



HAL
open science

Chenaux tidaux et dynamique des prés-salés en régime méga-tidal : approche multi-temporelle du siècle à l'événement de marée

Jérôme Leroux

► To cite this version:

Jérôme Leroux. Chenaux tidaux et dynamique des prés-salés en régime méga-tidal : approche multi-temporelle du siècle à l'événement de marée. Géomorphologie. Université Rennes 1; Université Européenne de Bretagne, 2013. Français. NNT : . tel-01005360

HAL Id: tel-01005360

<https://theses.hal.science/tel-01005360v1>

Submitted on 12 Jun 2014

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

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

THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Science de la Terre

Ecole doctorale Sciences de la Matière Rennes

présentée par

Jérôme Leroux

Préparée à l'unité de recherche UMR6118
Géosciences Rennes
Université de Rennes 1

**Chenaux tidaux et
dynamique des prés-
salés en régime
méga-tidal : approche
multi-temporelle du
siècle à l'événement
de marée**

**Thèse soutenue à Rennes
le 19/12/2013**

devant le jury composé de :

Bernadette TESSIER

Directeur de recherche, CNRS, UMR MC2Caen /
rapporteur

François METIVIER

Professeur, IPGP Univ Paris 7 / rapporteur

Romarc VERNEY

Chercheur IFREMER Brest / *examineur*

Thomas DEWEZ

Ingénieur BRGM Orléans / *examineur*

François GUILLOCHEAU

Professeur, Univ de Rennes 1 / *examineur*

Dimitri LAGUE

Chargé de recherche, CNRS Univ de Rennes 1 /
directeur de thèse

Philippe DAVY

Directeur de recherche, CRNS Univ de Rennes 1 /
co-directeur de thèse

Bruno GOFFE

Directeur de recherche, CRNS Univ de Rennes 1 /
co-directeur de thèse

A mes grands-pères

Remerciements

Je tiens à remercier en premier lieu Dimitri Lague, mon directeur de thèse, qui m'a fait confiance après mon stage de Master 2 pour travailler sur ces 3 années de thèse. Merci pour son enthousiasme, ses conseils et surtout pour ses encouragements et sa patience dans la partie finale.

Merci à mes co-encadrants Philippe Davy et Bruno Goffé (pour la visite de la Somme à travers les Molières). C'était la première et dernière fois que nous trainions le scanner sur 1,5 km !

Mes remerciements vont ensuite aux rapporteurs Bernadette Tessier (MC2 Caen) et François Metivier (IPGP Paris 7). Merci également aux examinateurs Romaric Verney (Ifremer Brest), Thomas Dewez (BRGM Orléans) ainsi qu'à François Guillocheau (Géosciences Rennes) d'avoir accepté de présider le jury.

Merci à l'Ifremer et particulièrement Romaric Verney pour le prêt des instruments de mesures hydro-sédimentaires. Merci au Syndicat Mixte du Mont-Saint-Michel et particulièrement Romain Desguée d'avoir permis l'accès au site d'étude près du chantier.

Je voudrais ensuite remercier Alain Crave d'avoir participé activement à ma thèse, notamment pour les nombreuses journées de terrain (on a eu chaud avec les clés de la Kangoo). Merci à Jean-Jacques et Pascal pour leur disponibilité et leur efficacité à produire les équipements pour le terrain. Un grand merci à Catherine pour tous les OM de dernières minutes qui dépendaient de la météo.

Merci à Gemma pour sa contribution en tant que stagiaire à ce travail, bonne continuation pour la thèse. Merci à toutes les personnes qui sont venues m'aider à trainer la caisse du Lidar dans les prés-salés de la Baie du Mont-Saint-Michel : Christoff, Alain, Jean-Jacques, Simon Mudd, Laurent, Eline, Christophe, Thomas, Gemma, Bruno, Philippe, Antoine, Lucie, Lise, Thomas, Soaksan, Philippe, Cendrine, Sarah, Alix.

Merci à ceux avec qui j'ai pu partager un bureau et particulièrement Rebecca et Antoine pour avoir fait de la machine à café et du club gâteau, deux grandes institutions reconnues à l'échelle du couloir Hydro/Géomorpho. Merci à Clément, Youssef, Thomas, Philippe, Sarah, Pietro, Christoff, Nicolas, Thibault et Maria.

Je veux remercier chaleureusement tous les *cA pains* : Aurélie, Kevin, Anne-Claire, Thomas, Amélie, Alex, Elodie, Aurélien, Julien, Jean-Marie et Vivien pour me rappeler que je n'étudie que des cailloux mouillés (!). Merci à Christophe et Marion (et Léopaul). Merci à Amélie, pour la relecture de la thèse. Merci à Aurélie et Elodie d'avoir géré le pot de thèse. Et enfin, merci infiniment à Anne-Claire (et son papa) et Thomas (Soccer !) de m'avoir coaché dans la partie finale. Une dernière pensée pour aux collègues des promos de Master 2 et aux globe-trotters.

Je tiens à remercier toute ma famille, Jean-Yves pour les corrections, mon frère Thomas (pour la petite sortie en Baie un certain lundi) et particulièrement mes parents de m'avoir permis de faire ce long parcours et de m'avoir soutenu jusqu'à la fin.

Enfin merci à Elise pour ton soutien sans failles durant ces trois années, tu auras été essentiel pour l'aboutissement de cette thèse.

Merci à tous

Résumé

Les prés-salés sont des interfaces complexes entre le milieu continental et maritime d'une grande importance environnementale. En contexte de changement climatique, ces zones vulnérables font maintenant l'objet d'une attention particulière puisqu'elles sont très sensibles aux fluctuations du niveau marin et à l'impact des tempêtes. Cette étude porte sur la mesure et la compréhension de la dynamique des prés-salés soumis à un régime mégatidal (marnage supérieur à 10 m) encore peu étudié, à travers l'étude de deux estuaires des côtes du Nord-Ouest de la France : l'estuaire du Couesnon en baie du Mont-Saint-Michel et l'estuaire de la Somme. L'originalité de l'approche est de considérer une très large gamme d'échelles temporelles, depuis l'échelle séculaire jusqu'à l'événement de marée.

A l'échelle séculaire, la mesure de l'évolution de la surface des prés salés en Baie de Somme, à partir de documents historiques et de photos aériennes, montre une évolution étonnamment similaire à celle de l'estuaire du Couesnon depuis la canalisation de la partie terminale de ces rivières au milieu du XIX^{ème} siècle. Après une phase de développement rapide des prés salés, une réduction concomitante des taux de croissance est observée dans les deux estuaires au début du XX^{ème} siècle. Nous proposons que l'augmentation du niveau marin à cette période soit responsable de cette réduction de croissance des prés-salés. L'analyse pluriannuelle des surfaces en baie de Somme met en évidence des périodes d'érosion des prés-salés résultant de la migration des chenaux tidaux à la frontière des prés-salés. Cependant, l'échelle de temps pluriannuelle ne permet pas d'appréhender les processus régissant la dynamique de migration des chenaux.

Une étude sur 3 ans en baie du Mont-Saint-Michel a permis de caractériser le fonctionnement d'un chenal tidal sinueux en frontière des prés salés, grâce à des mesures topographiques inédites réalisées avec un Lidar terrestre haute résolution, combinées à des mesures hydro-sédimentaires (vitesses fluides et concentration). Encore jamais utilisé à cette échelle en contexte de prés-salés, des relevés journaliers durant les marées d'équinoxe de Septembre et de Mars ont mis en évidence une relation très non-linéaire entre érosion des berges et hauteur de marée. Cette relation est régie principalement par une forte augmentation des vitesses du courant lors du jusant, pouvant atteindre 2,2 m/s lorsque les marées inondent totalement les prés-salés. L'étude des taux d'accrétion dans la partie interne du méandre tidal a révélé l'importance de la présence de la végétation pionnière. En effet celle-ci introduit une très forte hétérogénéité spatiale de l'accrétion et augmente les taux moyens de sédimentation à l'échelle du méandre par un facteur 2. Des lois empiriques de sédimentation et d'érosion en fonction de la hauteur de marée sont proposées. Il est montré que 6 % des marées les plus hautes de l'année sont responsables de 90 % de

l'érosion des prés-salés par migration du chenal, alors que la sédimentation est dominée par les marées les plus fréquentes, dès lors que les zones végétalisées sont submergées.

Ces travaux mettent en évidence le rôle fondamental de la divagation des chenaux en marge des prés salés méga-tidaux. Leur dynamique est contrôlée principalement par les marées les plus importantes, dont la fréquence est régit par des cycles nodaux de 4,4 à 18,6 ans. Toute modélisation de l'évolution des prés salés doit donc incorporer la migration des chenaux et l'érosion des berges, ainsi que l'effet de la végétation sur la sédimentation qui ne sont pour l'instant pas pris en compte dans ce type de modèle morpho-dynamique. Les données topographiques et hydro-sédimentaires inédites acquises durant ce travail de thèse fournissent des contraintes fortes pour le développement d'un tel modèle.

Abstract

Salt marshes are complex interfaces between land and sea of high environmental values. These vulnerable landforms are now subjected to particular attention since they are very sensitive to sea level changes and storm events. This study focuses on salt marsh dynamic subjected to a mega-tidal range (higher than 10 m) that received less attention, through the study of two estuaries of the north-western coast of France: The Couesnon estuary in the Bay of Mont -Saint-Michel and the Somme estuary. The originality of this study is to consider a wide range of time scales, from the secular one to tide events.

At secular time scale, we measure the evolution of salt marsh surfaces in the Somme bay, from historical documents and aerial photographs. The comparison with the Couesnon estuary reveals a surprisingly similar evolution of salt marsh extension, since the derivation and embankment of their main river in early mid XIXth century. After a period of rapid salt marsh extension, a concomitant reduction of growth rates is observed in both estuaries in the early XXth century. We propose that the increase in sea level rise during this period is responsible for the reduced growth of salt marshes. The pluriannual analysis highlights periods of erosion of salt marshes resulting from the tidal channels migration on salt marsh fringe. However, the pluriannual time scale does not capture the processes governing the dynamics of channel migration.

This has motivated a 3 years study of a sinuous tidal channel located on the fringe of the marsh with the aim to understand its dynamics at daily to annual scales. We have acquired 36 high resolution topographic surveys with Terrestrial Laser Scanner. We used daily surveys during spring tides of various High Water Level (HWL) to analyze channel dynamics at tidal event timescales. Daily TLS measurements revealed a non-linear relationship between bank erosion and tidal height. This relationship is related to a sharp increase in flow velocities during the ebb (up to 2.2 m/s) for overmarsh tides. Spatially averaged accretion on the inner bend tends to increase linearly with HWL and is increased by a factor 2 during summer/autumn spring tides at the peak of pioneer vegetation development. We propose empirical laws of sedimentation and erosion depending on the tide height, which model that 6% of the highest tides of the year are responsible for 90 % of salt marsh erosion by channel migration, while sedimentation is dominated by frequent tides.

These results highlight the need to incorporate the influence of vegetation on sedimentation rates as well as tidal migration processes in models of salt marsh dynamic in mega-tidal environment. Long term modeling should account for the highest tides of the year, that make tidal channel very sensitive to the nodal cycle (18.6 years) which controls the occurrence of the highest tides in mega-tidal environment.

Table des matières

TABLE DES MATIERES	13
INTRODUCTION GENERALE.....	17
1. CHAPITRE 1 : LES PRES-SALES – ETAT DES CONNAISSANCES.....	19
1.1. Condition de formation et de progression des prés-salés	19
1.1.1. Le pré-salé : Condition de formation, progression et morphologie	19
1.1.2. Facteurs de contrôle de l'évolution des prés-salés	21
1.2. Morpho-dynamique des chenaux tidaux	29
1.2.1. Condition de formation et morphologie	29
1.2.2. Hydrodynamique des chenaux tidaux.....	32
1.2.3. Morpho-dynamique des chenaux tidaux	34
1.3. Couplages bio-géomorphologiques.....	37
1.3.1. Ecoulement en absence de végétation	37
1.3.2. Impact de la végétation sur l'écoulement et la sédimentation	38
1.4. Modélisation des prés-salés.....	41
1.4.1. Modèles de sédimentation 1D	42
1.4.2. Modèles numériques	43
1.4.3. Evolution de la bordure des prés-salés	45
1.5. Impact de l'augmentation du niveau marin	46
1.6. Impact anthropique	48
1.7. Environnements méga-tidaux.....	49
1.8. Exemple de la baie du Mont-Saint-Michel	50
1.8.1. Présentation générale de la baie du Mont-Saint-Michel	50
1.8.1. Contexte hydrodynamique.....	51
1.8.2. Morphologie des prés-salés	56
1.8.3. Impact anthropique.....	63
1.8.4. Progression des prés-salés en Baie du Mont-Saint-Michel	66
1.8.5. Progression non-linéaire des surfaces et rôle de la divagation des chenaux.....	67
1.9. Objectifs de la thèse	71

1.10. Matériels et Méthodes	73
1.10.1. Introduction	73
1.10.2. Méthode de mesure LIDAR	73
1.10.1. Méthodes de mesures hydro-sédimentaires	79
2. CHAPITRE 2 : DYNAMIQUE SECULAIRE ET PLURIANNUELLE DES PRES-SALES EN BAIE DE SOMME	87
2.1. Introduction.....	87
2.2. La baie de Somme.....	87
2.3. Méthode d'analyse des photos aériennes	94
2.3.1. Sources de données	94
2.3.2. Géo-référencements	95
2.3.3. Sources d'erreurs	96
2.3.4. Digitalisation des zones de prés-salés	97
2.4. Secular expansion of mega-tidal salt marshes in the NW coast of France: the legacy of reining in wild rivers 99	
2.4.1. Introduction	100
2.4.2. Study sites	101
2.4.3. Method.....	101
2.4.4. Results	102
2.4.5. Discussion	106
2.4.6. Conclusion	108
2.4.7. Acknowledgments	108
2.5. Dynamique récente des prés-salés en Baie de Somme	109
2.5.1. Introduction	109
2.5.2. Evolution des prés-salés en Baie de Somme entre 1971 et 2011	109
2.6. Discussion et conclusions générales.....	121
3. CHAPITRE 3 : DYNAMIQUE SPATIO-TEMPORELLE D'UN CHENAL TIDAL EN BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL.....	123
3.1. Introduction.....	123
3.2. Site d'étude	124
3.3. Suivi Lidar	125

3.3.1.	Sur le terrain.....	125
3.3.2.	Traitements données TLS	131
3.4.	Campagne de mesures hydro-sédimentaires	133
3.4.1.	Campagne de mesures de Septembre 2010	133
3.4.2.	Campagne de mesures d’Octobre 2010	134
3.4.3.	Campagne de mesures d’Avril 2012	134
3.4.4.	Campagne de mesures de Mars 2013	135
3.4.5.	Calibration de la canne ASM IV et signal rétrodiffusé ADV	135
3.5.	Controls on tidal meander dynamics documented by event-based repeat TLS surveys in a mega-tidal salt marsh	137
3.5.1.	Abstract	137
3.5.2.	Introduction	138
3.5.3.	Methods and study area	141
3.5.4.	Results	149
3.5.5.	Discussion	166
3.5.6.	Conclusion	174
3.5.7.	Acknowledgments	175
3.6.	Conclusion et discussion	177
3.6.1.	Influence de la végétation sur la sédimentation	177
3.6.2.	Variations de la sédimentation au cours du temps	178
3.6.3.	Variations de la concentration au cours du temps	179
3.6.4.	Modélisation à long terme de l’érosion des berges	181
3.6.5.	Représentativité du site d’étude sur l’érosion des berges	182
3.6.6.	Implication pour la baie de Somme	185
	SYNTHESE ET CONCLUSION	187
	LISTE DES FIGURES	191
	LISTE DES TABLEAUX	200
	BIBLIOGRAPHIE	201
	ANNEXE 1 : CHANGEMENTS TOPOGRAPHIQUES JOURNALIERS MESUREES AU LIDAR	217

ANNEXE 2 : CONFIGURATIONS DES INSTRUMENTS HYDRO-SEDIMENTAIRES	235
.....	
ANNEXE 3 : TABLEAUX RECAPITULATIFS DES DONNEES HYDRO-SEDIMENTAIRES	237
.....	
Septembre 2010.....	237
Octobre 2010	237
Avril 2012.....	238
Mars 2013	238
ANNEXE 4 : SERIES TEMPORELLES DE VITESSES ET CONCENTRATIONS	239
.....	
Septembre 2010.....	240
Octobre 2010	241
Avril 2012.....	243
Mars 2013	245
ANNEXE 5 : CALIBRATION DE L'ASM IV	247
ANNEXES 6 : PUBLICATION (CO-AUTEUR)	251

Introduction générale

Les prés-salés sont des interfaces complexes entre le milieu continental et maritime d'une grande importance environnementale. La végétation dans les prés-salés est riche en biodiversité (Lefeuvre et al., 2000), elle détient les plus forts taux de production primaire dans le monde et joue un rôle déterminant dans l'évolution des estuaires (Marani et al., 2006; Mitsch and Gosselink, 2000). La dégradation de ces zones est observée dans le monde entier (Gedan et al., 2010; Kearney et al., 1988; Reed, 1995), elle est due à l'impact des activités humaines près des zones côtières qui empêchent le développement des zones de prés-salés. Ceux-ci sont aussi sensibles au niveau marin qui conditionne leur formation, leur développement et leur survie (French, 1993; Kirwan and Temmerman, 2009). Ces zones sont aussi importantes pour la protection des côtes contre les tempêtes (King and Lestert, 1995; Möller et al., 2001). En contexte de changement climatique engendré par l'activité humaine depuis le début du XX^{ème} siècle (Jevrejeva et al., 2009), une augmentation du niveau marin et une intensification des tempêtes sont attendues. Ce changement aura un impact direct sur les zones les plus sensibles à ces deux facteurs. De nombreuses recherches s'attachent donc à comprendre la dynamique générale des prés-salés à travers la modélisation des processus élémentaires en contexte d'augmentation du niveau marin (Fagherazzi et al., 2012).

Cependant la plupart des recherches portent sur la compréhension d'environnements micro-tidaux, ceux-ci étant les environnements les plus communs autour du globe mais aussi *a priori* les plus sensibles à la remontée du niveau marin (Allen, 2000; Friedrichs and Perry, 2001). Ces environnements côtiers sont caractérisés par des forçages hydrauliques de faibles intensités comparées à des environnements méga-tidaux où les forçages hydrauliques sont plus intenses (Archer, 2013).

C'est le cas de nombreux estuaires des côtes Nord-Ouest de la France, qui sont actuellement en cours de comblement rapide. C'est particulièrement le cas de deux estuaires étudiés dans le cadre de cette thèse : la baie du Mont-Saint-Michel et la Baie de Somme, où une forte progression des surfaces de prés-salés a été observée depuis 150 ans. Ces deux baies sont soumises à un régime de marée exceptionnel (marnage supérieur à 10m) qui conduit à de fort courant de marée et de transport sédimentaire (Beauchamps, 1998; Bonnot-courtois et al., 2002a).

Bien que la dynamique de comblement sédimentaire y soit un phénomène naturel enregistré depuis la dernière transgression holocène dans ces deux baies (Allen, 2000; Anthony, 2002; Bonnot-courtois et al., 2002a; Tessier et al., 2010), celles-ci ont été soumises à une influence anthropique conséquente. Les surfaces de prés-salés y ont été perdues par la construction de digues pour poldériser ces surfaces maritimes. Une accentuation du

colmatage sédimentaire a été observée dans les deux baies depuis les premiers aménagements. La principale construction ayant affecté les deux estuaires fut *a priori* la canalisation de leurs fleuves respectifs. La migration d'un chenal dans une zone de pré-salé en milieu méga-tidal a une influence sur la dynamique de progression des prés-salés, notamment dans les estuaires méga-tidaux, qui n'a pas encore été quantifiée.

Le **Chapitre 1** dresse l'état des connaissances générales sur la dynamique de formation et de progression des prés-salés, ainsi que sur la dynamique des chenaux tidaux qui ont été principalement étudiés en régime micro-tidal. Le site d'étude de la Baie du Mont-Saint-Michel est présenté afin de mettre en relation les deux estuaires étudiés dans cette thèse. Une présentation des instruments et des méthodes utilisées est ensuite décrite, avec notamment la présentation de la technique du Lidar terrestre qui est encore peu utilisée dans le domaine des géosciences et encore moins dans le contexte de l'étude des prés-salés. Ce chapitre permet finalement de dresser les problématiques abordées dans ce travail de thèse.

Le **Chapitre 2** porte sur la dynamique à long terme (*i.e.* échelle séculaire) et court terme (*i.e.* échelle pluriannuelle) de la dynamique des prés-salés en Baie de Somme. Cette dernière est présentée et étudiée grâce aux cartes historiques et photographies aériennes. L'évolution de la progression des prés-salés en Baie de Somme est comparée à celle quantifiée dans l'ancien estuaire du Couesnon en Baie du Mont-Saint-Michel. Les résultats mettent en avant l'influence de la canalisation des deux fleuves sur la dynamique de comblement d'un estuaire, ainsi que la possible influence de l'augmentation du niveau marin sur les taux de croissance des surfaces de prés-salés. Sur une période récente, la migration des chenaux est mise en évidence bien que leur dynamique ne puisse être clairement appréhendée sur des échelles de temps pluriannuelles.

Une approche novatrice a donc été employée à partir de relevé au scanner Lidar terrestre, afin de savoir si ce type de suivi permet de caractériser les processus élémentaires régissant la dynamique du chenal tidal. Le **Chapitre 3** présente les premiers résultats d'une étude sur 3 ans d'une portion d'un chenal en Baie du Mont-Saint-Michel. Les mesures ont été faites à différentes échelles temporelles (annuelles à journalières), qui permettent de quantifier l'influence de deux marées sur l'érosion et la sédimentation, associées à des mesures hydro-sédimentaires. La combinaison des mesures topographique et hydro-sédimentaire permet de déduire des lois empiriques de sédimentation et d'érosion sur le site d'étude associées à la hauteur de marée qui permet d'estimer la sensibilité de ces deux processus au forçage des marées.

Chapitre 1 : Les prés-salés – Etat des connaissances

1.1. Condition de formation et de progression des prés-salés

1.1.1. Le pré-salé : Condition de formation, progression et morphologie

Les prés-salés, Herbues (Baie du Mont-Saint-Michel), Molières (Baie de Somme) ou Schorres (Pays-Bas) sont des zones côtières colonisées par une végétation halophile, c'est-à-dire tolérante au sel. Ils se développent sur des côtes calmes et protégées, à faible énergie où des sédiments fins peuvent s'accumuler, comme dans des estuaires ou des baies peu profondes (Allen, 2000) (Figure 1.1). Leurs étendues peuvent varier de la dizaine à la centaine d'hectares. Les zones de prés-salés sont régulièrement inondées par les marées, cependant la végétation ne se développe qu'entre le niveau moyen des marées hautes et le niveau des marées de vives eaux (Figure 1.1).

Dès lors que la végétation se met en place, les taux de sédimentation sur les parties végétalisées augmentent, ce qui conduit au développement vertical des prés-salés grâce à l'élévation de leur surface et au développement horizontal grâce à la colonisation par la végétation de nouvelles surfaces (Bonnot-courtois et al., 2002a; Friedrichs and Perry, 2001; Redfield, 1972).

Morphologiquement, les prés-salés se composent d'étendues planes et végétalisées à une altitude relative au marnage des marées (Figure 1.1) (Carter, 1988). Les parties végétalisées des prés-salés sont souvent divisées en 2 sous-catégories : le haut schorre et le bas schorre. Le haut schorre présente une végétation dense alors que le bas schorre présente une végétation pionnière peu dense. Certaines études distinguent une zone de transition appelée moyen schorre, entre le haut et le bas schorre (Bonnot-courtois et al., 2002a). Ces surfaces végétalisées sont entrecoupées de chenaux tidaux. Les chenaux se densifient vers le domaine terrestre et leurs largeurs augmentent vers le domaine marin, où le pré-salé est connecté à la zone de slikke, correspondant à la zone intertidal dépourvue de végétation (Figure 1.1 c,d).

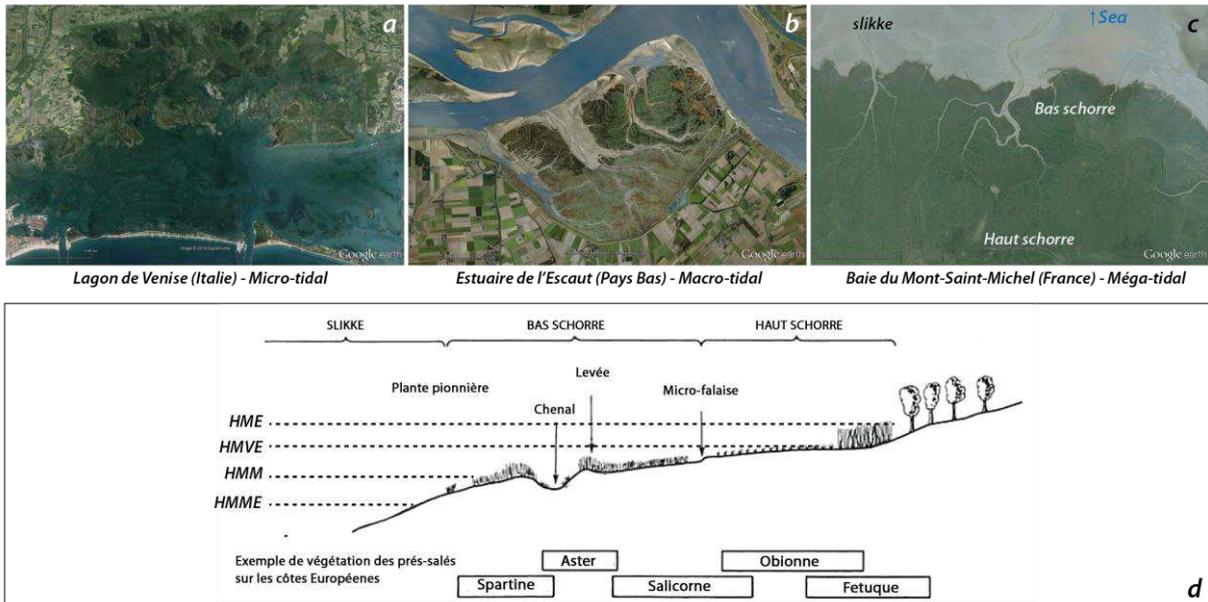


Figure 1.1 : Photographie aérienne (images Google Earth®) de différentes zones d'étude des prés-salés en Europe : a. Lagon de Venise soumis à un régime micro-tidal, b. Zone de prés-salés se développant dans l'estuaire de l'Escaut soumis à un régime macro-tidal, c. Prés-salés en baie du Mont-Saint-Michel et les différents éléments qui caractérisent sa morphologie, d. Exemple de morphologie d'une section de prés-salés et distribution de la végétation en fonction des hauteurs de marée. (HME : Hauteur marée exceptionnelle ; HMVE : Hauteur moyenne des marées de vive-eau ; HMM : Hauteur moyenne des marées ; HMME : HMVE : Hauteur moyenne des marées de morte-eau) (modifiée de Carter (1988))

4 grands facteurs de contrôle sont responsables de la morphologie des prés-salés en milieu tempéré :

- les contraintes hydrauliques liées à la marée.
- la disponibilité en sédiment
- la présence de la végétation
- le taux de sédimentation qui va dépendre des variations spatio-temporelles des 3 paramètres précédents.

1.1.2. Facteurs de contrôle de l'évolution des prés-salés

1.1.2.1. Marées, vagues et tempêtes

La marée est le principal facteur de contrôle de l'évolution des prés-salés. L'amplitude des marées va influencer l'intensité des courants de marée contrôlant l'apport en sédiment. Cela va aussi influencer les périodes d'inondations des plantes et donc définir la gamme de développement des plantes halophiles, c'est-à-dire tolérante au sel (Adam, 1990; Allen, 2000; Redfield, 1972).

Pour caractériser les conditions hydrodynamiques agissant sur une zone de pré-salé, on renseigne le marnage qui est la différence de hauteur entre les marées astronomiques la plus forte et la plus faible. On distinguera les environnements micro-tidaux (<2m), méso-tidaux (2-4m) et macro-tidaux (> 4m). Un dernier cas sera caractérisé par des amplitudes de marée exceptionnelle (>10 m), que l'on identifie comme environnement méga-tidal (Allen, 2000). Ces environnements sont rares autour du globe et sont le résultat de configuration particulière de côte qui va amplifier le phénomène de marée (Figure 1.2).

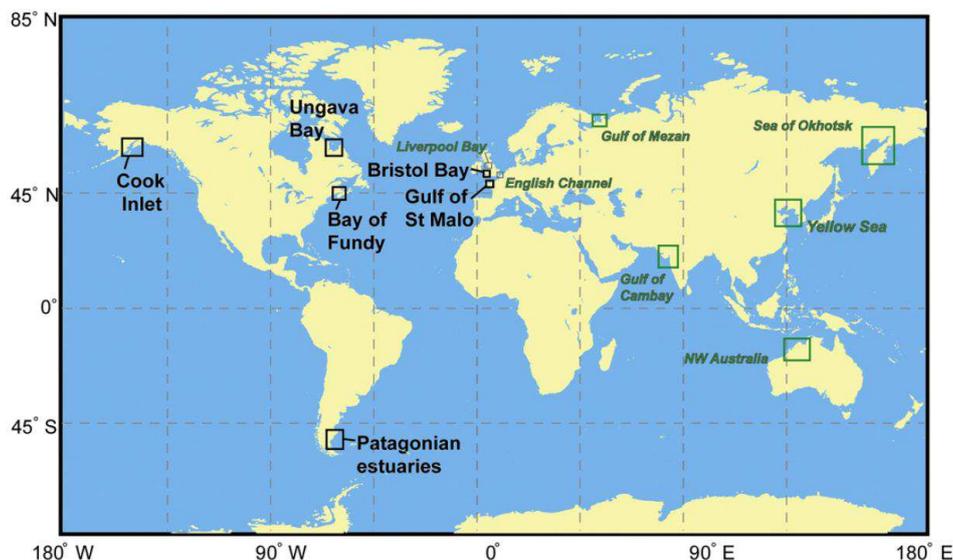


Figure 1.2 : Répartition mondiale des côtes soumises à un régime méga-tidal (contour noir) (d'après Archer et al. 2013)

Les marées sont le produit des forces d'attraction de la lune et du soleil sur les masses d'eau des océans. Les marées sur les côtes du Nord-Ouest de la France sont semi-diurne, c'est-à-dire que 2 marées se produisent durant 1 journée, qui est lié à la période de rotation de la lune autour de la Terre (12h25 min en moyenne). Le cycle de vive-eau / morte-eau se produit quant à lui tous les 14,77 jours, qui est lié à l'alignement des 3 astres en jeu : la Terre, la Lune et le Soleil. Des variations orbitales de ces astres vont amplifier les cycles de

vives-eaux /mortes-eaux. Les périodes d'équinoxes, qui correspondent aux périodes où la distance Terre-Soleil est la plus faible, vont accentuer l'amplitude des vives-eaux. Cette augmentation de l'amplitude des marées de vive-eau ne se produit en périodes d'équinoxes que si l'alignement des 3 astres est favorable.

Des cycles à plus basse fréquence (8,8 ans et 18,6 ans) vont faire varier l'amplitude de ces cycles de vive-eau / morte-eau. Pour le cycle de 8,8 ans, l'amplification des marées est due au mouvement de l'axe périgée-apogée de la Lune coïncidant avec les périodes d'équinoxes (Figure 1.3). Ce cycle affecte les environnements à forte amplitude tidale et agit comme un cycle de 4,4 ans (Haigh et al., 2011). Le périgée correspond à la plus courte distance entre la Lune et la Terre au contraire de l'apogée qui correspond à la plus longue distance. Le cycle de 18,6 ans s'explique par la juxtaposition des plans d'orbites de la Lune et du Soleil. Ce cycle est appelé cycle nodal ou cycle de Saros (Figure 1.3).

Ces cycles de marées à plusieurs échelles de temps vont faire varier d'une année sur l'autre le nombre de marées atteignant les hauteurs caractéristiques des prés-salés. Bien que les cycles de basses fréquences soient généralement ignorés dans les études en contexte micro-tidal, ils peuvent fortement influencer la dynamique des prés-salés en contexte méga-tidal (Allen, 2000; Desguée, 2008; Gratiot et al., 2008).

Pour des études à court terme, il est nécessaire d'identifier les différents niveaux de marée comparés à la hauteur des prés-salés. Les hauteurs caractéristiques sont reliées à la cyclicité des variations courtes et longues fréquences : (i) Hauteur de marée exceptionnelle, (ii) hauteur moyenne des marées de vive-eau, (iii) hauteur moyenne des marées et (iv) hauteur moyenne des marées de morte-eau (Figure 1.1).

Les variations de hauteur de la mer vont engendrer des mouvements horizontaux. La marée va submerger les zones intertidales et les prés-salés durant le flot (marée montante) et se retirer durant le jusant (marée descendante). Les vitesses des courants associés aux marées augmentent avec l'amplitude des marées (Bayliss-Smith et al., 1979; Bouma et al., 2007; Reed et al., 1985). La marée va se propager dans les prés-salés à travers les creux topographiques, principalement les chenaux, qui vont être les conduits d'importation de sédiment vers les parties végétalisées les plus hautes.

Les conditions météorologiques vont influencer le signal de la marée. Les effets de pression atmosphérique vont jouer sur la hauteur du niveau de la mer. Le niveau augmente lorsque la pression atmosphérique est faible et inversement. Les vents vont agir sur la surface de l'eau par friction en développant des courants de surface responsables de la création de vagues. L'influence atmosphérique sur le niveau de la marée va engendrer une montée plus importante de la marée, surtout si les conditions sont réunies lors des marées de vive-eau (Pugh, 1988).

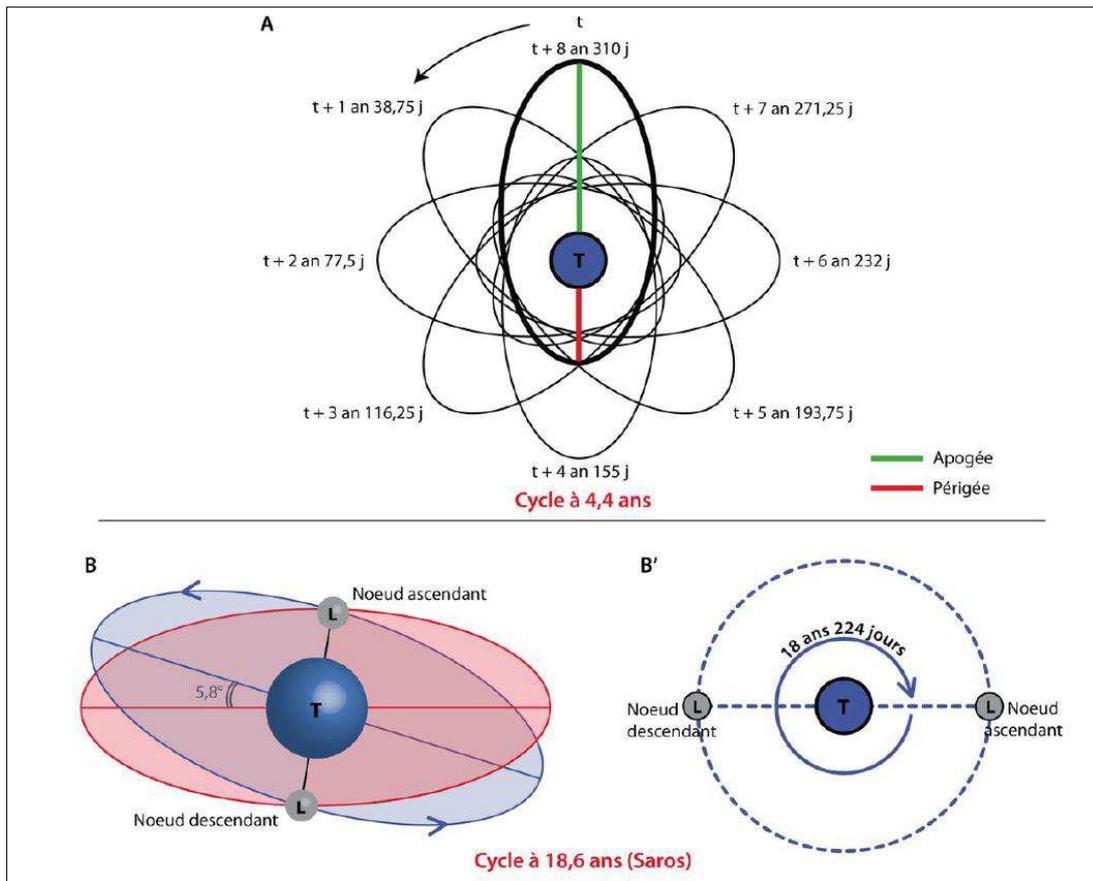


Figure 1.3 : Schéma explicatif de l'origine des cycles de 4,4 ans et 18,6 ans. A. Cyclité de 8,8 ans de l'axe périégée-apogée (distance Terre-Lune) coïncidant avec les périodes d'équinoxe (distance minimale entre Terre et Soleil) tous les 4,4 ans. B. Représentation des nœuds ascendants et descendants qui intersectent le plan d'orbite de la Terre autour du soleil (cercle rouge), B'. La « ligne des nœuds » effectue une rotation complète autour de la terre en 18,6 ans (tiré de Weil, (2010) d'après Guérin (1983))

L'impact du vent sur l'agitation peut devenir négligeable pour des événements de marée plus importants puisque le rapport de hauteur des vagues sur la colonne d'eau devient négligeable comparée à la hauteur d'eau au-dessus des schorres (Davidson-Arnott et al., 2002). De plus l'impact de la végétation des prés-salés a pour effet de réduire considérablement la hauteur des vagues, ce qui fait des prés-salés une barrière très importante contre les tempêtes près des côtes (Möller and Spencer, 2002).

1.1.2.2. Disponibilité du sédiment

La nature du sédiment et sa disponibilité vont conditionner la part de sédiment transporté au sein de la colonne d'eau et les taux de sédimentation au sein des prés-salés (Mudd, 2011). Les principales caractéristiques des sédiments (natures et tailles) vont varier

spatialement et temporellement suivant de nombreux facteurs physiques (*e.g.* vitesse, turbulence, température) et chimiques (*e.g.* salinité, pH). Malgré une dynamique complexe, on postule que le facteur de premier ordre contrôlant la quantité de sédiment est régi par l'amplitude du forçage des marées (Davidson-Arnott et al., 2002; Friedrichs and Perry, 2001).

Les sources physiques de sédiment peuvent être multiples : océaniques, chenaux fluviaux, chenaux tidaux. Les sédiments peuvent être d'origine allochtone, qui peuvent être des sédiments lithoclastiques issus de l'érosion fluviale ou marine, ou d'origine bioclastique issu de la décomposition de test (coquille). La sédimentation peut aussi être d'origine autochtone suite à la décomposition des végétaux présent à la surface ou sub-surface des prés-salés. La taille des sédiments rencontrés dans les schorres est relativement fine (Bartholdy et al., 2010) en raison de l'environnement calme et à faible énergie qui les caractérise. Les prés-salés sont composés de sédiments silteux (>31 μm) dans les parties internes avec une granulométrie qui augmente en se reprochant de la source en sédiment. Les sédiments vont se retrouver en suspension dans la colonne d'eau sous forme de particules individuelles ou de floccs. Sous l'influence de paramètres physico-chimiques et biologiques, les floccs sont le produit de collision de particules fines formant un matériel plus grossier de taille variable pouvant atteindre quelques millimètres (Manning and Dyer, 1999; Verney et al., 2009).

Durant une marée, la concentration en sédiments dans la colonne d'eau est plus importante lors du flot à cause de plus fortes vitesses rencontrées durant cette période de la marée (Allen and Duffy, 1998a; Clarke and Elliott, 1998; Friedrichs and Perry, 2001; Migniot, 1998; Murphy and Voulgaris, 2006; Temmerman et al., 2004). Les fortes vitesses augmentent la capacité de transport en sédiment ce qui a pour effets d'augmenter la concentration et la taille moyenne des grains. Cette dichotomie est responsable des alternances de sédiment grossier et fin, enregistrées dans les sédiments d'une zone intertidale (Coughenour et al., 2009; Tessier, 1993). La compréhension des mécanismes de transport et de dépôt du sédiment dans les prés-salés est très importante puisqu'elle est principalement responsable des taux de sédimentation. L'agitation peut entraîner quelques divergences de la relation entre la charge en sédiment et l'amplitude des marées (Desguée et al., 2011). Dans certaines zones micro-tidales où les vagues sont plus significative qu'en contexte méga-tidal, la contribution des tempêtes est la source principale d'apport en sédiment sur les parties végétalisées (Stumpf, 1983).

1.1.2.3. Végétation

Le développement de la végétation des prés-salés va dépendre d'une variété de facteurs biotiques et abiotiques. Dans le cas d'une zone soumise aux fluctuations des marées, les facteurs de contrôles principaux vont être reliés à l'« hydro-période » (French, 1993) qui est fonction de la fréquence, de la profondeur et de la durée d'inondation de la plante. Les plantes pionnières ne peuvent apparaître normalement qu'à partir de la hauteur moyenne des marées de morte-eau (Adam, 1990). La distribution de la végétation et la succession des espèces va ensuite dépendre au premier ordre de l'altitude du pré-salé sur lequel elles se développent et suivant leurs tolérances à l'hydro-période locale (Figure 1.1).

Les plantes pionnières sont généralement des plantes vasculaires les plus résistantes aux longues périodes d'enneigement et aux forts taux de salinité telles que la Salicorne, la Soude, l'Aster ou la Spartine. Toutefois, ce sont les facteurs d'oxygénation ainsi que la résistance du substrat qui vont influencer la survie des plantes pionnières plus que le facteur de salinité (Adam, 1990). En effet, les zones pionnières vont subir beaucoup plus de lessivage que des zones légèrement supérieures comme le moyen schorre où le temps d'évaporation comparé aux périodes de lessivage entraîne de forts taux de salinité dans les sédiments (Pratolongo et al., 2009). Enfin les facteurs biotiques vont conditionner la compétition entre les espèces et générer une zonation de la végétation sur les parties du haut schorre.

