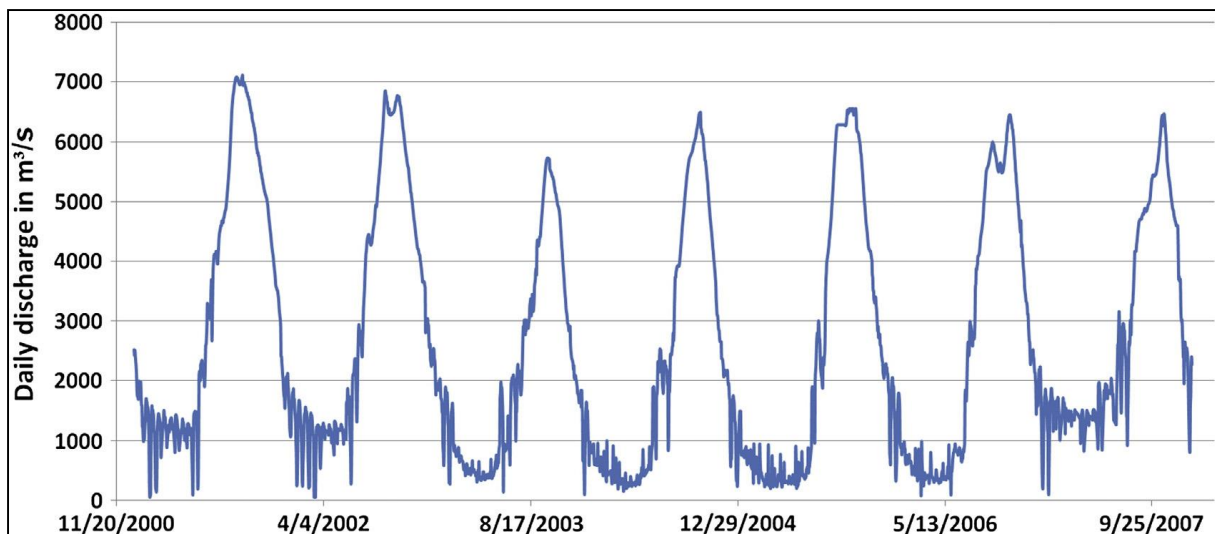


Figure 75 : Evolution du débit journalier du Bassac, sur le delta du Mékong, Vietnam, de novembre 2000 à septembre 2007, mesuré au niveau de la station de Chau Doc.

Cet ensemble de données suggère que l'évolution des lits étudiés, basée sur une courte période de 10 ans, n'est pas guidée par des phénomènes naturels. Sur cette courte échelle de temps, les modifications de la morphologie des lits des chenaux deltaïques et les pertes de sédiments peuvent être attribuées aux deux principales perturbations anthropiques sur le bassin du fleuve : (1) les barrages sur le bassin amont du Mékong et (2) les extractions de granulats dans les chenaux deltaïques en amont (Brunier *et al.*, 2014).

(1) L'impact des barrages

L'importante perte de volume sur ce système pourrait refléter un déficit sédimentaire résultant de la rétention des sédiments par les barrages chinois opérationnels sur le Lancang (Mékong chinois). Une vision plus claire de cette situation

est néanmoins nécessaire car il manque des données exploitables concernant les flux sédimentaires du fleuve.

(2) Les extractions de granulats

L'exploitation à grande échelle des ressources en granulats charriés par le Mékong est datée des années 1990 et s'est intensifiée à la faveur du développement urbain dans la région, notamment au niveau de Phnom Penh (Pierdet, 2008). Ces pratiques ont atteint des proportions alarmantes à partir de 2009 (Global Witness, 2010), encouragées par la forte et croissante demande en sable de l'industrie civile, et les exportations massives de sable du Cambodge vers Singapour. Une étude de terrain non-exhaustive sur les extractions de matériaux en lit mineur du Mékong, conduite par Bravard *et al.* (2013a) au Cambodge, au Laos, en Thaïlande en 2011 et partiellement au Vietnam en 2012, estimait les volumes extraits autour de 35 millions de m³/an, dont 90% de sables. Le Vietnam totalise à lui seul 7,75 million de m³ de volume de sédiments extraits pour l'année 2012 sur les seuls bras du Bassac et du Mékong, prolongé du Co Chien (Bravard *et al.*, 2013a). Les volumes extraits des bras du Ham Luong et du My Tho n'ont pas été recensés dans cette étude. Les extractions de sables en lit mineur sont considérées par Bravard *et al.* (2013a) comme ayant un rôle majeur dans le bilan sédimentaire du fleuve Mékong. Les volumes documentés par ces auteurs extrapolés sur une période de 10 ans, représentent, pour le Vietnam, près du tiers des 200 millions de m³ de déficit que nous avons mis en évidence sur les bras du Mékong et du Bassac.

La nature relativement hétérogène et discontinue des changements de géométrie des lits et la distribution des pertes de sédiments suggèrent fortement que ces dernières sont les conséquences directes de ces extractions massives de sédiments, menées à une échelle industrielle sur ce delta (*Figure 76*). Un exemple prégnant est l'évolution marquée de la morphologie du Bassac face à la ville de Can Tho (*Figure 68*). Nous avons aussi observé que les extractions de sables sont intenses dans le secteur estuarien du Bassac. Malheureusement, nous n'avons pas pu établir de corrélations quantitatives entre les fosses de dragues observées dans nos données et les sites d'extraction. Les données publiées par Bravard *et al.* (2013a) ne présentent pas les mêmes échelles spatiales et les mêmes temporalités que notre étude. Ces auteurs relèvent cependant que les sites miniers sont extrêmement mobiles et dépendent de l'abondance ou de la carence en ressources directement exploitables. Sur les 118 sites évoqués comme étant en opération

entre 2011 et 2012, 55 ont deux ans d'existence et 33 d'entre eux trois ans. Bravard *et al.* (2013a) indiquent aussi que les meilleurs sites d'extraction sont localisés sur les dépôts d'alluvions datés de la dernière crue annuelle du fleuve.



Figure 76 : Photographies de février 2012 montrant une extraction quasi industrielle des sables du Mékong dans le lit du fleuve, au niveau de Phnom Penh, Cambodge.

(a) Dragage opérant sur une barge à même le lit.

(b) Les sables extraits sont stockés sur une barge mobile assurant les navettes entre les points de déchargement au sol et la drague.

Les extractions massives d'alluvions dans le lit mineur du fleuve conduisent à un abaissement du niveau du lit (incision) et de la ligne d'eau, et accroissent la pente du fond. Les sédiments charriés sont piégés graduellement dans les fosses de drague et les comblent. Bravard *et al.* (2013a) interprètent la mobilité des sites d'extraction comme reflétant la lente reconstitution des sites précédemment minés. Bien qu'une partie des fosses de dragage puisse être comblées par le charriage d'alluvions, les extractions de granulats génèrent un déficit net en sable, ce qui est confirmé par les pertes nettes de matériels entre 1998 et 2008 mises en évidence par notre étude. En conséquence, il s'ensuit une diminution de la charge sédimentaire transportée par la lame d'eau et une augmentation de la force tractrice, déclenchant potentiellement une érosion régressive. La lame d'eau dans le chenal se recharge en érodant et charriant les sédiments du fond, amenant vers une extension des mouilles. Les fosses de drague devraient être graduellement comblées et la pente du talweg devrait retourner à sa valeur d'équilibre, mais le chenal se sera approfondi dans le même temps. Ceci peut expliquer la relation modérément significative entre l'évolution de la géométrie et de l'hydraulique du chenal du Bassac au niveau du site (d) (*Figure 71*). Cette dynamique de comblement peut expliquer les approfondissements généralement moins marqués sur les secteurs amont des chenaux étudiés, spécialement en aval de la frontière vietnamo-cambodgienne et de Phnom Penh (*Figure 69*) : les volumes importants déposés peuvent être liés à des comblements par charriage en provenance des intenses activités minières dans le Mékong cambodgien. Le Cambodge représente en effet, la part la plus importante des estimations volumétriques de l'étude de Bravard *et al.* (2013a) avec plus de 60% des volumes extraits. Ces derniers sont concentrés essentiellement sur le système complexe de confluence/diffuence entre le Mékong, le Bassac et le Tonlé Sap au niveau de Phnom Penh, et servent à soutenir la croissance et l'extension urbaine de la ville (*Figure 77*). De plus, Dietsch *et al.*, (2014) constatent un approfondissement des chenaux du Mékong au Cambodge qu'ils associent à l'activité minière.



Figure 77 : Extraction massive des sables afin de répondre aux besoins croissants du secteur du bâtiment, photographies de février 2012 prises à Phnom Penh, Cambodge.

(a) Conduite de rejet associée à un système de dragage du fond par succion monté sur la barge au second plan.

(b) Terre-plein en cours de construction sur une berge du Bassac près de Phnom Penh.

D'autres conséquences possibles de l'approfondissement des chenaux générés par les activités minières sont la déstabilisation et l'érosion des berges, devenues rampantes sur le delta (Hung *et al.*, 2006 ; Miyazawa *et al.*, 2008), les intrusions tidales plus loin vers l'amont (Wolanski *et al.*, 1996 ; Wolanski *et Spagnol*, 2000 ; Thanh *et al.*, 2004), et une érosion côtière accrue liée au déficit des apports en sédiments du fleuve à la côte (Anthony *et al.*, 2013 ; Loisel *et al.*, 2014). Ce dernier aspect sera abordé plus en détail dans le second chapitre de cette partie.

Concernant l'érosion des berges, l'exemple de l'île de Cu Lao Tay fournit d'intéressantes observations. Une évolution négative de la puissance spécifique apparaît dans les secteurs où les forces tractrices s'accroissent, comme dans la partie centrale de ce bras (*Figure 66*). L'accroissement général des forces tractrices dans les secteurs profonds du chenal est cohérent avec l'incision du chenal, mais cette incision n'est pas causée par le courant mais par les extractions de sable. De la même façon, la diminution de la puissance spécifique (paramètre dépendant de la largeur du chenal) traduit un élargissement du chenal et une érosion des berges. **Nous posons l'hypothèse que les extractions de granulats dans le lit du fleuve accroissent l'instabilité des berges.**

Le delta du Mékong est fortement aménagé par des digues et des ouvrages d'ingénierie afin de protéger les populations et les infrastructures des crues et de l'érosion des berges ainsi que pour prévenir des intrusions salines sur les cultures et les exploitations piscicoles (Kuenzer *et al.*, 2013). Des modélisations à partir d'outils SIG réalisées par Hoa *et al.* (2007) suggèrent que les digues et enrochements de berges dans le delta accroissent la vitesse du courant dans le chenal et les canaux artificiels, exacerbent l'érosion des berges et l'incision du chenal. Ces aménagements aggravent aussi l'intensité des inondations dans les secteurs non protégés du delta, ainsi que le risque de rupture catastrophique de digue dans les espaces protégés.

Luo *et al.* (2007) ont rapporté les effets des extractions massives et incontrôlées de sables sur la Rivière de Perles en Chine du Sud, sur plusieurs décennies. **Leurs résultats montrent des modifications morphologiques du lit du chenal deltaïque similaire à celles que nous avons observées sur le Mékong : un large approfondissement du chenal et une distribution irrégulière de fosses discontinues issues de l'exploitation minière des sables du fleuve.** Une propagation plus efficace de l'onde de marée et des intrusions salées vers l'amont pendant la saison d'étiage du

fleuve, et une érosion côtière, ont aussi été rapportées sur le delta de la Rivière des Perles (Luo *et al.* 2007 ; Zhang *et al.*, 2010).

2 Erosion côtière et pérennité de l'édifice deltaïque : les mécanismes de déstabilisation de la dynamique morpho-sédimentaire

La durabilité du delta du Mékong est un enjeu majeur en Asie du Sud-est sur les plans économiques, environnementaux et alimentaires (*voir Partie I, Chapitre 1*). L'édifice, les populations et les activités économiques et agricoles que le delta accueille en son sein sont aujourd'hui menacés par plusieurs aléas qu'exacerbe le manque de gestion des ressources naturelles du fleuve et de son delta. L'un des aspects prégnants de la déstabilisation du delta est la diminution de sa progradation et même une érosion côtière rampante sur de larges portions. Cette discussion souligne les phénomènes d'érosion côtière et les mécanismes favorisant cet aléa. Elle est la prolongation directe de la réflexion initiée précédemment sur l'évolution des chenaux fluviaux deltaïques en lien avec les extractions de sables et elle ouvre sur une perspective plus inquiétante à long terme concernant la vulnérabilité du delta.

3 Mobilité du trait de côte du delta : arrêt de la progradation et érosion côtière

Le comportement dynamique du trait de côte du delta du Mékong sur la période 2003-2012 est découpé et décrit en trois secteurs (*voir Partie I, Chapitre 1, 2, pour rappel de la description de ces trois secteurs*) : le secteur des neuf estuaires à dominante sableuse (9E), la côte dominée par les vases en mer de Chine du Sud (MCS), et la côte vaseuse face au Golfe de Thaïlande (GdT). L'érosion affecte essentiellement les côtes vaseuses du delta avec des taux de retrait annuel excédant communément les -50 m/an, spécialement le long des 180 km de la MCS où 90% de la côte est en retrait (*Figure 78*).

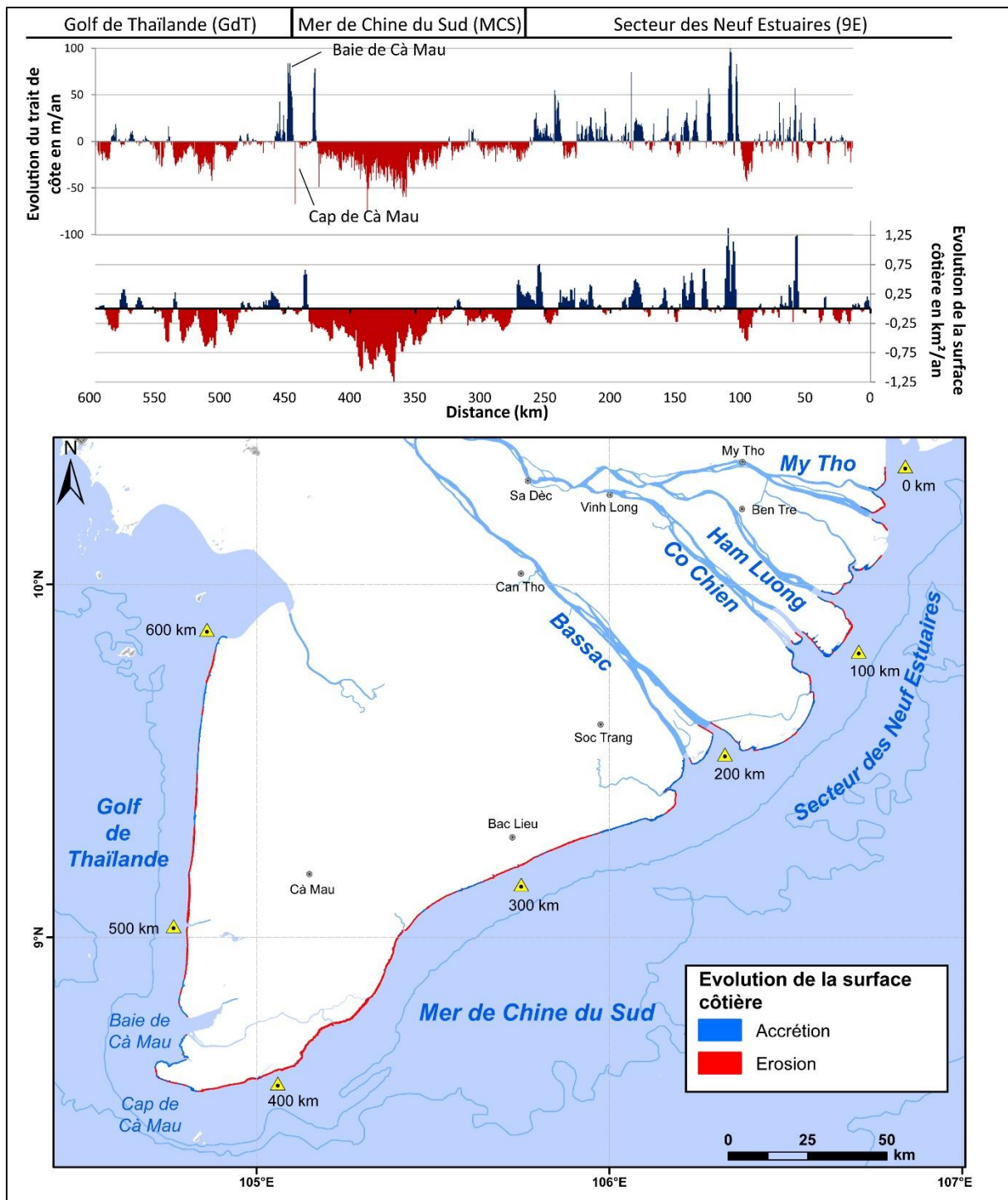


Figure 78 : Evolution du trait de côte du delta du Mékong sur la période 2003 – 2011/2012 par interprétation d'images SPOT 5.

Les graphiques présentent l'évolution des côtes du delta : (1) position de la côte le long de profils perpendiculaires (graphique du haut, en m/an) et (2) surface de l'espace côtier émergé (graphique du bas, en km²/an). La carte présente l'évolution côtière du delta en termes de surfaces en accrétion et en érosion. Nos données sont segmentées en trois secteurs: le secteur des neuf estuaires (9E) et les côtes vaseuses en Mer de Chine du Sud (MCS) et face au Golfe de Thaïlande (GdT).

Plus de 50 % des 600 km de côte du delta du Mékong sont en érosion sur la période 2003 – 2012, avec cependant des variations remarquables. Bien que l'érosion côtière soit moins intense sur la GdT, elle concerne néanmoins 60 % de ces 200 km de côtes. Cette évolution est marquée par des pertes significatives de surfaces de terre émergées sur ce delta le long de la MCS et du GdT (*Tableau 8*). Le delta a perdu près de 5 km² de surface côtière entre 2003 et 2012, ce qui est particulièrement élevé pour un delta initialement fortement progradant. Cette érosion rampante contraste avec la croissance massive vers le Sud-ouest de l'édifice deltaïque sur les trois derniers millénaires (*Figure 7*). Le taux net d'érosion est atténué par le secteur sableux 9E, qui montre une nette progradation, nonobstant un comportement d'érosion et d'accrétion hétérogène et irrégulier (*Figure 78*).

Secteur	2003 - 2007		2007 - 2012	
	Evolution perpendiculaire à la côte (m/an)	Evolution en surface de la bande côtière (km ² /an)	Evolution perpendiculaire à la côte (m/an)	Evolution en surface de la bande côtière (km ² /an)
Secteur des neuf estuaires (9E) (220 km)	+4,24	+0,78	+5,17	+0,263
Secteur de la Mer de Chine du Sud (MCS) (180 km)	-6,41	-2,019	-12,53	-2,715
Golfe de Thaïlande (GdT) (200 km)	-2,15	-0,87	-2,20	-0,575

Tableau 8 : Taux d'évolution moyens annuel des côtes du delta du Mékong.
La longueur en km du linéaire côtier de chaque secteur est indiquée entre parenthèses.

L'analyse d'Anthony *et al.* (2015) montre des aspects intéressants de cette dynamique côtière lorsque les deux périodes d'analyse d'images SPOT 5 récentes à haute résolution (2003-2007 vs 2006/7-2011/12) sont comparées (*Figure 78 et Tableau 8*): (1) une forte décroissance des valeurs d'accrétion est observée sur le secteur 9E (de +0,78 km²/an à 0,26 km²/an), et (2) le retrait du trait de côte et l'érosion côtière le long du secteur vaseux de la MCS est exacerbé (de -6,4 m/an à -12,5 m/an, soit des pertes de surface évoluant de 2 km²/ans à 2,7 km²/an sur 180 km de côtes vaseuses). Bien que les pertes nettes de surface côtière diminuent sur le secteur du GdT (de 0,87 km²/an à 0,57 km²/an), l'érosion tend à se généraliser sur la bande côtière (de 62 à 64 % de la côte est en érosion).

4 Phénomènes déstabilisant le delta

La position du trait de côte du delta du Mékong sur la temporalité décennale de cette étude peut être considérée comme résultant de l'équilibre entre l'énergie des houles incidentes et la quantité de sédiments disponibles pour la dissiper. La subsidence affectant le delta doit aussi être prise en compte car ce phénomène impacte directement les apports sédimentaires à la côte et la sensibilité du delta à l'érosion côtière (*Figure 79*). En effet, l'abaissement de la vaste plaine deltaïque du Mékong mise en évidence et cartographiée par Erban *et al.* (2014) crée un espace d'accueil supplémentaire qui doit être comblé par plus de sédiments. La subsidence sur les secteurs côtiers exacerbe aussi l'érosion de la côte, qui plus basse, permet une plus faible dissipation de l'énergie des houles et une plus forte remobilisation des sédiments côtiers. Anthony *et al.* (2015) montrent dans leur analyse qu'il n'y a pas de variation significative dans le régime énergétique des houles affectant le delta sur la période étudiée. Le principal facteur d'érosion affectant plus de 50% des côtes de ce delta est la décroissance des apports sédimentaires en provenance du fleuve. Cette baisse est probablement aggravée par la rétention du flux sédimentaire dans le delta et le bassin du Mékong, arbitrée par les activités humaines.

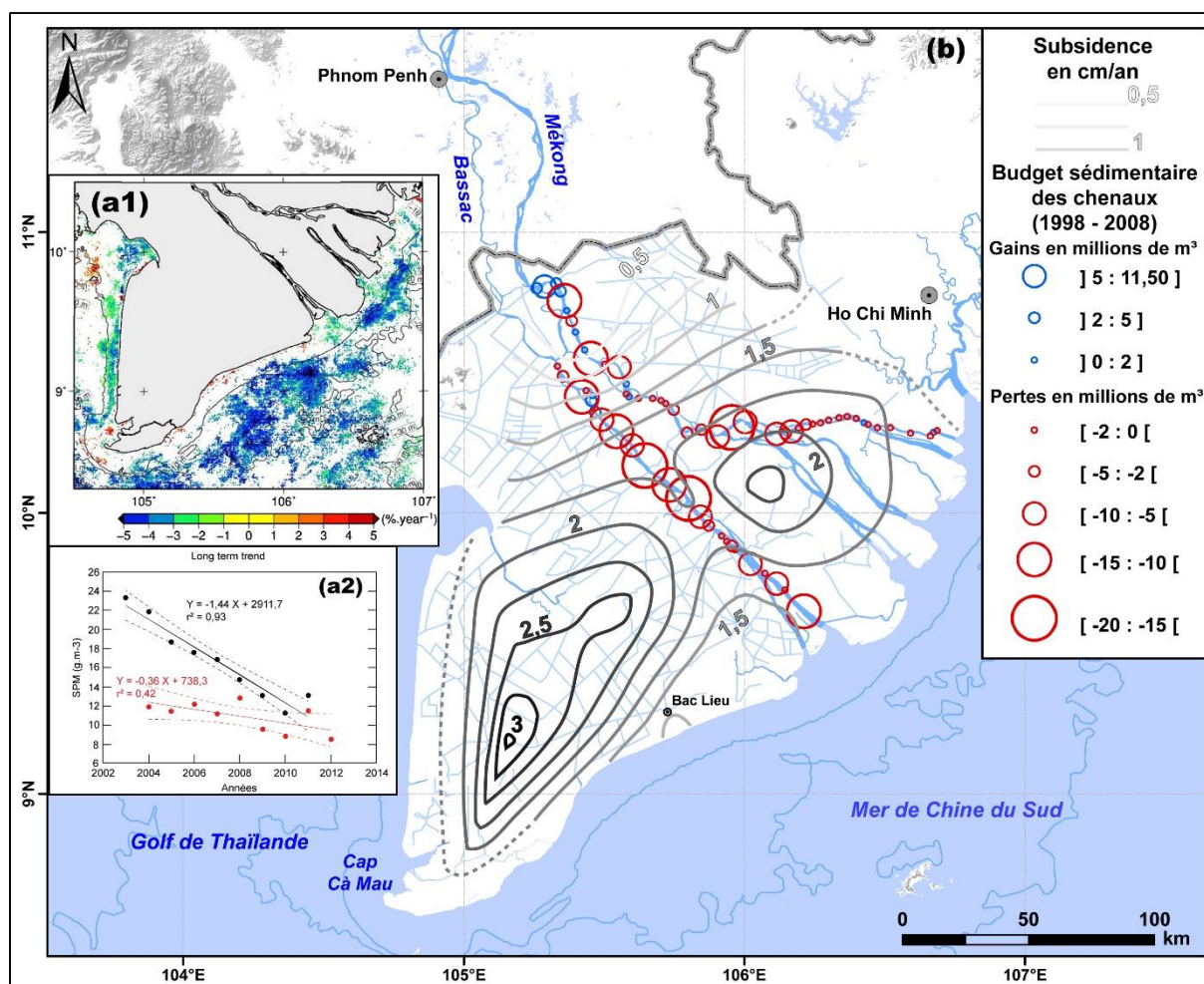


Figure 79 : Aspects de bilan sédimentaire et de subsidence dans le delta du Mékong, modulés par les activités humaines.