1.1.2.4. Sédimentation dans les prés-salés

Le taux de sédimentation dans les prés-salés va être dépendant au premier ordre des 3 facteurs de contrôles précédemment évoqués. La hauteur d'une zone de pré-salé par rapport au marnage de la marée va conditionner le temps d'inondation et donc le temps disponible au sédiment pour être déposé.

Beaucoup d'études ont porté sur la mesure des taux de sédimentation à grandes échelles dans les prés-salés (Allen and Duffy, 1998b; Christiansen, 2000; Leonard, 1997; Reed et al., 1999; Van Proosdij et al., 2006a). En général, les taux de sédimentation varient spatialement dans les 2 directions de croissance de prés-salés : (i) verticalement et (ii) horizontalement.

1.1.2.4.1. Variations spatiales de la sédimentation

Premièrement, le taux de sédimentation diminue avec la hauteur de prés-salés (Cahoon et al., 1995; Stoddart et al., 1989). Ceci est simplement expliqué par le facteur du temps d'inondation. Les parties les plus basses des prés-salés sont inondées plus fréquemment et plus longuement par les marées. A l'opposé, les parties les plus hautes des prés-salés sont atteintes peu souvent par les marées, et par conséquent le temps d'inondation pour chaque marée est faible, ce qui réduit le temps de déposition du sédiment.

Deuxièmement, le taux de sédimentation mesuré dans les prés-salés diminue avec l'augmentation de la distance à la source de sédiment (Figure 1.4). Cette distance peut être la distance aux chenaux qui sont les conduites de transfert de sédiment dans les prés-salés ou la distance au front de prés-salés qui est exposé à la mer (Christiansen, 2000; French and Spencer, 1993; Leonard, 1997; Reed et al., 1999; Temmerman et al., 2003b). Ceci est expliqué par le processus de sédimentation progressive des particules sur les prés-salés entre la source de sédiment (chenaux ou front de prés-salés) et les parties les plus internes des prés-salés (Leonard and Luther, 1995). Cette sédimentation progressive est associée à la diminution des vitesses sur le haut schorre comparée aux vitesses dans les chenaux (D'Alpaos et al., 2007b).

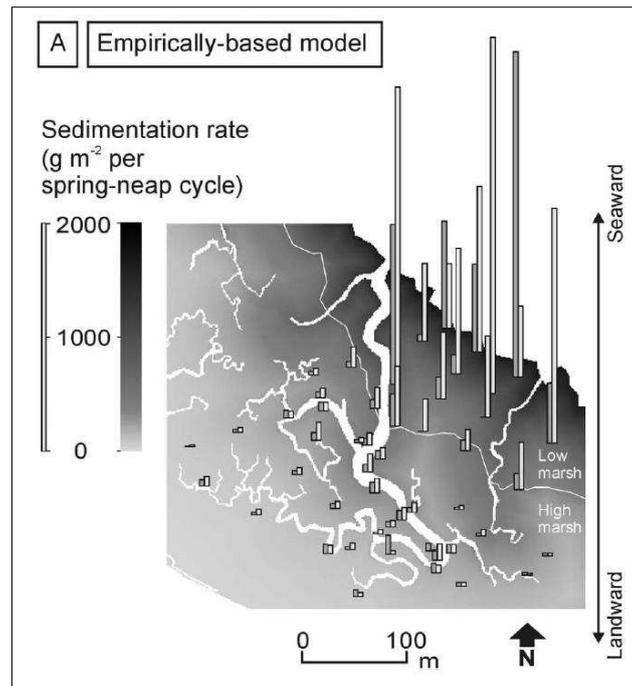


Figure 1.4 : Exemple de taux de sédimentation mesurés sur une zone de prés-salés (Paulina, Pays-Bas) (tirée de Temmerman et al. 2003b) (meso-macro tidal)

1.1.2.4.2. Variations temporelles

Les variations temporelles des taux de sédimentation sont reliées aux variations saisonnières des marées qui vont influencer la fréquence, la hauteur et la durée d'inondation des prés-salés. Aussi, des variations saisonnières de charges en sédiment au cours des marées ont été observées, avec des concentrations plus importantes durant l'hiver au contraire des périodes d'été (Leonard, 1997; Temmerman et al., 2003b). Cependant, d'autres études montrent des variations saisonnières des taux de sédimentation avec de plus forts taux de sédimentation durant l'été et de l'érosion durant l'hiver (Allen and Duffy, 1998b; Reed et al., 1999). Les variations annuelles de la sédimentation sont difficiles à appréhender car elles sont dépendantes à la fois de la quantité de sédiment, de l'amplitude des marées et de la présence ou non de la végétation dans les parties des prés-salés ou le couvert végétal n'est pas continu.

A plus petite échelle temporelle, les cycles de vive-eau et morte-eau vont influencer la disponibilité en sédiment selon les caractéristiques des marées lors de ces cycles. Les cycles de vive-eau ont la capacité d'apporter plus de sédiment, pendant une plus grande période de temps, ce qui augmente la sédimentation (Voulgaris and Meyers, 2004). On peut enregistrer ces variations dans les carottes sédimentaires.

A l'échelle d'une marée, la sédimentation dans les prés-salés peut être appréhendée, au premier ordre, par le modèle de sédimentation dans une zone intertidale proposé par Allen, (2000). Les sédiments transportés par la marée lors du flot vont être maintenues dans la colonne d'eau par l'action opposée des fortes vitesses et de la turbulence sur la vitesse de chutes des particules (French and Stoddart, 1992). La sédimentation peut devenir significative lorsque les vitesses deviennent inférieures au seuil de dépôts du sédiment, et sera proportionnelle à la vitesse de chutes des particules et à la concentration en sédiment dans la colonne d'eau (Allen, 2000; Friedrichs and Perry, 2001; Fugate and Friedrichs, 2002). Si les vitesses lors du jusant sont supérieures à la vitesse de réentraînement des particules, le surface sédimentaire peut se faire éroder jusqu'à épuisement de la quantité de sédiment pouvant être ré-entrainé. Des mesures dans les prés-salés au Pays-Bas ont montré que la plupart des sédiments importés sont sédimentés lors du flot et qu'une très faible proportion est remobilisée durant le jusant (Reed et al., 1999; Temmerman et al., 2003b).

Ce modèle permet de comprendre les variations temporelles de sédimentation et d'érosion lors d'une marée. Il ne permet pas d'appréhender la complexité des patterns spatio-temporels de sédimentation dans les prés-salés et les chenaux tidaux, qui vont dépendre essentiellement des 3 facteurs de contrôle précédemment exposés.

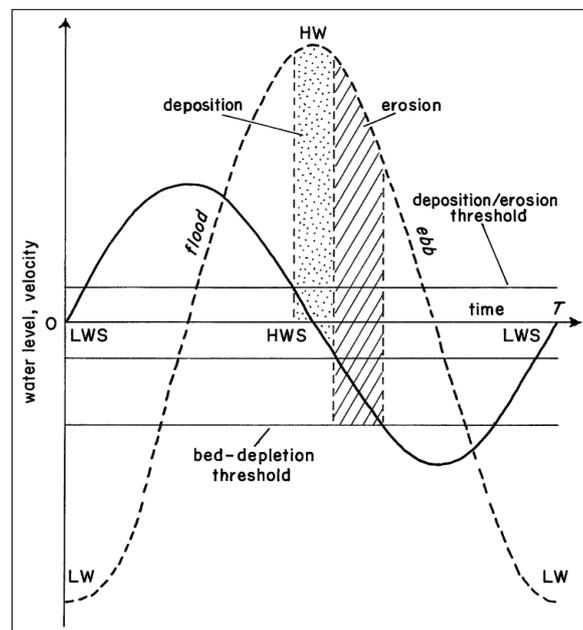


Figure 1.5 : Modèle de sédimentation sur une zone intertidale. Les variations de hauteur d'eau et de vitesses au cours d'une marée vont conditionner les vitesses lors du flot et du jusant. Le processus de sédimentation et d'érosion étant conditionné par les seuils de dépôts et d'érosion (tirée d'Allen, 2000).

1.2. Morpho-dynamique des chenaux tidaux

1.2.1. Condition de formation et morphologie

Les chenaux tidaux ont un contrôle majeur sur la morfo-dynamique d'un pré-salé, puisqu'ils sont les conduits d'importation et d'exportation des courants de marée et des sédiments. La formation et les conditions nécessaires au développement d'un chenal ne sont pas encore bien comprises. Cependant, il est communément accepté que la formation d'un chenal tidal se fait par activation et érosion d'une perturbation sur la topographie d'une zone intertidale (D'Alpaos, 2005; Fagherazzi et al., 2012; French and Stoddart, 1992; Perillo, 2009; Pestrong, 1965; Temmerman et al., 2007). Au cours des passages de la marée sur cette perturbation, le différentiel de topographie peut entraîner une érosion dans la partie en dépression (French and Stoddart, 1992). Cette perturbation peut être par exemple conditionnée par la présence de végétation (Temmerman et al., 2007). Le chenal peut se développer de façon régressive, c'est-à-dire à l'aval vers l'amont du chenal (D'Alpaos et al., 2007a; Hughes et al., 2009).

A mesure que la perturbation grandit, les écoulements vont s'intensifier augmentant les vitesses et la contrainte de cisaillement au fond du chenal. Cela entraîne une érosion du proto-chenal. Ce processus d'initiation du réseau de chenaux est rapide pouvant se produire à l'échelle d'une marée (Allen, 2000; French and Stoddart, 1992; Pestrong, 1965). En contexte micro-tidal, les chenaux vont très légèrement élaborer un réseau aux formes plus complexes, comme des chenaux à méandres, en adaptant la géométrie du chenal aux variations de conditions hydrodynamiques (Gabet, 1998; Marani, 2002). Une fois le réseau développé, la position des chenaux tend à rester stable dans le temps (Allen, 2000).

Les réseaux de chenaux ont des caractéristiques spéciales selon leur régime tidal. Ainsi, les chenaux sous régime micro-tidal et méso-tidal auront un réseau beaucoup plus complexe et méandriforme (Figure 1.6) qu'un réseau de chenaux sous régime méga-tidal qui est caractérisé par des chenaux droits, profonds et perpendiculaires à la frontière de prés-salés (Allen, 2000).

La classification des chenaux est confuse dans la littérature scientifique avec l'emploi des termes « creeks » et « channel ». Dans un essai de classification par Perillo (2009), une distinction sera faite entre les chenaux dont la largeur est inférieure à 2m (Creek) et supérieure à 2m (Channel).

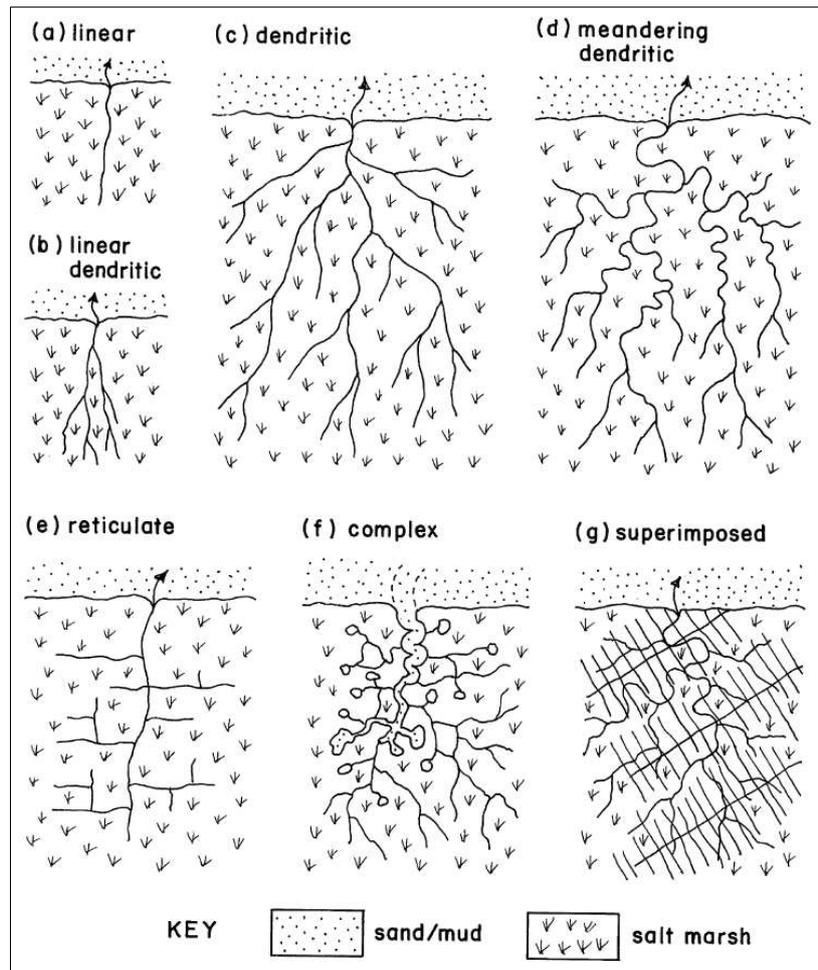


Figure 1.6 : Classification des réseaux de chenaux dans les prés-salés (tirée de Allen (2000))

La forme de la section en travers a été étudiée dans différentes zones de prés-salés (Allen, 2000; Fagherazzi et al., 2004; French and Stoddart, 1992; Gabet, 1998; Pestrong, 1965). Elle dépend de la stratigraphie, de l'amplitude tidale, de la présence de la végétation et de la sinuosité du chenal. On peut classer au premier ordre les cross-sections par forme en U, en V ou asymétrique (Figure 1.7). Les deux premières formes sont trouvées généralement pour les chenaux à faible largeur ou des portions droites. Les formes asymétriques se trouvent principalement dans les portions méandriiformes qui peuvent entraîner une migration des chenaux latéralement (Fagherazzi et al., 2004; Gabet, 1998). Comme les chenaux dans les rivières terrestres, les méandres tidaux sont caractérisés par une barre interne en sédimentation et une partie profonde en érosion dans la partie externe (Ikeda et al., 1981; Parker et al., 2011).

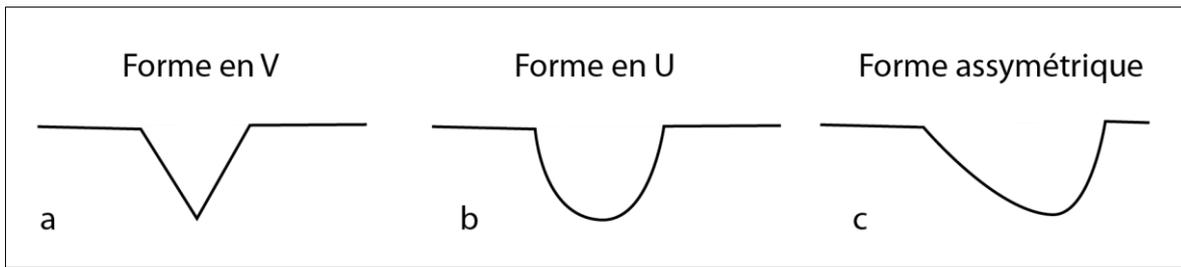


Figure 1.7 : Formes principales de cross-section dans les chenaux tidaux. Les formes en V (a) et U (b) sont observées sur les portions de chenaux droits. Les formes asymétriques se trouvent dans les portions méandriformes.

Les chenaux tidaux sont caractérisés par un courant bidirectionnel lié au passage du flot et du jusant (Fagherazzi et al., 2004; French and Stoddart, 1992). Les méandres en domaine terrestre ont une seule direction principale de courant, et se développent selon différents mode de migration (Brice, 1974). La forme asymétrique qui les caractérise est le résultat de la distance entre la position maximum de courbure de la boucle de méandre et le maximum de vitesse (Carson and Lapointe, 1983; Howard and Knutson, 1984), qui va être responsable de l'érosion des berges (Parker et al., 2011). Dans le cas des méandres tidaux où les courants sont bidirectionnels, la forme planaire des méandres (Figure 1.8) indiquera la dominance du flot ou du jusant dans les chenaux du pré-salé (French and Stoddart, 1992).

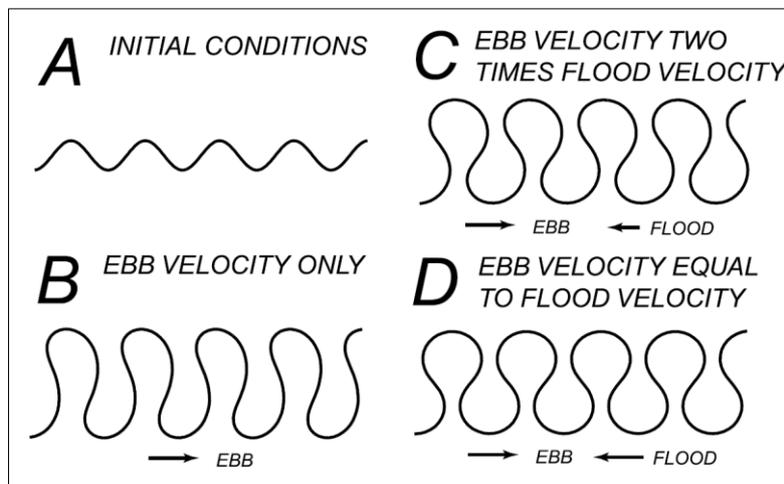


Figure 1.8 : Evolutions possibles des méandres tidaux sous l'influence seule du jusant (B), du jusant avec des vitesses 2 fois plus importantes que le flot (C) et des vitesses égales entre le flot et le jusant (D) (Fagherazzi, et al. 2004)

Cette dominance du flot et/ou du jusant est aussi mise en évidence par la caractérisation de l'hydrodynamisme du courant dans les chenaux tidaux.

1.2.2. Hydrodynamique des chenaux tidaux

Beaucoup d'études ont révélé une forte asymétrie entre les vitesses enregistrées lors du flot et du jusant (Bayliss-Smith et al., 1979; French and Stoddart, 1992; Healey et al., 1981; Myrick and Leopold, 1963). Ces études ont mis en évidence les caractéristiques du courant de marée dans les chenaux :

- Lors des marées ne dépassant pas les prés-salés, le flot et le jusant ont des vitesses qui varient peu dans le temps et de même ordre de grandeur.
- Pour les marées dépassant la hauteur de prés-salés, la variation temporelle de vitesse lors de la marée montre deux régimes différents lors du flot et du jusant. Les vitesses maximum enregistrées lors du flot se produisent lorsque la hauteur des marées surpasse la hauteur des prés-salés, alors que les vitesses maximum enregistrées lors du jusant se produisent pour des hauteurs de marées sous la hauteur de berge du chenal des prés-salés (Figure 1.9).

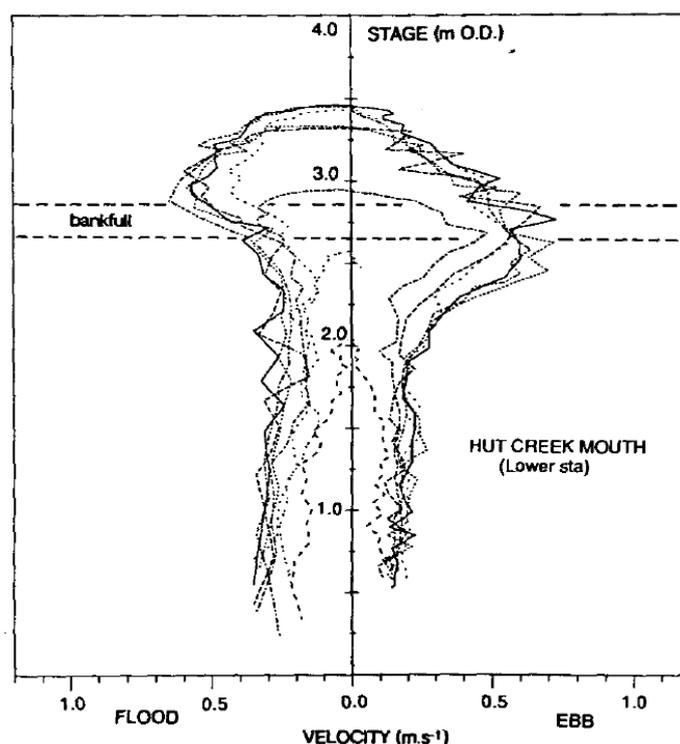


Figure 1.9: Variations des vitesses près du fond dans un chenal tidal au cours du flot et du jusant. L'asymétrie des vitesses montre une vitesse du flot plus importante au-dessus des prés-salés et des vitesses lors du jusant en dessous des prés-salés (bankfull) (tirée de French and Stoddart (1992))

Quelques études ont tenté de modéliser ce comportement hydrodynamique. Boon (1975) explique l'asymétrie des pics de vitesses grâce à un modèle statique, où le débit dans le chenal est calculé à partir de l'équation de continuité suivante :

$$Q = S \frac{dh}{dt} \quad (\text{Eq 1})$$

Où dh/dt est la variation temporelle de la hauteur de la marée et S la surface inondée à la hauteur h . Il suppose que le chenal est sans friction, que la surface de l'eau est horizontale et que toute l'eau entre et ressort par cette section du chenal. Par ces hypothèses simples, le modèle arrive à reproduire les pics de vitesses au premier ordre. Le terme S , qui dépend de la hauteur h , caractérise le prisme de marée qui conditionne les 2 régimes différents. La valeur du prisme tidal (Figure 1.10) peut être estimée de différentes manières : (i) la surface inondée sur une cross-section d'un chenal (Allen, 2000; Myrick and Leopold, 1963), (ii) le produit de l'aire drainée par les prés-salés par la différence entre la surface moyenne des prés-salés et la hauteur à marée haute (Marani et al., 2003; Rinaldo et al., 1999a; Vandenbruwaene et al., 2013). L'amplitude du prisme tidal augmente donc avec la hauteur de la marée haute, et l'amplitude d'écart entre les 2 régimes d'écoulement va être conditionnée par l'aire drainée à la section mesurée.

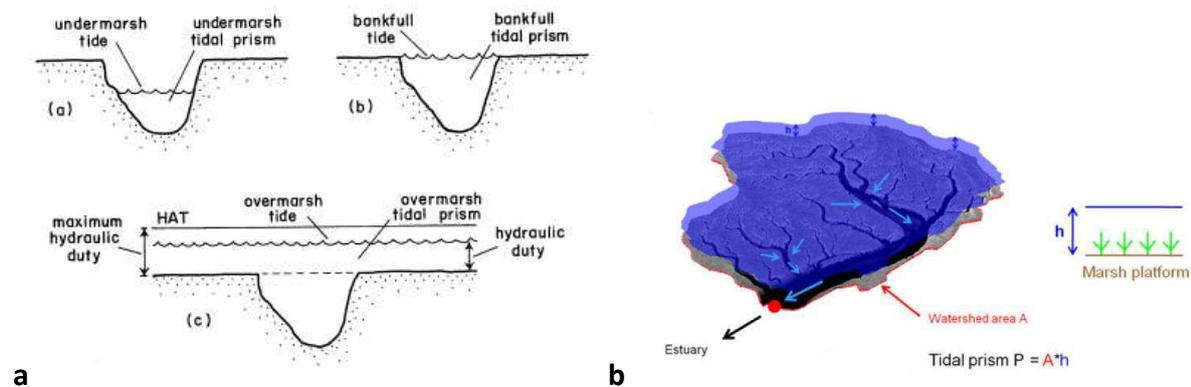


Figure 1.10 : a. Prisme de marée (tidal prism) pour différentes hauteurs de marées dans un chenal tidal (tirée de Allen (2000)). b. Prisme de marée estimé à partir du produit entre l'aire drainée et la différence de hauteur entre la surface moyennes des prés-salés et la hauteur de marée haute (tirée de Vanderbruwaene et al, 2013).

Cependant le modèle de Boon (1975) n'arrive pas à reproduire l'asymétrie des pics des vitesses, puisque pour l'équation de Boon (1975), les 2 pics de débit se produisent lorsque la marée est au-dessus des prés-salés. Pethick (1980) va améliorer ce modèle en y incluant un signal de marée asymétrique et en simulant l'impact du réseau de chenaux dans les prés-salés. L'asymétrie de la marée serait responsable de l'asymétrie des pics de vitesse alors que la position dans le réseau de chenaux va influencer la puissance des pics de vitesses. Même

si ces 2 modèles capturent le comportement au premier ordre des pics de vitesses, des observations faites par Healey et al., (1981) montrent que le modèle de continuité ne peut être valide. En effet, ils observent que l'asymétrie des pics de vitesse n'est pas valable pour toutes les marées, que les vitesses enregistrées sont indépendantes des variations du niveau d'eau dans les chenaux et qu'elles peuvent être expliquées par la pente de la surface de l'eau. Cette pente de la surface de l'eau, est négligée dans tous ces modèles (Boon, 1975; Fagherazzi et al., 2008; Pethick, 1980), mais peut être une explication de l'asymétrie des pics de vitesses. En effet, le terme de friction lié à la pente du chenal va induire une plus forte pente de la surface de l'eau lors du jusant comparée au flot (French and Stoddart, 1992). De récents travaux mettent en avant le délai de propagation de l'écoulement à travers la surface des prés-salés, pour expliquer les pics de vitesse lors du jusant (Fagherazzi et al., 2008).

La modélisation des vitesses dans un chenal tidal reste donc très difficile, ce qui est probablement le cas en contexte méga-tidal, où les plus fortes marées vont entraîner de plus fortes vitesses dans les chenaux (Bonnot-courtois et al., 2002a; Migniot, 1998), et où une large proportion du prisme tidal total n'est pas limitée à la cross-section des chenaux, puisque la marée peut aussi s'écouler sur le haut schorre (Davidson-Arnott et al., 2002; French and Stoddart, 1992).

1.2.3. Morpho-dynamique des chenaux tidaux

Bien qu'observée sur le terrain (Pestrong, 1965; Redfield, 1972, 1965), la dynamique des chenaux tidaux est mieux appréhendée à travers leur modélisation (D'Alpaos, 2005; D'Alpaos et al., 2007a; Fagherazzi et al., 2012; Rinaldo et al., 1999a). Les chenaux tidaux peuvent se développer par incision (D'Alpaos, 2005; French and Stoddart, 1992; Knighton et al., 1992). La contrainte de cisaillement près de fond doit excéder le seuil d'érosion pour pouvoir faire évoluer la cross-section d'un chenal. Par exemple, les chenaux se développent en zone intertidale non végétalisée par érosion régressive et vont ainsi augmenter leur surface de drainage, ainsi que le prisme tidal. Les chenaux tidaux peuvent aussi se former par sédimentation (Hood, 2010). La présence de végétation sur la zone intertidale va augmenter l'accumulation de sédiment sur la zone de pré-salé par rapport à la slikke, ce qui va entraîner une augmentation de l'incision des chenaux par concentration de l'écoulement hydraulique, vérifié par la modélisation et mesures *in situ* (D'Alpaos et al., 2006; Temmerman et al., 2007).

Une fois la zone intertidale végétalisée, la position des chenaux dans un pré-salé n'évolue pas ou peu dans les environnements micro-tidaux (Allen, 2000). Ceci est attribué

principalement à l'effet stabilisateur de la végétation (Gabet, 1998; Garofalo, 1980). Peu d'études donc se sont portées sur l'évolution temporelle de la morphologie des chenaux (Fagherazzi et al., 2004; Gabet, 1998; Garofalo, 1980; Shi et al., 1995).

Malgré des réseaux de chenaux parfois très sinueux (Fagherazzi et al., 2008), les vitesses de migrations de ces chenaux restent très inférieures aux migrations de rivière sinueuse en domaine terrestre. Pour comprendre ce paradoxe, Gabet (1998) a suivi à la fois l'érosion des berges et la migration du chenal. Il présente un modèle conceptuel de migration de chenal (Figure 1.11). L'érosion des berges se fait sur la zone d'étude par chute de blocs. Les chutes de blocs créées par sapement de berges vont rester au pied de berge en raison des faibles vitesses de courant. Ces blocs vont tendre à protéger la berge des futurs événements d'érosion liés au courant dans le chenal. Ces courants vont s'intensifier par réduction de la largeur du chenal érodant à la fois les parties internes et externes du méandre, et conduisant à l'érosion du bloc et de la berge externe.

Cette étude de Gabet (1998) fait partie des nombreuses études identifiant les mécanismes principaux d'érosion des berges dans une rivière ou un chenal. Du point de vue des mécanismes, l'érosion des berges est régie par :

- les forces hydrauliques liées à l'écoulement qui vont entraîner les particules présentes sur la partie inférieure de la berge (Julian and Torres, 2006).
- La géométrie et les propriétés mécaniques de la berge qui vont influencer la stabilité de la berge et l'érosion par chute de blocs (ASCE Task Committee, 1998; Osman and Thorne, 1988).

Les systèmes méandriformes enregistrent les plus forts taux de migration de berge dans les rivières. La théorie d'Ikeda et al. (1981) décrit que la courbure d'un méandre entraîne l'écoulement à concentrer son énergie sur la berge opposée. La théorie prédit de l'érosion dans la partie externe du méandre et de la sédimentation dans la barre interne, ce qui permet de maintenir une largeur de chenal à l'équilibre.

Afin de modéliser le taux de migration d'une berge, l'équation sur laquelle est basée la plupart des études est proposé par Ikeda et al. (1981) :

$$E = k u_b \text{ (Eq 2)}$$

Où E est le taux d'érosion latéral dans une direction normale à la ligne centrale du chenal, u_b est la différence entre la vitesse près de la berge et la vitesse moyenne dans le chenal et k un coefficient de proportionnalité sans dimension qui est déterminé à partir de mesures sur le terrain, et regroupe toutes les propriétés d'érodabilité de la berge.

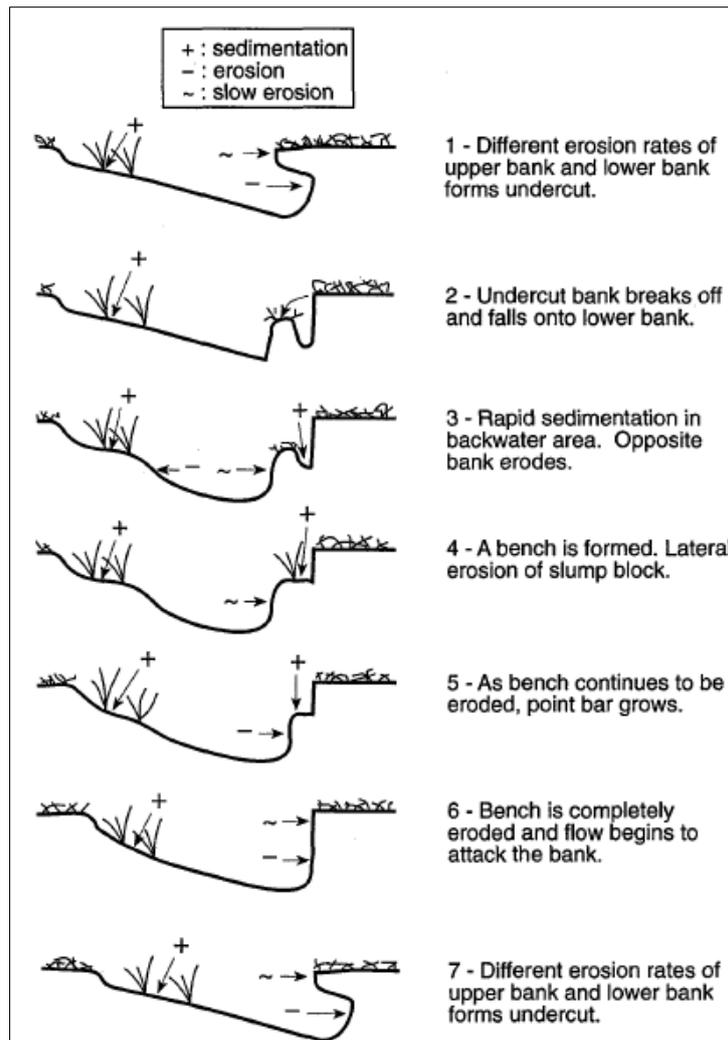


Figure 1.11 : Processus d'érosion par migration dans un méandre tidal (d'après Gabet (1998))

Bien que de faibles taux d'érosion par migration (0.1 m/an) soient observés dans les chenaux à faible largeur (Gabet, 1998), de plus fortes migrations sont enregistrées à l'embouchure des chenaux principalement à cause de la divagation possible dans la zone intertidale (French and Stoddart, 1992). Dans un environnement méga-tidal, il a été observé en Baie du Mont-Saint-Michel que la migration des chenaux par érosion des berges de prés-salés pouvait être significative, de l'ordre de plusieurs mètres par an (Desguée, 2008). Dans certains cas, c'est la migration des chenaux dans la partie intertidale qui est responsable du retrait de la frontière de pré-salé (Desguée, 2008).

1.3. Couplages bio-géomorphologiques

Pour comprendre l'impact de la végétation sur les taux de sédimentation, et son effet stabilisateur de surface des sédiments, il faut caractériser l'hydrodynamisme des courants de marée sur les zones végétalisées. La caractérisation de l'écoulement permet de déduire les vitesses moyennes de l'écoulement influencé par la végétation et son impact sur la turbulence. Ces 2 paramètres mesurés sur le terrain vont permettre d'estimer des vitesses critiques près du fond. Ces vitesses critiques, comparées aux caractéristiques du matériel présent à la surface, vont permettre d'identifier les conditions nécessaires à la sédimentation et à l'érosion des surfaces en présence ou non de végétation. Pour cela, il faut comprendre les caractéristiques de l'écoulement sans et avec présence de végétation.

1.3.1. Ecoulement en absence de végétation

L'écoulement de la marée est caractérisé par un régime turbulent. La structure verticale d'un écoulement turbulent se décompose en 2 zones. La première zone correspond à une zone faiblement influencée par le fond (Figure 1.12a), dont la vitesse moyenne représente celle du courant. L'influence de la rugosité du fond va diminuer la vitesse moyenne de façon logarithmique pour atteindre des vitesses proches de 0 près de la paroi. Cette zone peut être nommée « couche limite de fond » et représente environ 10 à 20 % de la hauteur d'eau (Figure 1.12a).

La relation entre la vitesse moyenne de l'écoulement et la rugosité de surface (nature et forme des sédiments) peut être formalisée par le modèle de Karman-Prandtl, dit « Loi du Mur ». La vitesse moyenne de l'écoulement en fonction de la hauteur au-dessus du fond $U(z)$ permet de déduire la vitesse critique U^* grâce à la formule suivante :

$$U(z) = \frac{U^*}{\kappa} \log\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (\text{Eq 3})$$

Où κ est la constante de von Karman et z_0 la longueur de rugosité du fond.

C'est dans la couche limite que se concentre 80% de la production de l'énergie turbulente. Une mesure des 3 composantes des vitesses, u , v , w permet de quantifier la turbulence. On utilise le terme TKE (Turbulent Kinetic Energy) qui est l'Energie Cinétique de Turbulence :

$$TKE = 0.5 \left(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2} \right) \quad (\text{Eq 4})$$

Où u' , v' et w' représentent la fluctuation de la vitesse autour de la moyenne temporelle \bar{U} , \bar{V} et \bar{W} . A partir de cette valeur de TKE, il est possible de calculer les contraintes de cisaillement près du fond :

$$\tau_{TKE} = C_1 \rho TKE \quad (\text{Eq 5})$$

Où ρ est la masse volumique du fluide et C_1 est une constante empirique dont la valeur varie de 0,19 à 0,21.

1.3.2. Impact de la végétation sur l'écoulement et la sédimentation

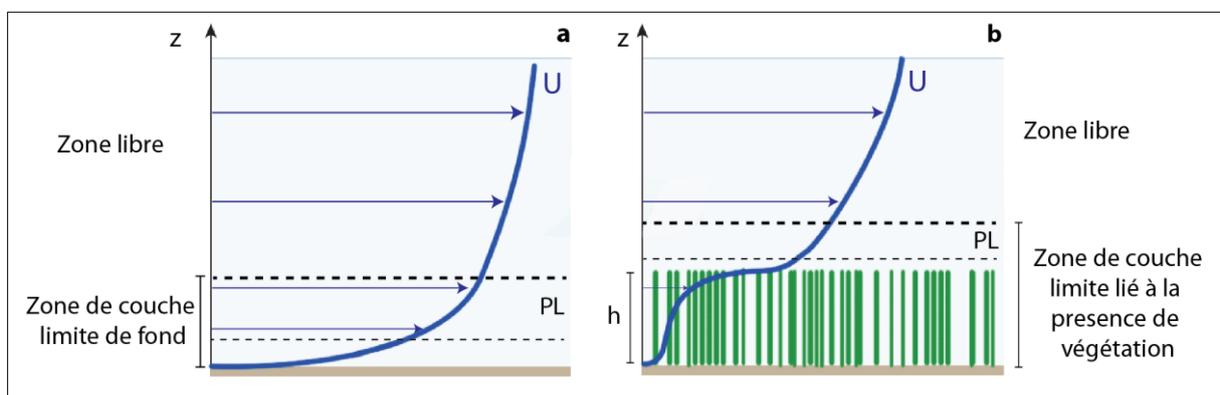


Figure 1.12 : a. Structure du profil de vitesse en absence de végétation. On distingue la zone influencée par le fond où se développe un profil logarithmique (PL). b. Structure du profil de vitesse en présence d'une végétation dense qui augmente la hauteur de la couche limite et réduit les vitesses au sein de la hauteur de la végétation h . (modifiée de Nepf 2012)

La présence de la végétation sur une zone intertidale va influencer les vitesses à différentes échelles, du patch à l'échelle du pré-salé (Ganthy, 2011; Nepf, 2004; van de Koppel et al., 2012). La végétation va avoir un impact sur la structure de l'écoulement. L'effet principal de la végétation est la réduction de la vitesse du courant à l'intérieur de la canopée (Leonard and Luther, 1995; Leonard and Reed, 2002; Nepf, 2012, 1999; Neumeier and Amos, 2006) (Figure 1.12b). Des mesures sur le terrain dans les prés-salés ont permis de mettre en évidence l'impact de la végétation sur la diminution des vitesses du courant (Bouma et al., 2005; Christiansen, 2000; Davidson-Arnott et al., 2002; Leonard and Luther, 1995). La présence de la végétation va augmenter la rugosité et modifier la structure de l'écoulement. Des mesures de terrain ont montré une réduction de la vitesse corrélée à la taille de la végétation et l'absence du profil de vitesse logarithmique au sein de la canopée

(Leonard and Luther, 1995). La réduction des vitesses au sein de la canopée va augmenter la taille de la couche limite, en relation avec la hauteur de la végétation (Figure 1.12b). Cette réduction des vitesses va dépendre de l'espèce végétale et de ces caractéristiques morphologiques : forme, densité, rigidité, distribution verticale de la biomasse (Bouma et al., 2013, 2009, 2005; Leonard and Luther, 1995; Leonard and Croft, 2006).

La vision classique de l'impact de la végétation sur la sédimentation prédit que, dans le cas où la charge de sédiment est suffisante, la végétation peut augmenter la sédimentation par capture des particules à la surfaces des tiges ou des feuilles (Mudd et al., 2010; Yang et al., 2008), ou augmenter la vitesses de chute des particules par diminution des vitesses du courant ou encore de la réduction de la turbulence (Figure 1.13).

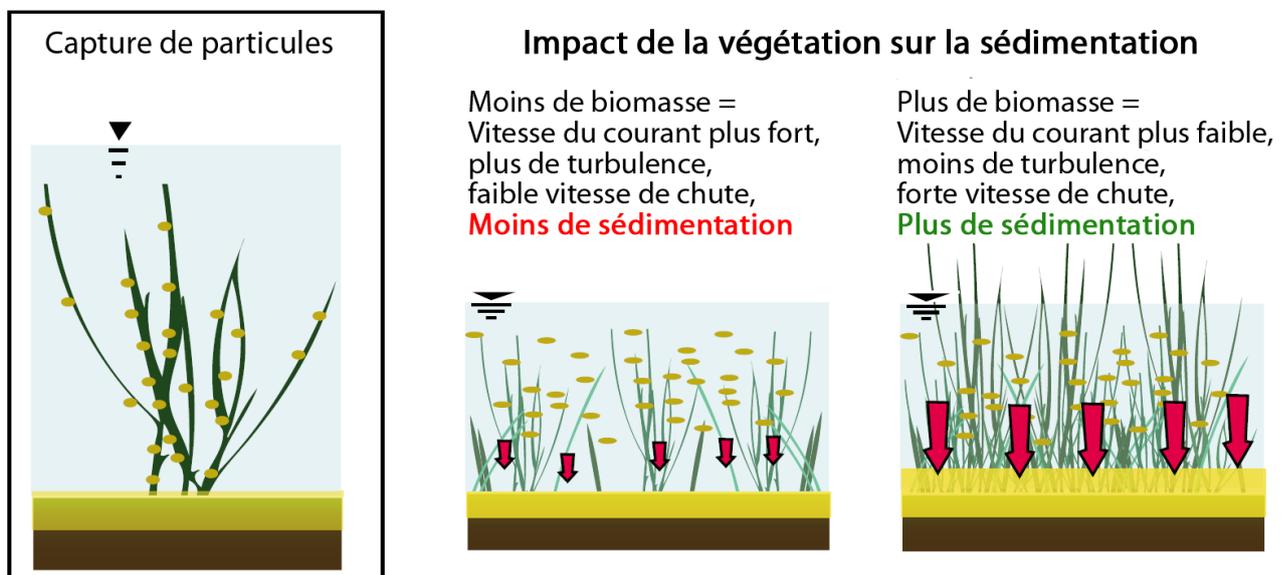


Figure 1.13 : Schéma simplifié de l'interaction de l'impact de la végétation sur la sédimentation par phénomène de capture ou d'augmentation des taux de sédimentation (modifiée d'après Fagherazzi et al. (2012))

L'impact de la végétation sur la turbulence et son impact sur les contraintes de cisaillement sur le fond reste encore mal compris. Pour certaines études, la végétation va diminuer la turbulence en réduisant la taille des vortex (Christiansen, 2000; Leonard and Luther, 1995; Neumeier, 2007). Pour d'autres études, la turbulence reste constante ou augmente lorsque la densité de végétation augmente (Bouma et al., 2009; Luhar et al., 2008).