(a) Carte et graphique montrant les tendances significatives en %/an de l'évolution de la concentration de la charge en suspension aux embouchures (Loisel et al., 2014).

(b) Carte montrant (1) les modifications de la charge de fond des chenaux du Mékong et du Bassac sur une décennie (1998 - 2008) caractérisée par la perte de 200 Mm³ de sédiments attribuée à l'exploitation commerciale massive des sables charriés par le fleuve, et (2) les taux de subsidences (Erban et al., 2015).

Les barrages opérés à travers le fleuve Mékong (Figure 6) apparaissent comme la cause principale de la baisse des apports sédimentaires du fleuve au delta. Mais comme explicité précédemment dans cette thèse, il est nécessaire de considérer aussi les extractions commerciales à grande échelle des sables dans les chenaux du Mékong comme un des contributeurs à l'érosion côtière du delta (Figure 6 et Figure 79). Bien qu'il existe un consensus concernant les impacts négatifs des barrages existants et à venir sur le transit sédimentaire (Wang et al., 2009 ; Kummu et al., 2010 ; Kondolf et al., 2014 ; Manh et al., 2015), les estimations peu fiables de la charge sédimentaire du Mékong et les

implications géopolitiques à l'échelle d'un bassin regroupant six pays n'ayant défini aucune stratégie commune dans la gestion des ressources du fleuve, sont deux facteurs qui empêchent une quantification fiable de la fraction du budget sédimentaire du fleuve piégé derrière ces ouvrages. L'évolution dans le temps des concentrations de la charge en suspension de surface de la colonne d'eau au niveau des embouchures du Mékong fournit un proxy intéressant qui souligne la baisse des apports sédimentaires du fleuve à la côte (*Figure 79*) ces dernières années (Loisel *et al.*, 2014). Derrière la forte variabilité saisonnière de cette charge dans les eaux côtières sous influence du Mékong (*Figure 8*), Loisel *et al.* (2014) ont déterminé une robuste tendance, de -5% de la concentration en charge suspendue, par année sur la période 2003 et 2012 à partir de l'analyse numérique des données d'imagerie hyperspectrales MERIS. Cette chute annuelle a été attribuée à la baisse persistante des apports de sédiments du Mékong pendant la saison des pluies où le fleuve entre en crue et expulse d'importantes quantités de sédiments vers les eaux côtières (Loisel *et al.*, 2014). A partir de l'analyse des conditions d'agitations au large (hauteurs significatives et direction des vagues ; <http://www.ncep.noaa.gov/>), de la vitesse et de la direction des vents de surfaces dérivés de calibration et assimilation croisées des données de vents océaniques de surface (SSM/I, TMI, AMSR-E, SeaWinds sur QuickSCAT, et SeaWinds sur ADEOS-2 ; <http://podaac.jpl.nasa.gov/node/31>), Loisel *et al.* (2014) montrent que cette baisse de la charge n'est pas liée à des modifications des conditions hydrodynamiques côtières (faible resuspension des sédiments) en mer de Chine du Sud, celle-ci ne montrant pas de changements significatifs sur la période analysée. La variabilité des conditions de houle au large du delta est aussi minimisée par les processus d'atténuation des vagues sur une avant-plage au gradient de pente peu marquée (Phan *et al.*, 2015). De plus, aucune modification significative des débits de crues du Mékong pouvant expliquer la perte annuelle de 5% de la charge de particules fines en suspension dans les eaux côtières du delta n'a été observée (Loisel *et al.*, 2014 ; Brunier *et al.*, 2014). Cette décroissance récente et persistante est très vraisemblablement due à un effet de rétention sédimentaire par des barrages (Loisel *et al.*, 2014).

Les données MERIS pour le mois de janvier en pleine saison sèche sur la période 2003-2012 (Loisel *et al.*, 2014) semblent suggérer un fort lien entre l'érosion côtière et les concentrations en suspension. La trame uniforme de ces concentrations le long de la côte en janvier (*Figure 8*) représente le transport de vases et la ceinture de resuspension associée, à partir des estuaires, ainsi qu'une production biologique mineure (< 5%)

(Unverricht *et al.*, 2013), mais reflète sans doute aussi l'érosion de la côte vaseuse MCS (*Figure 78*) sous le régime énergétique des houles qui prévalent durant cette saison (*Figure 8*). Le rôle significatif de l'énergie des vagues d'infragravité au contact avec le substrat vaseux de la MCS a été identifié par Phan *et al.* (2015).

Ceci souligne le rôle prépondérant des houles de mousson de Nord-Est en saison sèche, qui plus énergétiques et plus longues, impactent plus frontalement la MCS (Anthony *et al.*, 2015). Les secteurs réduits de l'avant-côte (au-delà de 10 m d'isobathe) présentant une évolution positive de la concentration en sédiments suspendus le long des côtes de la MCS les plus touchées par l'érosion (Loisel *et al.*, 2014) (*Figure 79*) sont sans doute à relier à la resuspension des sédiments érodés (Anthony *et al.*, 2015).

Les extractions massives de sédiments dans le lit du Mékong (*Figure 6, Figure 69 et Figure 79*) conduisent à une réduction significative de la charge de fond, essentiellement sableuse, apportée à la côte (Brunier *et al.*, 2014). La décroissance de cette charge de fond disponible pour la côte impacte directement les taux de progradation du delta, spécialement dans le secteur 9E où la charge sableuse est séquestrée par les processus de réfraction des houles associés aux multiples exutoires (Anthony, 2015). Bien que ce secteur montre de nettes valeurs d'accrétion (*Figure 78*), cette accrétion a nettement décliné comparativement aux taux de progradation du delta durant l'Holocène récent déterminé par la datation des successions de paléo-cordons sableux (Tamura *et al.*, 2012). Les taux actuels de progradation dans ce secteur sont de seulement 25% de ceux dérivés des analyses stratigraphiques portant sur les taux de sédimentation holocène du delta (Xue *et al.*, 2010). Cette décroissance dans la progradation de l'édifice est probablement expliquée par un changement dans les précipitations et l'intensité des moussons et dans la fourniture en sédiments au delta (Tamura *et al.*, 2012). Anthony *et al.* (2015) interprètent, cependant, le motif irrégulier des changements dans ce secteur (*Figure 80*) comme reflétant les ajustements du trait de côte à une baisse de l'approvisionnement en sable attribuée aux activités minières sur le fleuve.

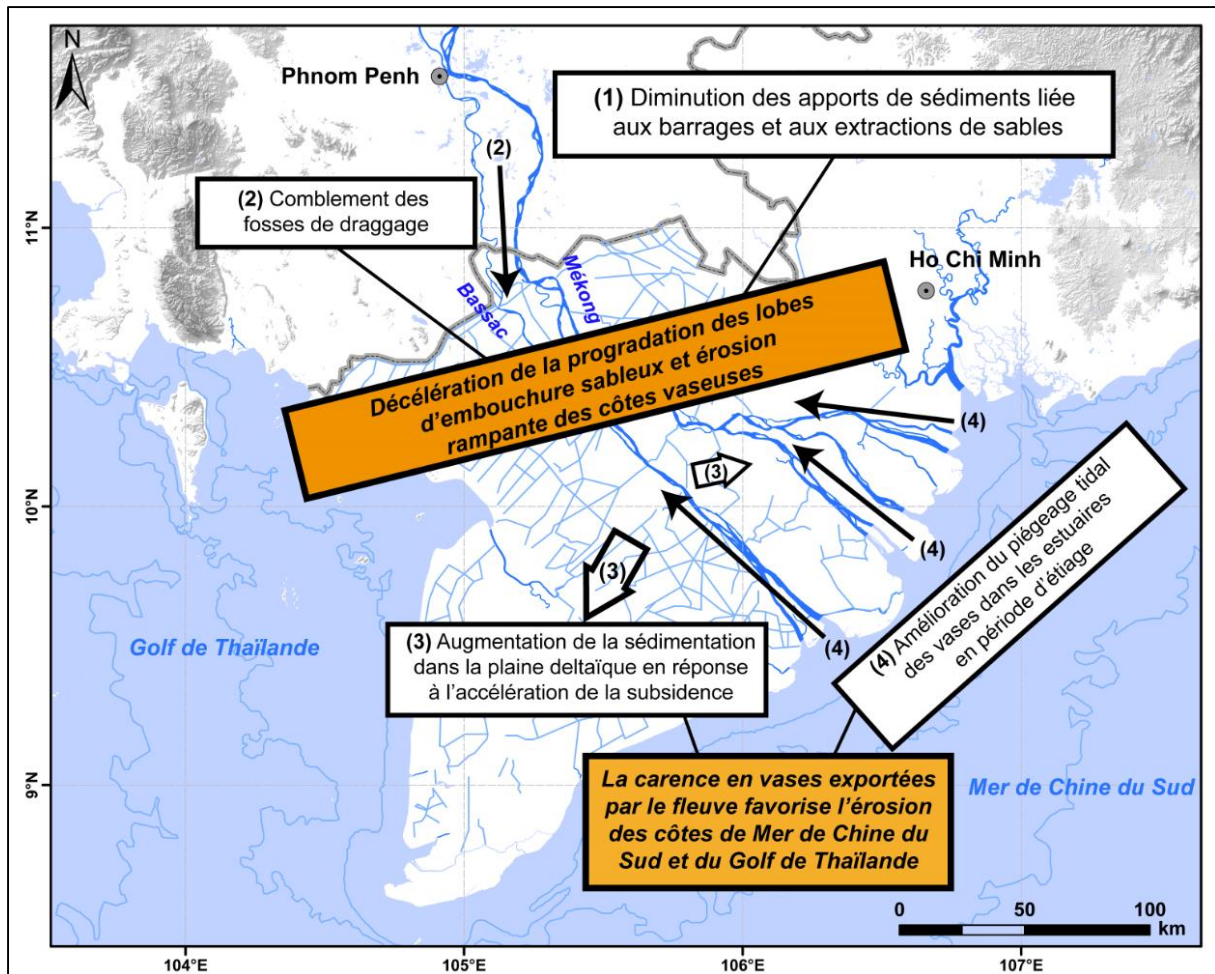


Figure 80 : Liens mécanistiques entre l'érosion côtière du delta du Mékong et la baisse des apports sédimentaires du fleuve à la côte liée à l'anthropisation croissante du fleuve et du delta.