La végétation a donc un effet positif notamment à l'intérieur de la canopée sur la réduction des vitesses et augmentation de la sédimentation, mais peut aussi avoir un négatif à plus large distance en augmentant les vitesses autour des patches de végétation. Ce qui peut

entraîner de l'érosion (Vandenbruwaene et al., 2011) et réduire la croissance de la végétation (Van Wesenbeeck et al., 2008). Ce processus a été observé sur un replat de marée où la croissance en patch de la végétation pionnière a augmenté localement l'érosion et ainsi développé un réseau de chenaux tidaux (Temmerman et al., 2007). La présence de végétation crée des gradients de vitesses. Dans le cas d'un patch, la végétation va augmenter la contrainte de cisaillement sur les bords du patch et la réduire à l'aval du patch (Figure 1.14). La densité de végétation peut amplifier ce gradient à l'échelle du patch (Bouma et al., 2013, 2007) mais aussi à plus large échelle (Figure 1.17).

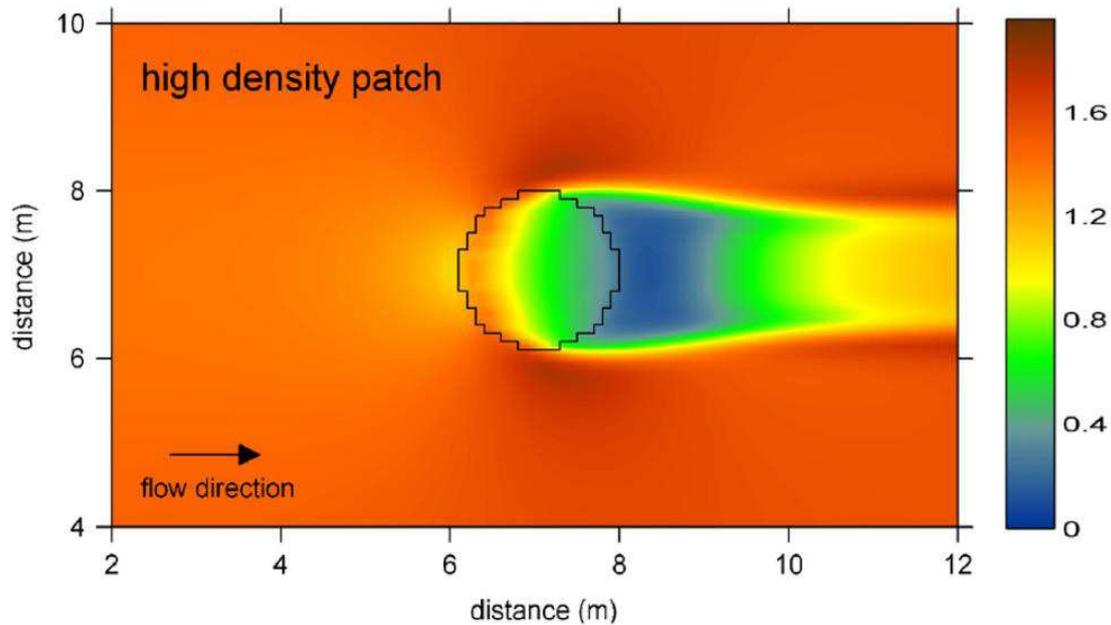


Figure 1.14 : Simulation de la contrainte de cisaillement de fond ($N.m^{-2}$) autour d'un patch de végétation. La végétation réduit les contraintes à l'aval du courant et les augmente sur les bords du patch

1.4. Modélisation des prés-salés

Les modèles de prés-salés sont utilisés pour quantifier les différents couplages entre les nombreux facteurs décrits précédemment, influençant l'évolution de la morphologie d'un pré-salé. Ces modèles n'ont pas toujours les mêmes objectifs et le même niveau de complexité en termes de résolution des processus élémentaires. Les modèles peuvent se diviser en 2 catégories (Fagherazzi et al., 2012):

- Les modèles simples unidimensionnels qui décrivent les processus élémentaires de l'évolution d'un pré-salé, qui peuvent simuler l'évolution d'une surface de pré-salé sur le long terme.
- Les modèles numériques qui simulent la morpho-dynamique des prés-salés à petite échelle spatiale : échelle des prés-salés ou d'une cross-section d'un chenal. Ces modèles sont dits « bio-géomorphologiques » s'ils considèrent le couplage entre végétation, hydraulique et sédimentation/érosion. Les modèles numériques à large échelle pourront simuler l'évolution d'un estuaire ou d'un trait de côte à long terme pour comprendre les tendances générales.

Le développement croissant des modèles numériques de pré-salé s'est fait en réponse à l'incertitude sur le devenir de ces zones côtières à une augmentation du niveau marin (Haigh et al., 2009; Jevrejeva et al., 2008). Si l'augmentation du niveau marin s'accélère, la fréquence d'inondation des prés-salés va augmenter, notamment dans les parties les plus basses. Si la disponibilité en sédiment est suffisante, les taux d'accrétions vont augmenter avec le temps d'inondation et le pré-salé va pouvoir maintenir sa hauteur caractéristique par rapport au marnage (Mudd, 2011). Si la disponibilité ainsi que la sédimentation organique autochtone n'est pas suffisante, le pré-salé ne pourra pas maintenir son altitude par rapport au niveau marin, ce qui va entraîner la disparition des espèces végétales et le retour à une zone de slikke.

1.4.1. Modèles de sédimentation 1D

Les modèles unidimensionnels permettent de comprendre l'évolution d'une surface de pré-salé en 1 point. Ces modèles considèrent que les variations temporelles des taux de sédimentation sont fonction de la disponibilité en sédiment et de l'altitude du pré-salé (Allen, 1995; French, 1993; Morris et al., 2002; Temmerman et al., 2004, 2003a) et du développement de la biomasse (Morris et al., 2002). L'inondation des prés-salés par la mer reste donc le premier facteur de contrôle sur leur évolution. L'évolution à long terme de l'élévation des prés-salés est caractérisée par une courbe asymptotique (Allen, 1991; French, 1993; Pethick, 1981; Temmerman et al., 2003a). Ces modèles arrivent à répliquer le phénomène de sédimentation important dans les zones les plus basses. L'élévation des surfaces se poursuit jusqu'à atteindre le niveau moyen des marées de vive-eau. Ensuite, les taux d'accrétion diminuent et la surface des prés-salés reste stable au cours du temps. Les modèles mettent en évidence la sensibilité des prés-salés aux variations du niveau de la mer et aux oscillations des marées. L'impact des cycles à basses fréquences comme le cycle de Saros peut ainsi être mis en évidence dans l'évolution des taux de sédimentation (French, 2006).

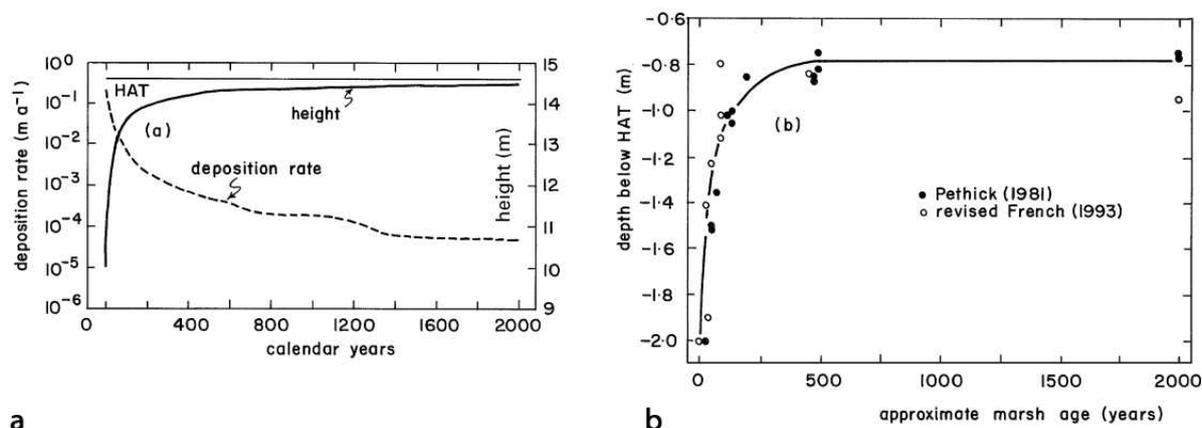


Figure 1.15 : Exemple de modèle d'évolution des surfaces de prés-salés avec un modèle asymptotique a. Modèle pour l'évolution d'une zone de pré-salé dans l'estuaire de Severn, UK b. Courbe empirique de la relation âge-altitude pour les prés-salés de North Norfolk (UK) (tirée de Allen, 2000)

1.4.2. Modèles numériques

Bien que des modèles empiriques peuvent être développés en analysant statistiquement les taux de sédimentation en fonction des paramètres environnementaux (Temmerman et al., 2003a), une modélisation physique est nécessaire pour identifier les points clefs de contrôles de la sédimentation dans les prés-salés et pouvoir s'affranchir des conditions particulières au site dans lequel le modèle a été paramétré. On prendra ici deux exemples (D'Alpaos et al., 2007b; Temmerman et al., 2005a) des modèles les plus avancés sur la simulation de la sédimentation au sein des prés-salés.

Ces modèles sont basés sur une simplification des lois d'écoulement, de transport et d'érosion/sédimentation en fonction des contraintes de cisaillement (D'Alpaos et al., 2007b; Rinaldo et al., 1999a). Parmi les nombreuses simulations de l'étude de d'Alpaos et al., (2007b), les principaux résultats montrent que les patterns de sédimentation sont influencés par la décroissance des taux de sédimentation en s'éloignant de la source, et que la végétation augmente les taux de sédimentation aux abords des chenaux, produisant les levées caractéristiques des prés-salés (Figure 1.16). La simplification de l'écoulement entraîne virtuellement toute l'eau de la marée à passer par les chenaux, et par écoulement au-dessus de la plateforme des prés-salés (haut schorre), ce qui peut représenter une part non-négligeable de l'écoulement total de la marée pouvant atteindre 50% du prisme de marée (French and Stoddart, 1992; Temmerman et al., 2005a).

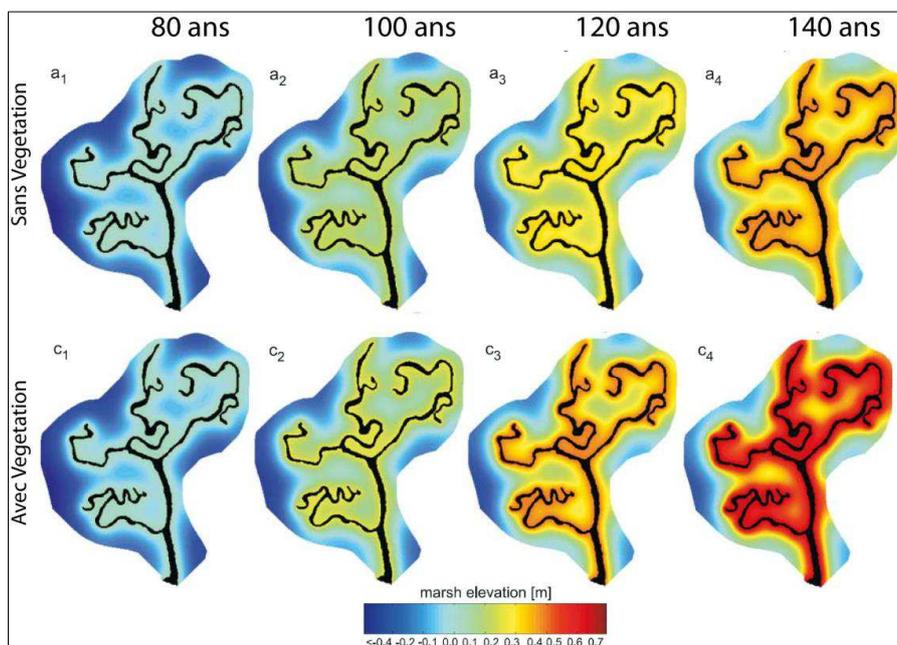


Figure 1.16 : Comparaison de l'évolution temporelle de la surface des prés-salés sur un exemple situé à San Felice (micro-tidal), sans végétation (haut) et avec présence de végétation (bas) (modifié de d'Alpaos et al., 2007)

Temmerman et al. (2005a) ont simulé l'influence de la hauteur d'inondation, de la structure de la végétation et de la microtopographie à partir d'un modèle hydrodynamique Delft3D qui contient un module de transport de sédiment en présence de végétation (Nepf, 1999). Les simulations montrent l'importance de la végétation sur les taux de sédimentation. De plus, par contraste de friction entre les parties végétalisées et les zones nues, les écoulements vont se concentrer dans les dépressions que représentent les chenaux. Les vitesses dans les chenaux vont être plus importantes que sur les surfaces végétalisées (Figure 1.17). Les écoulements simulés arrivent même à reproduire l'asymétrie des pics de vitesse lors du flot et du jusant (French and Stoddart, 1992). Lors des fortes hauteurs d'eau, les simulations reproduisent les écoulements perpendiculaires à la direction principale de l'écoulement qui vont entraîner la création de levées naturelles le long des chenaux par sédimentation au plus près de la source de sédiment. En absence de végétation, les vitesses dans les chenaux et sur le haut schorre sont comparables. On peut interpréter l'augmentation de la sédimentation à l'intérieur des chenaux par rapport au haut schorre (Figure 1.17) par l'absence de pics de vitesses lors du flot et du jusant. La végétation aurait donc un rôle crucial dans le maintien de chenaux tidaux.

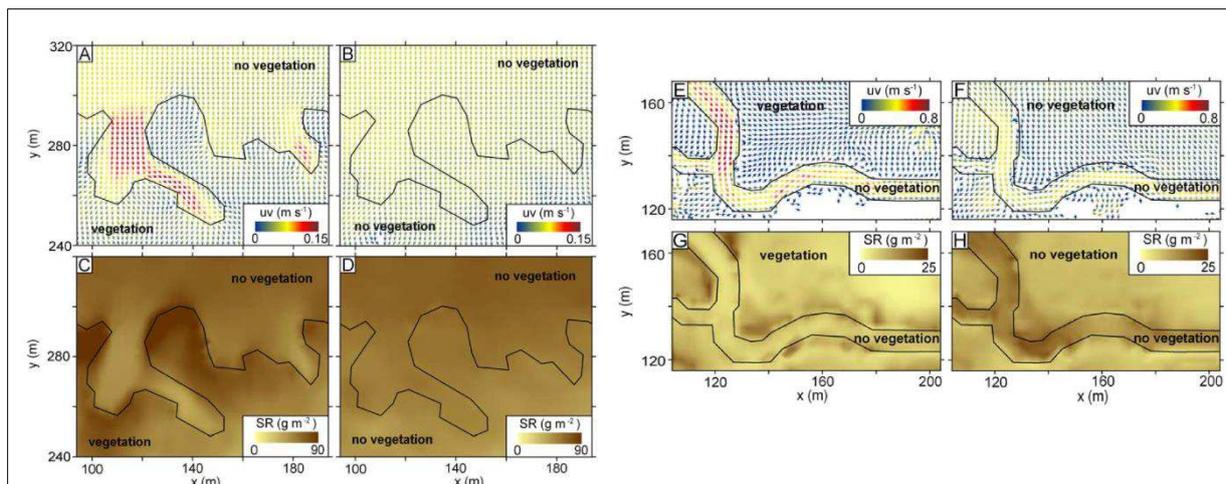


Figure 1.17 : Simulation de l'écoulement sur les prés-salés en présence de végétation (A et E) et en absence de végétation (B et F). Variations spatiales des taux de sédimentation en présence (C et G) ou absence de végétation (D et H). Les simulations mettent en évidence l'impact de la végétation sur la réduction des vitesses d'écoulements et l'augmentation des taux de sédimentation (Temmerman, et al. (2005a))

La plupart de ces simulations sont faites pour des contextes à faible amplitude de marée. L'application de ces lois en contexte méga-tidal nécessite la quantification des interactions hydrauliques / végétation pour comprendre leur impact sur les taux de sédimentation.

1.4.3. Evolution de la bordure des prés-salés

La plupart des modèles simulent les variations verticales de la surface des prés-salés, mais les prés-salés se développent aussi en horizontal par extension ou retrait des zones végétalisées sur le replat de marée (slikke). Dans le cas d'environnements à faible amplitude tidale, des cycles d'extension et de retrait de la bordure de pré-salé ont été documentés (Allen, 2000; Pringle, 1995; van der Wal and Pye, 2004; Van der Wal et al., 2008). Ces cycles ont été reliés aux changements des conditions climatiques par augmentation de l'intensité des vagues et du vent (Cox, 2003; van der Wal and Pye, 2004), à la migration et l'incision des chenaux tidaux longeant la bordure des prés-salés (Cox, 2003; Pringle, 1995) ou au changement de niveau marin (Allen, 2000). L'érosion et le retrait des prés-salés, qui sont principalement observés pour ces études, résultent d'une augmentation de la pente entre les surfaces végétalisées et la zone de replat de marée. Ce qui entraîne la formation de microfalaise, plus vulnérable aux impact des vagues (Van der Wal et al., 2008). La différence de sédimentation entre la partie végétalisée et la zone de replat de marée va accentuer le processus et maintenir la microfalaise (van de Koppel et al., 2005a). L'augmentation du niveau marin ainsi que la quantité de sédiment vont avoir un impact sur l'évolution de la bordure des prés-salés.

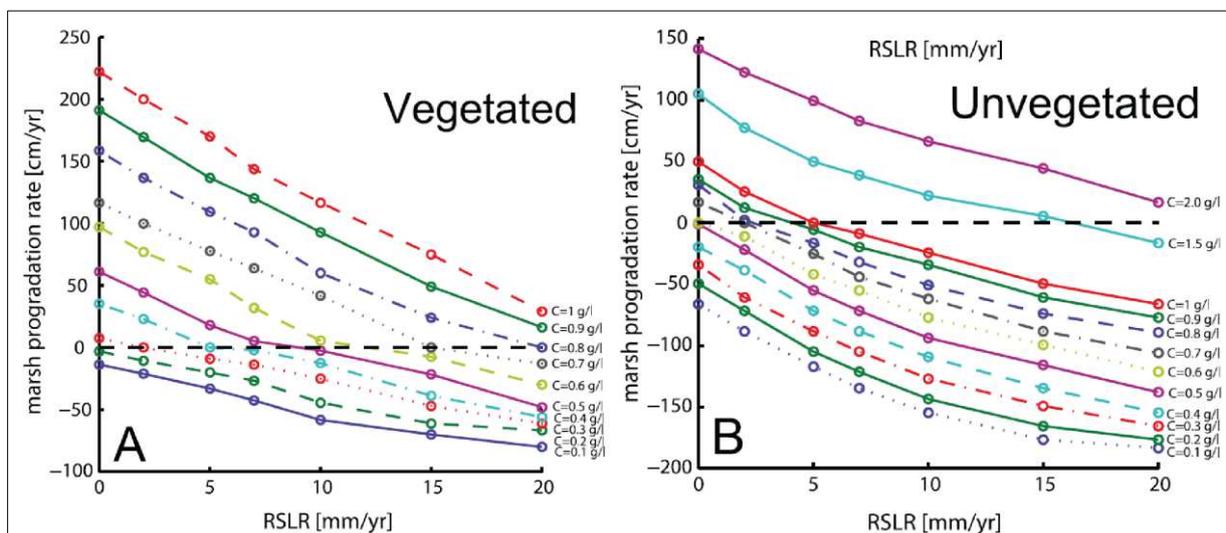


Figure 1.18 : Taux de progression de la bordure de prés-salés en fonction de l'augmentation du niveau marin (RSLR) et de différentes concentrations (disponibilité du sédiment) en présence de végétation (A) et en absence de végétation (B). L'augmentation du niveau marin accentue le retrait de la bordure de prés-salés dans les simulations (tirée de Mariotti and Fagherazzi, 2010) (micro-tidal)

Des travaux de modélisation de l'évolution de la bordure d'un pré-salé à l'aide d'un modèle 1D en contexte micro-tidal (Mariotti and Fagherazzi, 2010) simulent différents scénarios d'augmentation du niveau marin et de disponibilité en sédiment (Figure 1.18). Les résultats montrent l'impact de l'augmentation du niveau marin qui augmente l'action des vagues et accentue l'érosion. A l'inverse, une faible augmentation du niveau marin va entraîner une sédimentation plus importante sur le replat de marée et diminuer l'action des vagues. On note que la présence de végétation favorise la progression de la bordure de prés-salés.

L'impact de l'augmentation du niveau marin est un facteur non-négligeable qui n'a pas encore été abordé pour des environnements méga-tidaux. Ce phénomène d'extension ou de retrait est encore mal compris et dépend de nombreux facteurs. L'impact humain réduit aussi les surfaces de pré-salé en les poldérisant.

1.5. Impact de l'augmentation du niveau marin

En théorie, l'élévation de la surface d'un pré-salé doit être aussi rapide voir plus rapide que l'augmentation du niveau marin pour pouvoir se maintenir dans le temps (Allen, 2000; Friedrichs and Perry, 2001; Reed, 1995). Des enregistrements sédimentaires dans les prés-salés indiquent de très faibles variations des propriétés stratigraphiques depuis quelques milliers d'années (Redfield, 1965) durant lequel le niveau marin n'augmentait pas plus de 1 mm/an. Depuis le début du XX^{ème} siècle, il est observé une augmentation du niveau marin allant jusqu'à 3 mm/an dans certaines régions (Jevrejeva et al., 2006). Il est difficile d'étudier l'impact des changements du niveau marin à lui seul tellement les prés-salés sont influencés par de nombreux autres facteurs tels que la variation en apport sédimentaire (Mudd, 2011) ou encore les impacts anthropiques (Gedan et al., 2009). Cependant la modélisation permet d'isoler l'impact de l'augmentation du niveau marin (Fagherazzi et al., 2012).

Les modèles les plus aboutis associant les couplages bio-géomorphologique et développement du réseau de chenaux tidaux (D'Alpaos et al., 2007b; Kirwan and Murray, 2007) montre l'influence de la végétation sur la survie du pré-salé (Figure 1.19 a). Ce même modèle a été utilisé pour étudier l'influence du marnage sur le maintien des zones de prés-salés (Figure 1.19 b). Il apparait que les environnements macro-tidaux sont plus résistants à une augmentation du niveau marin (Friedrichs and Perry, 2001; Kirwan and Guntenspergen, 2010) . Cependant ce modèle ne prend pas en compte le processus de sédimentation et d'incision dans les chenaux.

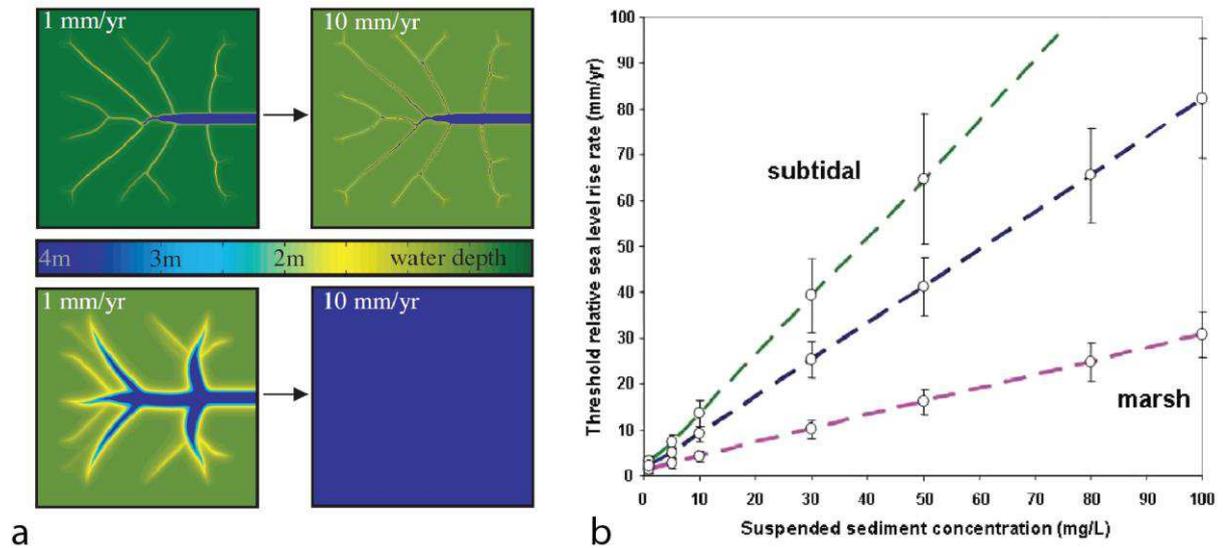


Figure 1.19 : a. Morphologie à l'équilibre des prés-salés en réponse à une augmentation du niveau marin dans le cas où il y a présence (haut) ou absence (bas) de végétation. (tirée de Kirwan and Murray 2007) b. Seuil de stabilité des zones de prés-salés en fonction d'une augmentation du niveau marin et de la disponibilité en sédiment. Les lignes de seuils représentent différents marnages : rose (<1m), vert (>5m). (tirée de Fagherazzi et al. 2012)

1.6. Impact anthropique

L'impact humain sur les zones de prés-salés remonte au premier peuplement des zones côtières. Ces terres sont très attractives et sont des cibles privilégiées pour la conversion de ces zones en terres arables. Ces zones sont, de plus, très facilement contrôlables par dérivation des rivières, construction de barrage ou de digues, ce qui entraîne de profondes modifications de l'hydrodynamique côtière et peut ainsi modifier l'apport en sédiment et perturber l'équilibre du système des prés-salés (Gedan et al., 2009). Elles sont aujourd'hui menacées par la pression démographique ainsi que par le changement climatique. Ces zones de prés-salés sont reconnues pour agir comme des puits à carbone (Chmura et al., 2003), pouvant séquestrer 10 fois plus de carbone que des zones de marais. Le devenir de ces zones si l'on considère la montée du niveau marin et l'intensification des événements de tempête est d'une grande importance.

Dans le cas de l'extension des prés-salés observée en baie du Mont-Saint-Michel et baie de Somme, les problématiques ne sont pas les mêmes puisque le régime méga-tidal sous lequel ils sont soumis induit une forte sédimentation et une extension exceptionnelle de leur surface de pré-salé. De plus, ces deux baies ont subi d'importantes influences humaines au cours des 150 dernières années, en faisant de bons exemples pour en étudier les conséquences. La baie du Mont-Saint-Michel a fait sujet de nombreuses études qui ont permis de mieux appréhender la dynamique des prés-salés en contexte méga-tidal.

1.7. Environnements méga-tidaux

Plusieurs environnements sont soumis à un régime de marée macro-tidal, c'est-à-dire supérieur à 10 m (Figure 1.2). De nombreuses études s'y sont intéressées afin de comprendre les différences entre les environnements méga-tidaux et des environnements à marnage inférieur. Dans la baie de Fundy comme dans l'estuaire de la Severn principalement, des travaux se sont portés sur la variabilité spatiale et temporelle des taux de changements topographiques dans les prés-salés (Allen and Duffy, 1998b; Allen, 2000; Davidson-Arnott et al., 2002; Van Proosdij et al., 2006a, 2006b).

Dans ces études, les taux de sédimentation dépendent de nombreux facteurs précédemment cités, mais l'impact des vagues a un effet sur la dynamique sédimentaire sur le haut schorre. Van Proosdij et al., (2006b) par exemple suppose que l'effet des vagues augmente le transport sédimentaire et donc le dépôt sédimentaire sur le haut schorre. L'impact des vagues a au contraire un effet érosif sur le bas schorre. Bien que l'effet des vagues et des tempêtes est perçu comme un élément secondaire de la dynamique sédimentaire pour les environnements macro- à méga-tidaux (Friedrichs and Perry, 2001), il est évident que ce facteur dépend grandement de l'exposition aux vents et aux vagues du site d'étude.

Une autre différence entre les environnements macro- à méga-tidaux et les environnements à faibles marnages est qu'une portion importante de la marée chargée en sédiment passe directement à travers le haut schorre sans être importée par les chenaux tidaux (Davidson-Arnott et al., 2002; French and Stoddart, 1992). L'estimation des vitesses et des concentrations est nécessaire dans des parties éloignées des chenaux afin d'estimer la proportion du bilan sédimentaire non-importé par les chenaux.

Cependant peu d'attention est portée sur l'impact d'une zone pionnière en végétation sur les taux de sédimentation au sein des zones de prés-salés en contexte méga-tidal. C'est pourtant l'un des premiers facteurs de contrôle de la croissance des surfaces de prés-salés qui se produit par exemple en baie du Mont-Saint-Michel dont un site est étudié dans le cadre de cette thèse.

1.8. Exemple de la baie du Mont-Saint-Michel

1.8.1. Présentation générale de la baie du Mont-Saint-Michel

La baie du Mont-Saint-Michel est située dans le golfe Normand-Breton. Cette baie a la particularité d'avoir une immense zone intertidale (250 km²) et d'être soumise à une amplitude exceptionnelle de marée, supérieure à 14 m lors des marées de vives eaux. Ce marnage est l'un des plus élevés dans le monde et le deuxième plus fort en Europe après l'estuaire de la Severn au Royaume-Uni (Allen, 2000).

Cette baie est caractérisée géologiquement par un socle ancien de formation métamorphique (570 Ma) et de massifs granitiques (540 et 525 Ma) qui forment les reliefs de la baie. La baie s'est creusée lors du dernier cycle glaciaire/interglaciaire dont le dernier maximum est enregistré il y a 18 000 ans. Le niveau de la mer étant à cette époque 120 m plus bas qu'aujourd'hui, les rivières ont creusé des vallées. Un réchauffement climatique a entraîné la remontée progressive et non-linéaire du niveau marin, conduisant au comblement des vallées par sédimentation naturelle dans la Manche et la baie du Mont-Saint-Michel.

La baie se situe donc entre les massifs rocheux bretons de la pointe du Grouin (près de Cancale à l'Ouest de la baie) et de la pointe de Champeaux (au Sud de Granville) (Figure 1.20).

Dans cette zone, on distingue deux ensembles morpho-sédimentaires :

- La partie Ouest de Cancale à Cherrueix qui correspond à un fond de baie calme où des sédiments de vases homogènes se déposent.
- La partie Est qui est de type estuarien, c'est-à-dire sous l'influence de 3 fleuves côtiers : Le Couesnon, la Sélune et la Sée. Ces fleuves ont de faibles débits (Couesnon : 10 m³/s, Sélune 9 m³/s, Sée : 6m³/s) (Larsonneur, 1989). Comparé à la masse d'eau remaniée par les marées, l'apport de volume d'eau douce des 3 fleuves ne représente que 2% dans la partie estuarienne. De même, l'apport fluvial annuel en matières en suspensions solides ne représente que la moitié de ce que remanie le flot ou le jusant pour une seule marée de vive-eau (SOGREAH, 2000)

1.8.1. Contexte hydrodynamique

1.8.1.1. Marées

La baie est soumise à un régime de marée dont le marnage est supérieur à 14m (ERHOLD, 1999). Il est caractérisé par un régime semi-diurne, c'est-à-dire une marée tous les 12h24 minutes en moyenne.

L'amplitude de marée s'explique par l'amplification de l'onde de marée provenant de la Manche. Cette onde de marée rencontre les côtes de la presqu'île du Cotentin (Figure 1.20), provoque une onde stationnaire qui augmente considérablement la hauteur de mer. Cette onde va être renforcée par la configuration des côtes et la surélévation du fond. En condition de vive-eau, l'amplitude de marée passe de 7m à 12 m entre l'entrée du golfe Normand Breton et la baie du Mont-Saint-Michel (Larsonneur, 1989).

Dans la partie estuarienne, de nombreuses mesures aux alentours de l'île du Mont-Saint-Michel ont permis d'établir les fréquences de hauteur de marée. Ces enregistrements sont faits à l'aide d'un marégraphe installé à la chapelle Saint-Aubert sur l'île du Mont.

Hauteur de marée en IGN69	3.40	3.95	4.55	5.10	5.70	6.25	6.80	7.40	8.00
Fréquence annuelle (%)	92	80	65	50	35	20	8	2.5	0

Tableau 1.1 : Fréquence annuelle des hauteurs de pleine mer de marées en Baie du Mont-Saint-Michel (Roux, 1998)

Pour calculer les hauteurs de marées aux abords du Mont-Saint-Michel pour des périodes anciennes, une relation a été proposée entre les hauteurs de mer enregistrées à Saint-Malo par le SHOM, en côte marine (CM), et les hauteurs de pleine mer aux abords du Mont (Roux, 1998) :

$$\text{Cote de Pleine mer au Mont (IGN69)} = \text{Cote de Pleine mer (CM)} - 5,7 \text{ m}$$

Les hauteurs de marée dans la baie peuvent fluctuer en fonction des conditions atmosphériques (pression, direction et force du vent). Ces surcotes (anticyclone) et décotes (dépression atmosphérique) sont considérées comme extrêmement rares et ne dépassent pas 30 cm en moyenne aux alentours du Mont (Roux, 1998).

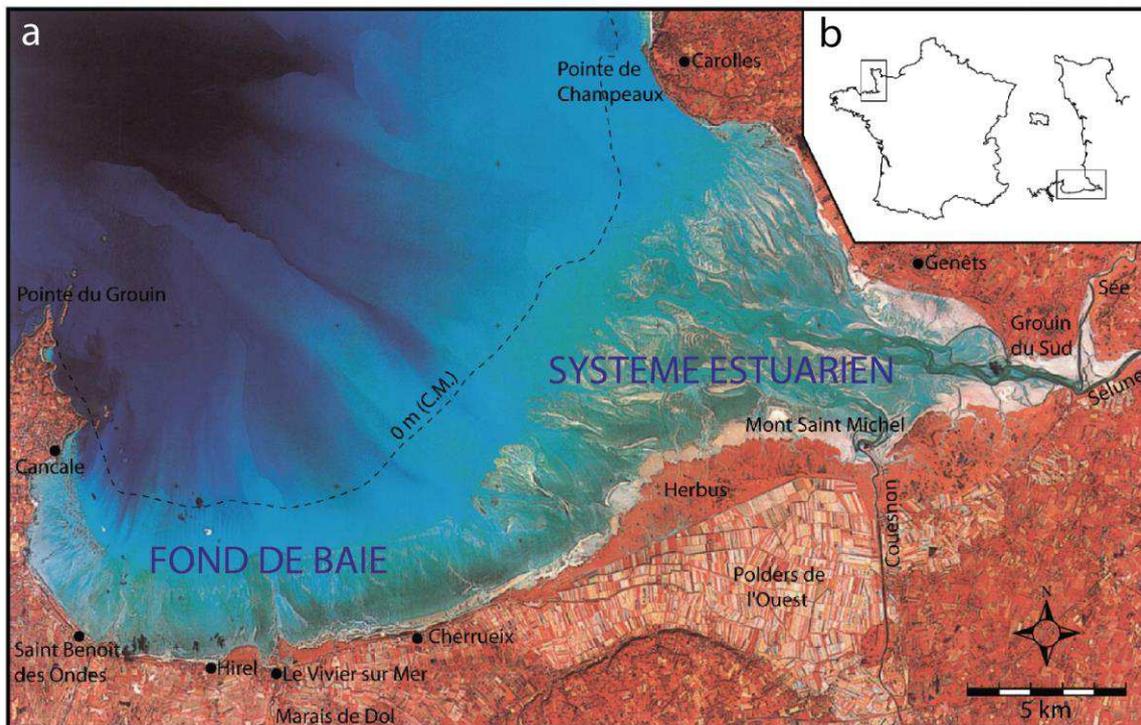


Figure 1.20 : a. Image SPOT 1999 de la baie du Mont-Saint-Michel et délimitation des deux ensembles morpho-sédimentaires b. La baie se situe au sud de la presqu'île du Cotentin (France)

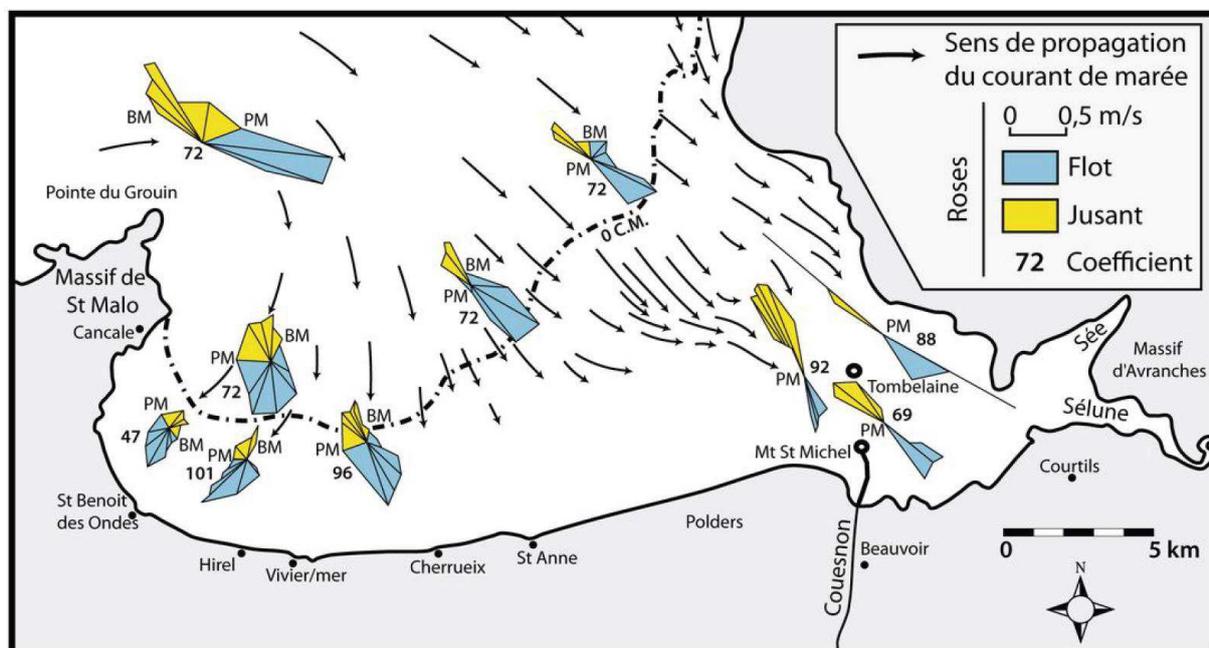


Figure 1.21 : Sens du courant et intensité lors du flot pour un coefficient 102 en Baie du Mont-Saint-Michel ainsi que les roses de courant au cours de différentes marées issue de plusieurs campagnes de mesure pour différentes marées (tirée de Weil, 2010 et modifié d'après Bonnot-Courtois et al., 2002)

Les courants de marée (Figure 1.21) qui sont générés se distinguent par 2 régimes (Bonnot-courtois et al., 2002a) :

- Dans la partie Ouest, les courants sont giratoires avec une prédominance du flot sur le jusant.

- Dans la partie Est, les courants alternatifs sont dirigés vers l'intérieur de la petite baie avec un flot plus intense que le jusant. Les vitesses enregistrées aux abords du Mont atteignent 1 m/s durant le flot pour des hauteurs de pleines de mer de vive-eau moyenne. Ces vitesses lors du flot peuvent atteindre 2 m/s dans les chenaux intertidaux (Larsonneur, 1989). Il est à noter que des mesures de vitesse réalisées dans des chenaux intertidaux près du Mont-Saint-Michel (Figure 1.21) montrent des vitesses lors du jusant aussi forte, voir plus importante que lors du flot.

1.8.1.2. Vents, vagues, tempêtes et agitation

Le régime des vents dans la baie du Mont-Saint-Michel est étudié à partir des enregistrements de la station météo de Dinard. Desguée (2008) a en effet montré une bonne relation entre la station de Dinard et celle de Pontorson, plus proche de la baie.

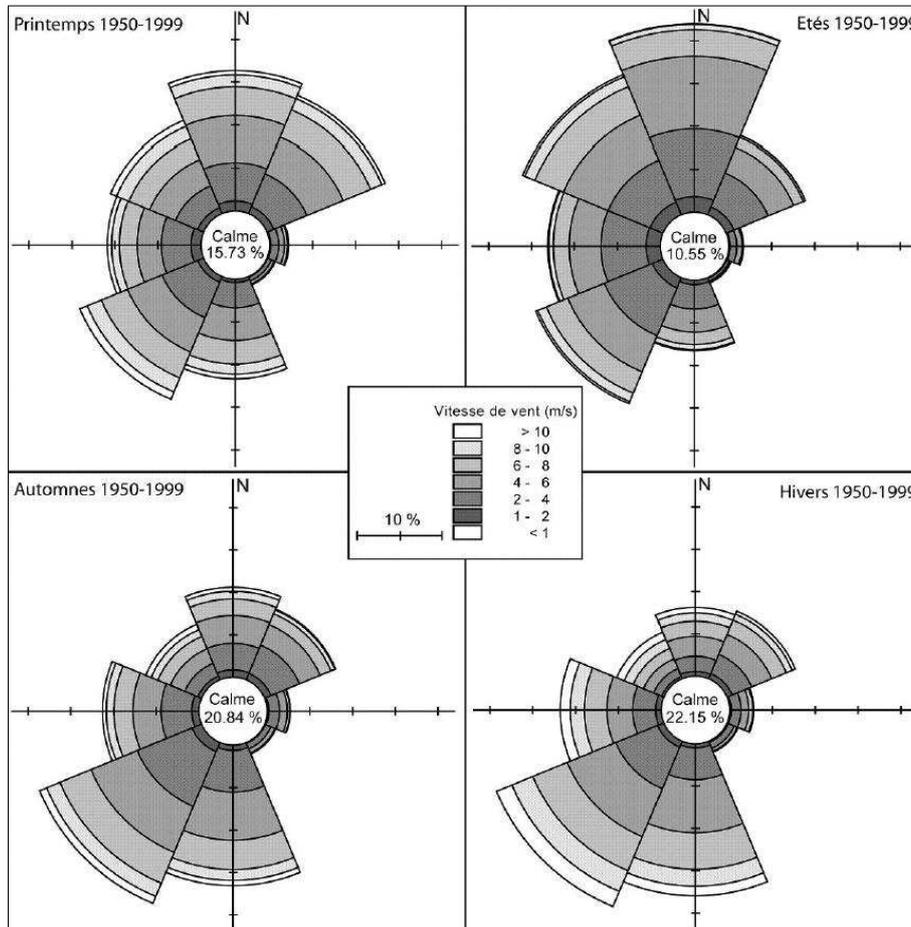


Figure 1.22 : Statistiques des directions et intensité des moyennes journalières (tirée de Weil, (2010) Données Météo-France 1950-1999)

On voit que les vents de secteurs Sud / Sud-Ouest dominent les périodes hivernales alors que les vents de secteurs Nord / Nord-Ouest dominent les saisons de printemps et d'été (Figure 1.22). Ehrhold (1999) et Desguée (2008) ont montré que les vents de direction Nord / Nord-Ouest étaient plus susceptibles de générer des vagues courtes et efficaces. Ce qui s'explique aussi par l'étendue de mer disponible à la création de ces vagues.

Dans la baie du Mont-Saint-Michel, les vagues entrantes se diffractent autour de la pointe du Grouin et progressent vers la partie estuarienne. La partie de fond de baie (Figure 1.20) est donc protégée de l'agitation. La pente de la zone intertidale et la largeur de la baie entraînent de faibles hauteurs de houle, qui ne peuvent se propager que lors des pleines

mers. En absence de vent dans la baie, une vague enregistrée au large de la baie subit un amortissement de 90 % lorsque l'onde de vague atteint les abords du Mont (Migniot, 1998). Des mesures faites dans le cadre la Mission Mont-Saint-Michel, (1977) ont confirmé que 3/4 des hauteurs de vagues enregistrées étaient inférieures à 15 cm.

Une statistique sur les possibles événements de tempête peut être dressée sur les données météo couplées aux événements de marées atteignant les zones de prés-salés. La Figure 1.23 montre une légère intensification de ces événements durant les 50 dernières années. Cette intensification des événements de tempête est souvent reliée aux fluctuations de l'indice NAO. Cet indice défini comme l'Oscillation Nord Atlantique qui est un modèle climatique régit par l'intensité fluctuante des masses atmosphériques Arctique et Atlantique qui vont influencer les températures, les taux d'humidité et l'intensité des vents sur l'Europe. Un indice positif entrainerait une intensification des tempêtes en Europe du Nord (Hurrell et al., 2001), ce qui est effectivement le cas depuis 1970.

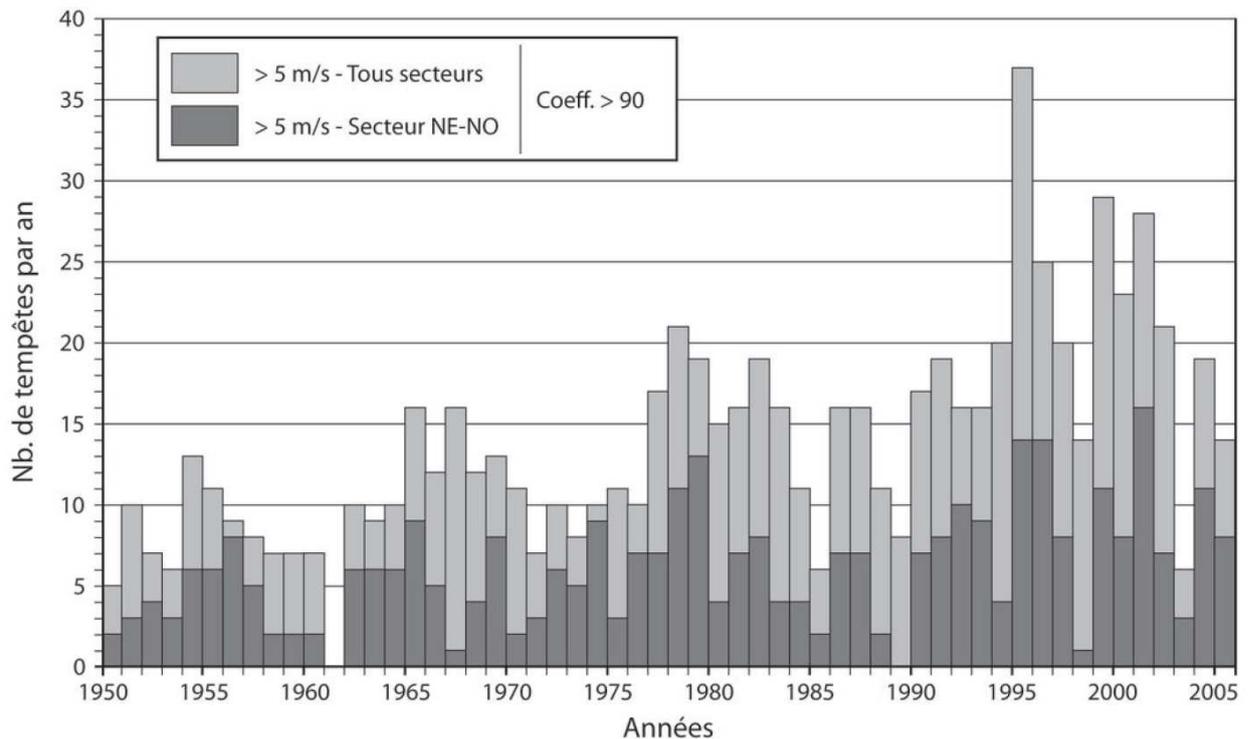


Figure 1.23 : Nombres d'événement de marées atteignant la hauteur de 6 m IGN69 (Coefficient >90). Une tempête est définie dans cette statistique pour des moyennes journalières de vent supérieur à 5 m/s. Les vents des secteurs propices à la création de vagues sont différenciés (tirée de Weil, 2010)

1.8.2. Morphologie des prés-salés

1.8.2.1. Caractéristiques des sédiments

La nature des sédiments dans la baie est d'origine terrigène, avec une forte composante bioclastique issue de la production de coquillages dans la baie du Mont-Saint-Michel. Les courants de marées de vive-eau mis en évidence sur la Figure 1.21 vont être responsables du brassage des sédiments. Les courants s'affaiblissent vers l'intérieur de la baie dans la partie estuarienne et vont conduire à un gradient granulométrique décroissant. La carte de répartition des sédiments en Figure 1.24 nous montre ce tri granulométrique avec des sédiments grossiers au large et des sédiments plus fins près du Mont-Saint-Michel avec des sables fins (D_{50} compris entre $50 \mu\text{m}$ et $0,2 \text{ mm}$) présents dans la zone intertidale et un sédiment nommé Tangue ($<50 \mu\text{m}$) dans les zones de prés-salés.

Les propriétés physique des sédiments ont été étudiées, ainsi que leurs comportements sous l'action des courants de marée (Migniot, 1998). Ce sont ces propriétés qui vont conditionner les conditions favorables au transport, à l'érosion et au dépôt des sédiments.

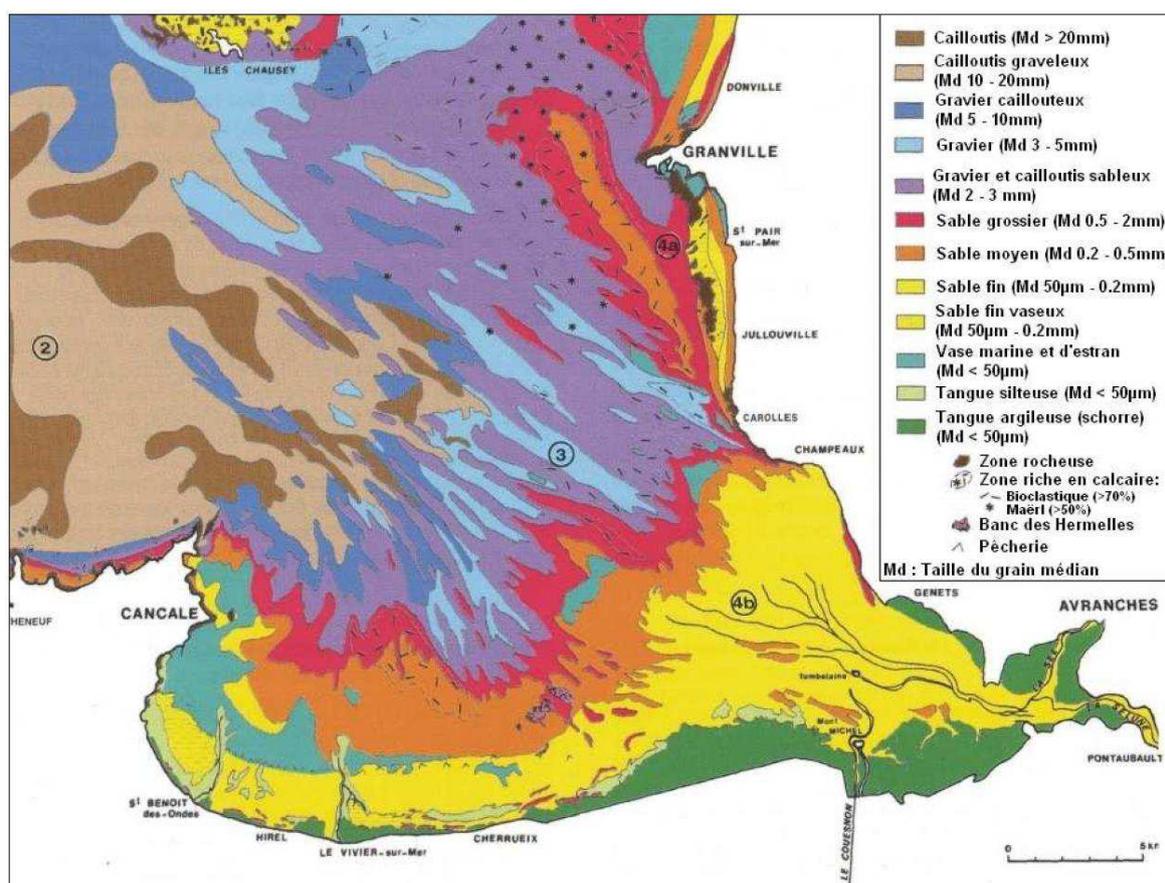


Figure 1.24 : Carte de répartition des sédiments dans la baie du Mont-Saint-Michel (d'après Bonnot-Courtois 2002).

La tangue étudiée avait un diamètre moyen de 0,06mm et contenait 25% d'éléments inférieurs à 40 microns. Sa vitesse de chute en eau calme est estimée à 0,15 mm/s, ce qui est inférieur aux éléments plus grossiers comme les sables fins. Une fois déposée la tangue subit un tassement au cours du temps. Les mesures sur plusieurs échantillons de tangue ont révélé la grande variabilité du tassement au cours du temps (Tableau 1.2).

Concentration moyenne des dépôts en fonction du temps (tassement) (en g/L)						
Durée	1 heure	1 jour	3 jours	1 semaine	1 mois	3 mois
Sédiments surface 1998	250	520	600	600	620	650
Sédiment total 1998	680	1180	1300	1310	1370	1470
Anciennes mesures 1971	540	780	815	860	915	950

Tableau 1.2: Variations des concentrations moyennes des dépôts en fonction du temps de tassement (Migniot, 1998)

Les valeurs de concentration moyenne en sédiments secs varient à la fois spatialement, en profondeur et au cours du temps. Pour les deux échantillons mesurés proche de la surface, la concentration moyenne en sédiments sec étaient de 600 g/L (kg/m³) après quelques heures et de 780 g/L (Migniot, 1998) pour la mesure de 1998.

La tangue a une rigidité qui varie en fonction de sa concentration et de son tassement (Migniot, 1998). Une tangue fraîchement déposée est caractérisée comme fluide avec une rigidité de 5 à 6 N/m². Alors qu'après un jour de tassement, la tangue devient « plastique » atteignant 50 N/m².

1.8.2.2. Type de végétation

La végétation dans la baie du Mont-Saint-Michel est très diversifiée (Figure 1.25 et Figure 1.26). Comme dans tout domaine de prés-salés, l'organisation de la végétation s'établit verticalement selon les niveaux des marées, qui contrôlent les durées d'inondations (Figure 1.25).

La haute slikke : Les premières végétations à apparaître sont les plus tolérantes à la submersion des marées et à leurs courants. La première zone pionnière en végétation correspond à la zone entre le niveau moyen des marées et le niveau moyen des marées de morte-eau. Les espèces pionnières sont des espèces annuelles telles que la Salicorne, la Soude ou encore des espèces vivaces comme la Spartine. La soude atteint son pic de croissance durant le mois de Septembre (Tessier et al., 2000). Leur progression peut être spectaculaire comme le montre la Figure 1.26. Le recouvrement de la végétation est inférieur à 40%, ce qui est une caractéristique facilement identifiable sur les photographies aériennes.

Le bas schorre : Si la zone pionnière se maintient et s'exhausse, de nouvelles espèces végétales vont la coloniser. A partir du niveau moyen des marées, les espèces pionnières vont peu à peu être remplacées par de la Puccinellie, qui est une espèce herbacée pérenne. Une microtopographie en buttes caractérise la surface des bas schorres. Ces microtopographies vont entraîner une variabilité spatiale de la végétation avec la présence d'espèces pionnières dans les dépressions topographiques et la présence d'obione sur les parties plus élevées. Le recouvrement de la végétation n'est pas encore complet, environ 3/4 de la surface.

Moyen schorre : Cette zone est située légèrement plus haut que le bas schorre et est caractérisée par une topographie moins hétérogène. La végétation présente regroupe la Soude, qui se compose principalement d'Obione.

Haut schorre : Cette zone correspond à la partie la plus élevée des prés-salés et se situe à partir du niveau des marées d'équinoxe (environ 6,8 m IGN69). Les espèces qui la colonisent sont principalement le chiendent et la fétuque qui sont les moins tolérantes aux submersions par les marées.

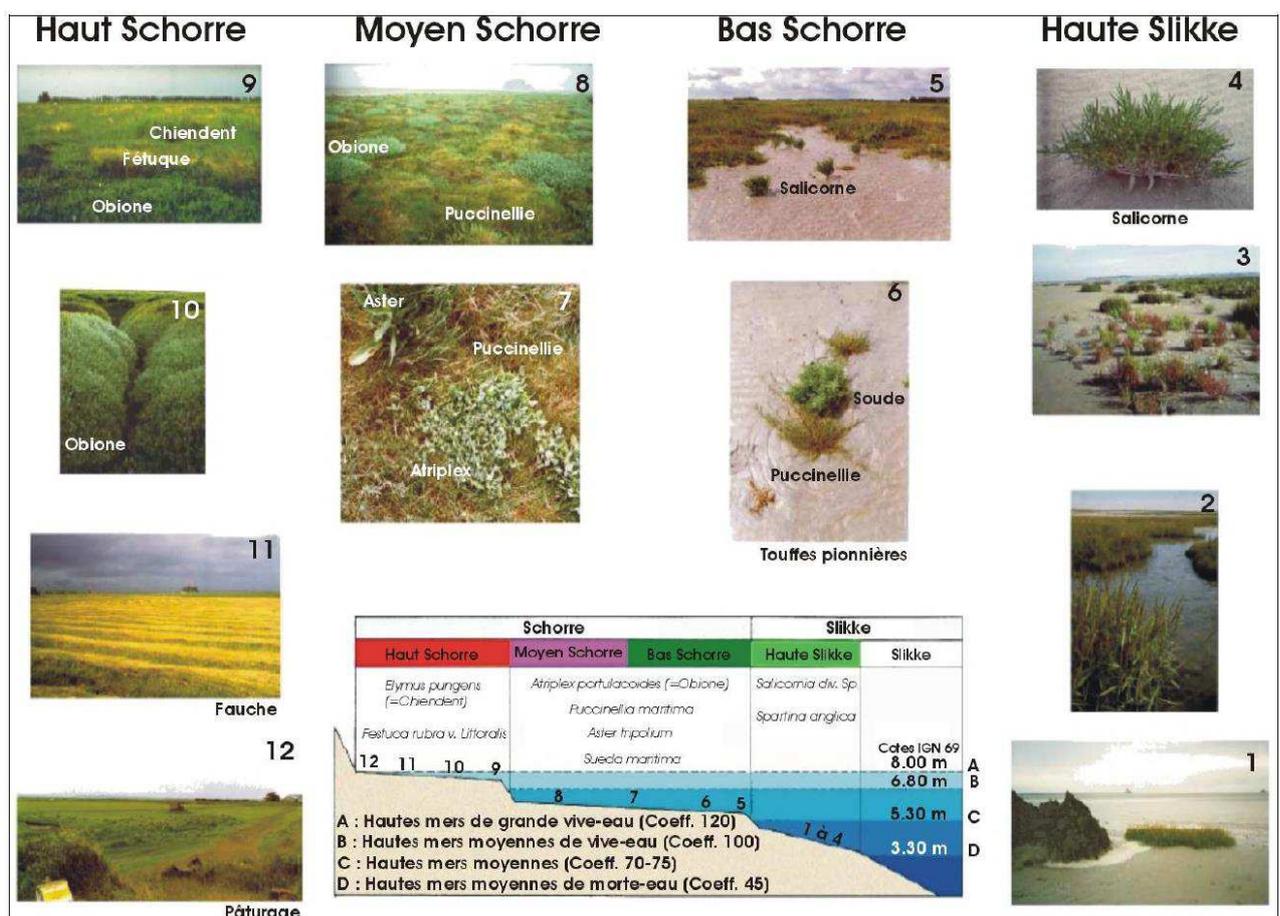


Figure 1.25 : Classification des espèces végétales des prés-salés du Mont-Saint-Michel (Levasseur et Bonnot-Courtois, 2000)

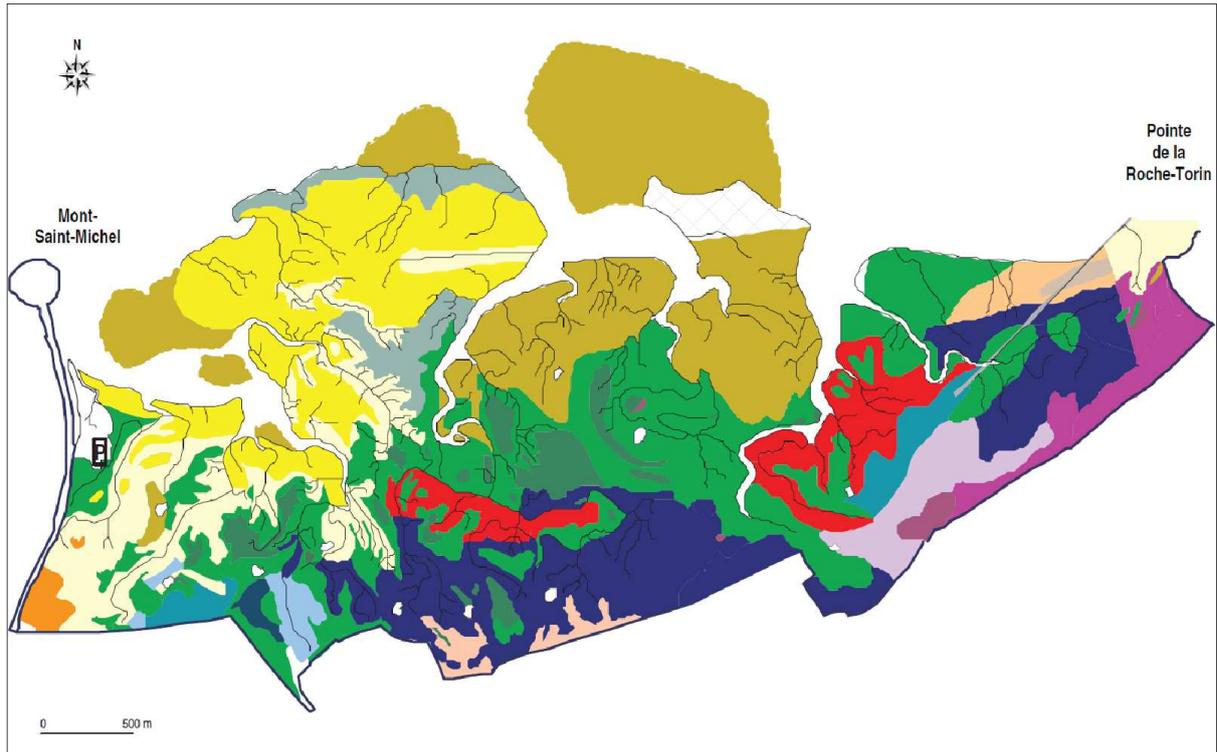


Figure 1.26 : Carte de végétation des prés-salés de la Roche-Torin entre 1984 et 1994. La végétation pionnière y est symbolisée par la couleur marron-ocre (d'après Bouchard, 2005)

Cette classification verticale de la végétation ne reflète pas la variabilité spatiale de la végétation qui peut être observée dans les prés-salés (Figure 1.26). Or, cette variabilité reflète à la fois l'influence des facteurs abiotiques liés à l'altitude de la végétation et aux facteurs biotiques de compétition entre espèces végétales. Mais aussi l'influence de l'homme avec le fauchage ou le pâturage qui entraîne le broutage et le piétinement des végétaux (Bouchard et al., 1995). L'évolution des prés-salés en baie du Mont-Saint-Michel tend vers une continentalisation des surfaces les plus internes avec une végétation qui est rarement submergée par les marées. Ce dernier stade d'évolution des prés-salés est décrit dans un modèle conceptuel (Figure 1.27) par (Bonnot-courtois and Levasseur, 2012).

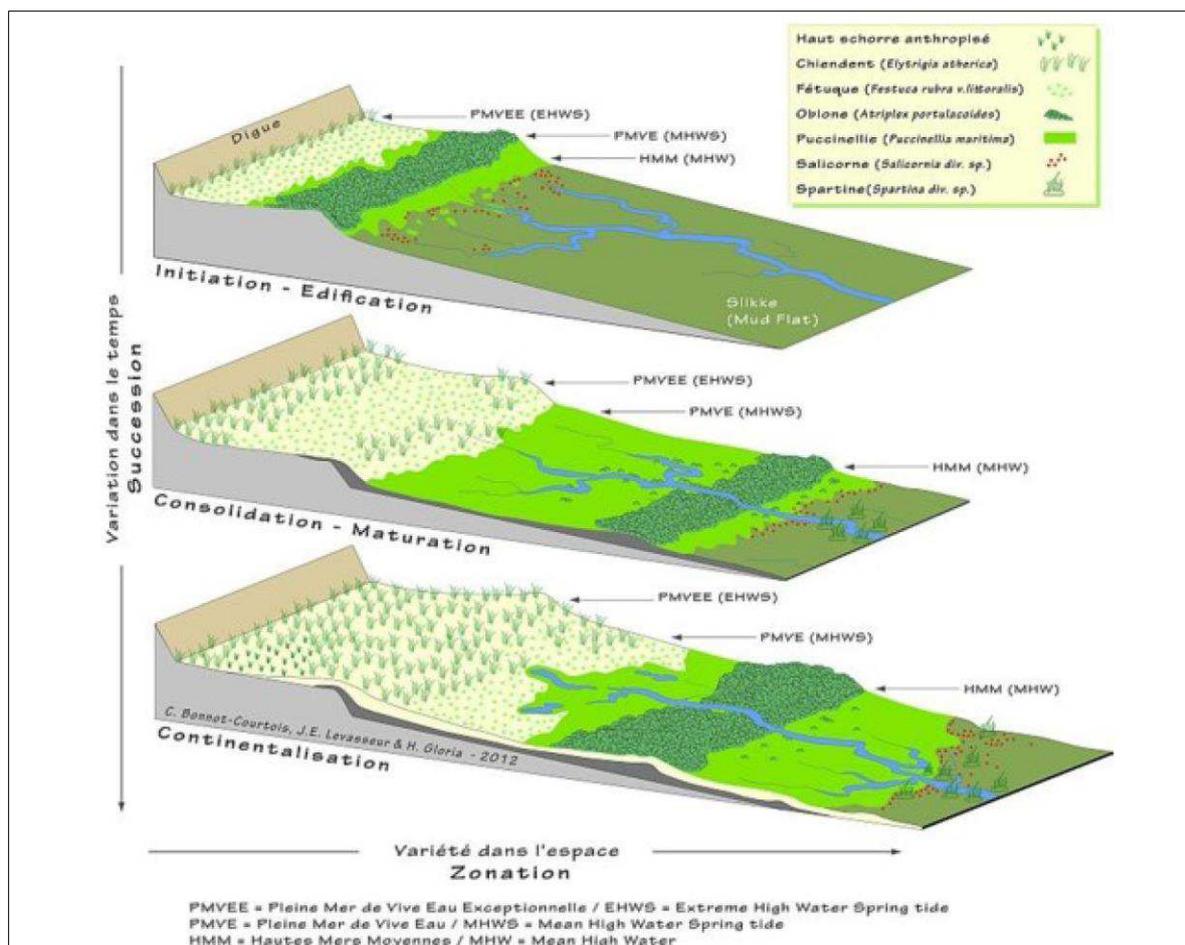


Figure 1.27 : Modèle conceptuel des phases d'évolution d'un pré-salé selon les observations en baie du Mont-Saint-Michel (tirée de Bonnot-Courtois et Levasseur, 2012)

1.8.2.3. Taux de sédimentation

Certaines études ont été menées en baie du Mont-Saint-Michel pour quantifier les taux d'accrétion (Détriché et al., 2011; Langlois et al., 2003). Elles ont été principalement faites sur les schorres à l'ouest du Mont-Saint-Michel (Figure 1.20).

Détriché et al., (2011) présentent une étude sur la mesure de la sédimentation sur les prés-salés à l'Ouest du Mont-Saint-Michel menée durant 6 ans en suivant les variations topographiques de la surface de prés-salés. Les taux d'accrétion enregistrés montrent une sédimentation sur le bas schorre de 3,45 mm/an à 38 mm/an, jusqu'à atteindre des taux de 1,35 mm/an sur le haut schorre. Faits sur 22 stations de mesures sur 3 transects différents, les taux d'accrétion enregistrés sont extrêmement variables spatialement puisqu'ils dépendent de la distance à la source du sédiment, de la variabilité de densité de végétation et de variations topographiques. Les résultats montrent l'influence de l'altitude des prés-

salés sur les taux d'érosion (Figure 1.28). Bien que l'effet de la végétation soit mis en avant pour expliquer les forts taux de sédimentation, il n'est pas montré quantitativement de relation entre densité/présence de végétation et taux de sédimentation. De plus, les taux les plus élevés de sédimentation rencontrés dans les zones de bas schorre ne sont pas interprétés comme étant liés à la présence de la végétation pionnière.

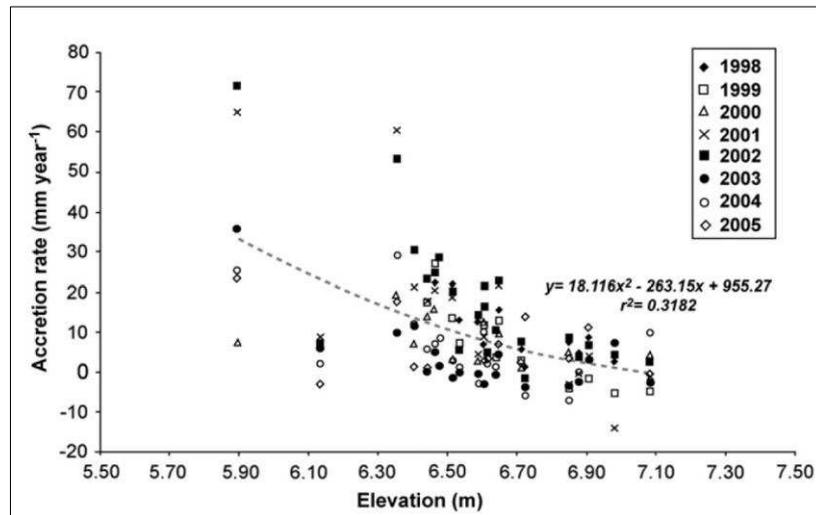


Figure 1.28 : Taux de sédimentation par rapport à la hauteur de mesure dans les prés-salés (Détriché et al, 2011)

L'étude de la variabilité temporelle de la sédimentation au cours de l'année est complexe à interpréter en raison de variations de la quantité d'eau dans les sédiments. Ces variations peuvent être attribuées aux variations saisonnières de température mais aussi aux périodes d'émersion plus prolongées lors de l'été, celles-ci étant dues aux variations du cycle de marée (Détriché et al., 2011).

Le rôle de la Puccinellie a été mis en évidence par les travaux de Langlois et al. (2001, 2003). Il apparaît que cette plante pérenne limite l'érosion des surfaces et augmente significativement les taux de sédimentation. Comparée à des zones nues, la présence de la Puccinellie entraîne une augmentation de 50% des taux d'accrétion avec des valeurs allant de 1 à 10 mm par cycle de marée. De plus, la croissance de la Puccinellie est stimulée par l'enfouissement par les sédiments. La capacité de la Puccinellie à capturer et stabiliser le sédiment est liée à la densité de son système racinaire, sa tolérance à l'enfouissement et son taux d'expansion de nouvelle surface par ces rhizomes (Langlois et al., 2003, 2001).

Sur les parties pionnières des schorres, les différentes observations mettent en avant le rôle déterminant de la Puccinellie dans la construction des prés-salés en zone pionnière. L'impact

des autres espèces végétales telles que la Spartine, la Soude ou la Salicorne n'a pas été interprété comme significatif, comparé à celui de la Puccinellie (Détriché et al., 2011; Langlois et al., 2001).

Un gradient granulométrique est aussi enregistré avec des tailles de sédiment moyen d'environ 50 μm sur le bas schorre et 20 μm pour le haut schorre.

La sédimentation est donc variable sur les prés-salés, mais les parties correspondant au bas schorre enregistrent des taux d'accrétion assez conséquents, atteignant de 5 à 10 cm/mois avec des variations saisonnières (Détriché et al., 2011; Larssonneur, 1989). La quantification de la construction de ces surfaces reste un point clef pour la dynamique d'établissement de prés-salés, puisque ces zones représentent une surface de colonisation par les espèces pionnières.

La baie est donc en sédimentation constante, ce qui a été observé par la croissance des prés-salés qui est un indicateur de colmatage de la baie. Cette dynamique naturelle a cependant été accentuée par les constructions et activités anthropiques effectuées dans la baie et principalement aux alentours de l'île du Mont-Saint-Michel.

1.8.3. Impact anthropique

Bien que le colmatage de la baie du Mont-Saint-Michel par les sédiments soit un phénomène naturel, les aménagements humains aux abords de la Baie ont largement contribué au comblement rapide observé depuis 150 ans.

Les aménagements ont commencé dès le XI^{ème} siècle avec la construction de la digue des marais de Dol (Figure 1.31). Une carte de 1750 montre l'estuaire du Couesnon (Figure 1.30). On peut voir que le cours du Couesnon divaguait librement dans la zone intertidale et faisait des méandres dans la partie plus en amont (Figure 1.30). Entre 1750 et 1850, la divagation très forte du cours du Couesnon a érodé considérablement la partie Est réduisant la possibilité de poldérisation dans cette zone. Cependant les premiers polders sont apparus vers 1851 dans la partie Ouest de l'ancien estuaire du Couesnon. En 1858, la compagnie Mosselmann qui obtient une concession de 3800 ha décida de canaliser le Couesnon afin de garantir la sécurité des digues et de faciliter le trafic fluvial jusqu'à Pontorson. L'espace intertidal laissé libre dans l'ancienne zone de divagation du Couesnon s'est peu à peu colmaté de sédiment, et a entraîné une croissance de prés-salés (Figure 1.29a), ce qui a permis la construction de polders de 1851 à 1939 (Figure 1.29b) (Verger, 2001). L'aménagement des polders se faisait par la construction de clôtures sur les prés-salés à partir d'une cote de 6,5m IGN69. Ainsi, l'évolution de la poldérisation de cette zone est un indicateur de la vitesse de comblement et donc de progression des schorres dans une zone intertidale laissée libre de l'impact de l'érosion d'un fleuve.

A l'Est du Couesnon, la compagnie Mosselmann devenue Compagnie des Polders de l'Ouest, entreprit la construction d'une digue submersible ralliant la Roche Torin au Mont-Saint-Michel en suivant la limite de la concession (Figure 1.29). Son but était de protéger les polders à l'Est du Mont-Saint-Michel des divagations de la Sélune et de la Sée. La construction de cette digue submersible s'est arrêtée à 1,5 km du Mont-Saint-Michel. En effet sa construction fut plusieurs fois mise à mal compte-tenu des difficultés de construction sur des sédiments meubles et de la divagation du fleuve de la Sélune, ainsi que des petites rivières (Ruisseau Landais et Guintre). Ces 2 cours d'eau furent détournés, l'un vers le Couesnon, l'autre vers la Sélune. Malgré l'arasement de cette digue en 1983, celle-ci a eu un effet positif sur le colmatage de la partie Est du Mont-Saint-Michel avec une réduction des courants de marée.

Pendant la période de poldérisation, une digue route a été construite de 1878 à 1879 pour faciliter l'accès au Mont-Saint-Michel. Cet obstacle au courant des marées accentua encore plus le colmatage aux abords du Mont. De plus, le lit du Couesnon a été fixé au-delà de l'île du Mont grâce à des cordons d'enrochements.

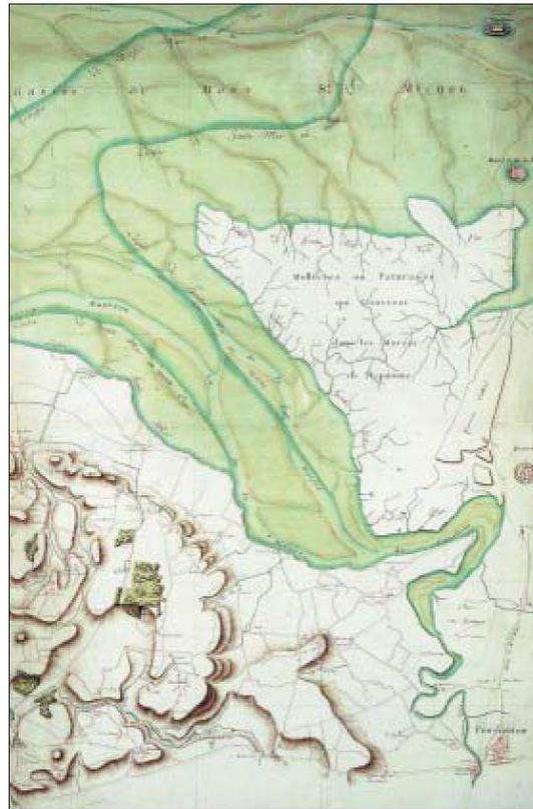


Figure 1.30 : Carte de l'estuaire du Couesnon en 1780 (cliché Bibliothèque nationale de France, tirée de Verger, 2001)

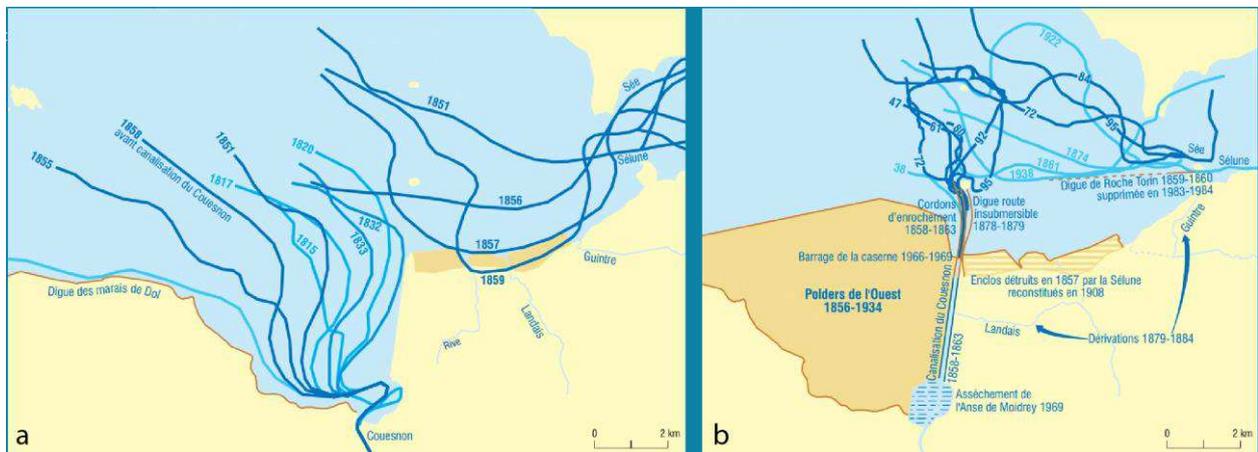


Figure 1.31 : a. Divagation de la Sée et la Sélune avec les aménagements et la poldérisation de l'estuaire du Couesnon. b. Synthèse des aménagements humains autour de l'île du Mont-Saint-Michel (sources Syndicat Mixte du Mont-Saint-Michel)

1.8.4. Progression des prés-salés en Baie du Mont-Saint-Michel

La progression inquiétante des prés-salés en Baie du Mont-saint-michel, qui met en péril le caractère maritime de l'île du Mont-Saint-Michel, a fait sujet de nombreuses études (Bonnot-courtois, 2012; Bonnot-courtois et al., 2002a; Larsonneur, 1989; Migniot, 1998).

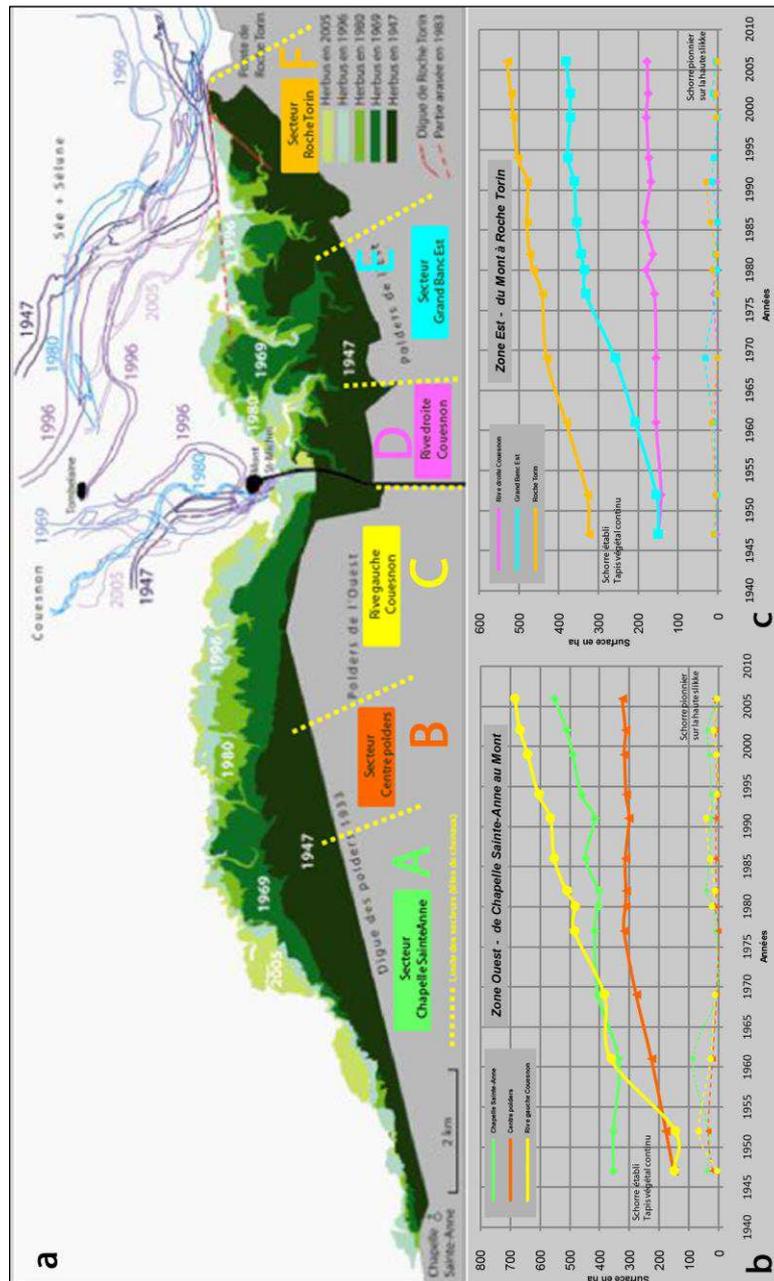


Figure 1.32 : Progression et évolution de la surface des prés-salés entre 1947 et 2005 sur différents secteurs à l'Ouest et à l'est de la digue route du Mont-Saint-Michel (Bonnot-Courtois 2012)

Depuis 1947, les premières campagnes de prise de vue aériennes ont permis de quantifier l'évolution temporelle de la progression des prés-salés. Les travaux récents sur la dynamique des prés-salés ont mis en évidence une progression importante dans la partie estuarienne, à l'Ouest et à l'Est du Mont-Saint-Michel.

La carte présentée par Bonnot-Courtois et al, (2002, 2012) de la progression des prés-salés souligne une hétérogénéité de leurs étendues. Plusieurs zones (de A à F) (Figure 1.32) ont été définies afin de comprendre leurs dynamiques de progression entre 1947 et 2005.