Le delta du Mékong est aujourd'hui exposé à une subsidence accélérée initiée par l'exploitation des nappes d'eaux souterraines par pompage (Erban *et al.*, 2014). Les taux de subsidence sont particulièrement forts dans le secteur SO du delta (Figure 79), où les dépôts deltaïques sont constitués de vases aisément compactables. Des taux de subsidence relativement élevés, 1,5 à 2 cm/an, sont aussi typiques des espaces près de la bande côtière (Figure 78) qui montrent les plus forts taux d'érosion du delta, entre les localités de Bac Lieu et la Pointe de Ca Mau (Figure 78).

La combinaison de la subsidence accélérée du delta et de l'incision des chenaux fluviaux causée par les extractions de sables à grande échelle sont à même d'exacerber l'érosion sur le delta au travers de liens mécanistiques indirects résumés par la Figure 80 (Anthony *et al.*, 2015). Les activités minières génèrent des changements dans la morphologie fluviale et impactent le budget sédimentaire (Brunier *et al.*, 2014), et

probablement la sédimentation par débordement dans la plaine deltaïque. Ceci affecte en conséquence le stockage de sédiments dans le chenal et dans la plaine d'inondation, ainsi que l'apport de sédiments à la côte. Ces liens impliquent une compétition autour des sédiments dans un contexte de réduction des apports fluviaux, entre la plaine deltaïque affectée par la subsidence, les chenaux deltaïques approfondis, et les secteurs d'estuaires où les vases côtières sont stockées avant leur redistribution vers les côtes de la MCS et du GdT (Anthony *et al.*, 2015). L'ensemble de ces liens impliquent potentiellement une déperdition de vases le long des côtes, ces vases tant nécessaires à l'amortissement de l'énergie des houles et assurant l'avancée de la côte. Une clarification fine de ces processus et du budget sédimentaire est cependant nécessaire et requiert des données variées sur les aspects de sédimentation côtière. En créant un espace d'accueil supplémentaire pour la sédimentation, la subsidence du delta pourrait accentuer encore l'érosion côtière. Les nombreux canaux artificiels qui maillent la plaine deltaïque et communiquent avec les chenaux fluviaux ont aussi un effet mécanique additionnel sur le stock de vases charriés par le Mékong en piégeant une partie de ces dernières, les rendant indisponibles pour le stock côtier. Les relations entre les canaux, dont un grand nombre sont endigués, et la sédimentation dans la plaine deltaïque, sont cependant encore méconnues.

Comme les principaux chenaux distributaires sont rapidement dragués et approfondis à cause des activités minières, ils piègent un volume important de sédiments afin de restaurer leur géométrie d'équilibre (Brunier *et al.*, 2014 ; Anthony *et al.*, 2015). L'autre mécanisme activé par l'approfondissement des chenaux est donc la plus grande pénétration de la marée et des eaux salées/saumâtres vers l'amont pendant la saison d'étiage (saison sèche) (Tuan *et al.*, 2007), ce qui pourrait conduire à un pompage plus important des vases du Mékong vers l'amont des estuaires (*Figure 80*). Ce transport vers l'amont des vases (possiblement 5% du volume total charrié par le fleuve) à partir des espaces de rétention estuariens est un processus qui domine en saison sèche lorsque le fleuve est à l'étiage et que l'intrusion d'eau salée pénètre à plus de 100 km en amont des embouchures (Wolanski *et al.*, 1998). Une pénétration plus profonde des intrusions d'eaux salées dans le delta a été observée par Tuan *et al.* (2007). Ce phénomène peut accroître la salinisation des terres cultivées sur le delta actuellement en cours du fait de la subsidence accélérée de l'édifice.

Le dernier point abordé dans ce chapitre sur l'érosion du delta et les activités humaines concerne l'impact du défrichement à grande échelle des forêts de mangrove côtière. Les forêts de mangrove le long des côtes vaseuses de la MCS et du GdT n'occupent que d'étroites bandes côtières. La seconde guerre d'Indochine et la surexploitation des ressources forestières du delta ont eu un effet important sur les mangroves, notamment les déboisements dans les décennies 1980 et 1990 pour fournir en bois de construction les populations, et pour convertir ces forêts en exploitations crevettières (Christensen et al, 2014 ; Besset *et al.*, 2015). Des digues ont été construites de manière croissante le long de larges parties de la côte de la MCS et du GdT pour la protection contre les tempêtes et la construction de fermes à crevettes. Ces ouvrages génèrent un processus de disparition de la mangrove et une baisse de sa capacité à participer à la dissipation de l'énergie des vagues. La variabilité marquée de l'érosion le long de la côte de la MCS (*Figure 80*) peut être le résultat de la présence et du rôle protecteur des mangroves, ou au contraire, de leur absence qui, de ce fait, amplifie l'érosion (Anthony *et al.*, 2015). Bien que le rôle dissipatif des mangroves sur les vagues et l'effet d'atténuation de l'érosion du trait de côte sur le delta aient été démontrés (Bao, 2011 ; IUCN, 2015), et modélisés (Phan *et al.*, 2015) l'efficacité de la mangrove est subordonnée à l'apport sédimentaire. La présence de cette végétation n'est pas durable lorsqu'il persiste un fort déficit sédimentaire, comme l'ont démontré Anthony *et al.* (2010) sur les côtes sous influence amazonienne lorsque la côte se trouve sans protection par des bancs vaseux en transit.

Conclusion et Perspectives

Ce travail de thèse s'est attaché à décortiquer le comportement morphodynamique de volets très partiels de deux des trois plus grands deltas du monde. Les objectifs de ce travail ont été guidés par l'attention plus particulière qu'il convient de porter aujourd'hui envers les grands édifices deltaïques, du fait notamment de leur susceptibilité grandissante à une vulnérabilité accrue, liée bien plus à l'activité de l'Homme qu'à des aléas générés par le changement climatique et la hausse du niveau marin (Ericson *et al.*, 2007 ; Syvitski *et al.*, 2009 ; Tessler *et al.*, 2015). Ce thème des deltas a pris de l'importance aussi au sein du CEREGE, le laboratoire d'accueil de la thèse, et s'inscrit dans plusieurs contrats de recherche qui ont constitué le socle de cette thèse. C'est ainsi que se situe tout naturellement une convergence de recherche sur deux terrains d'étude qui peuvent paraître si différents : le système de dispersion vaseuse de l'Amazone et ses incidences sur le littoral de Guyane, partie intégrante d'un véritable delta amazonien étiré des embouchures de l'Amazone jusqu'à l'Orénoque, et la dynamique des chenaux du delta du Mékong, dont la déstabilisation anthropique récente est en train de fragiliser singulièrement le littoral de ce mégadelta, jadis en très forte progradation.

Tout en étant régi par une dynamique importante de transferts sédimentaires, ces deux complexes deltaïques diffèrent considérablement si l'on considère les forçages majeurs qui contrôlent l'évolution actuelle. En ce qui concerne l'Amazone, il est important de souligner que cette considération porte sur son système de dispersion sédimentaire littorale, le delta lui-même étant un des rares exemples au monde, et de loin le plus grand, où s'exercent avec plus ou moins d'intensité, spatialement et temporellement, le triptyque des forçages qui permettent une approche de classification simple des deltas : influences du fleuve, de la houle et de la marée. Si l'Amazone au niveau de sa plaine deltaïque et de ses embouchures est sous l'emprise de ces forçages naturels, il est clair aussi que sa prolongation littorale jusqu'à l'Orénoque est plus fortement dominée par la houle et les incidences littorales des interactions entre cette houle et les énormes bancs de vase qui constituent la trame de ce système de dispersion. Dans ce système aux proportions hors-normes, qui voit aussi la croissance du delta de l'Orénoque alimentée par les apports de vase amazonienne (Anthony *et al.*, 2014), le forçage majeur reste donc naturel, même si, comme nous le récapitulerons plus loin, il existe des tentatives d'emprise anthropique sur

les deux sites d'étude en Guyane qui se heurtent fortement au canevas morpho-sédimentaire suprême des interactions houle-vase. En ce qui concerne le Mékong, delta sensiblement similaire à l'Amazone en ce qui concerne les forçages naturels majeurs – influence fluviale dominante au niveau des embouchures, et influence de la houle et de la marée sur une grande partie du delta et notamment en Mer de Chine du Sud et dans le Golfe de Thaïlande – il est en voie de basculer rapidement sous l'emprise d'un contrôle anthropique croissant sur lequel nous reviendrons plus loin.

Pour mener à bien ce travail de thèse, nous avons adopté une démarche méthodologique assez riche qui allie aussi bien des expériences de terrain que de l'analyse de données et de la modélisation numérique. Outre l'intérêt d'avoir, dans une formation doctorale en géomorphologie, une ouverture à une panoplie large de méthodes d'analyse du terrain, il s'agit d'une approche adaptée aux trois contraintes liées aux sites d'étude :

- (1) la taille de ces sites d'étude, mais aussi leur imbrication spatiale et temporelle avec l'ensemble deltaïque dans chaque cas : dans le cas de l'Amazone, cela permet de relier ensemble la dynamique de la plage sableuse de Montjoly ou des cheniers de l'Ouest-guyanais avec les caractéristiques et la dynamique des bancs de vase, et pour le Mékong, les liens entre les changements bathymétriques des lits des chenaux deltaïques et l'évolution du trait de côte du delta ;
- (2) la nécessité d'avoir une vision temporelle allant du court (quelques heures) au moyen terme (plusieurs années) permettant de constater des comportements morphodynamiques qui peuvent se faire très rapidement sur les sites de Guyane par exemple, mais aussi des évolutions durables dans le temps tel que le déficit important de charge de fond charriée par les chenaux deltaïques du Mékong ;
- (3) les difficultés logistiques rencontrées sur le terrain, aussi bien en Guyane que dans le cas du Mékong au Vietnam pour lequel les seules possibilités ouvertes à nous dans le cadre de cette thèse étaient les données disponibles et mises à notre disposition par la *Mekong River Commission (MRC)*, et ce uniquement sur site à Phnom Penh ! Pour le reste, notre part de travail était l'attelage de ces données, une fois analysées, de l'évolution bathymétrique des chenaux, avec les problèmes de l'érosion du littoral deltaïque matérialisés par les variations affectant le linéaire côtier. En ce qui concerne la Guyane, les difficultés ont concerné notamment le

terrain lui-même et les contraintes en particulier pour faire un suivi topométrique en utilisant des techniques classiques courantes.

En ce qui concerne l'expérimentation sur le terrain, cette approche s'est appuyée sur du suivi topographique à très haute résolution en combinant la technique traditionnelle reposant sur du GPS RTK et la photogrammétrie aéroportée. Nous insisterons, dans cette conclusion et dans nos perspectives, sur les développements que nous avons pu mettre en œuvre en ce qui concerne cette dernière, et sur le potentiel qu'elle représente pour des études de géomorphologie. Le recours à la photogrammétrie basée sur un nouveau paradigme, nommé « Structure from Motion » (SfM), sur le site de plage de Montjoly a eu moins pour objectif de pallier les difficultés susceptibles d'être liées à l'utilisation du GPS RTK employé à bon escient dans le cas des cheniers de l'Ouest-guyanais, que d'amorcer le développement de cette technique au sein du CEREGE, et d'apporter notre propre expérience à son développement de façon plus large. Les techniques de photogrammétrie et leurs applications sur des objets géomorphologiques connaissent actuellement un important regain d'intérêt grâce à ces nouveaux développements comme la technique SfM. Ces nouvelles possibilités facilitent l'utilisation de la photogrammétrie pour la création de modèles 3D à très haute résolution sur des objets à la morphologie peu marquée et aux textures peu contrastées comme les plages de sable, et ce par des utilisateurs non-spécialistes et à des coûts moindres. La technique de photogrammétrie SfM est déjà appliquée à l'étude des affleurements rocheux et des sols (Marzolff et al, 2009 ; Westoby *et al.*, 2012 ; Ouédraogo et al., 2014) ainsi que des rivières en tresses (Javernick *et al.*, 2014). Les applications littorales de cette technique sont cependant nettement moins répandues, exceptions notables des travaux de James *et al.* (2013) et Casella *et al.* (2014).