Il ressort que la progression des prés-salés n'est pas homogène sur les différents secteurs étudiés. On peut voir que certaines zones ont vu leurs surfaces augmenter jusqu'en 1980 puis se stabiliser (Zone B, D, E et F). La zone la plus proche de l'influence du Couesnon (C) a enregistré la plus forte progression. Aujourd'hui la progression moyenne est de 0,15 à 0,20 km² par an.

1.8.5. Progression non-linéaire des surfaces et rôle de la divagation des chenaux

Une étude récente réalisée par Desguée (2008) a porté sur la progression des prés-salés dans la partie estuarienne de la baie du Mont-Saint-Michel. Grâce à l'analyse d'images aériennes et satellitaires à fréquence annuelle, il a permis de mettre en évidence la non-linéarité de la progression des schorres. L'étude a été faite sur 3 zones distinctes autour de la baie (Figure 1.33). L'évolution de ces zones est en effet corrélée dans leurs phases de stabilité, et certaines zones des schorres présentent des progressions brusques de leurs surfaces pendant certaines périodes (Figure 1.33).

Plusieurs hypothèses sont avancées pour expliquer ces progressions brusques des surfaces de prés-salés, notamment l'impact des principaux facteurs de contrôles des prés-salés précédemment évoqués, à savoir les conditions de marées et l'impact du vent. Le couplage entre périodes de vents supérieurs à 30 km/h et les hauteurs de marées surpassant la côte de 4,80 m IGN69 est analysé en supposant que ces périodes seraient responsables de plus forts taux de sédimentation sur les parties basses des schorres. Certaines périodes d'extension rapide sont reliées au cycle de Saros, qui entraîne une augmentation du nombre de marées extrêmes. Ces périodes apparaissent 2 à 3 ans avant les phases d'augmentation des surfaces de prés-salés. Il est supposé que les conditions d'agitation ainsi que les fortes marées entraînent une sédimentation plus importante sur le replat de marée créant de nouvelles surfaces propices à l'établissement de la végétation.

De plus, l'étude montre des périodes d'érosion des zones frontières de prés-salés (Figure 1.34). La compréhension de la divagation des chenaux est un point clef de contrôle sur l'extension des surfaces de prés-salés, notamment autour de l'île du Mont-Saint-Michel. De nombreux travaux sont actuellement en cours aux abords de l'île du Mont pour rétablir son caractère maritime lors des marées hautes. Un nouveau barrage a été construit à l'emplacement de l'ancien. Ce nouveau barrage agit comme un bassin de chasse, il permet de renforcer l'effet du jusant sur la remobilisation des sédiments aux abords du Mont et peut potentiellement entraîner des migrations des chenaux pour éroder les surfaces de prés-salés.

Ces aménagements ont été décidés après de nombreuses études conduites par la SOGREAH, comprenant des modèles physiques et numériques, dont des simulations avec le code (TELEMAC) qui ne prend pas en compte la divagation des chenaux.

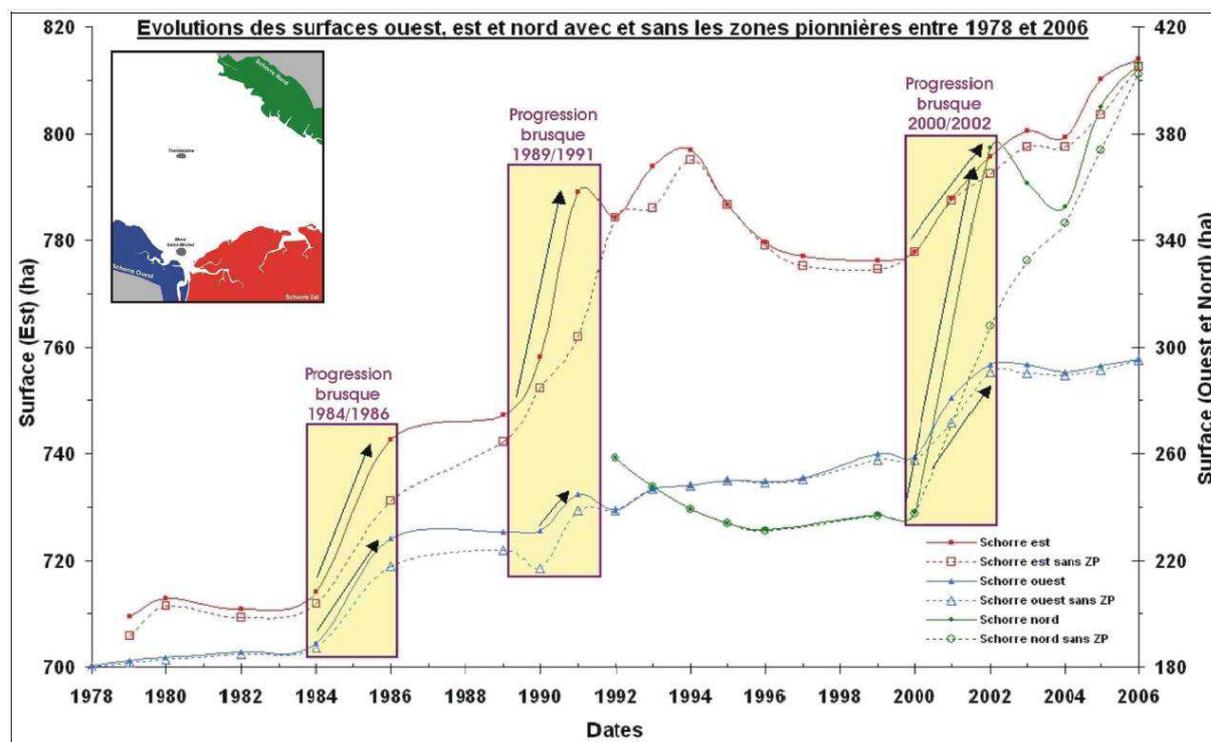


Figure 1.33 : Synthèse de l'évolution de la surface des schorres dans les 3 zones d'études autour du Mont-Saint-Michel entre 1978 et 2006. Certaines périodes de progression brusques sont mises en évidence (période 1985, 1990, 2001). Une distinction est faite entre les zones de prés-salés avec et sans zone pionnières en végétation (tirée de Desguée, (2008))

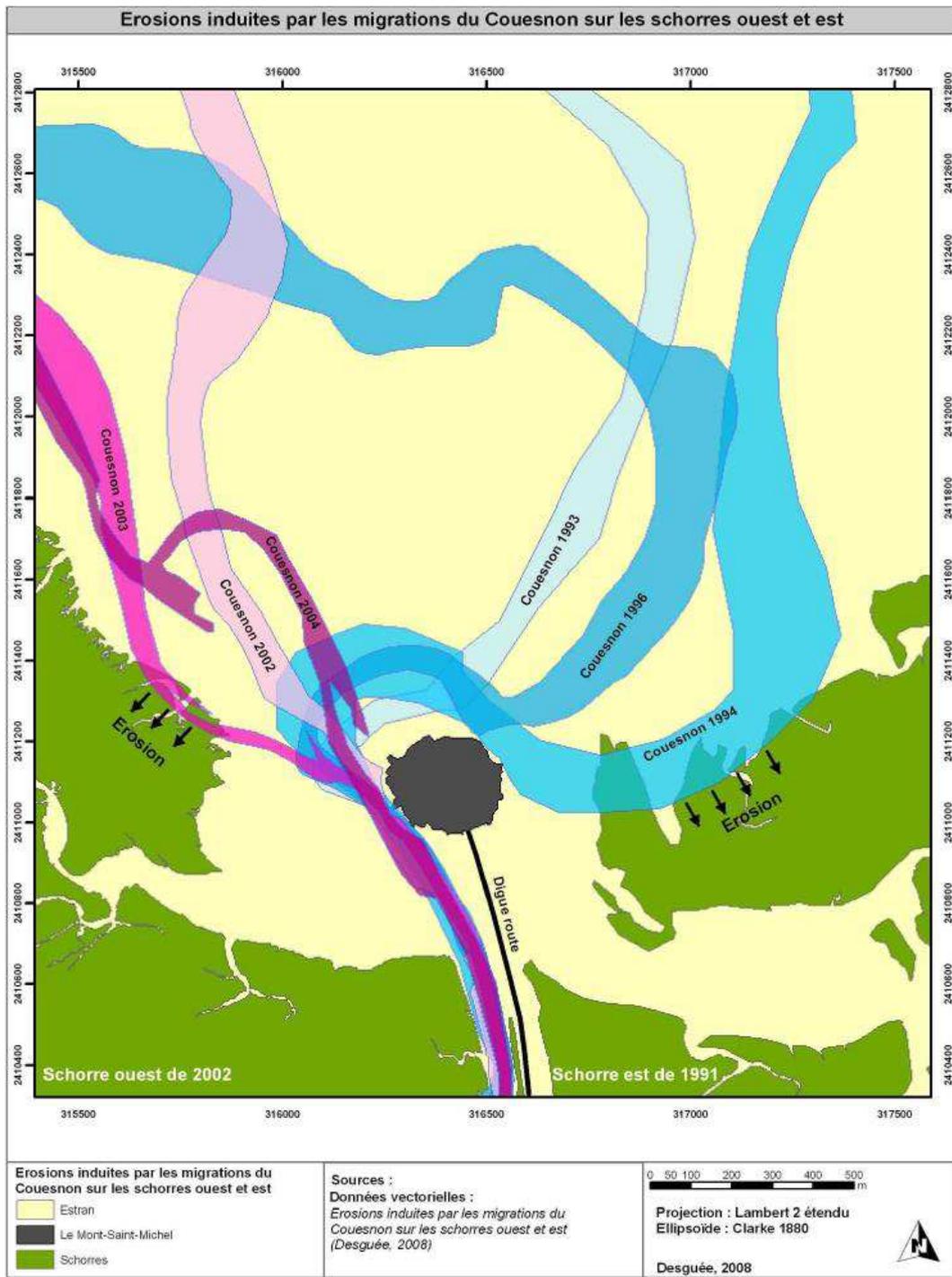


Figure 1.34 : Migration du chenal du Couesnon à l'aval de l'île du Mont-Saint-Michel et l'érosion des prés-salés induits par ces migrations lors des périodes de 2002-2003 (partie Ouest) et période 1993-1994 (partie Est) (tirée de Desguée, (2008))

1.9. Objectifs de la thèse

La compréhension des mécanismes de création des prés-salés est documentée, étudiée et modélisée dans de nombreux environnements autour du globe soumis à des régimes de marées micro-tidaux. A travers l'exemple de la baie du Mont-Saint-Michel, il apparaît que les mécanismes d'évolution des prés-salés ne sont pas les mêmes en contexte méga-tidal, de par l'intensité des marées qui contrôle la dynamique de nombreux processus de création et de destruction des prés-salés.

L'impact anthropique est aussi très fort en baie du Mont-Saint-Michel et est considéré comme la principale cause du développement accéléré des surfaces de prés-salés. La baie de Somme qui est aussi soumise à un régime méga-tidal est un bon exemple de comparaison avec la baie du Mont-Saint-Michel. Elle a aussi subi d'importants aménagements anthropiques et les chenaux tidaux y sont très développés.

La migration des chenaux dans ce type d'environnement peut avoir une influence non-négligeable sur l'érosion des surfaces (Desguée, 2008), mais leur dynamique n'est pas encore bien comprise. Gluard (2012) a par exemple corrélé l'orientation du Couesnon dans la zone à l'aval du Mont-Saint-Michel avec le cycle de Saros. Ce cycle permet un apport sédimentaire plus important qui modifie l'orientation du chenal du Couesnon. Mais la dynamique de migration des chenaux à l'intérieur des zones de prés-salés n'a pas encore été étudiée.

A l'inverse de nombreuses études montrant l'impact de la végétation sur les taux de sédimentation en contexte micro à macro tidal, la végétation présente sur les zones de front de prés-salés en baie du Mont-Saint-Michel n'est pas considérée comme un élément actif sur la sédimentation, mais comme un élément plutôt passif en réponse aux taux d'accrétion qui va conditionner leur développement (Bonnot-courtois et al., 2002a; Détriché et al., 2011). Elle est tout de même considérée comme un élément stabilisateur des surfaces de prés-salés colonisées (Langlois et al., 2003).

L'objectif de cette thèse est donc de comprendre la dynamique des prés-salés en contexte méga-tidal, en axant la problématique sur la compréhension des mécanismes régissant la mobilité des chenaux tidaux à différentes échelles spatio-temporelles dans les zones de prés-salés.

Une approche inédite a donc été employée pour ce travail de thèse en étudiant la dynamique des prés-salés de l'échelle séculaire, en baie de Somme, à l'échelle de l'évènement de marée, en baie du Mont-Saint-Michel. Par rapport à cette approche, plusieurs points seront étudiés :

1. Après la canalisation respective de leurs rivières principales, l'estuaire du Couesnon et l'estuaire de la Somme ont subi un comblement sédimentaire naturel qui a entraîné le développement de surfaces de prés-salés. Grâce aux mêmes méthodes utilisées en baie du Mont-Saint-Michel, il s'agira de quantifier l'évolution des surfaces de prés-salés en baie de Somme, afin de comparer leurs évolutions depuis le milieu du XIX^{ème} siècle.
2. Analyser la dynamique récente en baie de Somme afin de quantifier la dynamique des prés-salés et des chenaux tidaux en réponse aux cycles de Saros mis en avant en Baie du Mont-saint-Michel.
3. A travers le suivi au scanner lidar terrestre sur une période de 3 ans d'un chenal tidal sinueux, il s'agira de quantifier les différents processus régissant la migration d'un chenal. Cette technique de suivi jamais utilisée dans ce type d'environnement permet-elle de comprendre les mécanismes élémentaires de (i) la création de prés-salés dans la zone interne d'un chenal et de (ii) la destruction des prés-salés dans la partie externe du chenal ? A quelle fréquence faut-il mesurer l'évolution d'un tel système pour en comprendre sa dynamique à long terme ?

Cette nouvelle approche méthodologique a été combinée à différentes campagnes de mesures hydro-sédimentaires qui peuvent répondre à de nombreuses questions sur les couplages bio-géomorphologiques et sur les lois d'érosion dans les chenaux tidaux. En effet, la mesure de la topographie et donc des changements de surfaces permet la quantification de la déposition ou de l'érosion des sédiments que nous pouvons relier aux variations de vitesses et de concentrations enregistrées par les instruments de mesure hydro-sédimentaire. Le but étant d'établir les échelles spatio-temporelles auxquelles il est nécessaire de modéliser la dynamique des prés-salés en contexte méga-tidal.

1.10. Matériels et Méthodes

1.10.1. Introduction

Pour répondre aux différentes problématiques abordées sur la dynamique des prés-salés et des mécanismes qui couvrent différentes échelles spatio-temporelles, l'approche méthodologique employée combine des méthodes largement utilisées en Science de la Terre et une méthode de mesure encore peu utilisée dans un environnement de prés-salés.

Pour l'étude séculaire de la progression des prés-salés en baie de Somme, des cartes historiques ainsi que des photographies aériennes ont été analysées à l'aide d'un logiciel de SIG. Cette méthode largement utilisée dans les sciences de la Terre n'est plus à présenter. Les détails concernant le traitement des données est décrit dans la partie 2.3.

Pour l'étude des prés-salés à plus courte échelle de temps, un scanner LIDAR terrestre a été utilisé pour la première fois, pour mesurer la topographie d'une zone de transition schorre-slikke de prés-salés en Baie du Mont-Saint-Michel. Les séquences de données topographiques permettent de caractériser en 3D la distribution spatiale de l'érosion/sédimentation à différentes échelles ainsi que la morphologie de la végétation. Ces mesures de topographie, associées à des mesures hydro-sédimentaires (ADV, ADCP, turbidimètre) permettent de mesurer in-situ les mécanismes élémentaires des couplages bio-géomorphologiques entre hydraulique, végétation et transport sédimentaire.

1.10.2. Méthode de mesure LIDAR

1.10.2.1. Principe

La technique LIDAR (Light Detection And Ranging) s'est fortement développée dans le secteur des géosciences depuis quelques années (Heritage and Hetherington, 2007; Lague et al., 2013; Milan et al., 2007), avec des études portant sur l'érosion des falaises côtières (Regard and Dewez, 2013; Rosser and Petley, 2005), l'évolution des rivières en tresse (Brasington et al., 2000; Milan et al., 2007), l'érosion des berges (O'Neal and Pizzuto, 2011), mais aussi en contexte d'environnement estuarien (Desguée, 2008; Gluard, 2012; Rosso et al., 2006).

L'appareil de mesure utilise une technique optique active de mesure de distance, par opposition aux techniques passives de télédétection d'une source de rayonnement naturel. L'appareil se compose d'un système laser qui émet un faisceau dont l'onde est du domaine

visible, de l'ultra-violet ou de l'Infrarouge. Cette onde émise va être rétrodiffusée par les particules ou objets rencontrés et être mesurée par le capteur récepteur de l'appareil. L'analyse et la comparaison entre l'onde émise et reçue permet de caractériser le matériau réfléchi et sa distance par rapport au scanner.

Suivant les différentes techniques d'acquisition de l'appareil, le système d'acquisition va traiter et comparer le signal émis par rapport au signal reçu, et ainsi calculer une distance. Les méthodes principalement utilisées sont les méthodes par calcul du temps de vol ou par décalage de phase. La méthode par temps de vol repose sur la mesure du temps d'aller-retour de la lumière entre le scanner et l'objet mesuré. La distance est calculée à partir de la vitesse de la lumière c . La distance étant égale à $(c \cdot t) / 2$. La méthode par décalage de phase repose sur l'analyse connue du signal laser émis par rapport au signal reçu. Le décalage entre les 2 phases du signal sert à calculer la distance de mesure.

La technique Lidar se divise principalement en 2 domaines : le Lidar aéroporté et le Lidar terrestre.

Le lidar aéroporté permet l'acquisition d'une topographie sur de très larges surfaces à l'aide d'un appareil de mesures aéroporté (Figure 1.35). L'avion, ou l'hélicoptère, va devoir faire plusieurs transects au-dessus de la surface mesurée. Pour recaler la mesure de Lidar dans l'espace, on mesure la position de l'appareil au cours du temps par rapport à un système DGPS au sol. La position exacte de l'appareil en vol est effectuée à l'aide d'une centrale inertielle de navigation (INS). Celle-ci enregistre les différents mouvements de l'avion (tangage, roulis, lacets, vitesse, altitude). Les mesures ont une très bonne précision (du centimètre à la dizaine de centimètre) par rapport à la résolution et l'étendue des surfaces mesurées.

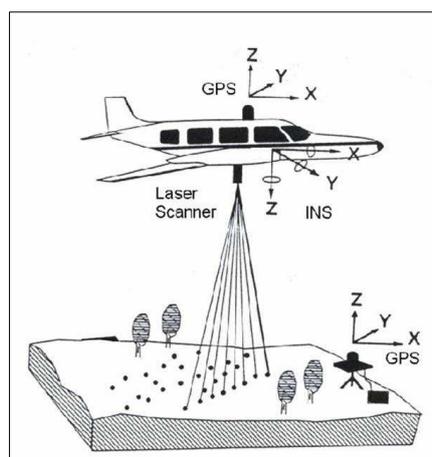


Figure 1.35 : Principe de la mesure Lidar aéroporté. La mesure au lidar se fait par le scanner et le géo-référencement des données acquises est assuré par des systèmes GPS et ING embarqué, ainsi qu'une station GPS au sol (image : slvg.soe.ucsc.edu)

Le lidar aéroporté est aujourd’hui la technique la plus utilisée pour les mesures et le suivi des topographies en milieu estuarien et de prés-salés puisqu’elle couvre de grandes surfaces de mesure. Elle peut être utilisée pour quantifier des bilans sédimentaires dans la partie de replat de marée (Desguée, 2008; Gluard, 2012), ou pour caractériser la végétation des prés-salés (Bilodeau, 2010; Rosso et al., 2006).

A l’opposé, le scanner Lidar terrestre (TLS) permet l’acquisition à partir d’une position fixe de l’intégralité de l’environnement naturel mesuré. L’appareil utilisé à Géosciences Rennes est une ScanStation 2 de Leica (Figure 1.36). Elle utilise la technique du calcul du temps de vol avec un faisceau laser dans le vert (520 nm de longueur d’onde). Sa portée est de 250 mètres maximum et dépend des surfaces réfléchies. Son erreur de précision annoncée par le constructeur est de 0,28 mm avec un bruit de mesure inférieur à 1,41 mm. La méthode par temps de vol nécessite plus de temps de mesures mais offre une portée plus grande que les scanner par décalage de phase (Kersten et al., 2008). La vitesse d’acquisition du scanner ScanStation 2 peut atteindre 50 000 points/sec mais dépend essentiellement de la fenêtre d’acquisition et de la densité de points mesurée. L’appareil a une fenêtre de prise de vue à 360° en horizontal grâce à un moteur et 270° en vertical grâce au miroir pivotant à l’intérieur de l’appareil (Figure 1.36). Un compensateur de niveau bi-axial permet de compenser des variations d’inclinaison de l’appareil dues à des perturbations topographiques. La bonne qualité et la bonne précision de ce compensateur a été mise en évidence par des travaux de Kersten et al. (2008).

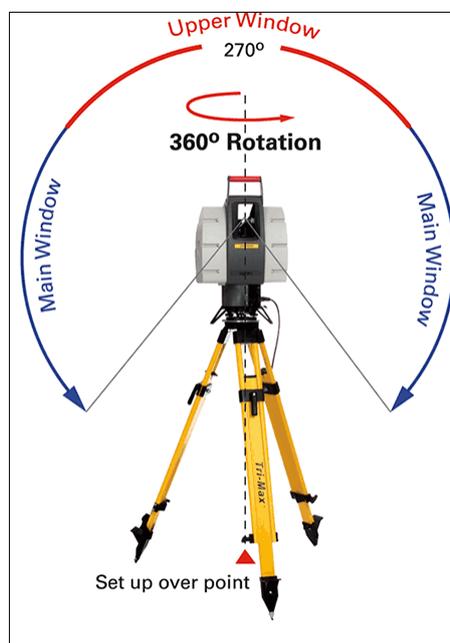


Figure 1.36 : Scanner Leica Scan Station 2 sur trépied. 360° x 270° de fenêtre de vue (Source Leica)

Plusieurs sources d'erreur peuvent affecter la précision de la mesure Lidar, elles ont été résumées par Lague et al. (2013) (voir Annexe 3 pour plus d'informations) :

- Excepté l'incertitude liée à l'équipement de mesure (bruit et précision) en condition favorable, l'incertitude de la mesure de surfaces va augmenter avec la distance de l'objet mesuré et l'angle d'incidence du faisceau laser sur la surface. Il n'est pas possible de prédire l'incertitude de ces deux facteurs au sein d'un nuage de points.
- L'erreur de registration des données entre chaque station de scan qui va dépendre de la technique d'assemblage des nuages de points.
- L'erreur due au repositionnement aux mêmes emplacements entre les mesures du TLS qui va induire des zones d'ombrages différentes entre les mesures. De plus, une position différente du TLS va induire une rugosité de surfaces différentes liées à la surface de l'objet. Ce qui peut entraîner un changement topographique alors que la surface n'a pas bougé.

Le Lidar terrestre est capable de mesurer avec une très grande précision et résolution des objets naturels en trois dimensions. Il permet une étude à des échelles allant du centimètre au kilomètre. Mais la mesure au Lidar présente certaines limites techniques qui complexifient leurs traitements, notamment la quantité de points à traiter, qui va dépendre de la complexité du site étudié (présence de végétation, zone d'ombrage, présence d'eau). C'est dans ce sens que des recherches ont été menées par Brodu et Lague (2012), afin de permettre une classification automatisée des nuages de points acquis au TLS, ainsi que la comparaison de nuages de points à différentes échelles spatiales tout en estimant le degré de confiance du changement calculé entre 2 surfaces (Lague et al., 2013).

1.10.2.2. Traitements

L'algorithme CANUPO (Brodu and Lague, 2012) permet la classification d'un nuage de points composé de différentes structures complexes en 3D. En utilisant les paramètres géométriques d'un objet particulier dans différentes dimensions (1D, 2D et 3D), l'algorithme va estimer la tendance géométrique autour de chaque point par rapport au nuage de points qui l'entoure, afin de caractériser l'objet à différentes échelles d'espace.

Si on prend l'exemple de la végétation (Figure 1.37), le sol en rouge sur la figure aura une tendance à être un objet plan (2D) quelle que soit l'échelle à laquelle on l'estime, alors que la végétation en point bleu aura une tendance tridimensionnelle à différentes échelles (sur la figure de 5 cm à 20 cm). L'algorithme permet de classer un nuage de points avec 98% de précision. Les points, dont l'incertitude de classification est trop élevée, peuvent être retirés automatiquement du nuage de points.

Une fois que les surfaces d'intérêt sont bien extraites, et séparées du reste des points représentant la végétation ou tout autre objet, la comparaison de deux nuages de points mesurés à des temps différents et co-registrés dans le même référentiel peut être effectuée à l'aide du code M3C2 (Lague et al., 2013).

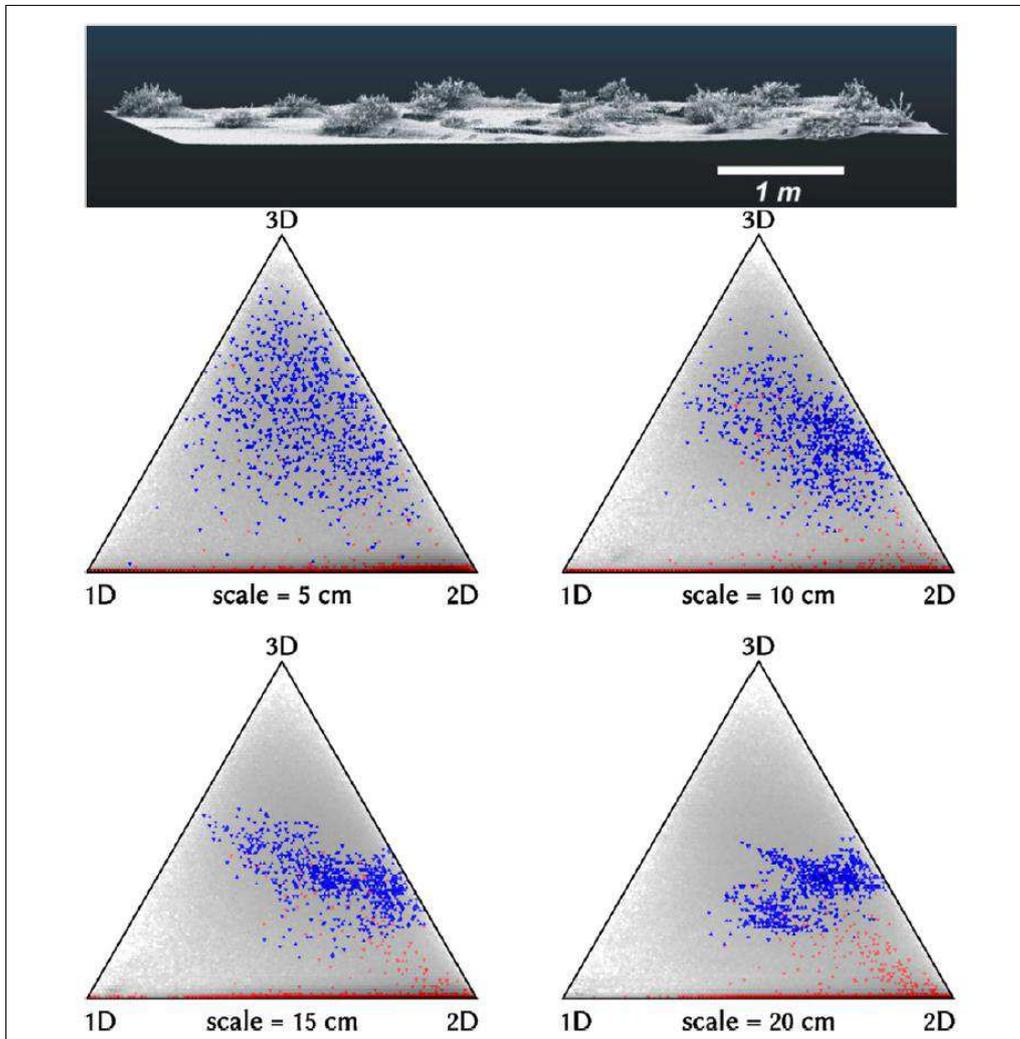


Figure 1.37 : Un nuage de points composé d'un sol plat et d'une végétation pionnière (exemple du Mont-Saint-Michel). La mesure de la tendance géométrique des points est effectuée à différentes échelles (5, 10, 15 et 20 cm). Les points bleus (ou noir) correspondent à un échantillon de végétation et les points rouges (ou gris) correspondent à un échantillon de sol (tirée de Brodu and Lague, 2012)

L'algorithme M3C2 permet le calcul de changement de surface sans altérer les données d'origine par la création d'un Mesh ou d'un MNT. La méthode de calcul du changement topographique se décompose en 2 étapes (Figure 1.38) :

- L'estimation de la normale à la surface et son orientation en 3 dimensions à une échelle supérieure à la rugosité de la surface.

- Le calcul de la distance moyenne entre les 2 surfaces le long de la normale avec le calcul de l'intervalle de coefficient local.

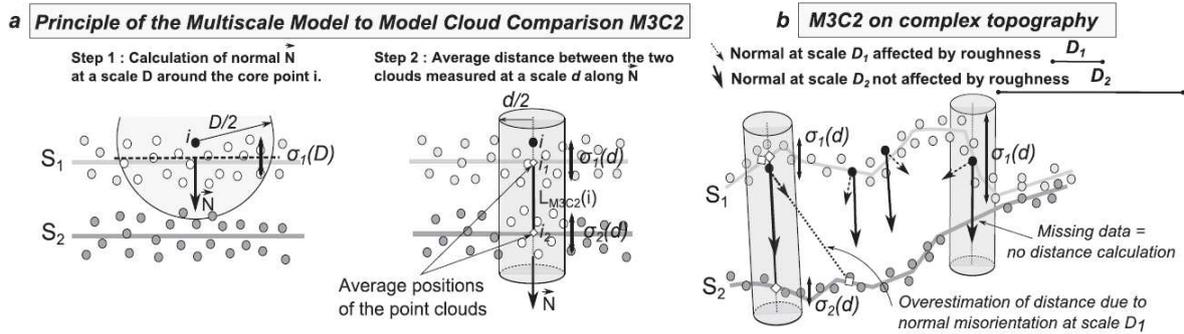


Figure 1.38 : Fonctionnement de l'algorithme M3C2. La normale est calculée sur un diamètre D , et la distance est calculée le long de la normale au nuage en moyennant la surface d'un nuage de points autour d'un diamètre d . (tirée de Lague et al. 2013)

La principale source d'erreur sur le degré de confiance du calcul de changement de surface est l'erreur de registration des mesures et le calcul du degré de rugosité des surfaces.

Le TLS permet donc la mesure à très haute précision des surfaces de changements sur des étendues vastes, permettant d'analyser l'évolution des surfaces topographiques à très petite échelle (e.g. rides de courant) jusqu'à l'échelle pluri-métrique (e.g. évolution des surfaces sédimentaires, érosion des chenaux...). Sa nature non-invasive permet de ne pas détruire la topographie fragile des sédiments meubles des zones de bas schorres et zones intertidales, ce qui permet de suivre son évolution journalière sans impacter sa dynamique naturelle. Enfin les algorithmes développés au sein de l'équipe permettent une simplification des traitements lourds que représente l'utilisation de larges bases de données scanner.

1.10.1. Méthodes de mesures hydro-sédimentaires

De nombreuses méthodes permettent de mesurer la sédimentation dans les prés-salés. Une très récente revue faite par Nolte et al., (2013) permet de dresser les techniques les plus largement utilisées pour quantifier la relation entre sédimentation et paramètres bio-géomorphologiques.

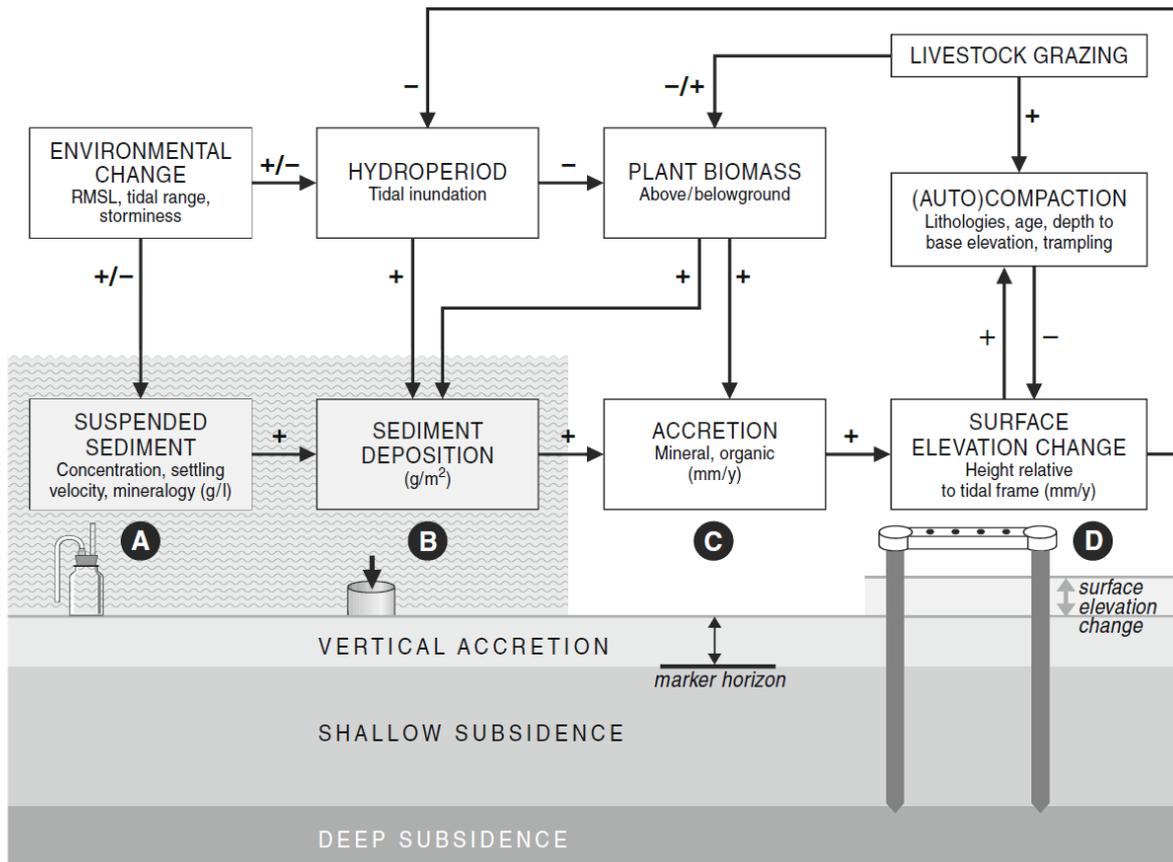


Figure 1.39 : Synthèse des mesures de sédimentation et leurs relations. A correspond à la mesure de la concentration en sédiment dans la colonne d'eau. B. Sédimentation C. Taux d'accrétion. D Variation de surface topographique. (tirée de Nolte et al. 2013)

On peut distinguer 3 catégories de mesures de la sédimentation dans les prés-salés (Figure 1.39) : (B) la sédimentation, (C) l'accrétion verticale et (D) les variations de surface topographique. On peut aussi considérer une quatrième catégorie qui est (A) la mesure de la concentration en sédiment suspendu SSC en g/L. Cette mesure est primordiale puisqu'elle va influencer directement les taux de sédimentation sur les prés-salés. Elle est utilisée principalement pour mesurer les flux entrants et sortants lors du flot et du jusant en parallèle de mesures de vitesse. Des instruments permettent de mesurer la concentration grâce à des capteurs optiques ou acoustiques qui mesurent l'intensité du signal rétrodiffusé

(Davidson-Arnott et al., 2002; Leonard and Luther, 1995). Ces instruments nécessitent une calibration pour convertir l'intensité du signal en valeur de concentration.

La sédimentation peut être mesurée de différentes manières mais consiste à la pose de pièges à sédiment à la surface du sol. Lors des campagnes de terrain, nous avons installé des tubes en PVC ainsi que des disques à surfaces définies. Les sédiments récoltés à fréquence journalière doivent être séchés et pesés pour calculer la sédimentation en g/m^2 .



Figure 1.40 : a. Cylindre en PVC installé à la surface du sol dans une zone de prés-salés végétalisé en Baie du MSM. b. Disque à surface définie mesure la sédimentation (g/m^2) grâce à la quantité de sédiment récupéré et séché.

Les limites de la méthode du cylindre résident dans ses dimensions (diamètre et hauteur) qui vont conditionner une turbulence au-dessus et à l'intérieur du tube, et donc interférer avec les vitesses de chutes des particules dans la colonne d'eau. Les disques à surfaces plates sont recommandés pour des taux de sédimentation importants, mais ils sont aussi sensibles au lessivage par l'écoulement de marée ou par les précipitations.

La mesure de l'accrétion ou des variations topographiques des surfaces requiert l'installation d'instrument sur un support fixe par rapport à une référence connue. La mesure de la surface topographique à l'aide de barre à sédimentation/érosion largement utilisée (Cahoon et al., 1995; Détriché et al., 2011) reste non-intrusive et peut s'effectuer sur de longues périodes de temps. Cependant ces méthodes mesurent la sédimentation, ainsi que d'autres processus tel que la compaction des sédiments, due au réarrangement des grains, des variations de teneur en eau des sédiments. L'interprétation des variations topographiques des surfaces de pré-salé doit prendre en compte ce facteur de compaction. Bien que des méthodes de correction de la compaction existent, la compaction va être variable

spatialement en raison des variations de propriétés du sédiment, teneur en eau et présence de végétation (Nolte et al., 2013).

La mesure au Lidar terrestre est une mesure de la topographie qui est aussi soumise aux mêmes limites que les méthodes précédemment décrites mais bénéficie d'une couverture spatiale beaucoup plus importante. Pour comprendre la relation entre changement topographique et hydrodynamisme, plusieurs instruments de mesures ont été utilisés dans le cadre de cette thèse.

Toutes ces méthodes complémentaires et indispensables à la mesure lidar sont décrites plus précisément dans les parties suivantes.

1.10.1.1. ALTUS

L'ALTUS, développé par l'IFREMER et la société MICREL (Jestin et al., 1998) est un altimètre à ultrason qui permet d'enregistrer les variations topographiques de la surface sédimentaire pour ainsi suivre les événements d'érosion et de sédimentation (Bassoullet, 2000; Bassoullet et al., 2010; Deloffre et al., 2005). Il est composé d'un transducteur acoustique (Figure 1.41 et Figure 1.42) qui est un échosondeur bi-statique, c'est à dire un émetteur et un récepteur distinct, qui émet une onde acoustique à 2 MHz. Le temps de trajet de l'onde acoustique entre le capteur et la surface du sol est utilisé pour calculer la distance, à partir de la vitesse du son dans l'eau calibrée pour chaque appareil. La précision de la mesure est de 2 millimètres pour une résolution de 0,6 millimètres. La hauteur d'eau peut être enregistrée grâce au capteur de pression présent dans le module enregistreur (Figure 1.41), ce qui permet entre autre le déclenchement des phases d'acquisition lors de longues périodes d'enregistrement permettant ainsi d'optimiser l'utilisation de la batterie lors de longues périodes d'émersion dans des environnements soumis aux marées.

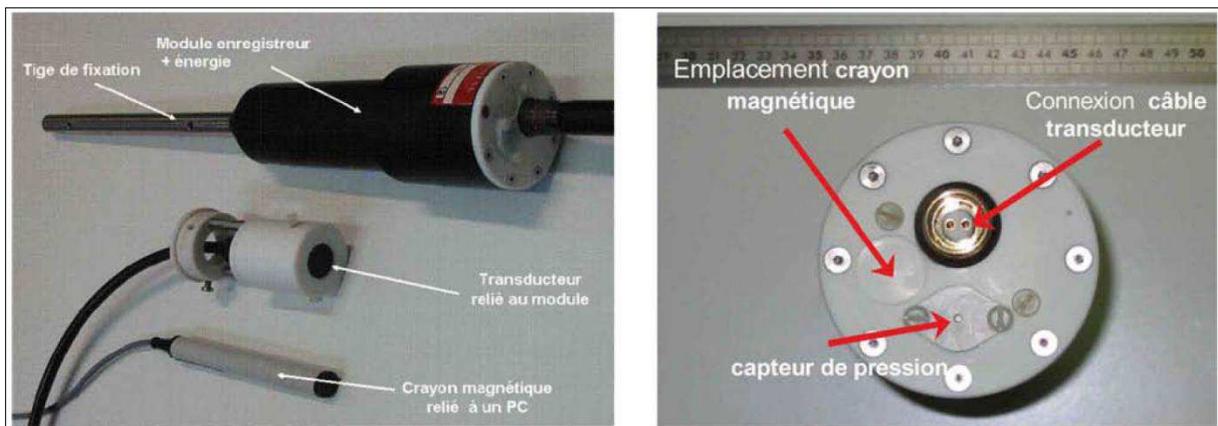


Figure 1.41 : Système ALTUS composé d'un transducteur acoustique qui est relié par câble à un module enregistreur contenant la batterie. Le crayon magnétique (gauche) permet la connexion entre le module et l'ordinateur (tirée de Bassoullet et al., 2010).

L'ALTUS enregistre de 1 à 4 seuils de détection d'énergie acoustique reçue de la distance transducteur-surface sédimentaire. Dans certains environnements de type estuarien comme l'estuaire de la Seine, l'analyse des différents seuils mesurés par l'ALTUS permet de quantifier la décantation et le tassement de la crème de vase qui se forme lors de la marée. Pour effectuer cette quantification, il est nécessaire de connaître les propriétés du matériel déposé qui va influencer la célérité de l'onde acoustique. De plus, la détection d'une interface entre 2 couches de sédiment nécessite un contraste important entre les 2 faciès sédimentaires déposés.

Les conditions de salinité et de température de l'eau peuvent aussi influencer la célérité de l'onde acoustique. Des tests en laboratoires ont montré que la précision de la mesure de l'interface eau-sédiment atteignait 3 mm lorsque la mesure était affectée par des variations de la température (Bassoullet et al., 2010).

1.10.1.2. ADV

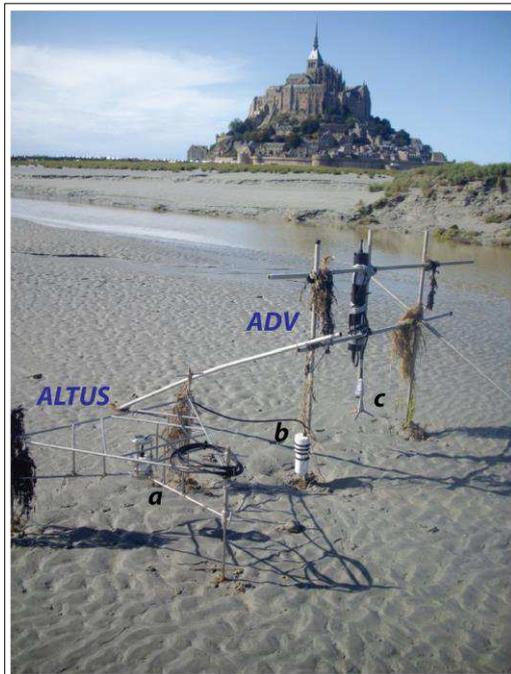


Figure 1.42 : Système ALTUS et ADV monté sur leurs supports en mesure près d'un chenal tidal en Baie du Mont-Saint-Michel. a. Transducteur acoustique de l'Altus. b. Module enregistreur de l'Altus. c. Tête de la sonde ADV contenant l'émetteur et les 3 récepteurs.

Le courantomètre ADV (Acoustic Doppler Velocimeter) Nortek de type Vector permet de mesurer les 3 composantes de la vitesse dans un volume donné de 14,6 mm à hautes fréquences (jusqu'à 64 Hz) à 15,7 cm de l'émetteur (Figure 1.43). L'appareil utilise la vitesse des particules dans le fluide pour estimer les vitesses du courant. La mesure est effectuée à partir d'un système acoustique Doppler de type bi-statique. Il est donc constitué d'un émetteur et de 3 récepteurs séparés (Figure 1.43). L'ADV émet des ultrasons à une fréquence de 6MHz à partir de l'émetteur (Figure 1.43) et se réfléchit sur les particules en suspension dans le volume d'échantillonnage. La comparaison des fréquences du signal émis et du signal reçu permet d'estimer la vitesse des particules. Les 3 composantes vectorielles de la vitesse sont mesurées en direction des récepteurs. Ces 3 composantes vectorielles de vitesses sont ensuite transformées selon les propriétés géométriques de la sonde pour calculer les composantes X, Y et Z dans un référentiel perpendiculaire à la direction de l'onde émise. Les capteurs inclinomètres ainsi que le compas peuvent permettre aussi de calculer les composantes vectorielles des vitesses dans un système de coordonnées géographique. Plusieurs paramètres indiquant la fiabilité de la mesure pour chaque récepteur sont aussi mesurés : (i) les coefficients de corrélation, (ii) les rapports signal sur bruit (SNR) et (iii) l'amplitude du signal réfléchi (Nortek, 2005).

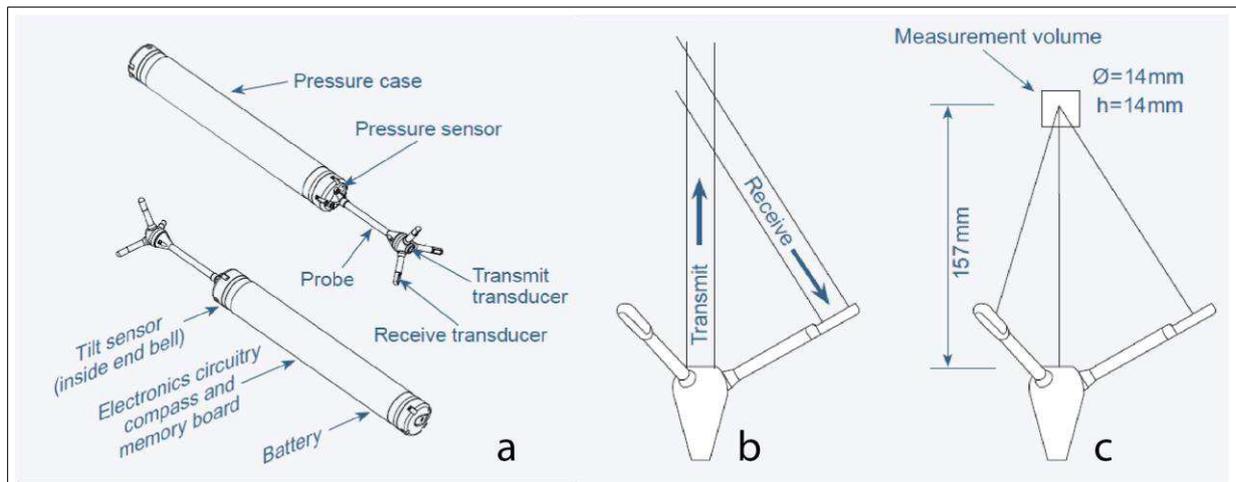


Figure 1.43 : Schéma de l'ADV Vector Nortek. a. Le boîtier cylindrique contient la batterie ainsi que les capteurs de pression et inclinomètre. b. La tête de la sonde est équipée d'un transducteur acoustique qui émet l'onde. c. Les 3 branches comprenant les récepteurs mesurent une composante vectorielle de vitesse dans le volume mesuré.

L'appareil permet des mesures à n'importe quelle hauteur dans la colonne d'eau ce qui permet de mesurer les contraintes hydrauliques près du fond (5 cm). Suivant l'autonomie de l'alimentation et la mémoire disponible, la fréquence d'acquisition de l'ADV peut être ajustée selon les problématiques de chaque campagne de terrain. Le capteur de pression permet aussi de mesurer la hauteur d'eau. Le post-traitement des données permet le calcul de la turbulence TKE ainsi que les contraintes de cisaillement. Il est aussi possible d'utiliser le signal d'amplitude réfléchi pour estimer la concentration dans le volume mesuré, après calibration en laboratoire ou in-situ (Chanson et al., 2008; Nikora and Goring, 2002; Voulgaris and Meyers, 2004).

1.10.1.3. ADCP

L'ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) RDI Sentinel est un profileur de vitesse qui mesure les 3 directions de la vitesse dans le référentiel d'un système de coordonnées géographiques (Nord, Est et Haut) ainsi que la direction du courant, grâce au compas présent dans la centrale d'acquisition. Cette ADCP émet une onde acoustique à une fréquence de 1200 Hz et mesure la vitesse à partir de la différence de fréquence entre les ondes émises par les 4 transducteurs et celles réfléchies par les particules en suspension dans la colonne d'eau. Une configuration de l'instrument en fonction de la hauteur de la colonne d'eau à mesurer permet de définir le nombre de cellules de mesure dans la tranche d'eau pour mesurer la composante des vecteurs vitesses à différentes hauteurs dans la colonne d'eau. Le signal rétrodiffusé par les particules peut permettre dans certains environnements, d'estimer la charge sédimentaire dans la colonne d'eau. Cependant, l'utilisation du signal rétrodiffusé nécessite de connaître précisément la nature des caractéristiques du sédiment.

De plus, la méthode est moins adaptée pour des concentrations > 200mg/L (Tessier, 2006), l'estimation des concentrations nécessite plus de traitement du signal.

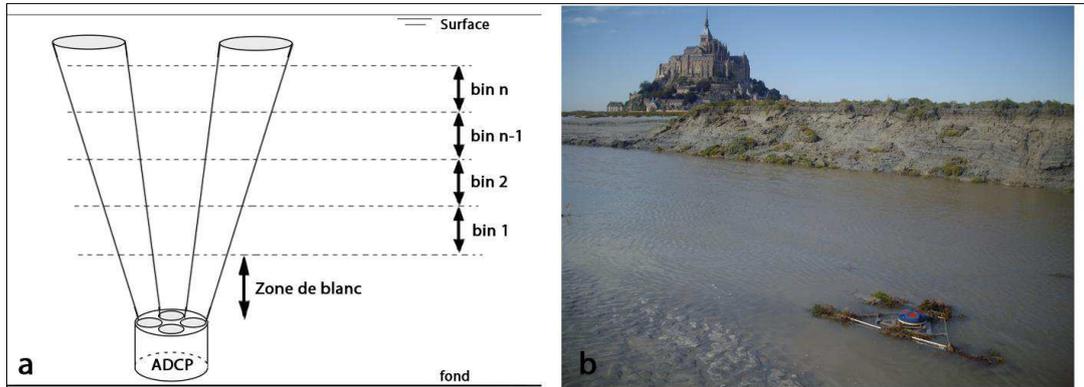


Figure 1.44 : a. Schéma de la géométrie de la mesure ADCP RDI Sentinel posé sur le fond d'une surface. La vitesse est mesurée par les quatre transducteurs le long de chaque faisceau à différentes hauteurs selon le nombre de n cellule (bin). b. ADCP Sentinel dans son support positionné au fond d'un chenal tidal en Baie du Mont-Saint-Michel

1.10.1.4. Canne Turbide

La canne/profileur OBS ARGUS Surface Meter (ASM IV) est un profileur de concentration basé sur 96 capteurs OBS (optical backscatter sensors) espacés de 1 cm le long d'une colonne verticale. Les capteurs mesurent la lumière infra-rouge (850 nm) réfléchi par les particules présentes dans la masse d'eau. Le volume échantillonné est approximativement $0,5 \text{ cm}^3$ à une distance entre 5 et 10 mm devant chaque capteur. L'appareil est adapté pour des périodes d'émersions grâce à des filtres optiques ce qui le rend exploitable dans des environnements soumis aux marées (Gilpin, 2003). La mesure infra-rouge ne dépend pas des tailles de particules mais de la réflectivité et de l'absorption des particules. Associées à des mesures de vitesses, les données de concentrations mesurées permettent de calculer des flux de sédiments.

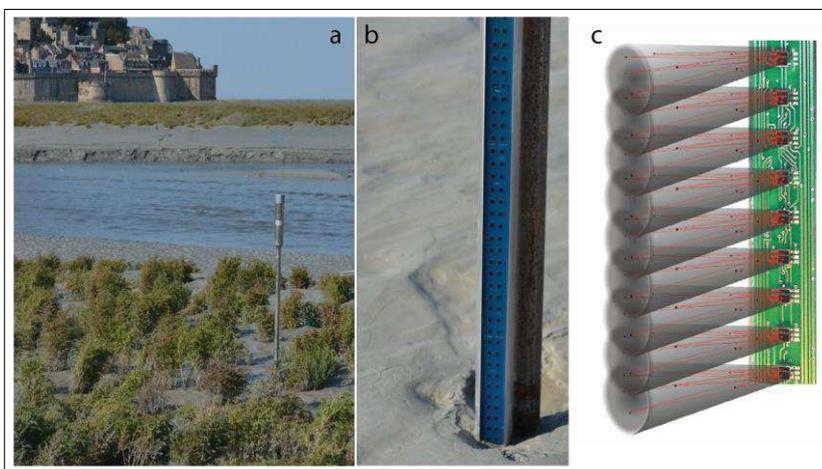


Figure 1.45 : a. Canne turbide ASM IV en acquisition dans une zone de pré-salé en Baie du Mont-Saint-Michel b. Zoom sur les cellules OBS de la canne turbide c. Principe de la mesure par réflexion par les particules du signal émis en infra-rouge

Chapitre 2 : Dynamique séculaire et pluriannuelle des prés-salés en baie de Somme

2.1. Introduction

La dynamique des schorres a été observée et étudiée en Baie du Mont-Saint-Michel (Bonnot-courtois et al., 2002a). Elle n'a pas été aussi bien documentée et quantifiée en Baie de Somme. Cette baie fait aujourd'hui face à une disparition de la biodiversité benthique et à des problèmes d'accès aux zones portuaires à cause du colmatage sédimentaire et de l'extension accrue des prés-salés dans différentes zones de la baie.

Ce chapitre présente tout d'abord le contexte général de la baie de Somme afin de la comparer à la baie du Mont-Saint-Michel. La méthode employée pour quantifier l'évolution des prés-salés est ensuite détaillée.

Les résultats sont ensuite présentés en 2 parties :

La première partie se présente sous forme de publication scientifique qui vise à étudier la dynamique de comblement sur une échelle séculaire d'un système estuarien après la canalisation d'un fleuve. Pour ceci, nous avons comparé 2 estuaires méga-tidaux de la côte Nord-Ouest française, à savoir l'estuaire de la Somme et l'estuaire de la Baie du Mont-Saint-Michel qui sont soumis aux mêmes marées de la Manche.

Dans une seconde partie, la dynamique à court terme est analysée pour comprendre les mécanismes d'extension et de retrait des prés-salés en fonction de la variabilité de l'intensité des marées et des événements de tempête.

2.2. La baie de Somme

Comme la baie du Mont-Saint-Michel, la baie de Somme se situe le long des côtes Nord-Ouest françaises et est soumise aux fluctuations des marées de la Manche (Figure 2.1). Située en région Picarde, la baie de Somme est la deuxième plus grande surface estuarienne après l'estuaire de la Seine et est approvisionnée par un flux majeur de sédiments entre la Manche et la mer du Nord (Anthony and Héquette, 2007).

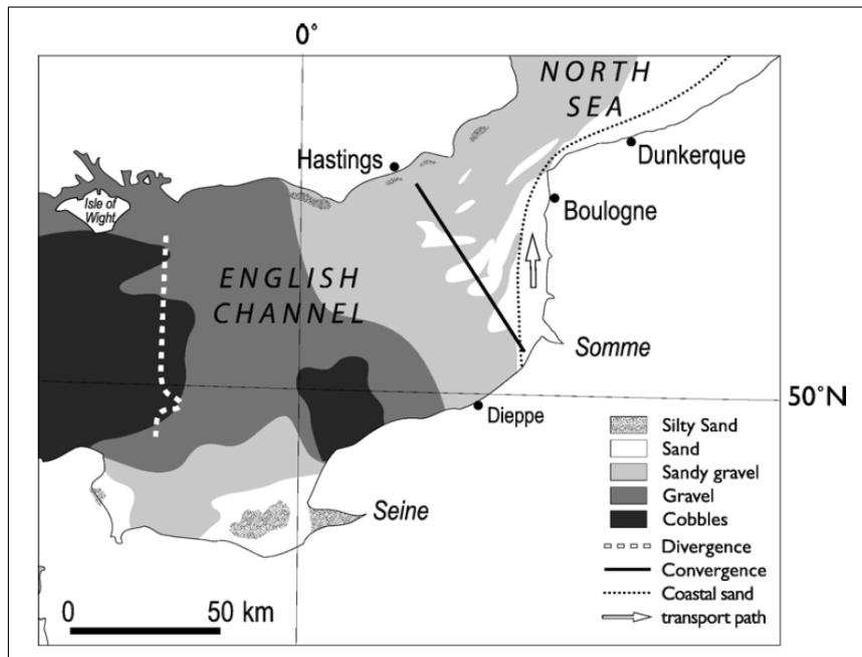


Figure 2.1 : Carte des faciès sédimentaires des sédiments dans la Manche. La baie de Somme se trouve le long d'un couloir de transport de sable (tirée de Anthony and Héquette, 2007).

Le contexte hydrodynamique de la Manche, en forme d'entonnoir, entraîne des variations importantes de vitesse du courant dans la Manche, et une accumulation des sédiments près des côtes, notamment devant l'embouchure de la Baie de Somme.

Au cours des fluctuations de la dernière transgression marine, la vallée incisée de la Somme s'est peu à peu comblée de sédiments de sable quartzeux et de sable silteux (Beauchamps, 1998). La création du prisme sédimentaire a permis de différencier une zone à fort hydrodynamisme dans la partie maritime et une zone à faible hydrodynamisme dans la partie interne.

Aujourd'hui, l'espace estuarien de la Somme (environ 70 km²) est soumis à un régime tidal de 9-10m (Beauchamps, 1998). Les courants de marées intenses ainsi que l'action des vagues sont responsables de la morphologie de la Baie. La zone est en effet exposée aux vents de sud-ouest. Des vitesses de vents supérieures à 60 km/h sont enregistrées en moyenne 61 jours par an.

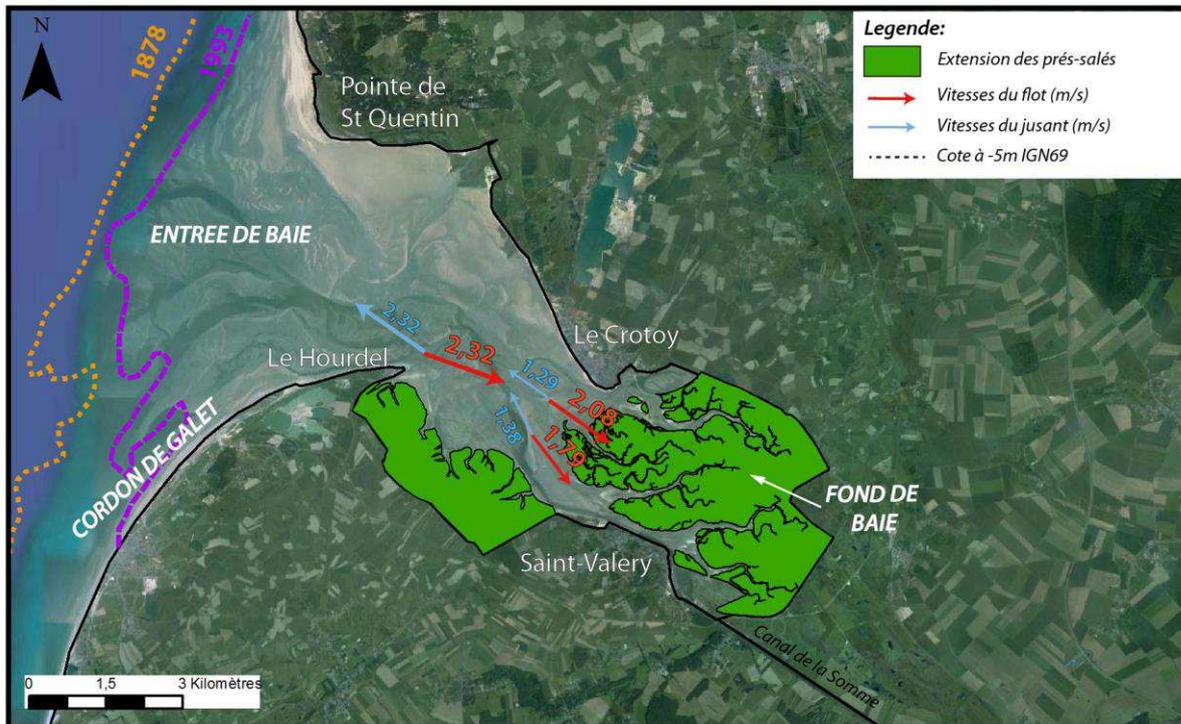


Figure 2.2 : Synthèse des quelques caractéristiques de la baie de Somme. L'image aérienne est datée de 2007 (IGN). L'étendue de la zone de prés-salés correspond à l'étendue de 2007. Les vitesses du courant du flot et du jusant lors d'un événement de marée sont indiquées en 3 points dans la baie (SOGREAH, 1995). Le déplacement de la cote -5m IGN69 entre 1878 et 1993 est d'environ 2 km (SOGREAH, 1995). La localisation des différents ensembles morpho-sédimentaires est indiquée ainsi que les villes entourant la baie.

On peut distinguer plusieurs ensembles morpho-sédimentaire (Figure 2.2):

- L'entrée de la Baie qui est soumise à un hydrodynamisme fort responsable de formations de mégarides sableuses (Beauchamps, 1994) est incisée par des chenaux tidaux où circulent préférentiellement les courants du flot et du jusant (Binet, 1994). La granulométrie de ce prisme sédimentaire est comprise entre 200 et 300 μm (Dupont, 1981).
- Le cordon de galets le long des côtes sud vient approvisionner la pointe du Hourdel qui migre vers le Nord (Bastide, 2011). Les galets proviennent de l'érosion des falaises crayeuses situées au sud de la Baie (entre Mers et Ault). Le transport de ces galets s'effectue essentiellement lors des événements de tempête. La progression de cette pointe a permis la poldérisation de la zone entre le Hourdel et Saint-Valery à partir du XVII^{ème} siècle grâce à la construction successive de digues non-submersibles (Figure 2.5).

- Le fond de Baie qui est une partie plus abritée, grâce à l'amortissement des courants de marées, où les sédiments accumulés sont plus fins (et où se développe la végétation des prés-salés à partir d'une altitude comprise entre 4 à 5 m IGN69).



Figure 2.3 : Carte de la baie de Somme jusqu'à Abbeville dessiné par Cassini au XVIIIème siècle (1771) (source IGN Géoportail)

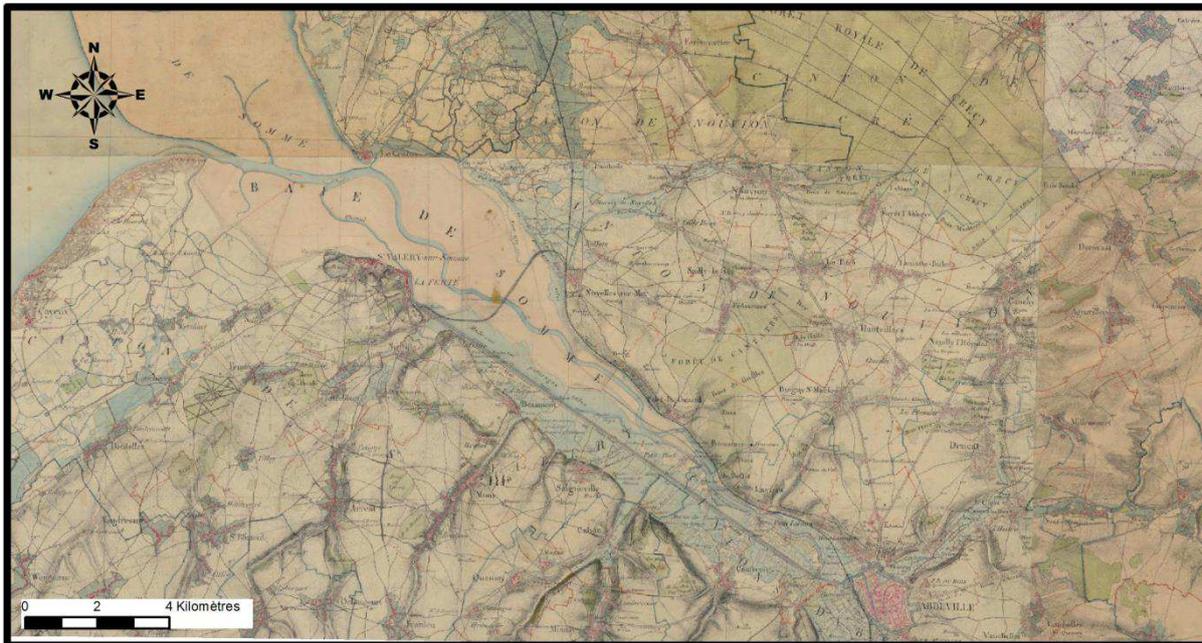


Figure 2.4 : Carte de l'Etat-major de la baie de Somme jusqu'à Abbeville dressé entre 1818 à 1824. (Source IGN Géoportail)

Il existe deux zones principales en sédimentation où se développe activement la végétation des prés-salés dans la baie :

- Une zone située entre le Hourdel et le Cap Hornu sur la rive gauche de la Somme. Cette zone abritée entraînant de faibles vitesses augmente la sédimentation. Les sédiments déposés sont plus vaseux et plus riches en matière organique.
- Le fond de baie situé entre la rive droite de la Somme et le chenal du Crotoy alimenté par le bassin de chasse.

Une troisième zone en sédimentation se situe à l'embouchure de la Maye, mais le développement des prés-salés y est contrôlé par l'homme grâce au fauchage de la végétation.

La végétation qui se développe sur les zones de prés-salés est semblable à celle se développant en baie du Mont-Saint-Michel. On y retrouve la salicorne qui est très récoltée en baie de Somme, l'Obione, l'Aster maritime, et l'espèce invasive de la Spartine, considérée comme responsable de l'augmentation de la sédimentation.

Le débit de la Somme (5 à 60 m³/s) (Dupont, 1981) ne représente pas un apport majeur de sédiment comparé à l'apport de sédiment dû aux marées. En effet, les vitesses du flot enregistrées à l'entrée de la zone réduite sont plus fortes que les vitesses du jusant (Figure 2.2). Ces mesures hydro-sédimentaires avaient été réalisées par la SOGREAH dans le but de dimensionner un modèle analogique pour y simuler la dynamique futur de la baie.

Le comblement de la Baie y est donc un phénomène naturel. L'exhaussement des fonds a été évalué à 2,3 cm/an depuis 1963 (SOGREAH, 1994). Cet exhaussement a été accompagné de la régression du prisme sédimentaire dont la cote altimétrique de -5m IGN69 s'est rapproché de la baie de 2km environ (Figure 2.2), ce qui pourrait supposer une source de sédiment proche (Beauchamps, 1998).

Ce comblement a été accentué par les interventions humaines commençant dès le Moyen-Age dans le but de gagner des terres cultivables sur le domaine marin.

Bien que les taux de sédimentation soient difficiles à calculer, ils ont été estimés à 700 000 m³/an par la SOGREAH, (1995). Ce comblement rend aujourd'hui l'accès aux ports de la Baie de plus en plus difficile. Par le développement de la végétation, le comblement diminue aussi les surfaces à forte biodiversité qui sont des surfaces propices au développement des coquillages.

Les nombreux aménagements réalisés en baie de Somme sont reconnues comme responsables de l'accélération des phénomènes de comblement. La carte établie par Cassini au XVIII^{ème} siècle (Figure 2.3), en 1771 environ dans le cas de la carte de la Somme, permet

d'avoir un état de l'estuaire au début de la construction des premières digues aux alentours de la Baie (Figure 2.5). On y voit dessiné un espace intertidal découpé par de nombreux chenaux tidaux. Les prés-salés n'ont pas encore envahi l'estuaire et on peut voir des zones de marais endiguées entourant la ville d'Abbeville. La seule zone de prés-salés clairement identifiée se situe à l'est du Crotoy et dans la zone entre Saint-Valery-sur-Somme et Le Hourdel. La carte de l'Etat-major dressée entre 1818 et 1824 (Figure 2.4) permet d'avoir un état des lieux beaucoup plus précis avant la canalisation. Des zones de Molières (prés-salés) sont indiquées ainsi que les futurs aménagements en prévision qui modifieront profondément la morphologie de la baie :

- Le canal de la Somme entre Abbeville et Saint-Valéry-sur-Somme de 1803 à 1827.
- Le viaduc de la voie ferrée construit sur Pilotis, de Noyelles – Saint-Valéry-sur-Somme (1854) puis endigué en 1912.

Ceci a eu pour effet de stopper les divagations de la Somme dans son espace estuarien, et de réduire la superficie inondable par la construction de la digue en fond de baie.

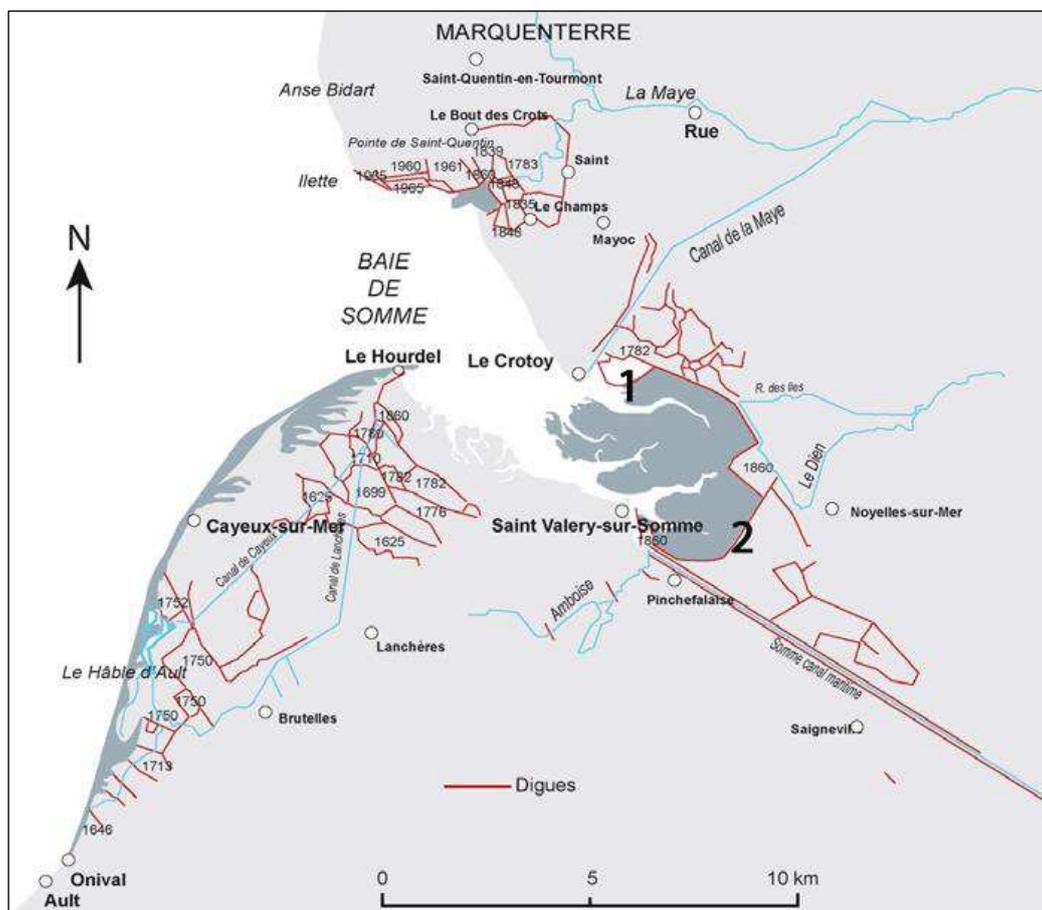


Figure 2.5 : Baie de Somme (Picardie) et les nombreuses digues (trait rouge) construite depuis le XVIIème siècle. 1. Bassin de chasse. 2. Digue de fond de baie. (tirée de Bastide, 2011)

D'autres aménagements plus mineurs ont aussi une influence sur la dynamique de migration de fleuves côtiers dans la baie :

- Le canal maritime de la Somme fut étendu en aval de son embouchure avec la construction de digues submersibles sur la rive droite de 1841 à 1866, et sur la rive gauche entre 1855 et 1886 pour concentrer la chasse du canal aux abords de Saint-Valéry.
- En prolongement de la digue rive gauche, une digue submersible fut construite en 1965 à partir du Cap Hornu en direction de la pointe du Hourdel. Elle avait pour but de stabiliser le chenal d'accès au port de Saint-Valéry et d'empêcher aussi la divagation de la somme qui causa une forte érosion des prés-salés entre 1955 et 1963. Cette digue submersible a permis d'augmenter l'ensablement dans cette zone et la reconquête par la végétation.
- Le bassin de chasse du Crotoy fut mis en fonction en 1865 pour compenser la fixation du canal de la Somme au sud de la baie. Par effet de chasse, il a pour but de maintenir un chenal d'accès au port du Crotoy. D'une superficie de 62 ha, il nécessite un dragage régulier car, comme la baie, le bassin agit comme un piège à sédiments. Le dernier dragage a été réalisé entre 1992 et 1995. Le précédent fut réalisé entre 1976 et 1978. Les rejets de ce dragage ont été disposés dans la baie, ce qui entraîna le colmatage d'un chenal de marée principal au Nord de la Baie et donc une progression très rapide des prés-salés dans cette partie.

Grâce à l'étude et l'analyse d'anciennes cartes et d'images aériennes, il est possible de quantifier la dynamique de comblement de la baie par l'évaluation de l'évolution des surfaces de prés-salés qui est un indicateur de colmatage de la baie.

Dans le cadre ce travail, nous avons concentré notre intérêt sur la partie des prés-salés situés en fond de baie, pour y comprendre à la fois la dynamique à long terme de comblement de l'estuaire de la Somme depuis la canalisation du chenal de la Somme, et la dynamique à court terme des prés-salés par extension et érosion dans les chenaux et les zones de franges.

2.3. Méthode d'analyse des photos aériennes

2.3.1. Sources de données

Comme pour les nombreux travaux réalisés sur l'étude de la progression des prés-salés en baie du Mont-Saint-Michel (Bonnot-courtois et al., 2002a; Larsonneur, 1989; Migniot, 1998) et récemment (Desguée, 2008), nous avons construit une base de données géo-référencées composée de cartes anciennes et de photos aériennes pour quantifier la progression des prés-salés dans la baie de Somme. Cette base de données a été construite à l'aide d'un système d'Information Géographique (SIG). Il n'a pas été choisi d'utiliser les images satellitaires (LANDSAT, ASTER, SPOT). Bien que celles-ci couvrent une surface beaucoup plus importante que les photographies aériennes et qu'elles peuvent être déjà géo-référencées, elles n'ont pas été retenues pour cette étude à cause de leur résolution trop faible (plus de 10 m) qui ne permet pas d'étudier les changements possibles dans les chenaux tidaux de la baie de Somme.

Les photos aériennes disponibles sur la baie de Somme sont produites par l'IGN. Elles sont cataloguées sur le site de Géoportail. Les photos aériennes se présentent sous forme de :

- Fichiers ortho-rectifiés, directement importable dans un logiciel de SIG (ArcGIS, Quantum GIS) projeté en Lambert 93.
- Fichier images disponible directement à partir du site Géoportail de l'IGN (format image JP2 qui est ensuite converti en format TIFF)
- Image photographique « contact » à développer au format papier 24x24cm. Pour cette dernière catégorie, il est nécessaire de numériser correctement les images afin de ne pas les sous-échantillonner et perdre en précision. La puissance de traitement des ordinateurs et des logiciels tels que ARCGIS permet la manipulation de grosses bases de données. Il a été choisi de numériser les photographies afin d'atteindre une résolution du pixel entre 0,5 m à 1 m, pour une taille de fichier de 70 mégaoctets.

Ces photos aériennes sont soit en niveaux de gris soit en couleurs et ont été choisies pour couvrir la zone d'étude. Les cartes historiques disponibles sur le site de Géoportail ont aussi été utilisées pour dresser le contexte ancien de la baie de Somme avant les aménagements anthropiques (Figure 2.3 et Figure 2.4).

<i>Sources</i>	<i>Donnée</i>	<i>Date</i>	<i>Echelle</i>	<i>Résolution (m)</i>	<i>Erreur Géo-référencement (RMS)</i>
Cassini	Carte	1771	1/86 400		
Etat-Major	Carte	1824	1/80 000		
BRGM	Carte	1860-1900	1/50 000		
IGN	Photo	06/06/1939	1/20 000	1	5
IGN	Photo	02/10/1947	1/15 000	1	2.95
IGN	Photo	29/04/1952	1/26 000	1	5.7
IGN	Photo	20/06/1961	1/26 000	1	1.82
IGN	Photo	02/05/1971	1/30 000	0.6	1.24
IGN	Photo	27/05/1977	1/20 000	0.5	1.82
IGN	Photo	30/07/1981	1/30 000	1	1.61
IGN	Photo	30/06/1986	1/20 000	0.6	1
IGN	Photo	29/08/1991	1/30 000	1	2.1
IGN	Photo	25/05/1997	1/26 000	0.6	1.06
IGN	Ortho-photo	01/06/2002	1/26 000	0.5	/
IGN	Ortho-photo	24/05/2007	1/26 000	0.5	/
IGN	Ortho-photo	01/05/2011	1/26 000	0.5	/

Tableau 2.1: Données utilisées pour l'étude de la progression des prés-salés en Baie de Somme

2.3.2. Géo-référencements

Les bases de données ortho-rectifiées de l'IGN servent de base au géo-référencement des autres données non géo-référencées. Toutes les données téléchargeables sont sous système de coordonnées Lambert 93. Ce système de projection cartographique est la nouvelle projection officielle qui vise à remplacer la projection précédemment utilisée pour les SIG qui était le Lambert 2 étendue, moins précise.

A l'aide des données rectifiées, les photographies aériennes sont rectifiées et géo-référencées par la méthode par saisies de points de calage. Ce qui consiste à caler des points identifiables et stables dans le temps sur une photo aérienne déjà géo-référencée, comme des carrefours de route et les petits chenaux tidaux qui restent figés dans les parties du haut

schorre (Allen, 2000). La précision du pointage de ces points est primordiale pour le bon calage général de l'image. Un minimum de 10 points de calage sera nécessaire pour rectifier correctement une image. Plusieurs techniques de transformation de l'image grâce aux points de calage sont disponibles.

La transformation polynomiale du premier ordre nécessite au minimum 3 points de calage et permet une simple translation, étirement et rotation de l'image sans distorsion. Les transformations polynomiales du second et du troisième ordre nécessitent plus de points de calage (6 et 10 points respectivement) et permettent une distorsion plus importante des images. D'autres méthodes de transformation sont possibles telles que la transformation par Spline ou par ajustement, mais ces méthodes privilégient la précision locale à la précision globale de l'image. Ainsi la précision de rectification globale de l'image dépendra de l'homogénéité des points de calage sur la surface de l'image (Figure 2.6).

L'étude étant basé sur la dynamique de la progression des prés-salés, il est difficile d'avoir des points de calage à densité homogène sur la photographie et permanents sur les zones d'intérêts, malgré la présence des petits chenaux tidaux sur les hauts schorres qui restent fixe sur toute la période d'étude. La densité de points de calage n'est donc pas homogène sur la photographie, toutefois la présence de digue et de route a permis un très bon géo-référencement des images (Tableau 2.1). Les photos aériennes présentent toutes une ou plusieurs formes de distorsion géométrique liée aux caractéristiques optiques de l'appareil de prise de vue. Pour ces raisons, la transformation polynomiale de second ordre a été choisie afin de corriger les distorsions liées à la prise de vue et optimiser la précision globale de l'image.

2.3.3. Sources d'erreurs

Une première source d'erreur sur la digitalisation des surfaces de prés-salés est reliée à la qualité de géo-référencement des images aériennes. L'erreur moyenne quadratique de géo-référencement donnée par l'outil de géo-référencement, appelé aussi RMS, donne une indication sur l'erreur de transformation de l'image. La précision du géo-référencement dépendra alors de la qualité de position des points de calage et de leur répartition. Un travail de contrôle et de comparaison des photographies aériennes avec les ortho-photographies récentes a été effectué pour s'assurer de la bonne précision de géo-référencement des images.

Dans cette étude, les photographies aériennes à partir de 1961 jusqu'aux plus récentes ont une erreur de géo-référencement inférieure à 2,1m. Pour les années 1939, 1947 et 1952, la

qualité des images n'a pas été assez bonne. De plus, l'extension des prés-salés étant beaucoup plus faible durant les périodes plus anciennes que celles des images ortho-rectifiées, il était difficile de trouver des points de calage identifiables dans les parties de prés-salés nouvellement créés puisque les petits chenaux tidaux n'avaient pas atteint leur maturité.

La date de prise de vue va aussi conditionner l'étendue des prés-salés. En effet la végétation ne se développe qu'à certaines périodes de l'année, comme les plantes annuelles telle que la Salicorne ou la Soude. De plus le pic de croissance de chaque végétation ne se produit pas à la même période de l'année. Il sera donc difficile de définir pour chaque date l'étendue des zones pionnières en végétation, qui dépendra essentiellement de la date de prise de vue.

2.3.4. Digitalisation des zones de prés-salés

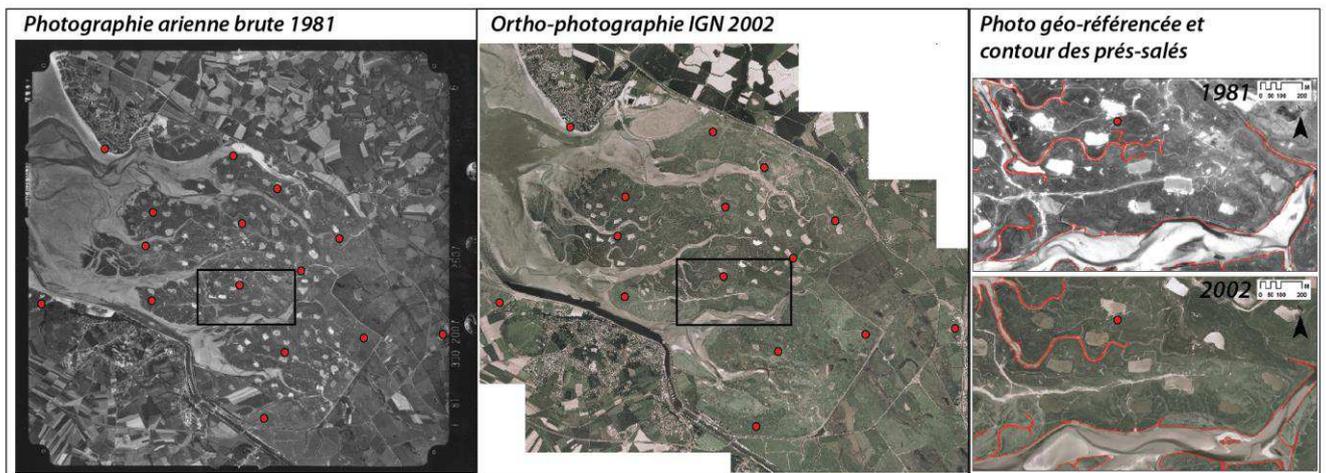


Figure 2.6 : Etapes de géo-référencement de l'image 1981 (gauche) sur l'ortho-photographie de 2002 (centre) grâce à plus de 10 points de calage homogène sur la zone étudiée. Comparaison des contours de prés-salés en 1981 et 2002 sur la même zone (droite).