Nous avons conduit avec succès trois expérimentations de photogrammétrie sur la plage de baie de Montjoly à Cayenne. Ces applications sont complétées par d'autres sur la vasière intertidale d'un banc de vase (banc de Sinnamary) en 2014 et en octobre 2015 afin de qualifier finement les morphologies et de quantifier leur évolution récente dans cet environnement dynamique. Ces dernières ne font pas partie de notre thèse, mais ont été présentées dans le cadre d'une publication en cours (Brunier *et al.*, soumis).

Notre méthode a reposé sur un protocole de terrain léger et souple incluant en premier lieu des prises de vues verticales à basse altitude depuis un ULM. Les plans de vol

ont été conçus afin de couvrir complètement l'objet d'étude, optimiser les paramètres de parallaxe entre les images et la résolution de ces dernières. Dans le même temps au sol, nous avons déployés et levés au GPS RTK, plusieurs cibles sur l'objet, nommées « Points de Contrôle au Sol (PCS) », pour géoréférencer le modèle et contraindre sa géométrie. Nous avons mesuré ensuite de manière aléatoire des points topographiques, appelés « Points de Contrôle Qualité (PCQ) », afin d'évaluer la qualité du MNS de sortie. Nous avons opéré la production des modèles 3D et des orthophotographies à l'aide du logiciel Photoscan d'Agisoft ©. L'évaluation de la qualité des MNS produits a été basée en premier lieu sur les erreurs de positionnement entre les coordonnées des PCS et leurs projections sur le modèle fourni par le logiciel Photoscan©, puis, sous logiciel de System d'Information Géographique (SIG) et sur l'étude statistique des différences d'altitude entre les PCQ et le MNS, notées Δh , à partir du protocole établi par Höhle *et al.* (2009). Enfin, nous avons étudié la relation entre la distribution spatiale des erreurs Δh et la nature de la surface à l'aide d'une classification des types de surfaces par photo-interprétation sur l'ortho-image.

Outre sa très grande résolution, la méthode a donc permis de souligner les variations morphologiques subtiles caractérisant la plage de Montjoly ainsi que les processus morphogènes. Les MNS produits avec une résolution de 10 cm par pixel ont permis d'observer très finement des formes, tels que les croissants de plage et les dunes embryonnaires, peu marquées et difficiles à mesurer à l'aide de techniques plus traditionnelles de topographie. La qualité de restitution morphologique a été très grande : les MNS évalués ont une précision verticale moyenne inférieure à 10 cm au regard des points de contrôle levés à l'aide du GPS RTK, avec un maximum de 20 cm dans certains secteurs marginaux près de la végétation et sur les surfaces humides près de chenaux actifs ou dans la zone intertidale. La nature de ces surfaces, trop peu contrastées, en mouvement ou sujettes à la réflexion de la lumière, constitue la principale limitation de cette technique.

Cette thèse a fait la démonstration de l'efficacité de la photogrammétrie SfM. L'étude comparative de trois MNS sur la plage de Montjoly en octobre 2013, mars 2014 et octobre 2014, met clairement en évidence le phénomène de rotation de plage, unique au littoral des Guyanes, car lié aux balancements du stock sédimentaire sous influence du transit vers l'ouest d'un banc de vase amazonien. Nous avons quantifié une forte érosion

de 60 000 m³ sur la moitié Nord de cette plage et un transfert de 50 000 m³ sur la pointe Sud, correspondant respectivement à un retrait de 50 m du bas de plage sur un linéaire côtier de 2 km contre une avancée de 50 m sur l'extrémité Sud. Il s'agit de la première quantification du transit sédimentaire pendant la première phase de rotation de cette plage lorsque le banc en provenance de l'Est s'installe dans la baie et diffracte les houles du large, inversant le sens de la dérive littorale vers le Sud.

Cette thèse étant géomorphologique dans sa conception et sa réalisation, nous avons exploité les possibilités offertes par la photogrammétrie SfM aéroportée en complément de travaux de cartographie bathymétrique, d'expérimentation hydrodynamique et de modélisation de la propagation de la houle, afin d'affiner l'observation de la dynamique hydro-morpho-sédimentaire lors d'une phase de « transition inter-banc → banc » sur la plage, selon le modèle de Anthony et Dolique (2004, 2006). Ces travaux permettent non seulement de confirmer le modèle de rotation dans sa globalité, avec notamment les aspects de dérive littorale « normale » et de « contre-dérive » induites par un banc de vase, à travers la modification des caractéristiques de la houle incidente, mais aussi de démontrer une certaine variabilité de ce climat de houle. Celui-ci est dominé, certes, par des vagues issues de vents d'alizés, mais il est influencé aussi par des houles plus longues issues de restes de cyclones et de tempêtes dans l'Atlantique Nord. Ces expériences conjointes montrent aussi plus finement l'influence d'une barre de vase sur l'hydrodynamisme et, par conséquent, la morphodynamique, de la plage de Montjoly. L'importance de ces barres de vase dans diverses facettes de la dynamique de la Côte Amazone Orénoque (C-A-O) a été démontrée dans plusieurs travaux, que ce soit d'un point de vue morphodynamique (Lefebvre *et al.*, 2004 ; Gratiot *et al.*, 2007 ; Anthony *et al.*, 2008 ; Gardel *et al.*, 2011), ou en matière de colonisation littorale rapide par la mangrove (Proisy *et al.*, 2009 ; Gensac *et al.*, 2011). Sur la plage de Montjoly, la cartographie de la bathymétrie, combinée à un test sur la propagation de la houle à l'aide du modèle REF/DIF, et selon 6 scénarii correspondant à des houles modélisées par le biais de Wave Watch III, indiquent clairement que la barre (et sa prolongation modélisée) permettent de dissiper efficacement les houles du large, quelque soient leur direction et intensité.

Le recours à des expériences de terrain basées sur des relevés topographiques au GPS en RTK et sur des mesures hydrodynamiques a permis d'apporter les premiers

éléments probants d'observation morphodynamique in situ sur la dynamique des cheniers, nombreux sur la C-A-O. Une étude préliminaire des taux d'évolution de 60 km de littoral dans l'Ouest-guyanais en utilisant des données issues de la télédétection sur une période de 40 ans a permis de montrer le dynamisme hors-norme de ces littoraux vaseux de la C-A-O. Les résultats montrent une dynamique érosive continue sur ces 60 km de linéaire côtier séparant le fleuve Organabo à l'Est de l'estuaire de La Mana à l'Ouest, malgré la succession de trois bancs de vases depuis 1976. L'intensité de cette érosion est variable selon les périodes et selon les faciès côtiers. L'érosion est particulièrement intense entre 1999 et 2014 sur le polder rizicole ouvert sur la mer, avec des taux de recul de 120 à 160 m/an que l'on observe rarement sur les côtes encore naturelles du monde. Cette érosion est cependant en phase d'atténuation sur le polder grâce à la migration d'un vaste banc de vase depuis l'Est. L'intensité de cette érosion a été probablement exacerbée par le déboisement quasi total de la mangrove et des marais d'arrière-littoral ainsi que du nivellement mécanique du terrain qui ont accompagné l'établissement des polders à rizières dans cette partie de la Guyane.

Tout en confirmant l'observation classique d'évolution d'un chenier sur substrat vaseux (essentiellement par débordement des vagies qui donnent lieu à une migration du prisme sableux vers l'arrière), l'étude de terrain apporte des observations intéressantes sur les mécanismes et paramètres de démantèlement de la vase littorale en phase inter-banc. Trois formes, dont l'évolution est interconnectée, ont été observées : (1) une plateforme intertidale composée de vases holocènes et à la morphologie discontinue car démantelée par les houles, (2) le chenier reposant en limite de la plateforme en démantèlement sur les vases molles composant les anciens sols de la parcelle rizicole, et (3) l'arrière-cordon correspondant aux restes de la parcelle rizicole. Les faciès de la plateforme sont clairement érosifs et suivent les caractéristiques rhéologiques du substrat : bioturbation dense et ancienne, et sensibilité à la dessiccation. Ces caractéristiques constituent donc le contrôle primordial régissant les modalités de dissipation de la houle, le mode de démantèlement de la plateforme et les microformes et faciès en découlant, et enfin les modalités de recul du chenier. Celui-ci montre un profil de plage étroit et réfléchissant. L'évolution de la morphologie montre un démantèlement de la plateforme vaseuse qui va de pair avec le recul rapide du chenier. La dynamique érosive est dissymétrique car plus intense dans le secteur Est de la parcelle que dans le secteur Ouest. Ceci s'accorde avec une dissipation de la houle dissymétrique entre le secteur Est,

plus érodé, et le secteur Ouest. L'érosion est aussi hétérogène au cours de l'année, plus intense lorsque l'agitation au large est plus forte, entre octobre 2013 et juillet 2014.

Enfin, en ce qui concerne le delta du Mékong, notre travail s'est focalisé sur l'analyse de l'évolution des thalwegs de deux chenaux principaux du delta et de la morphologie de leur lit. Cette analyse a été basée sur une démarche complète de SIG. Les deux jeux de données bathymétriques utilisés dans cette étude, issus des atlas hydrographiques de 1998 et 2008 édités et mise à notre disposition à Phnom Penh par le MRC, ont permis une analyse diachronique de l'évolution du fond du lit. Les données se présentent sous la forme d'un nuage de points aux coordonnées X, Y, Z., sur des profils en travers réalisés le long des principales routes de navigation sur le Mékong. Le fichier de nuages de points exporté sous un logiciel de SIG, ArcGIS® 10.2, a été converti en un réseau irrégulier de triangles TIN (Triangulated Irregular Network) sur la base de la méthode de triangulation de Delaunay, et ensuite converti en fichier raster. L'analyse a permis une restitution morphologique ainsi qu'un calcul de bilan sédimentaire sur la décennie d'écart des données. Ce travail a permis de faire le lien entre l'état des chenaux, les ponctions sédimentaires importantes d'origine anthropique, et la stabilité du littoral (Brunier *et al.*, 2014 ; Anthony *et al.*, 2015). Nous avons aussi cherché à caractériser les relations entre l'évolution des chenaux et les paramètres d'écoulement morphogènes.

Les résultats ont montré que le Mékong, dans son cours principal, présente des alternances entre mouilles (zones profondes) et seuils (zones peu profondes) très marquées à la différence du Bassac et du My Tho. L'évolution des profils indique clairement un approfondissement du lit pour l'ensemble des chenaux étudiés avec néanmoins des disparités spatiales. L'incision du lit sur le bras principal du Mékong est de -1,8 m en moyenne contre -1 m sur le bras de My Tho, moins compétent en termes de puissance d'écoulement après deux diffluences majeures. Sur le Bassac, l'approfondissement est de -1,34 m avec une dissymétrie entre la partie centrale du delta moins incisée (-1,33 m) et l'estuaire plus incisé (-1,46 m). L'incision sur l'ensemble des chenaux se traduit de deux manières : (1) l'approfondissement irrégulier des zones de seuils, et (2) l'extension en aval et en amont des zones de mouilles.

Le bilan sédimentaire montre clairement que le système s'est fortement incisé entre 1998 et 2008. Les pertes de volume sur la période pour le Mékong et le My Tho s'élèvent à environ 90 millions de m³, tandis qu'elles atteignent, sur le Bassac, environ 110

millions de m³. Ces pertes sont plusieurs fois supérieures aux apports annuels de charge de fond à Kratie estimés par Koehnken (2012). La cartographie de ces variations de volume de l'enveloppe des chenaux s'appuie sur la délimitation des zones de seuils et de mouilles. Nous avons montré que les zones de seuils sont les plus impactées par l'incision du chenal. L'analyse de la relation entre l'évolution de la profondeur du chenal et celle de paramètres hydrauliques morphogènes que sont la puissance d'écoulement par unité de surface (i.e. Unit Stream Power ; ω en W/m²) et les forces tractrices sur le fond (i.e. Bed Shear Stress ; τ° en N/m²) sur quatre sites localisés dans la partie central du delta montrent l'absence d'une tendance linéaire. Ceci laisse à penser que les incisions sont d'origine anthropique, liées aux ponctions très importantes de granulats sur ces chenaux, quantifiées et cartographiées par Bravard *et al.* (2013).

Ces extractions massives de sédiments dans les lits du Mékong, combinées aux effets néfastes incontestables, même si encore mal mis en évidence, des barrages hydro-électriques existants et projetés pour le futur, conduisent à une réduction significative de la charge de fond, essentiellement sableuse, apportée à la côte (Brunier *et al.*, 2014), ainsi que de la charge en suspension (Loisel *et al.*, 2014). Nous avons présenté un ensemble d'arguments liant le comportement mécanistique du littoral du delta, des chenaux deltaïques et de la plaine deltaïque du Mékong à cette décroissance de la charge de sédiments disponible pour la côte, et avons montré que celle-ci est en train d'impacter sérieusement la stabilité des rivages du delta.

En guise de mot de fin, nous espérons que les apports de cette thèse appellent des perspectives futures de recherche aussi bien en photogrammétrie SfM aéroportée qu'en matière de connaissances, de suivi et d'aménagement des littoraux du système de dispersion sédimentaire amazonien et du delta du Mékong. La technique de photogrammétrie SfM offre de nouvelles perspectives dans les divers champs de la Géomorphologie avec son faible coût, la précision des modèles produits, sa facilité de mise en œuvre et de fait sa reproductibilité. Les applications classiques de suivi de l'évolution de la forme d'un objet géomorphologique et du transit sédimentaire sont enrichies par des perspectives d'une nouvelle temporalité d'observation adaptée aux rythmes de changements rapides tels que les processus morphogènes à la suite d'une tempête ou une crue. Ceci va de pair avec un respect des nécessaires contraintes de qualité et de précision dans la constitution de modèles 3D des formes du relief. Des développements futurs

doivent se pencher sur la faiblesse de la performance de la méthode dans des zones humides près de chenaux actifs ou dans la zone intertidale. Par ailleurs, les développements de l'autonomie de vol et de la portée des drones pourraient encore singulièrement réduire les coûts de la technique liés à l'utilisation d'un ULM ou à fortiori d'un avion.

En ce qui concerne les littoraux de Guyane, l'établissement de bilans sédimentaires quantifiés des sables en mouvement, et de la dynamique globale de rotation, doivent amener à réfléchir sur l'emprise urbaine qui met en péril les plages de l'île de Cayenne. Cette dynamique de rotation et les volumes potentiellement impliqués de sables en déplacement nécessiteront sans doute une réflexion future sur des lignes de retrait (*set-back lines*) de l'urbanisation, si l'on veut éviter de défigurer la plage par des formes de protection à base d'enrochement individuels, disparates, inesthétiques et inefficaces contre l'érosion temporaire liée à la dynamique de rotation.

Le delta du Mékong est devenu très rapidement, depuis quelques années, très emblématique de la vulnérabilité accrue qui frappe les grands deltas fluviaux, notamment en Asie. Il est à espérer que notre travail apportera une réflexion novatrice sur les liens entre les apports sédimentaires fluviaux, le bilan sédimentaire du delta, et l'érosion rampante qui fragilise ses rivages. Il serait urgent, en particulier, de mettre en place un système de monitoring (surveillance) complet de la charge fine et grossière du fleuve, afin de pouvoir faire une analyse critique et objective de la part des activités anthropiques – notamment barrages hydro-électriques et extractions de granulats – dans la vulnérabilité croissante de ce mégadelta très peuplé.

Bibliographie

- Allison M.A., Lee M.T., 2004. Sediment exchange between Amazon mudbanks and shore-fringing mangroves in French Guiana, *Marine Geology* 208, pp. 169 - 190.
- Allison M.A., Lee M.T., Ogston A.S., Aller R.C., 2000. Origin of mud banks along the northeast coast of South America, *Marine Geology* 163, pp. 241 - 256.
- Allison, M. A., Nittrouer, C.A., Kineke, G. C. 1995. Seasonal sediment storage on mudflats adjacent to the Amazon River. *Marine Geology* 125, 303–328.
- Anthony, E.J., 2013. Chapter 13 — deltas. In: Masselink, G., Gehrels, R. (Eds.), *Coastal Environments and Global Change. John Wiley and Sons* pp. 299–337.
- Anthony, E.J., Besset, M., Brunier, G., Goichot, M., Dussouillez, P., Nguyen, V.L., 2015. Linking rapid erosion of the Mekong River delta to human activities. *Scientific Reports*, 5:14745
- Anthony, E.J., Dussouillez, P., Goichot, M., Brunier, G., Provansal, M., Dolique, F., Nguyen, V.L., Loisel, H., Mangin, A., Vantrepotte, V., 2013. Large-scale erosion of the Mekong delta: the role of human activities. *Abstract AGU Fall Meeting, San Francisco (2013)*.
- Anthony E.J., Dolique F., 2006. Intertidal subsidence and collapse features on wave-exposed, drift-aligned sandy beaches subject to Amazon mud: Cayenne, French Guiana. *Earth Surface Processes and Landforms* 31, pp. 1051 - 1057.
- Anthony, E. J., Dolique, F. 2004. Morphological response of embayed sandy beaches to Amazon-derived mud banks, Cayenne, French Guiana: a short- to long-term perspective. *Marine Geology* 208, 249–264.
- Anthony, E.J., Gardel, A., Dolique, F., Brunier, G., Péron, C., 2015. Mud banks, sand flux and beach morphodynamics: Montjoly lagoon beach, French Guiana. In: M. Maanan, M. Robin (eds.), *Sediment Fluxes in Coastal Areas, Coastal Research Library 10*, p. 75-90.
- Anthony, E.J., Gardel, A., Gratiot, N., 2014a. Fluvial sediment supply, mud banks, cheniers and the morphodynamics of the coast of South America between the Amazon and Orinoco river mouths. In: Martini, I. P., Wanless, H. R. (eds), *Sedimentary Coastal Zones from High to Low Latitudes: Similarities and Differences. Geological Society London, Special Publications* 388, 533–560.

- Anthony, E. J., Gardel, A., Proisy, C., Fromard, F., Gensac, E., Peron, C., Walcker, R., Lesourd, S., 2013. The role of fluvial sediment supply and river-mouth hydrology in the dynamics of the muddy, Amazon-dominated Amapa'-Guianas coast, South America: a three-point research agenda. *Journal of South American Earth Sciences* 44, 18–24.
- Anthony, E. J., Gardel, A., Gratiot, N., Proisy, C., Allison, M. A., Dolique, F., Formard, F. 2010. The Amazon-influenced muddy coast of South America: a review of mud bank-shoreline. *Earth- Science Reviews* 103, 99–121.
- Anthony E.J., Gardel A., Dolique F., Guiral D., 2002, Short-term changes in the plan shape of a sandy beach in response to sheltering by a nearshore mud bank, Cayenne, *French Guiana. Earth Surface Processes and Landforms* 27, pp. 857 - 866.
- Antonelli, C., Provansal, M., Vella, C., 2004. Recent morphological channel changes in a deltaic environment. The case of the Rhône River, France. *Geomorphology* 57, 385–402.
- Augustinus, P.G.E.F. 2004. The influence of the trade winds on the coastal development of the Guianas at various scale levels: a synthesis. *Marine Geology* 208, 141–151.
- Augustinus, P.G.E.F. 1978. The changing shoreline of Surinam (South America). PhD thesis, University of Utrecht.
- Bagnold, R.A., 1977. Bed load transport by natural rivers. *Water Resources Research* 13, 303–312.
- Bao, T.Q., 2011. Effect of mangrove forest structures on wave attenuation in coastal Vietnam. *Oceanologia* 53, 807–818.
- Besset, M., Brunier, G., Anthony, E.J., 2015. Recent morphodynamic evolution of the coastline of Mekong river Delta: Towards an increased vulnerability. *Geophysical Research Abstracts* Vol. 17, EGU2015-5427-1, EGU General Assembly 2015, Vienna.
- Bravard, J.P., Goichot, M., Gaillot, S., 2013. Geography of sand and gravel mining in the Lower Mekong River. First survey and impact assessment. *EchoGéo*. [URL: <http://echogeo.revues.org/13659>].
- BRGM, 2014. Évolution du trait de côte en Guyane : caractérisation de la dynamique côtière, de 1950 à 2013, à l'échelle régionale. Rapport final.
- Brunier, G., Anthony, E.J., Goichot, M., Provansal, M., Dussouillez, P. Recent morphological changes in the Mekong and Bassac river channels, Mekong Delta: The marked impact

- of river-bed mining and implications for delta destabilisation. *Geomorphology* 224, 177-191 (2014).
- Boyé M., 1953, La géologie des plaines basses entre Maroni et Organabo. *Note explicative de la carte géologique de la Guyane* - Ministère de l'industrie.
- Carson, M.A., 1987. Measures of flow intensity as predictors of bed load. *Journal of Hydrological Engineering*. 113, 1402–1421.
- Casella, E., Rovere, A., Pedroncini, A., Mucerino, L., Casella, M., Cusati, L.A., Vacchi, M., Ferrari, M., Firpo, M., 2014. Study of wave run-up using numerical models and low-altitude aerial photogrammetry: A tool for coastal management. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 149, 160-167.
- CETMEF, 2008. *Le GPS différentiel (DGPS) et temps réel (GPS RTK)*. Ministère de l'écologie, de l'énergie, du développement et de l'aménagement du territoire - Département Ports Maritimes et Voies Navigables.
- Christensen, S.M., Tarp, P., Hjortso, C.N., 2008. Mangrove forest management planning in coastal buffer and conservation zones, Vietnam: a multimethodological approach incorporating multiple stakeholders. *Ocean & Coastal Management* 51, 712–726.
- Coleman, M., Huh, O.K., 2004. Major Deltas of the World: A Perspective from Space. Coastal Studies Institute, Louisiana State University, Baton Rouge, LA, USA. Available at: www.geol.lsu.edu/WDD/PUBLICATIONS/C&Hnasa04/C&Hfinal04.htm. (Accessed: 12 April 2012).
- Cooper, J.A.G., 2001. Geomorphic variability among microtidal estuaries from the wave dominated South African coast. *Geomorphology* 40, 99–122.
- Creocean, 2008. Etude de l'érosion du littoral du Nord-Ouest guyanais – Rapport d'étude.
- Creocean, 2007. Etude de l'érosion du littoral du Nord-Ouest guyanais - Synthèse bibliographique – Etat des connaissances.
- Dietsch, B.J., Densmore, B.K., Wilson, R.C., 2014. Hydrographic Survey of Chaktomuk, the Confluence of the Mekong, Tonlé Sap, and Bassac Rivers near Phnom Penh, Cambodia, 2012. Scientific Investigations Report 2014–5227, *United States Geological Survey* 23 pp.