Pour s'affranchir de la distinction des zones de prés-salés et de l'étendue des zones pionnières en fonction des saisons, il a été choisi de ne cartographier que les zones de prés-salés correspondant à la zone de schorre bien établie, c'est-à-dire avec un pourcentage de couverture de la végétation supérieur à 75%. Grâce aux outils d'édition de fichier vecteur dans le logiciel de SIG, en l'occurrence l'édition de polygone pour calculer des surfaces, les contours des zones de prés-salés ont été digitalisés manuellement.

Une méthode automatisée sur les photographies aériennes serait très compliquée et nécessiterait un travail de vérification aussi conséquent qu'une digitalisation manuelle. Dans

le cas d'images couleur (signal RGB) ou d'images en noir et blanc (niveau de gris), il serait compliqué de différencier automatiquement des zones végétalisées de zones d'eau stagnante dans les fonds de chenaux. De plus, en fonction de l'horaire de prise de vue et du niveau d'ensoleillement, des zones d'ombres peuvent mener à de fortes erreurs dans le cas d'une méthode automatisée.

Une première digitalisation des surfaces a été faite sur l'ortho-photographie de l'année 2002, puisqu'elle présentait le meilleur contraste entre les zones nues et les zones végétalisées. Ce polygone (temps t) a ensuite été utilisé pour digitaliser les surfaces sur les photographies aux temps t-1 (1997 pour cette explication). Les zones de prés-salés ayant subi une modification ont été digitalisées en modifiant la surface du polygone. Cette technique permet de minimiser l'erreur due à la digitalisation par un opérateur pouvant introduire un changement non-significatif qui serait simplement dû à une erreur d'appréciation de la bordure de pré-salé.

2.4. Secular expansion of mega-tidal salt marshes in the NW coast of France: the legacy of reining in wild rivers

Jérôme Leroux¹, Bruno Goffe², Dimitri Lague¹, and Philippe Davy¹

¹*Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, CNRS UMR 6118, Rennes, France, jerome.leroux@univ-rennes1.fr*

²*CEREGE, Université Aix-Marseille, CNRS, Aix-en-Provence, France*

Article soumis à ***Geology***

Abstract

The sensitivity of mega-tidal salt marshes to anthropogenic alterations and sea level rise (SLR) has rarely been probed quantitatively. Here, we compare rates of salt marsh expansion in two mega-tidal estuaries of the north-western coast of France since 1750, using historical maps and aerial photographs (Somme estuary and Couesnon estuary in the Bay of Mont-Saint-Michel). The derivation and embankment of their main river in early mid XIXth century offers a unique large scale experiment to explore the response to human alterations and detect any potential impact of XXth century SLR. Historical and decadal timescale mapping of marsh extent shows a rapid expansion since the derivation whose geometry reveals the critical role of the free migration of intertidal channels in counteracting marsh expansion at the scale of the estuary down to individual creek dynamics. When renormalized by the present-day salt marsh extent, the expansion rates are strikingly similar in both estuaries suggesting a simple underlying model. Expansion rates decrease synchronously by a factor 4 around 1910 despite significant physiographic differences. We suggest that SLR initiating around 1900 preserved or increased the tidal prism which enhanced the migration of intertidal channels and increased the proportion of sediment building up the marsh rather than expanding it. Our findings demonstrate the critical role of freely migrating intertidal channels in mega-tidal estuaries and show that the present-day salt marsh expansion, although reduced by SLR, is still the legacy of major efforts to control wild rivers nearly 2 centuries ago. It also suggests that the proximity of the freely migrating part of rivers as well as increasing rates of SLR during the XXIth century could further reduce marsh expansion rates in these estuaries.

2.4.1. Introduction

Predicting how salt marshes will evolve under future changes in storm frequency and rising sea level is a critical issue given their importance as shoreline buffer against storm and flooding (Fagherazzi et al., 2012; Möller et al., 2001). In this context, it is essential to understand the legacy of past anthropogenic activities such as dyke construction and land claim whose impact on present-day marsh dynamics is still hard to evaluate (Gedan et al., 2009; Allen, 2000).

Marsh expansion results from the establishment of pioneer vegetation on adjacent bare tidal flat following sediment accumulation. Several studies have explored the role of biogeomorphological couplings in controlling marsh vertical development in micro or meso-tidal environments and their response to SLR and sediment supply (e.g. Kirwan et al., 2010; Kirwan et al., 2011; Mudd, 2011; Reed, 1995). Predicting the 2D platform dynamics of marshes is arguably more complex (e.g. van de Koppel et al., 2005; Fagherazzi et al., 2012). Marsh boundary fluctuations have been documented in different systems and linked to changes in wind and wave amplitude (Cox, 2003; Van der Wal et al., 2008), local channel migration (Pringle, 1995) or sea-level rise (Allen, 2000). These studies were focused on micro-tidal environment where marsh edge fluctuation is wave dominated. On the contrary, mega-tidal environments (or hyper-tidal) (Allen, 2000) are tide-dominated and the controls on marsh boundary dynamics have received less attention.

Understanding marsh boundary dynamics is critical in two mega-tidal estuaries of the north-western French coast which have experienced rapid salt marsh expansion over the last century: the Somme estuary (10 m tidal range) and the Couesnon estuary in the Mont-Saint-Michel bay (15 m tidal range). These estuaries were altered by a series of human actions including the derivation of the main river in the early-mid XIXth century and the subsequent construction of dykes to gain land and exploit polders. How these alterations impact the present day dynamics is unclear, as is the potential role of SLR which started around 1900 (Haigh et al., 2009). We used historical maps and aerial photographs to measure marsh evolution in the Somme bay and compare it to the Mont-Saint-Michel bay evolution over the same period. The well dated and short duration human alterations occurring about 50 years before significant SLR in two different physiographic configurations are natural experiments that we seek to document to better understand the controls on mega-tidal salt marsh dynamics at decadal to secular timescales. This comparison reveals strikingly similar evolutions in the two estuaries despite significant physiographic differences. We use these data to discuss the role of the intertidal migration of rivers, the effect of human alterations to natural dynamics, and the impact of sea level rise on mega-tidal marsh dynamics at secular timescales.

2.4.2. Study sites

2.4.2.1. Somme bay

Presently, the Somme bay is tide and flood dominated with a 10 m spring tidal amplitude inducing high current velocities in the intertidal area (Beauchamps, 1998). The derivation of the Somme River started in 1803 and was fully completed in 1827 (Figure 2.7C). Dykes were also built to fix the channel at Saint-Valery-Sur-Somme, in order to maintain a boat access to the port (Figure 2.7C). Upstream of Le Crotoy, a basin was built at the same time to flush out accumulated sediment in the port. Following marsh expansion, land claims started in 1860 and ended in 1911 with the construction of a dyke supporting a railway that fully closed the inner estuary.

2.4.2.2. Couesnon river in the Mont-Saint-Michel bay

The Mont-Saint-Michel (MSM) bay is located between the coast of Normandy and Brittany (Figure 2.7A). Presently, the bay is characterized by a large tidal flat, where marsh developed on the eastern part of the bay, especially at the west side of the island of the MSM (Figure 2.7E). Most of the estuary is tide-dominated, but the western part is submitted to higher wave activity responsible for large sand bank formation. Full description of the bay can be found in Bonnot-courtois et al., (2002). After the derivation of the Couesnon River (1858-1863), marsh expansion allowed land claim that stopped in 1933 with the construction of the final dyke (Figure 2.7E). As in the Somme estuary, dykes were built on established marsh and were merely tracking marsh evolution. A dyke was built in 1878 to connect the island of the MSM to the land which altered flow circulation. The final main construction was a dam built between 1966 and 1969. Large remediation work are currently ongoing to restore the maritime character of the island of the MSM with the construction of a new dam to flush out the accumulated sediment around the island and erode the surrounding salt marshes.

2.4.3. Method

For the Somme estuary, we assembled historical maps and aerial photographs to cover the period from 1756 to 2011 (Tableau 2.1). We used historical maps to evaluate the state of the estuary before the channelization of the Somme River completed in 1827 along a straight course from Abbeville up to Saint-Valery-Sur-Somme, and before the first aerial photography available in 1939. We measured marsh expansion through land claim by human activities

and construction of dyke and seabank for 1860 and 1878, and through marsh boundary lines since 1900 (Figure 2.7C). Aerial photographs provided by the Institut Geographic National (IGN) were used to measure short term dynamics, especially in the large channels that dissect the Somme marshes. We used the ortho-photos of 2002 to geo-reference and ortho-rectify the historical maps and all other aerial photographs using roads and tidal creek as anchored point. To reduce interpretation error, vegetated areas were mapped referring to the boundary between full vegetated area and non-vegetated intertidal areas or sparsely vegetated area. GIS tools were used to calculate the surface area of each polygon and compute the uncertainty on polygon surface estimates. For polygons drawn on aerial photographs since 1971, it is possible to evaluate erosion and expansion in the tidal channels down to 2.6 m at 1std (i.e., twice the mean registration error on aerial photographs equal in the best case to 1.3 m).

The Couesnon estuary evolution has been studied by Bonnot-courtois et al., (2002, 2012) using similar documents. We digitized the compiled maps and graphs of marsh evolution from 1758 to 2005. To facilitate the comparison of the two estuaries characterized by two different geometries, the temporal evolution of marsh surfaces is normalized by the final surface area measured.

2.4.4. Results

2.4.4.1. Pre-derivation dynamics

Around 1835, salt marshes occupied the border of the Somme estuary and did not colonize the central inter-tidal area. The Somme inter-tidal channel migrated frequently from Le Crotoy to Saint-Valery-Sur-Somme by 2 km (1762-1776) (Figure 2.7B), preventing permanent marsh installation in the estuary. In the former Couesnon estuary, a large surface of salt marshes covered 35% of the present marsh surface in 1791 (Figure 2.7D). As in the Somme estuary, frequent lateral migration of the Couesnon inter-tidal channel prevented permanent marsh installation: between 1791 and 1825 migration of the channel to the east led to the almost complete erosion of the marshes corresponding to an average rate of salt marsh erosion of $0.169 \text{ km}^2.\text{yr}^{-1}$, and completely resetting the marsh configuration in the estuary.

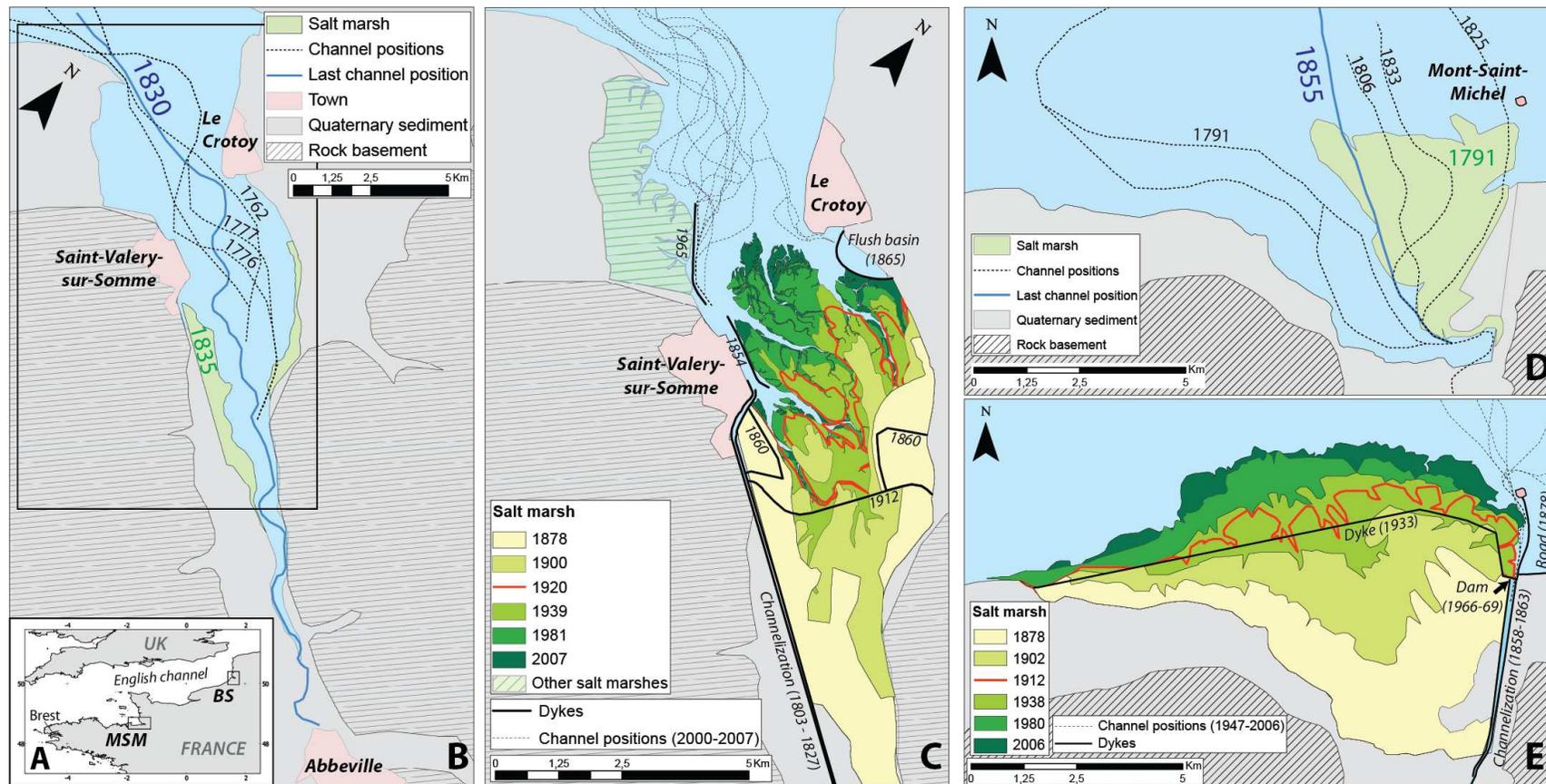


Figure 2.7 : A. Location of the two estuaries (SB = Somme estuary (50.191002° N, 1.666421° O) ; Couesnon estuary in the Mont-Saint-Michel bay (48.612433° N, -1.563989° O)), and Mean Sea Level gauge (Brest) along the North Western French coast B. Somme estuary before the derivation. C. after derivation. D. Couesnon estuary before derivation. E. after derivation. Pre-derivation maps show the configuration of the estuary with some historical channel position and marsh extent. Post-derivation maps show the expansion of the marsh surface with colors representing approximately the same date and channel positions between 2000 and 2007. Major civil works are mapped and dated

2.4.4.2. Post-derivation dynamics

After the channel derivation, marsh expanded rapidly at a rate of $0.46 \text{ km}^2.\text{yr}^{-1}$ for the Couesnon estuary and $0.24 \text{ km}^2.\text{yr}^{-1}$ for the Somme. In both estuaries, marsh expands from the sides while the estuary center records lower rates of marsh expansion (Figure 2.7C and E). The marsh boundary evolves progressively from a concave to a convex marsh edge with a transition around 1920. The temporal evolutions of the normalized marsh area are strikingly similar and reveal two phases of approximately linear marsh expansion rate, with a synchronous decrease by a factor 4 occurring around 1910. Post-1910 average expansion rates are $0.12 \text{ km}^2.\text{yr}^{-1}$ for the Couesnon and $0.06 \text{ km}^2.\text{yr}^{-1}$ for the Somme.

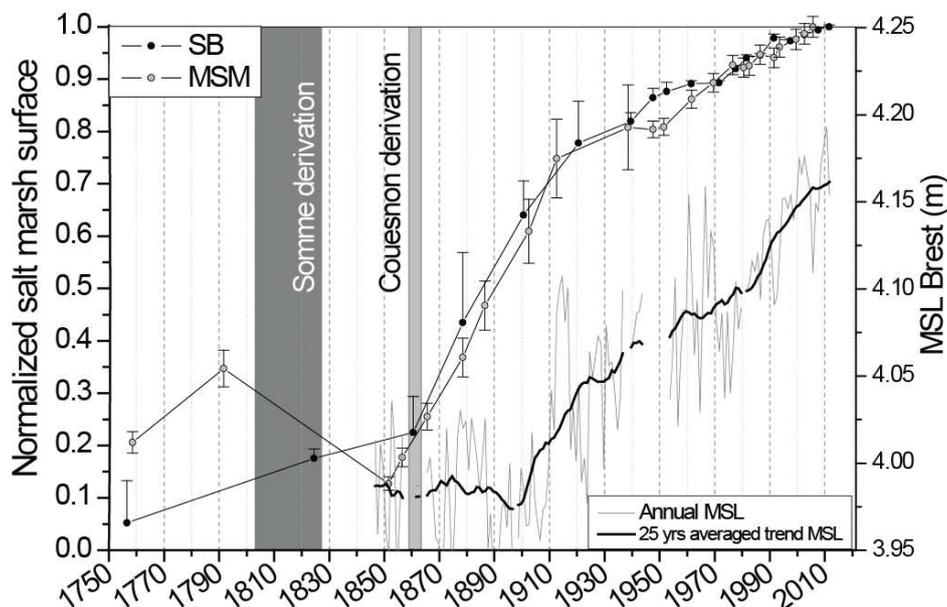


Figure 2.8 : Evolution of the salt marsh surface in the Somme and Couesnon estuaries normalized by the last surface area calculated (Somme : $26,63 \text{ km}^2$, 2011; Couesnon: 46.09 km^2 , 2005). Rates of marsh expansion: Somme estuary, $0.245 \text{ km}^2/\text{yr}$ (± 0.019) from 1860 to 1920; $0.065 \text{ km}^2/\text{yr}$ ($\pm 2.91 \cdot 10^{-3}$) from 1920 to 2011. Couesnon estuary, $0.456 \text{ km}^2/\text{yr}$ (± 0.013) from 1851 to 1912; $0.131 \text{ km}^2/\text{yr}$ (± 0.006) from 1912 to 2011. For the Somme estuary, high uncertainty was attributed to some estimation of the marsh surface area in the absence of historical maps because only land claim area were available (1860, 1878) or represents 10% of the marsh surface due to the source of the data (1900, 1920). For the Couesnon, uncertainty is set at a conservative value of 10% due to the imprecision of historical maps. Mean Sea Level at Brest is provided by the SONEL (<http://www.sonel.org>).

The better quality and frequency of aerial photographs since 1934 allows detecting small divergences in the two estuaries evolution at decadal time scales. While a slight increase of marsh expansion is observed in the Somme bay between 1940 and 1947, the Couesnon estuary undergone the opposite, possibly due to the migration of the Couesnon river to the

west (Bonnot-courtois et al., 2002b). From 1970, the normalized marsh areas follow the same trend. The marsh boundary in the Couesnon estuary does not clearly exhibit the finger shaped geometry of the Somme marsh boundary (Figure 2.7E and Figure 2.9). This pattern results from the presence of five large tidal channels whose influence on marsh expansion fluctuations is analyzed below.

2.4.4.3. Tidal channel influence on short term marsh dynamics

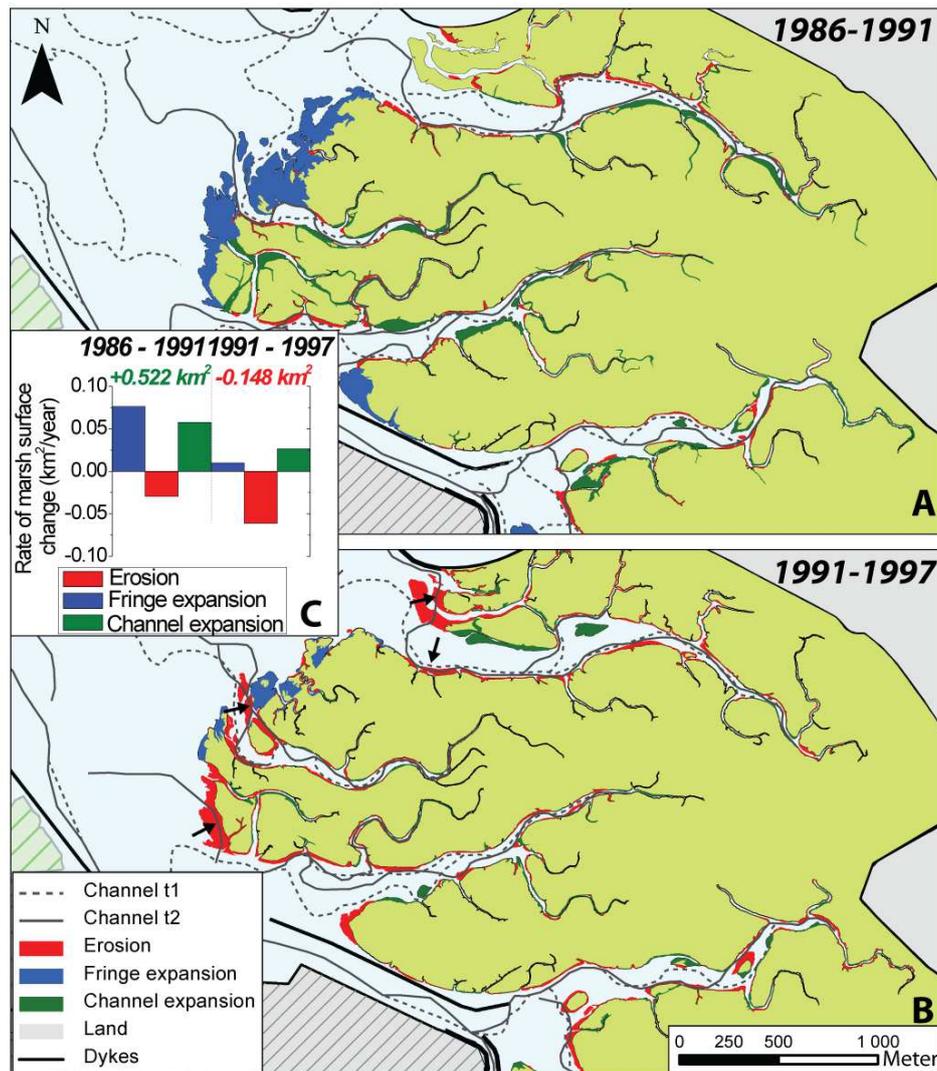


Figure 2.9 : Comparison of two successive periods of salt marsh evolution in the Somme estuary with tidal channel position centerline is manually drawn. A. 1986-1991. B. 1991-1997. Channel t1 and t2 correspond to the first and last date in the periods. C. Rates of marsh surface changes for both periods. Marsh expansion within tidal channels and at the fringe of the marsh are distinguished. The first period shows large fringe expansion with limited erosion within tidal channels, while the second period exhibits high rates of marsh erosion at the fringe and within tidal channels due to migration (examples indicated by arrows).

Figure 2.9 illustrates two consecutive periods in the Somme estuary corresponding to an overall marsh expansion (1986-1991, 0.522 km²) and marsh reduction (1991-1997, -0.148 km²). To better highlight the mode of marsh growth, we distinguish 3 marsh surface changes: marsh erosion wherever it occurs, and marsh expansion that we split in fringe expansion along the maritime front of the marsh and expansion within the channels located in the existing marsh. The period between 1986 and 1991 records a high rate of fringe expansion (0.076 km².yr⁻¹) and extension in the channels (Figure 2.9C). On the contrary, the following period between 1991 and 1997 shows large rate of erosion (0.061 km².yr⁻¹) associated to tidal channel migration (Figure 2.9B). Small arrows on Figure 2.9C indicate multiple spots where marsh erosion was driven by channel migration not fully compensated by marsh expansion on the opposite bank. We have tried to relate these phases of channel migration to external factors such as the frequency of high tides (modulated by the 4.4 and 18.6 lunar nodal cycles) or the frequency of storms (Figure 2.18 and Figure 2.19, see 2.5.2.2), but no clear dependency has emerged.

2.4.5. Discussion

The pre-1800 data does not exhibit phases of marsh expansion as significant as the one measured since the river course derivation. We thus relate the rapid marsh expansion since mid XIXth to the channel derivation in the two estuaries. Before channel derivation, the estuaries were possibly close to a dynamic equilibrium in which frequent channel migration of wild rivers at rates up to hundred of meters per year eroded continuously developing salt marshes. In this configuration the average marsh surface would have been steady when averaged over several channel migration phases.

Around mid XIXth century, the derivation and fixation of the main rivers have permanently altered this balance, and allowed sedimentation and marsh development to occur without the counteracting effect of channel erosion. Indeed, the actual free outlet of the two rivers was shifted 14.5 km offshore for the Somme and 4.7 km for the Couesnon. In such context, one would expect under constant boundary conditions (sea level, sediment influx and climate) a decrease of marsh expansion as the active margin gets closer to the freely migrating part of the river. In fact, we do observe recent phases of fringe erosion by large tidal channels in the Somme (Figure 2.9B) and the Couesnon River that contributes to short-term fluctuations in the net rate of marsh expansion (Figure 2.8). Yet, when averaged over decadal timescales, marsh expansion still continues in both estuaries. The marshes have thus not reached a new dynamic equilibrium condition more than 150 yrs after the initial human induced perturbation. In the Somme estuary, the proximity of the actively migrating zone of

the Somme River and Le Crotoy channel (Figure 2.7D) could mean that we are potentially getting closer to a new dynamic equilibrium.

The quantitative comparison of marsh expansion in the two estuaries show that a simple normalization by the present day marsh extent results in a strikingly similar temporal evolution despite different physiographic contexts, average rates of marsh expansion and decadal scale differences in evolution. This might be a coincidence or could suggest a simple underlying model of mega-tidal salt marshes transient dynamics. If net marsh expansion scales linearly with sediment influx, such simple normalization is expected. We lack at present 2D numerical models of marsh evolution accounting for the critical role of channel migration (Fagherazzi et al., 2012), to test whether such simple linear behavior emerges at the estuary scale.

Our study also illustrates the rapid and synchronous reduction of marsh expansion rates after 1910. Around this date, the marsh boundary (red line in Figure 2.7C and D) was too far from the free outlet position for river migration to effectively counteract marsh expansion. The synchronicity and sharp transition thus calls for a rapid change in an external and common boundary condition.

In the absence of a clear correlation between marsh expansion and extreme tidal and wave activity in the Somme estuary during the last 40 years, SLR initiating around 1900 is the most likely candidate explaining the reduction in marsh expansion. Sea level at Brest presents the longest record on the French coast: it was roughly stable between 1850 and 1900 at which point it increases at an average rate of $1.41 \pm 0.11 \text{ mm.yr}^{-1}$ over the XXth century (Figure 2.8). This rate is consistent with other records at different location along the English Channel with SLR ranging from 1.10 to 2.33 mm.yr^{-1} (Haigh et al., 2009). SLR has a large number of potential effects on the dynamics of salt marshes (Fagherazzi et al., 2012; Kirwan et al., 2010), but little is known for the specific case of mega-tidal environments. Our analysis of decadal and secular scale dynamics points out the important role of intertidal channel migration in driving marsh erosion. We hypothesize that channel migration at the marsh fringe occurs mostly during spring tide and is largely set by the volume of the high tide tidal prism which is the first order control on flow velocities (D'Alpaos et al., 2006; French and Stoddart, 1992). SLR would add a positive component to the tidal prism evolution, promoting higher rates of channel migration and marsh erosion than under constant sea level. Under the assumption of constant sediment influx from the ocean, it would also shift part of the sedimentation from frontal expansion on tidal flats to inner marsh aggradation due to increased inundation frequency. The combination of these two effects would reduce salt marsh expansion compared to pre-SLR conditions. The impact of these effects is difficult to quantitatively evaluate as their dependency with the tidal prism is not yet established. But a minimal prerequisite is that rates of SLR are of the same order of magnitude as marsh

accretion rates. Rates of 0-1.4 mm.yr⁻¹ in the high marsh and ~ 5 mm.yr⁻¹ in intermediate marshes were measured over 5 years in the MSM marshes (Détriché et al., 2011). This shows that the rate of SLR, while smaller than aggradation and progradation rates is large enough to modify the temporal evolution of the tidal prism as in micro-tidal environments (Kirwan et al., 2010).

2.4.6. Conclusion

The comparison over decadal to secular timescales of marsh expansion in two mega-tidal estuaries (The Somme and Couesnon estuaries) has revealed the critical role of intertidal channel and creek migration on the dynamics of marsh boundaries. By reining in wild rivers in the early-mid XIXth century, man has allowed marshes to expand at a very fast rate that has likely been reduced by SLR since 1900, but is still ongoing. Our results suggests that acceleration of SLR during the XXIth century, combined with the proximity of the marsh boundary to the freely migrating part of the rivers will likely reduce marsh expansion rates and potentially stabilize its extent. To progress on this topic, numerical models of mega-tidal salt marsh dynamics incorporating channel migration effects are urgently needed.

2.4.7. Acknowledgments

This project was funded by CNRS/INSU/EC2CO. Leroux was financially supported by the CNRS (Ph.D. Grant). We thank Philippe Prouvost of the DIRM/MEMN for providing the buoys positions of the Somme River and Gemma De Vicente I Bosh for her contribution to the mapping of salt marsh contours.

2.5. Dynamique récente des prés-salés en Baie de Somme

2.5.1. Introduction

La migration des chenaux principaux apparaît comme un facteur essentiel de contrôle de l'extension des prés-salés à l'échelle spatiale des estuaires en contexte méga-tidal. Cela a aussi été mis en évidence par les travaux récents de Desguée (2008). Le possible contrôle de la migration de chenaux tidaux en Baie de Somme peut y être plus important puisqu'ils sont plus larges qu'en baie du MSM. Pour comprendre la sensibilité de la dynamique des prés-salés aux différents facteurs d'impacts pouvant influencer son extension ou son retrait, nous analysons à plus courtes échelles de temps sur la période récente (à partir de 1971). En effet, il n'était pas possible d'étudier les changements fins pour les photographies aériennes plus anciennes en raison de la faible qualité des images aériennes (1939, 1947, 1952 et 1961) et du géo-référencement des images.

Comme présenté dans la partie précédente, il existe des variations dans l'évolution des surfaces de prés-salés en zone de front et dans les parties chenalisées. Une analyse par période peut-elle permettre de mettre en évidence des disparités spatiales ou d'y voir des tendances générales dans la baie ? Un résumé montrera les variations spatio-temporelles des surfaces des prés-salés comparées aux fréquences des marées simulées à l'aide du logiciel SHOMAR du SHOM au port de Cayeux localisé à 10 km de la baie. Le calcul des hauteurs de marée en Baie de Somme est effectué selon (Beauchamps, 1994) (Hauteur de marée fond de baie (IGN69) = CM Cayeux – 4,2 m). Les données du Lidar aéroporté acquises par l'Université de Rouen (co-financement Région Picardie) ont permis de définir l'altitude moyenne des hauts-schorres des prés-salés à 5.8 m IGN69. Enfin les données de vitesses moyennes journalières du vent de la station Météo France située à Dieppe (50 km de la baie de Somme) ont permis d'évaluer les événements de marée conjugués à des vents moyens journaliers supérieurs à 5 m/s susceptibles de créer de l'agitation.

2.5.2. Evolution des prés-salés en Baie de Somme entre 1971 et 2011

2.5.2.1. Variabilité spatiale de l'évolution des surfaces de prés-salés

Pour l'analyse spatiale de la dynamique des prés-salés dans la baie de Somme, les surfaces des prés-salés ont été délimitées par les larges chenaux qui les traversent, annotés de A à F. Pour chaque période, les changements de surface sont indiqués ainsi que la position de la ligne centrale des chenaux tidaux perceptible sur les photos aériennes.

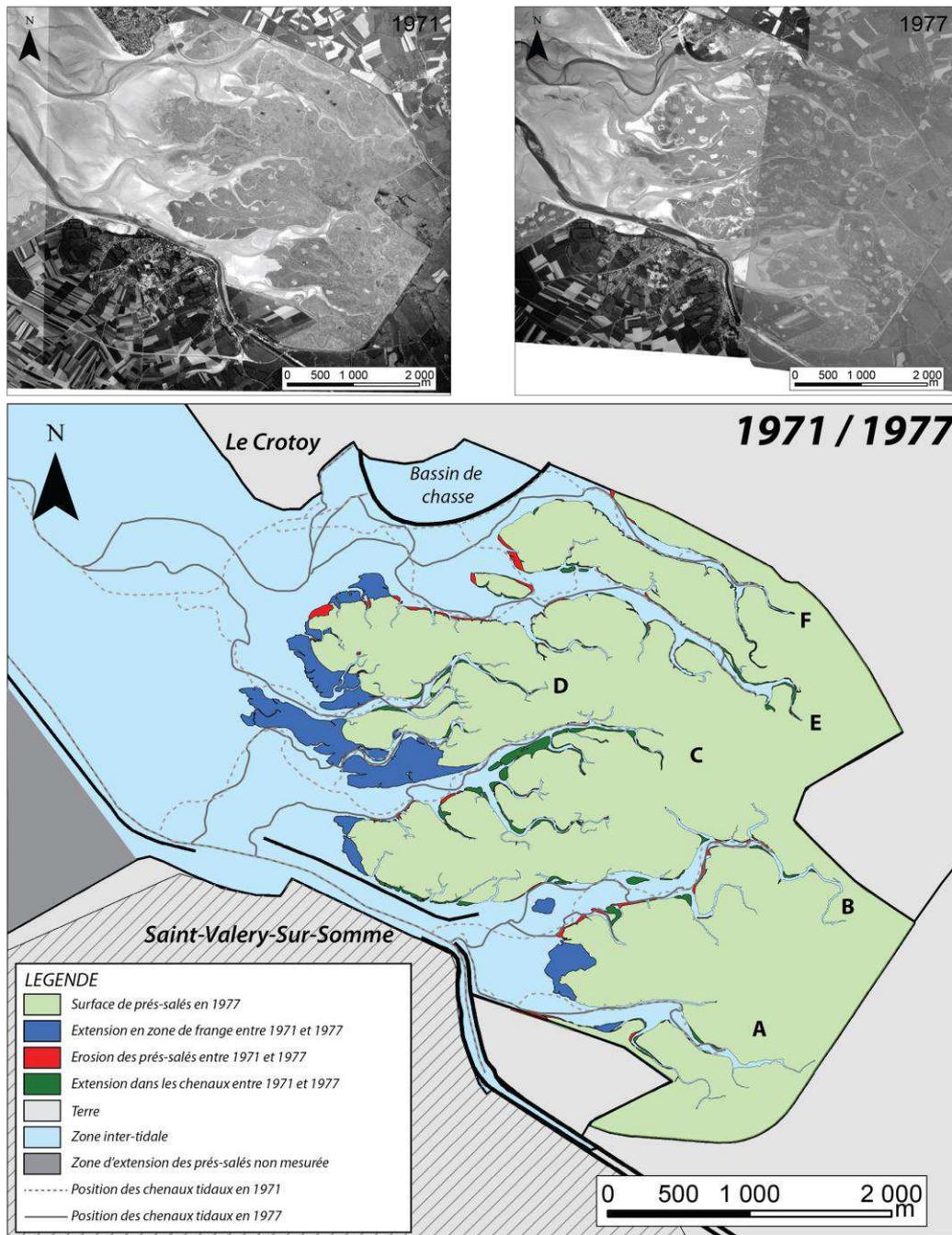


Figure 2.10 : Dynamique des prés-salés sur la période de 1971 à 1977.

Durant la période de 1971 à 1977 (Figure 2.10), une grande portion de l'extension des prés-salés s'effectue par extension de zones de frange avec des taux de croissance de $0.103 \text{ km}^2/\text{an}$, principalement dans la zone centrale entre les chenaux C et E. La dynamique dans les chenaux est très faible avec des taux de croissance faible ($0,028 \text{ km}^2/\text{an}$) et de très faibles taux d'érosion ($-0,014 \text{ km}^2/\text{an}$). La croissance dans les chenaux durant cette période est très hétérogène spatialement avec une extension rapide de prés-salés particulièrement sur le chenal C.

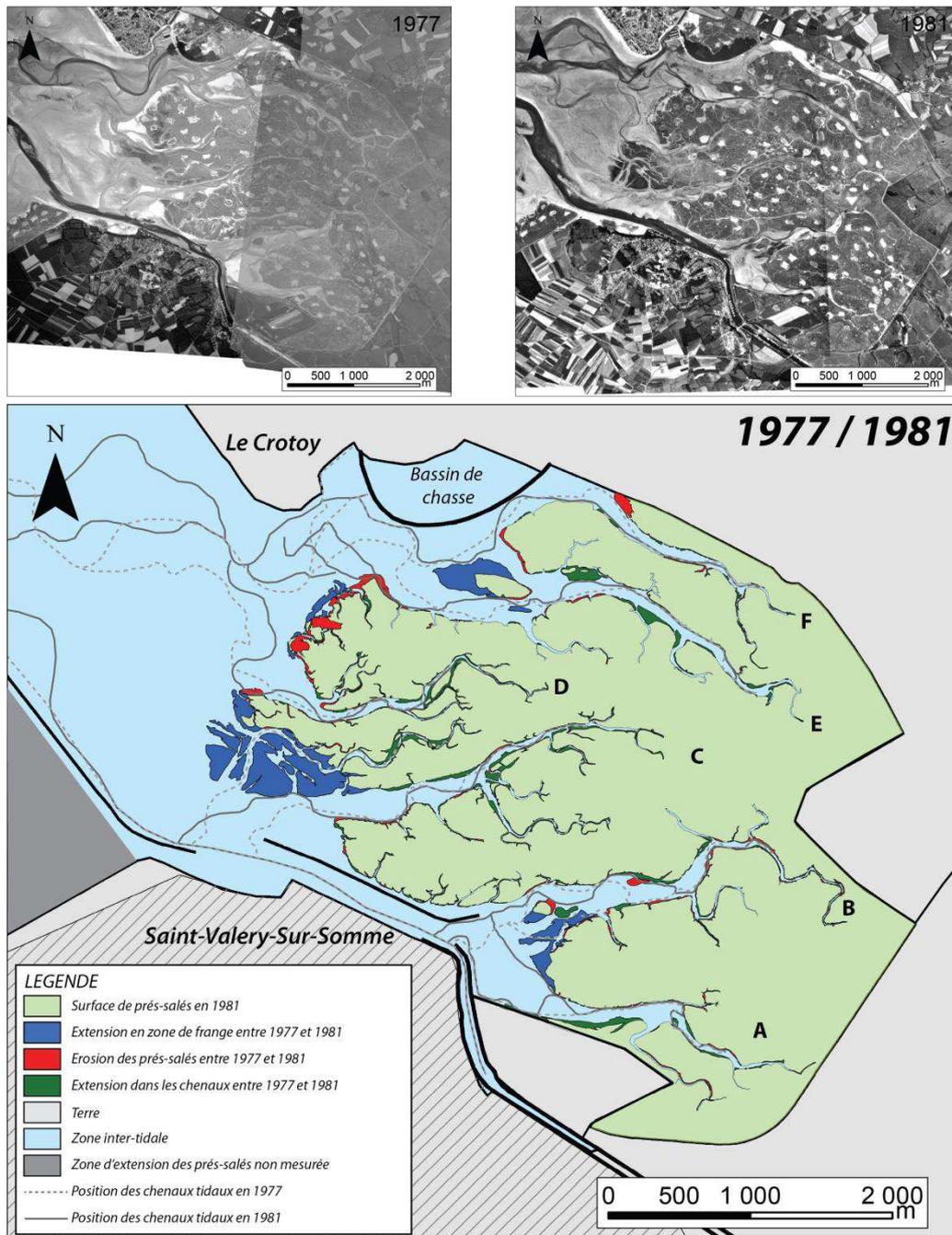


Figure 2.11 : Dynamique des prés-salés entre 1977 et 1981

Durant la période entre 1977 et 1981 (Figure 2.11), les prés-salés s'étendent notamment dans le même secteur que la période précédente, alors que la partie plus au nord enregistre une disparition des surfaces végétalisées non négligeable ($-0,043 \text{ km}^2/\text{an}$). Ceci est dû notamment à la construction de gabion sur le front des zones végétalisées ainsi qu'à l'accumulation de banc coquiller. Cette zone en « érosion » correspond à une zone difficile à interpréter. On peut observer aussi la migration du chenal tidal E vers le sud au niveau de son embouchure, qui entraîne une zone d'érosion.