- Durand, S., 2003. Amélioration de la précision de la localisation différentielle temps réel par mesure de phase des systèmes GNSS: étude détaillée des équations d'observation et du problème de résolution des ambiguïtés entières. Thèse de Doctorat, Observatoire de Paris.
- Eisma, D., Augustinus, P.G.E.F., Alexander, C.R. 1991. Recent and subrecent changes in the dispersal of Amazon mud. *Netherlands Journal of Sea Research*. 28, 181–192.
- Erban, L.E., Gorelick, S.M. Zebker, H.A., 2014. Groundwater extraction, land subsidence, and sea-level rise in the Mekong Delta, Vietnam. *Environmental Research Letters*. 9, 084010 (6 pp).
- Ericson, J., Vörösmarty, C.J., Dingman, S.L., Ward, L.G., Meybeck, M., 2006. Effective sea-level rise in deltas: causes of change and human dimension implications. *Global and Planetary Change*. 50, 63–82.
- Evans, G., 2012. Deltas: the fertile dustbins of the world. *Proceedings of the Geologists' Association*. 123, pp. 397–418.
- Fonstad, M.A., Dietrich, J.T., Courville, B.C., Jensen, J.L., Carbonneau, P.E., 2013. Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. *Earth Surface Processes and Landforms* 38, 421–430.
- Fromard, F., Puig, H., Mougin, E., Marty, G., Betoulle, J. L., Cadamuro, L. 1998. Structure, above-ground biomass and dynamics of mangrove ecosystems: new data from French Guiana. *Oecologia*, 115, 39–53.
- Fromard, F., Vega, C., Proisy, C. 2004. Half a century of dynamic coastal change affecting mangrove shorelines of French Guiana. A case study based on remote sensing data analyses and field surveys. *Marine Geology*, 208, 265–280.
- Galloway, W.E., 1975. Process framework for describing themorphologic and stratigraphic evolution of delta depositional systems. In: Broussard, M.L (Ed.), Deltas: Models for Exploration. *Houston Geological Society* Houston, pp. 87–98.
- Gardel, A., Gensac, E., Anthony, E. J., Lesourd, S., Loisel, H. 2011. Wave-formed mud bars: their morphodynamics and role in opportunistic mangrove colonization. In: ICS 2011 – Proceedings of the 11th International Coastal Symposium. *Journal of Coastal Research, Special Issue* 64, 384–387.
- Gardel, A., Gratiot, N. 2005. A satellite image-based method for estimating rates of mud bank migration, French Guiana, South America. *Journal of Coastal Research* 21, 720–728.

- Gardel, A., Gratiot, N. 2004. Monitoring of coastal dynamics in French Guiana from 16 years of SPOT images. In: ICS '04 – International Coastal Symposium. *Journal of Coastal Research Special Issue 39*, 1502–1505.
- General Statistics Office of Vietnam, 2015. Statistical Data. Available at: [http://www.gso.gov.vn/default_en.aspx?tabid=491].
- Gensac, E. 2012. Dynamique morpho-sédimentaire du littoral sous influence amazonienne – Influence des forçages hydrométéorologiques sur la migration des bancs de vase et la mangrove côtière. Thèse de Doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque.
- Gensac, E., Gardel, A., Lesourd, S., Brutier, L., 2015. Morphodynamic evolution of an intertidal mudflat under the influence of Amazon sediment supply – Kourou mud bank, French Guiana, South America. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 158, 53-62.
- Geyer, W.R., Hill, P.S., Kineke, G.C. 2004. The transport, transformation and dispersal of sediment by buoyant coastal flows. *Continental Shelf Research* 24, 927–949.
- Geyer W.R, Beardsley R.C., Lentz S.J., Candela J., Limeburner R., Johns W.E., Castro B.M., Soares I.D., 1996. Physical oceanography of the Amazon shelf, *Continental Shelf Research* 5-6, vol. 16, pp. 576 - 616.
- Global Witness, 2010. Shifting Sand. How Singapore's Demand for Cambodian Sand Threatens Ecosystems and Undermines Good Governance. 49 p. Gratiot, N., Anthony, E. J., Gardel, A., Gaucherel, C., Proisy, C. & Wells, J. T. 2008. Significant contribution of the 18.6 year tidal cycle to regional coastal changes. *Nature Geoscience* 1, 169–172.
- Gupta A., Hock L., Xiaojing H., Ping C., 2002. Evaluation of part of the Mekong River using satellite imagery. *Geomorphology* 44, 221–239.
- Guyot, J.L., Jouanneau, J.M., Soares, L., Boaventura, G.R., Maillet, N., Lagane, C. 2007. Clay mineral composition of river sediments in the Amazon basin. *Catena* 71, 340–356.
- Gonçalves, J.A., Henriques, R., 2015. UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas. ISPRS. *Journal of Photogrammetry* 104, Pages 101-111, ISSN 0924-2716.
- Gratiot N., Anthony E.J., Gardel A., Gaucherel C., Proisy C., Wells J.T., 2008. Significant contribution of the 18.6 year tidal cycle to regional coastal changes. *Nature Geoscience* 1, pp. 169 - 172.

- Gratiot, N., Gardel, A., Anthony, E.J., 2007. Trade-wind waves and mud dynamics on the French Guiana coast, South America: input from ERA-40 wave data and field investigations. *Marine Geology* 236, 15-26.
- Grumbine, R.E., Xu, J., 2012(a). Mekong hydropower development. *Science* 332, 178–179.
- Grumbine, R.E., Dore, J., Xu, J., 2012(b). Mekong hydropower: drivers of change and governance challenges. *Frontiers in Ecology and the Environment* 10, 91–98.
- Harley, M.D., Turner, I.L., Short, A.D., Ranasinghe, R. 2011. Assessment and integration of conventional RTK-GPS and image-derived beach survey methods for daily to decadal coastal monitoring. *Coastal Engineering* 58, 194-205.
- Healy, T., Wang, Y., Healy, J. A. (eds) 2002. Muddy Coasts of the World: Processes, Deposits and Function. *Proceedings in Marine Science* 4. Elsevier, Amsterdam.
- Hinderer, M. 2012. From gullies to mountain belts: a review of sediment budgets at various scales. *Sedimentary Geology* 280, 21–59
- Hoa, L.T.V., Nhan, N.H., Wolanski, E., Cong, T.T., Shigekoa, H., 2007. The combined impact on the flooding in Vietnam's Mekong River delta of local man-made structures, level rise, and dams upstream in the river catchment. *Estuarine Coastal Shelf Science* 71, 110–116.
- Höhle, J., 2009. Dem generation using a digital large-format frame camera. *Photogrammetry Engineering Remote Sensing* 75, 87–93.
- Hung, N.G., Delgado, J.M., Günter, A., Merz, B., Bárdossy, A., Apelet, H., 2013. Sedimentation in the floodplains of the Mekong Delta, Vietnam. Part II: deposition and erosion. *Hydrological Processes* [<http://dx.doi.org/10.1002/hyp.9855>].
- Hung, M.L., Tanaka, H., Tu, N.T., Viet, N.T., 2006. Prediction of river bank erosion in the Lower Mekong delta. *Vietnam–Japan Estuary Workshop 2006*, pp. 169–178.
- HYPACK, 2012. Hydrographic Survey Software - User manual.
- International Union for Conservation of Nature (IUCN), 2015. Why Healthy Ecosystems Matter: The Case of Mangroves in the Mekong Delta. Available at: [http://iucn.org/about/union/secretariat/offices/asia/regional_activities/building_coastal_resilience/?8865/Why-healthyecosystems-matter-the-case-of-mangroves-in-the-Mekong-delta]. (Accessed: 12 April, 2015).

- James, M.R., Ilic, S., Ruzic, I., 2013. Measuring 3D coastal change with a digital camera. *Coastal Dynamics* 893-904.
- Javernick, L., Brasington, J., Caruso, B., 2014. Modelling the topography of shallow braided rivers using structure-from-motion photogrammetry. *Geomorphology* 213, 166–182.
- Kelle, L., Gratiot, N., Nobilos, I., Thérèse, J., Wongsopawiro, R., de Thoisy, B. 2007. Monitoring of the nesting leatherback turtle (*Dermochelys coriacea*): contribution of remote-sensing for real-time assessment of beach coverage in French Guiana. *Chelonian Conservation and Biology* 6, 142–147.
- Kirby, J. T., Dalrymple, R. A., 1994, "Combined Refraction/Diffraction Model REF/DIF 1, Version 2.5. *Documentation and User's Manual*", Research Report No. CACR-94-22, Center for Applied Coastal Research, Department of Civil Engineering, University of Delaware, Newark.
- Koehnken, L., 2012. Discharge and sediment monitoring program review, recommendations and data analysis: part 2 — data analysis of preliminary results. Information and Knowledge Management Programme (IKMP) *Mekong River Commission, Phnom Penh* 53 pp.
- Kondolf, G.M., Rubin, Z.K., Minear, J.T., 2014. Dams on the Mekong: Cumulative sediment starvation. *Water Resources Research* 50, 5158–5169.
- Kuenzer, C., Campbell, I., Roch, M., Leinenkugel, P., Tuan, V.Q., Dech, S., 2012. Understanding the impact of hydropower developments in the context of upstream–downstream relations in the Mekong river basin. *Sustainability Science* [<http://dx.doi.org/10.1007/s11625-012-0195-z>].
- Kuenzer, C., Guo, H., Huth, J., Leinenkugel, P., Li, X., Dech, S., 2013. Flood mapping and flood dynamics of the Mekong Delta: ENVISAT-ASAR-WSM based time series analyses. *Remote Sensing* 5, 687–715.
- Kuenzer, C., van Beijma, S., Gessner, U., Dech, S., 2014. Land surface dynamics and environmental challenges of the Niger Delta, Africa: remote sensing-based analyses spanning three decades. *Applied Geography* 53, 354–368.
- Kummu, M., Lu, X.X., Wang, J.J., Varis, O., 2010. Basin-wide sediment trapping efficiency of emerging reservoirs along the Mekong. *Geomorphology* 119, 181–197.

- Lambs, L., Muller, E., Fromard, F., 2007. The Guianese paradox: how can freshwater outflow from the Amazon increase the salinity of the Guianan shore? *Journal of Hydrology* 342, 88–96.
- Lefebvre, J. P., Dolique, F., Gratiot, N., 2004. Geomorphic evolution of a coastal mudflat under oceanic influences: an example from the dynamic shoreline of French Guiana. *Marine Geology* 208, 191–205.
- Loisel, H., Vantrepotte, V., Dat, D.N., Anthony, E.J., Mangin, A., 2014. Analysis of the suspended particulate matter concentration variability of the coastal waters under the Mekong's influence from remote sensing. Abstract, Ocean Sciences Meeting, Honolulu.
- Loisel, H., Mangin, A., Vantrepotte, V., Dessailly, D., Dinh, D.N., Garnesson, P., Ouillon, S., Lefebvre, J.P., Mériaux, X., Phan, T.M., 2014. Variability of suspended particulate matter concentration in coastal waters under the Mekong's influence from ocean color (MERIS) remote sensing over the last decade. *Remote Sensing of Environment* 150, 218–230.
- Lowe, D., 2004. Distinctive image features from scale-invariant keypoints. *International Journal of Computer Vision* 60, 91–110 (440).
- Lu, X., Kumm, M., Oeurng, C., 2014. Reappraisal of sediment dynamics in the Lower Mekong River, Cambodia. *Earth Surface Processes & Landforms* 39, 1855–1865.
- Luo, X.L., Zeng, E.Y., Ji, R.Y., Wang, C.P., 2007. Effects of in-channel sand excavation on the hydrology of the Pearl River Delta, China. *Journal of hydrology* 343, 230–239.
- Manh, N.V., Dung, N.V., Hung, N.N., Kumm, M., Merz, B., Apel, H., 2015. Future sediment dynamics in the Mekong Delta floodplains: Impacts of hydropower development, climate change and sea level rise. *Global & Planetary Change* 127, 22–23.
- Martinez, J. M., Guyot, J. L., Filizola, N., Sondag, F. 2009. Increase in sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena* 79, 257–264.
- Marzloff, I., Poesen, J., 2009. The potential of 3D gully monitoring with GIS using high resolution aerial photography and a digital photogrammetry system. *Geomorphology* 111, 48–60.
- Mekong River Commission (MRC), 2010. State of the Basin Report. Vientiane, Lao PDR (232 pp.).

- Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., 2011. River discharge to the coastal ocean. *Cambridge University Press* Cambridge.
- Milliman, J.D., Meade, M.R.H., 1983. Worldwide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology* 91, 1–21.
- Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M., 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The Journal of Geology* 525–544.
- Miyazawa, N., Sunada, K., Sokhem, P., 2008. Bank erosion in the Mekong River basin: is bank erosion in my town caused by the activities of my neighbors In: Kumm, M., Keskinen, M., Varis, O. (Eds.), *Modern Myths of the Mekong. Water & Development Publications, Helsinki University of Technology* pp. 19–26.
- Moller, G.S.F., de Novo, M.L., Kampel, M. 2010. Space-time variability of the Amazon River plume based on satellite ocean color. *Continental Shelf Research* 30, 342–352.
- Montreuil, A.L., Levoy, F., Bretel, P., Anthony, E.J., 2014. Complex sediment recirculation on the ebb delta of a macrotidal inlet (Normandy, France): A multiple LIDAR dataset approach. *Geomorphology* 219, 114–125.
- Nguyen, L.V., Ta, T.K.O., Tateishi, M. 2000. Late Holocene depositional environments and coastal evolution of the Mekong River Delta, Southern Vietnam. *Journal of Asian Earth Sciences* 18, 427–439.
- Nittrouer, C.A., Kuehl, S.A., Figueiredo, A.G., Allison, M.A., Sommerfield, C.K., Rine, J.M., Ercilio, J., Faria, C., Silveira, O.M., 1996. The geological record preserved by Amazon shelf sedimentation. *Continental Shelf Research* 16, 817–841.
- Organization of American States, 2005. *Integrated and Sustainable Management of Transboundary Water Resources in the Amazon River Basin*. Water Project Series, 8. Organization of American States, Washington, DC. [<http://www.oas.org/osde>]
- Ouédraogo, M.M., Degré, A., Debouche, C., Lisein, J., 2014. The evaluation of unmanned aerial system-based photogrammetry and terrestrial laser scanning to generate DEMs of agricultural watersheds. *Geomorphology* 214, 339–355.
- Paquier, A.E., Meulé, S., Anthony, E.J., Bernard, G., 2015. Sedimentation and erosion patterns in a low shoot-density *Zostera noltii* meadow in the fetch-limited Berre Lagoon, Mediterranean France. *Journal of Coastal Research* 70.

- Peron, C., 2014. Dynamique littorale et tortues marines en Guyane française. Thèse de Doctorat, Université du littoral Côte d'Opale.
- Phan, S.K., van Thiel de Vries, J.S.M., Stive, M.J.F., 2015. Coastal mangrove squeeze in the Mekong Delta. *Journal of coastal Research* 31, 233-243 (2015).
- Pierdet, C., 2008. Les temporalités de la relation ville-fleuve à Phnom Penh: la fixation d'une capitale fluviale par la construction d'un système hydraulique (1865– 2005)(Thèse de Doctorat) Université Paris I Panthéon-Sorbonne.
- Plant, N.G. and Holman, R.A., 1997. Intertidal beach profile estimation using video images. *Marine Geology* 140, 1-24.
- Plaziat, J. C., Augustinus, P.G.E.F., 2004. Evolution of progradation/erosion along the French Guiana mangrove coast: a comparison of mapped shorelines since the 18th century with Holocene data. *Marine Geology* 208, 127–143.
- Proisy, C., Gratiot, N., Anthony, E.J., Gardel, A., Fromard, F., Heuret, P., 2009. Mud bank colonization by opportunistic mangroves: a case study from French Guiana using lidar data. *Continental Shelf Research* 29, 632–641.
- Prost M.T., 1990. Les Côtes des Guyanes. Programme National Environnement Côtier. *Série Géomorphologie-Sédimentologie ORSTOM, Cayenne, French Guiana*.
- Prost, M.T., 1989. Coastal dynamics and chenier sands in French Guiana. *Marine Geology* 90, 259–267.
- Pujos M, Pons J.C., Parra M., 2000. Les minéraux lourds des sables du littoral de la Guyane française : bilan sur l'origine des dépôts de la plateforme des Guyanes, *Oceanologica Acta* 24, pp. 27 - 35.
- Robertson, D.P., Cipolla, R., 2009. Structure from Motion. In: Varga, M. (Ed.), *Practical Image Processing and Computer Vision* John Wiley, Chichester.
- Ruiz de Alegria-Arzaburu A., Masselink G., 2010. Storm response and beach rotation on a gravel beach, Slapton Sands, U.K., *Marine Geology*, 278, pp. 77-99.
- SIAGE, 2014. Systèmes de Référence et coordonnées.
- Sondag F., Guyot J.L., Moquet J.S., Laraque A., Adèle G., Cochonneau G., Doudou J.C., Lagane C., Vauchel P., 2010. Suspended sediment and dissolved load budgets of two Amazonian

- rivers from the Guiana Shield: Maroni river at Langa Tabaki and Oyapock river at Saut Maripa (French Guiana). *Hydrological Processes* 24, 1433–1445.
- Strasser, M.A., Vinzon, S.B., Kosuth, P., 2002. Bottom structures geometry of the Amazon River. In: *River Flow 2002, IAHR International Conference on Fluvial Hydraulics*, Louvain-la-Neuve, Belgium, September 4–6, 2002. Balkema, Rotterdam, 1185–1193.
- Suarez, B.E.S., 2004. The Sinu river delta on the northwestern Caribbean coast of Colombia: bay infilling associated with delta development. *Journal of South American Earth Science* 16, 623–631.
- Syvitski, J.P.M., Overeem, I., Brakenbridge, G.R., Hamon, M., 2012. Floods, floodplains, delta plains — a satellite imaging approach. *Sedimentary Geology* 267–268, 1–14.
- Syvitski, J.P.M., Kettner, A.J., Overeem, I., Hutton, E.W.H., Hannon, M.T., Brakenridge, G.R., Day, J., Vörösmarty, C., Saito, Y., Giosan, L., Nicholls, R.J., 2009. Sinking deltas due to human activities. *Nature Geoscience* 2, 681–686.
- Syvitski, J.P.M., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P., 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science* 308, 376–380.
- Ta, T.K.O., Nguyen, V.L., Tateishi, M., Kobayashi, I., Tanabe, S., Saito, Y., 2002. Holocene delta evolution and sediment discharge of the Mekong River, southern Vietnam. *Quaternary Science Reviews* 21, 1807–1819.
- Tamura, T., Horaguchi, K., Saito, Y., Nguyen, V.L., Tateishi, M., Ta, T.K.O., Nanayama, F., Watanabe, K., 2010. Monsoon influenced variations in morphology and sediment of a mesotidal beach on the Mekong River delta coast. *Geomorphology* 116, 11–23.
- Tamura, T., Saito, Y., Bateman, M.D., Nguyen, V.L., Ta, T.K.O., Matsumoto, D., 2012. Luminescence dating of beach ridges for characterizing multi-decadal to centennial deltaic shoreline changes during Late Holocene, Mekong River delta. *Marine Geology* 326–328, 140–153.
- Tessler Z.D., Vörösmarty C.J., Grossberg M., Gladkova I., Aizenman H., Syvitski J.P.M., Fofoula-Georgiou E., 2015. Profiling Risk and Sustainability in Coastal Deltas of the World. *Science* 349 (6248) 638-643.

- Thanh, T.D., Saito, Y., Huy, D.V., Nguyen, V.L., Ta, T.K.O., Tateishi, M., 2004. Regimes of human and climate impacts on coastal changes in Vietnam. *Reg. Environ. Chang.* 4, 49–62. *Vietnam News*, 2012. [http://www.gso.gov.vn/default_en.aspx?tabid=491].
- Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L., Ergul, A., 2009, Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0 - An ArcGIS extension for calculating shoreline change: U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1278. Disponible en ligne à [<http://pubs.usgs.gov/of/2008/1278/>].
- Thomas T., Phillips M.R., Williams A.T., Jenkins R.E., 2012. Medium time-scale behaviour of adjacent embayed beaches: Influence of low energy external forcing, *Applied Geography* 32, pp. 265-280.
- Tolman, H. L., 2014. User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 4.18. NOAA / NWS / NCEP / MMAB Technical Note 316, 194 pp. + Appendices.
- Trochon, M.L., 2012. Analyse des méthodes photogrammétriques de corrélation d'images pour l'étude des ouvrages rocheux. *Mémoire de soutenance de Diplôme d'Ingénieur INSA*, Strasbourg.
- Tuan, L.A., Hoang, C.T., Miller, F., Bach T.S., 2007. Flood and salinity management in MD Vietnam. (Ho Chi Minh, Can Tho University, 2007).
- Unverricht, D., Szczuciński, W., Stattegger, K., Jagodziński, R., Le, X.T., Kwong, L.L.W., 2013. Modern sedimentation and morphology of the subaqueous Mekong Delta, Southern Vietnam. *Global & Planetary Change* 110, 223-235.
- Verhoeven, G., 2011. Taking computer vision aloft — archaeological three-dimensional reconstructions from aerial photographs with Photoscan. *Archaeological Prospection* 18, 67–73.
- Walcker, R.; Anthony, E.J.; Cassou, C.; Aller, R.C.; Gardel, A.; Proisy, C.; Martinez, J.-M., Fromard, F., 2015. Fluctuations in the extent of mangroves driven by multi-decadal changes in north Atlantic waves. *Journal of Biogeography* 42, 2209-2219.
- Walling, D.E., 2008. The changing sediment load of the Mekong River. *Ambio* 37, 150–157.
- Wang, J.J., Lu, X.X., Kummu, M., 2011(a). Sediment load estimates and variations in the Lower Mekong River. *River Research and Applications* 27, 33–46.

- Wells, J.T., Coleman, J. M. 1978. Longshore transport of mud by waves: northeastern coast of South America. *Geologie en Mijnbouw* 57, 353–359.
- Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J., Reynolds, J.M., 2012. 'Structure-from-Motion' photogrammetry: a low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology* 179, 300–314.
- Wittmann, H., von Blackenberg, F., Maurice, L., Guyot, J. L., Filizola, N., Kubik, P.W., 2011. Sediment production and delivery in the Amazon River basin quantified by in-situ-produced cosmogenic nuclides and recent river loads. *Geological Society of America Bulletin* 123, 934–950.
- Wolanski, E., Huan, N.N., Dao, L.T., Nhan, N.H., Thuy, N.N., 1996. Fine sediment dynamics in the Mekong River estuary, Vietnam. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 43, 565–582.
- Wolanski, E., Nhan, N.H., Spagnol, S., 1998. Sediment dynamics during low flow conditions in the Mekong River estuary, Vietnam. *Journal of Coastal Research* 14, 472-482.
- Wolanski, E., Spagnol, S., 2000. Environmental degradation by mud in tropical estuaries. *Regional Environmental Change* 1, 152–162.
- Wong, Th. E., de Kramer, R., de Boer, P. L., Langereis, C., Sew-A-Tjon, J., 2009. The influence of sea level changes on tropical coastal wetlands: the Pleistocene Coropina formation, Suriname. *Sedimentary Geology*, 216, 127–137.
- World Wide Fund for Nature (WWF), 2012. Ecological Footprint and Investment in Natural Capital in Asia and the Pacific. *Gland, Switzerland* (103 pp.).
- Wright, L.D., 1985. River Deltas. in: A.R. Davis (ed.), *Coastal Sedimentary Environments*, Springer-Verlag, 1-76.
- Xue, Z., He, R., Liu, J.P., Warner J.C., 2012. Modeling transport and deposition of the Mekong River sediment. *Continental Shelf Research* 37, 66-78.
- Xue, Z., Liu, J.P., Ge, Q., 2011. Changes in hydrology and sediment delivery of the Mekong River in the last 50 years: connection to damming, monsoon, and ENSO. *Earth Surface Processes and Landform* 36, 296–308.
- Yong, M.L., Grundy-Warr, C., 2012. Tangled nets of discourse and turbines of development: Lower Mekong mainstream dam debates. *Third World Quarterly* 33, 1037–1058.

- Zhang, W., Ruan, X., Zheng, J., Zhu, Y., Wu, H., 2010. Long-term change in tidal dynamics its cause in the Pearl River Delta, China. *Geomorphology* 120, 209–223.
- Ziv, G., Baran, E., Nam, S., Rodríguez-Iturbe, I., Levin, S.A., 2012. Trading-off fish biodiversity, food security, and hydropower in the Mekong River Basin. *Proceedings of the National Academy of Sciences U.S.A.* 109, 5609–5614.