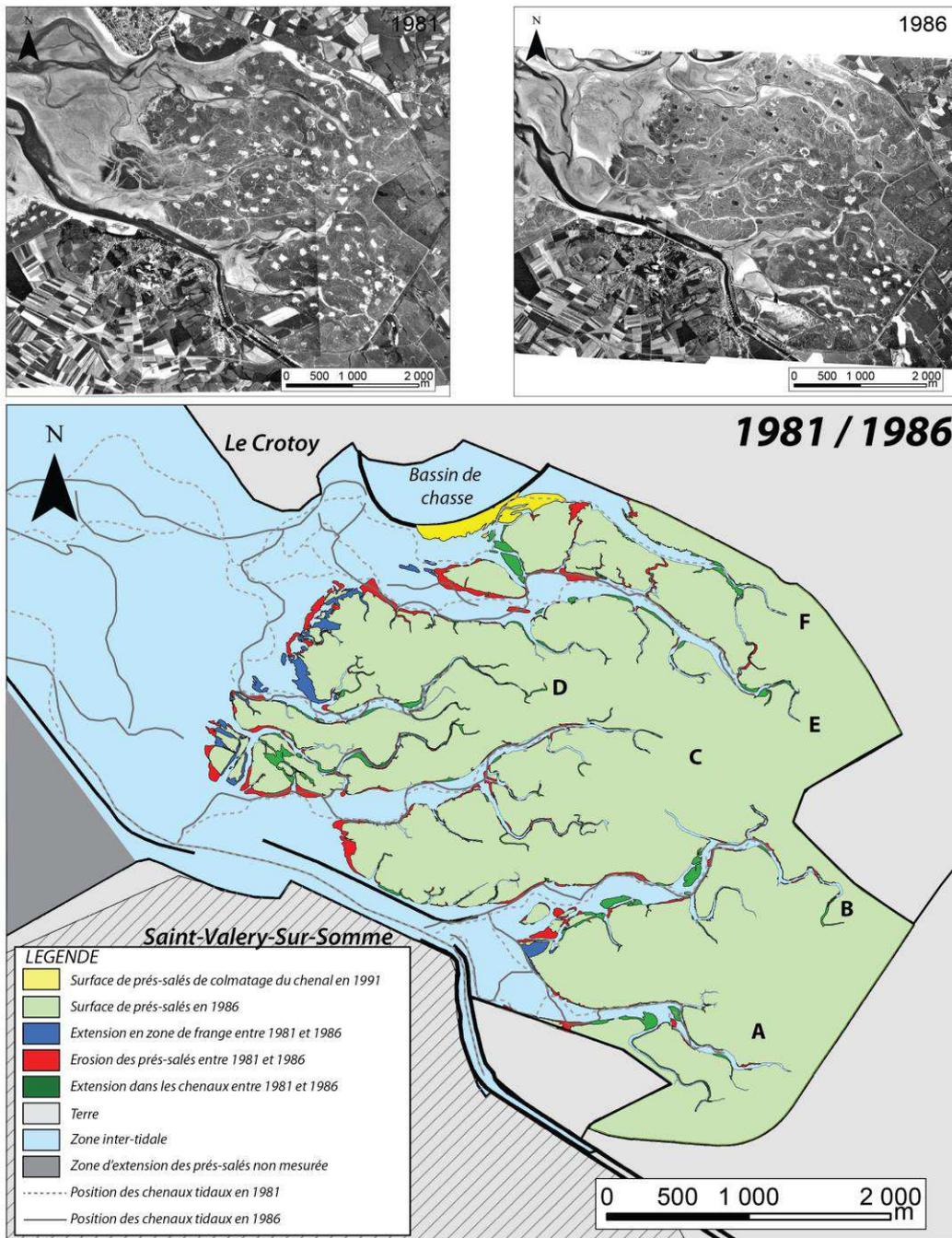


Figure 2.12 : Dynamique des prés-salés entre 1981 et 1986 en Baie de Somme

Entre 1981 et 1986 (Figure 2.12), le taux d'extension sur le front est très faible comparé aux périodes précédentes. Le taux d'érosion ($-0.066 \text{ km}^2/\text{an}$) y est beaucoup plus important ce qui conduit à un bilan presque neutre pour la dynamique générale des surfaces de prés-salés. A noter lors de cette période le colmatage à son embouchure du chenal tidal F au Nord de la zone de pré-salé. Cette extension de pré-salé coïncide avec le curage du bassin de chasse, dont les sédiments ont été redéposés directement dans la baie au plus près du bassin.

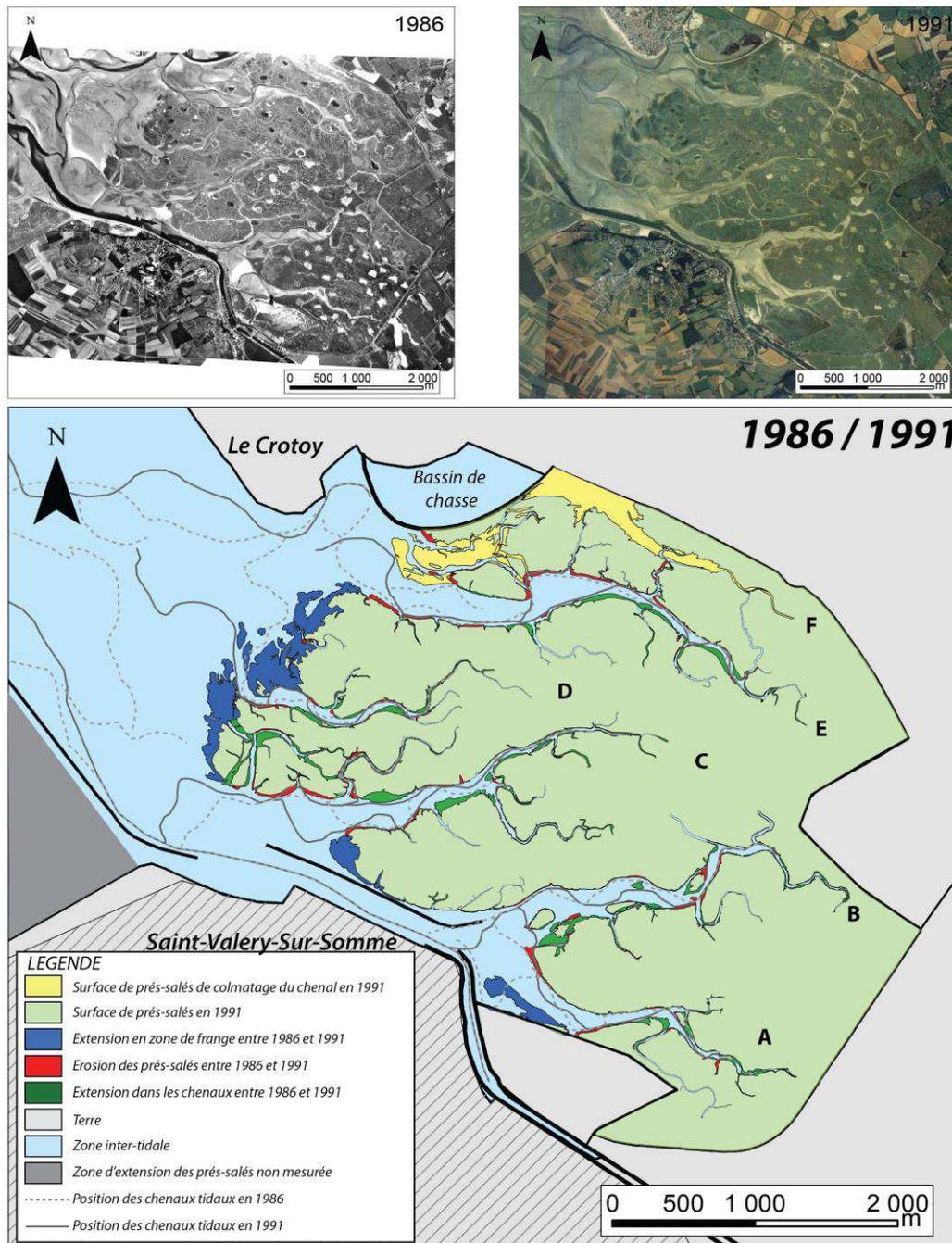


Figure 2.13 : Dynamique des prés-salés entre 1986 et 1991 en Baie de Somme

Entre 1986 et 1991 (Figure 2.13), on observe de nouveau une forte croissance des prés-salés ($+0.076 \text{ km}^2/\text{an}$) dans la zone de front sur la partie centrale entre les chenaux C et E. Le colmatage de la zone Nord se termine et entraîne le développement total de pré-salé dans le chenal. Cette zone qui représente une surface de 0.35 km^2 n'a pas été considérée dans l'étude précédente car nous ne considérons pas que cette zone résulte d'un processus naturel d'évolution des prés-salés.

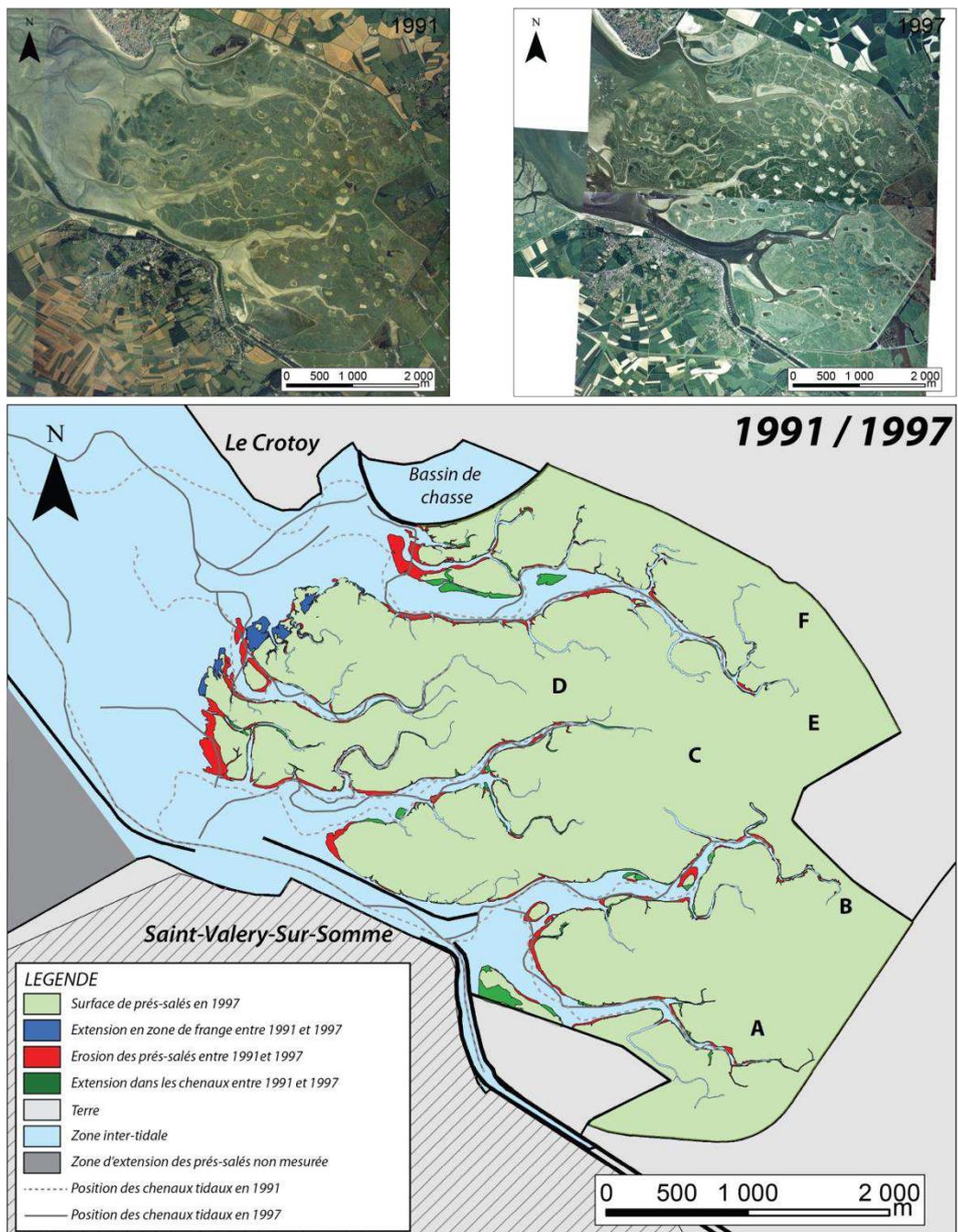


Figure 2.14 : Dynamique des prés-salés entre 1991 et 1997 en Baie de Somme

Entre 1991 et 1997, les taux d'érosion des surfaces sont supérieurs à l'extension des prés-salés avec un bilan net en érosion de -0.14 km^2 (Figure 2.14). Il a été vu dans la partie précédente que les zones en érosion sont associées à la migration des chenaux. Elles se produisent principalement à l'embouchure des chenaux et dans les parties externes des zones sinueuses. A noter que la position des chenaux en 1997 a été établie à partir d'une image aérienne de 1996 ; bien que séparée d'une année. La position des chenaux à l'année n-1 est bien corrélée aux surfaces d'érosion observées à l'année n.

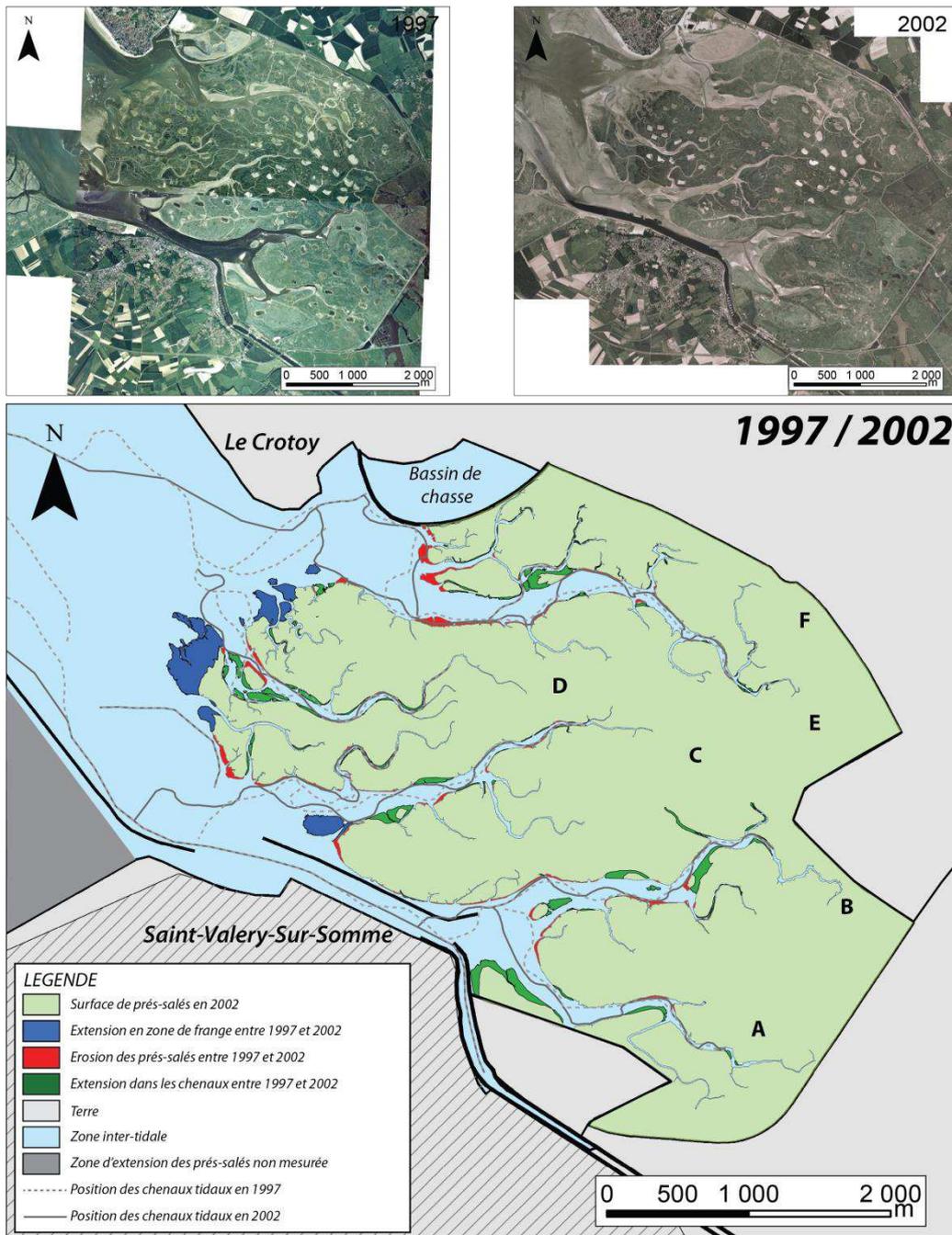


Figure 2.15 : Dynamique des prés-salés entre 1997 et 2002 en Baie de Somme

Entre 1997 et 2002 (Figure 2.15), on observe de nouvelles phases d'extension des prés-salés par la zone de frange. Des surfaces d'érosion sont observées à l'embouchure du chenal E résultant de la migration d'un chenal tidal.

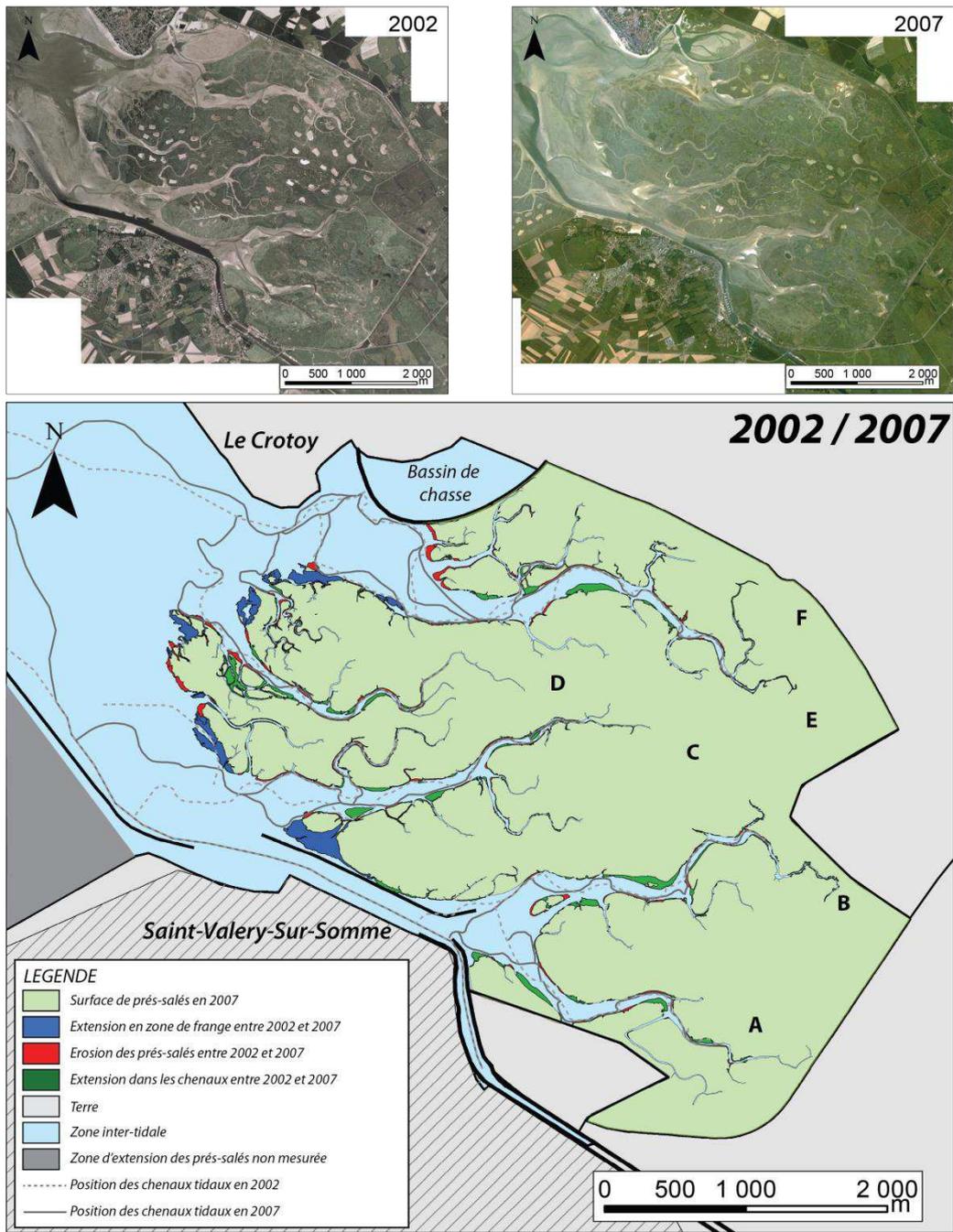


Figure 2.16 : Dynamique des prés-salés entre 2002 et 2007 en Baie de Somme

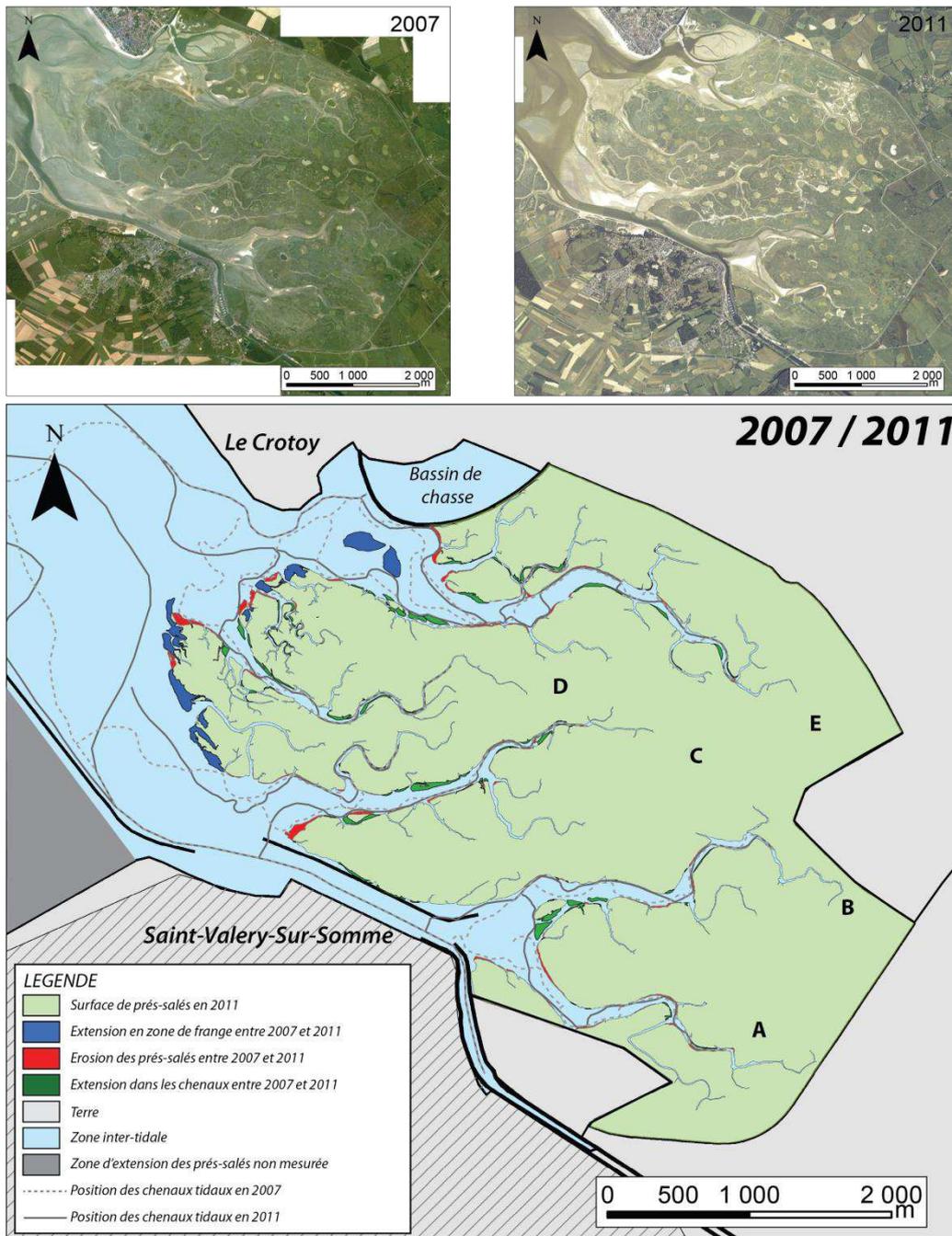


Figure 2.17 : Dynamique des prés-salés entre 2007 et 2011 en Baie de Somme

Durant les périodes des 1997-2002 (Figure 2.15), 2002-2007 (Figure 2.16) et 2007-2011 (Figure 2.17), les taux d'extension sont similaires. On y observe le développement des prés-salés par les pointes entre chaque chanel tidal.

2.5.2.2. Facteurs d'impact de la croissance des prés-salés en Baie de Somme

Sur la période récente, l'évolution pluriannuelle des surfaces de prés-salés est variable, avec des phases de fortes croissances entre 1971 et 1981, suivie de périodes à plus faible taux d'extension des prés-salés (Figure 2.18).

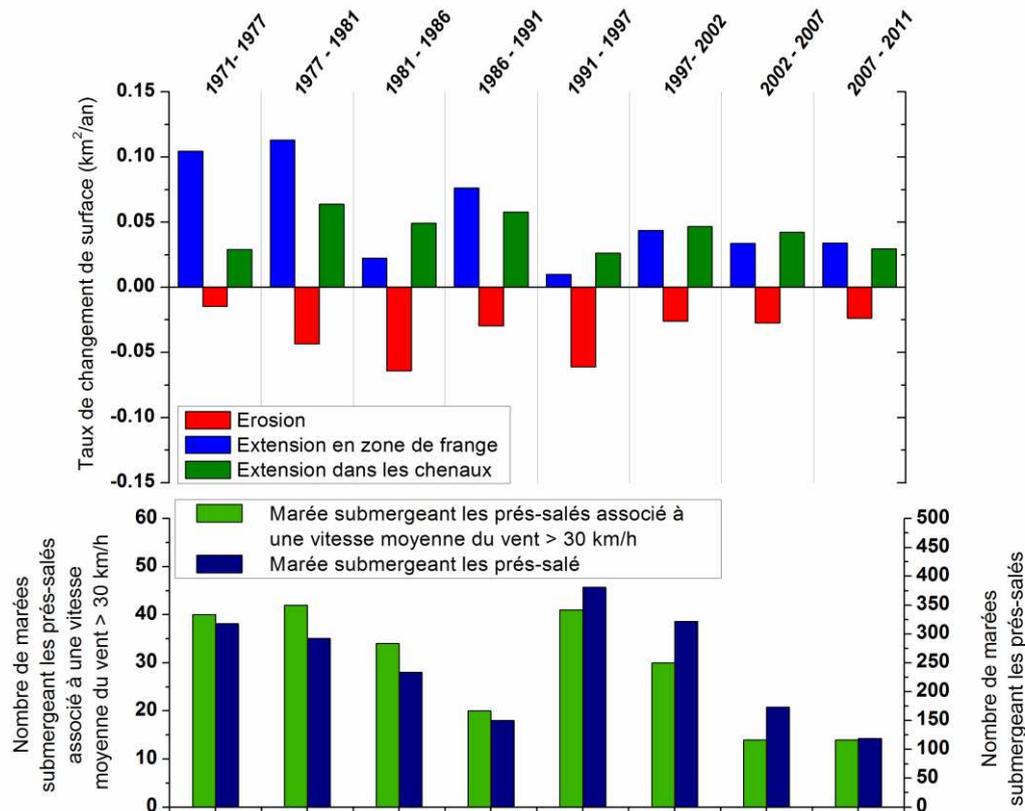


Figure 2.18 : Bilan des surfaces en extension et en érosion depuis 1971 jusqu'à 2011 en relation avec le nombre de marées par période et le nombre de marées associés aux vents supérieurs à 30 km/h

L'érosion qui a été mise en évidence principalement par l'action de la divagation des chenaux à leur embouchure reste assez faible comparée au taux d'extension des surfaces. Cependant deux périodes (1981-1986 et 1991-1997) se dégagent, où l'on quantifie de forts taux d'érosion associés à des faibles taux d'extension (Figure 2.18). Ces périodes d'érosion ne sont pas associées aux mêmes nombres de marées submergeant la hauteur de prés-salés. Alors que les taux d'érosion les plus forts sont enregistrés sur la période 1981-1986. Cette période enregistre deux fois moins de marées submergeant la hauteur de prés-salés.

Si l'on regarde l'évolution totale de la surface de prés-salés (Figure 2.19), on peut observer une diminution du taux d'extension des prés-salés malgré quelques variabilités. La croissance la plus importante est enregistrée sur la période de 1986-1991 (Figure 2.19), et

résulte, d'une part, d'une forte extension de la frange de prés-salés et dans les chenaux, d'autre part, du comblement du chenal au Nord de la baie. Cette période est associée à un faible nombre de marées. La période suivante (1991-2002) montre tout le contraire avec de très forts taux d'érosion et de faibles extensions, qui est associée à un nombre de marées plus important sur toutes les périodes étudiées. Ces deux périodes successives montrent une anti-corrélation avec l'occurrence du nombre de marées submergeant les prés-salés. Ce n'est pas le cas pour les périodes plus anciennes (1971-1981).

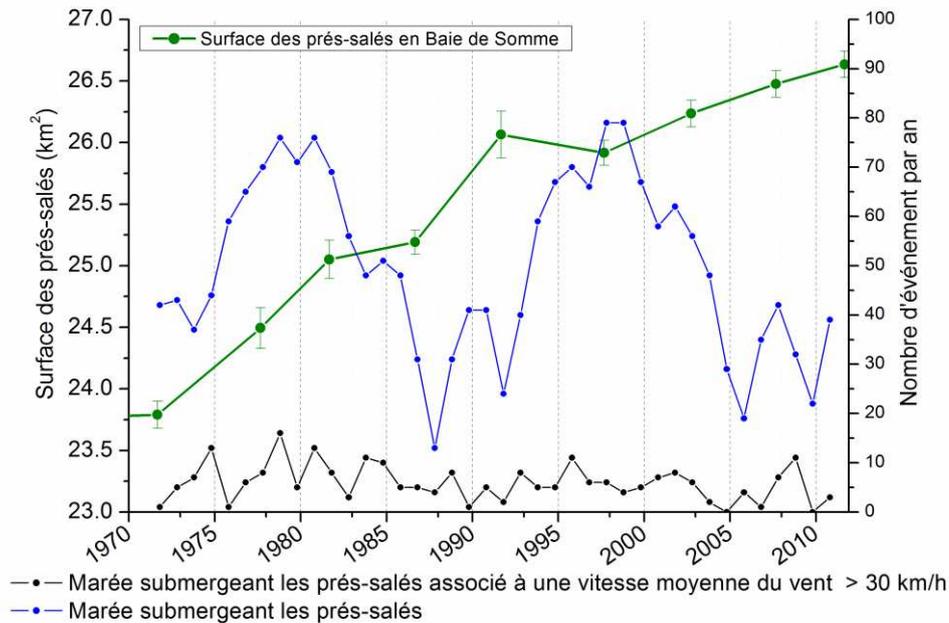


Figure 2.19 : Influence du signal de marée et facteurs météo sur l'évolution des surfaces de pré-salé

Les deux périodes à fortes occurrences de marées submergeant les prés-salés sont associées au cycle de nodal de 18,6 ans. La première période de fortes occurrences de marées haute (1979) est associée à une forte extension de prés-salés par développement des franges, alors que la seconde période (1997), est associée à un retrait des surfaces par érosion résultant de la divagation des chenaux.

Sur la période récente, il apparaît qu'il n'y a pas de relations simples entre évolutions des prés-salés en Baie de Somme et l'influence du cycle nodal, ou l'influence des tempêtes, bien que des périodes de fortes érosions puissent se produire.

2.6. Discussion et conclusions générales

La canalisation du fleuve de la Somme et celui du Couesnon a permis une progression très forte des surfaces de prés-salés. Avant cette période, la migration du chenal principal permettait d'éroder de larges portions de prés-salés, notamment en Baie du Mont-Saint-Michel (Bonnot-courtois et al., 2002a). Bien que les deux estuaires soient distants de plus de 300 km, l'évolution concomitante de leurs surfaces et la réduction de la croissance des prés-salés au début du XX^{ème} siècle est supposée être une influence directe de l'augmentation du niveau marin. Une quantification des taux d'accrétion est donc nécessaire pour confirmer cette observation, notamment à travers l'étude stratigraphique de carottes sédimentaires (Schwimmer and Pizzuto, 2000). De plus, une analyse du jeu de données Lidar aéroporté sur la zone de la baie de Somme permettrait de quantifier les taux de sédimentation avant l'augmentation du niveau marin, puisque la fermeture de la partie interne d'estuaire s'est effectuée aux alentours de 1912. De plus, la quantification des flux entrants ainsi que le suivi de la zone intertidale est nécessaire puisqu'elle va conditionner la possibilité à la végétation de s'établir (Fagherazzi et al., 2006; Wang and Temmerman, 2013).

Le temps de réponse à une perturbation anthropique est donc mis en évidence dans cette étude, à savoir l'échelle du siècle. Les nouveaux travaux de restauration du caractère maritime autour du Mont remobilisent des quantités très importantes de sédiments dans la Baie. Bien que l'érosion des prés-salés aux alentours du Mont-Saint-Michel soit attendue, il sera intéressant de suivre l'évolution des prés-salés dans des zones moins impactées par la divagation du Couesnon. En effet, il s'agit là d'une nouvelle perturbation anthropique qui va augmenter la concentration en sédiment dans la Baie. Ces perturbations dans la disponibilité en sédiment a un fort impact sur l'extension des prés-salés (Mudd, 2011).

La dynamique de migrations des chenaux a pu être mise en évidence, surtout à l'embouchure des chenaux, aux frontières des zones de prés-salés. Cependant leur dynamique ne peut être étudiée avec les photos aériennes que sur des périodes assez longues pour quantifier un changement significatif. Des phases marquées d'érosion non-négligeable sont observées dans les chenaux sur les périodes 1981-1986 ainsi que sur la période 1991-1997. Toutefois ces périodes n'ont pas en commun des périodes à fortes occurrence de marées submergeant les prés-salés, qui sont plus susceptibles d'entraîner des changements topographiques dans les chenaux (French and Stoddart, 1992).

Identifier l'influence d'un facteur d'impact contrôlant la dynamique des prés-salés dans un environnement aussi anthropisé et à ces échelles de temps, reste assez compliqué. L'influence des activités humaines y est encore importante avec les constructions de gabions, le passage de troupeaux de mouton et les récoltes de la salicorne (plante

pionnière). Les différents dragages du bassin de chasse dont les sédiments ont été rejetés dans la baie ont aussi influencé la dynamique naturelle de comblement de la baie par le colmatage d'un chenal tidal à son embouchure. Le comblement du bassin de chasse étant aussi un phénomène naturel, il ne s'agit en fait que d'une redistribution de la masse sédimentaire dont la dynamique n'est pas naturelle dans la baie, puisque entraînée par l'action humaine.

La dynamique des chenaux est un élément de contrôle des prés-salés dans un environnement méga-tidal. Cependant, la période moyenne de 5 ans entre chaque photographie aérienne ne permet pas de voir les croissances rapides de zones pionnières que Desguée (2008) a mis en évidence en baie du Mont-Saint-Michel grâce à des données annuelles. D'autre part, nous n'avons pas estimé les zones pionnières en végétation qui sont aussi un indicateur de comblement de l'estuaire. Nous ne pouvons donc pas comparer le délai de 3 ans entre le pic du cycle nodal et le développement des zones pionnières en végétation. Un travail plus approfondi avec l'apport d'images aériennes à plus haute fréquence ainsi que des images satellites permettrait de raffiner les périodes de brusques phases d'extension ou d'érosion. Pour comprendre la dynamique de migration des chenaux, il est donc nécessaire d'augmenter la fréquence temporelle de mesures de sa divagation.

Chapitre 3 : Dynamique spatio-temporelle d'un chenal tidal en baie du Mont-Saint-Michel

3.1. Introduction

A travers l'étude sur la baie de Somme, il apparaît que le mécanisme de migration des chenaux ne peut être appréhendé à des échelles de temps supérieures à plusieurs années. En baie du Mont-Saint-Michel, la migration du Couesnon d'Ouest en Est avec des taux de migration de centaine de mètres par an, érode les fronts des prés-salés de part et d'autre de l'île du Mont-Saint-Michel (Desguée 2008).

De larges travaux de restauration du caractère maritime du Mont-Saint-Michel ont débuté en 2009 et sont toujours en cours. Le principe est de redonner la puissance hydraulique du Couesnon, grâce au nouveau barrage construit à la place de l'ancien barrage, afin d'opérer des lâchers d'eau en période de jusant pour renforcer son effet érosif et transporteur de sédiments. Pour éroder les prés-salés entourant l'île du Mont-Saint-Michel, le chenal du Couesnon doit donc migrer dans la partie interne des prés-salés. Ce qui est un mécanisme encore mal compris en contexte de prés-salés. C'est ce qui a motivé cette étude du suivi d'un chenal dominé exclusivement par la marée pour en comprendre ses mécanismes.

Entre Septembre 2010 et Juillet 2013, de nombreuses mesures au TLS ont été effectuées ainsi que des campagnes de mesures hydro-sédimentaires. Elles sont présentées dans la première partie de ce chapitre.

Les résultats de la compréhension de la dynamique du méandre sont ensuite présentés dans une seconde partie sous forme d'article scientifique. Les résultats complémentaires sont ensuite présentés pour discuter les résultats présenter dans l'article scientifique et ainsi établir les futures perspectives de ce travail.

3.2. Site d'étude



Figure 3.1 : Site d'étude du suivi sur 3 ans de l'embouchure d'un chenal tidal en Baie du Mont-Saint-Michel (IGN Mai 2009)

Le site d'étude (Figure 3.1) se situe en Baie du Mont-Saint-Michel, qui a été décrite dans la section 1.8. Il se situe dans la partie des prés-salés de la Roche Torrin qui sont moins influencés par la houle (Bonnot-courtois et al., 2002a). Localisé près de l'ancien parking à l'Est de la digue route, il n'est donc pas impacté directement par les travaux qui ont lieu de l'autre côté de la digue route sur le Couesnon, avec notamment le retrait des cordons d'enrochement et la construction des deux lits du futur Couesnon. Le site d'étude a été choisi pour sa configuration ; il est situé à l'embouchure d'une zone de prés-salés. Il a aussi été privilégié pour la sécurité des personnes sur le terrain et de l'équipement Lidar qui ne permet pas de submersion par les marées. C'est pourquoi la proximité du parking ainsi que de la digue route permet une évacuation rapide, surtout en période de marée d'équinoxe ou le site d'étude peut être recouvert en 1h.

Au début des mesures en Septembre 2010, une zone pionnière en végétation s'était développée présentant des contrastes de densité de végétation permettant une bonne mesure au Lidar terrestre de la topographie (Figure 3.2).

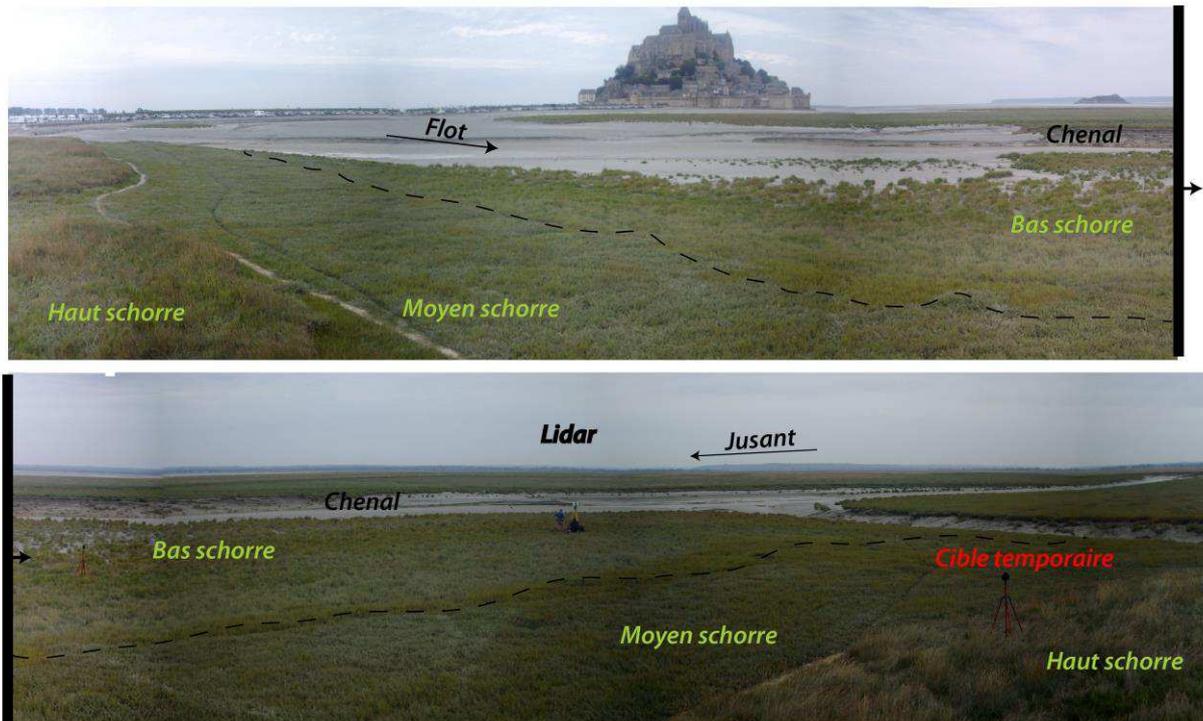


Figure 3.2 : Photo panoramique du Site d'étude du 07 septembre 2010. Le site présente différentes hauteurs de prés-salés avec le haut schorre, le moyen schorre recouvert d'Obione et le bas schorre constitué de Soude et Salicorne principalement. La marée montante vient de l'Ouest par le chenal

3.3. Suivi Lidar

3.3.1. Sur le terrain

Un total de 36 (Tableau 3.1) mesures au Lidar Terrestre ont été effectuées sur le site d'étude. Ces mesures ont une couverture temporelle étendue mais hétérogène. Nous avons choisi de couvrir les événements de marées de vives-eaux en mesurant le site à fréquence journalière pour quantifier l'impact des plus gros événements de marée. Plusieurs cycles de vives-eaux ont donc été suivis comme les cycles de Septembre 2010, Octobre 2010, Septembre 2010 et enfin Mars 2013. Un suivi mensuel du site a été fait entre ces périodes pour comprendre la dynamique mensuelle et annuelle du site. Le site n'a pas été suivi pendant certaines périodes (Entre Octobre 2010 et Juillet 2011) ce qui s'explique par l'envoi de l'équipement Lidar à l'étranger pour étudier l'érosion des méandres dans la Rangitikei (Nouvelle-Zélande). Le suivi mensuel a aussi été entravé par des conditions météorologiques défavorables comme la pluie, le vent ou la neige.

Une mesure complète du site nécessite entre 5 et 8 stations. Le nombre de stations varie en fonction du temps disponible sur le site d'étude qui dépend de l'amplitude des marées. Lors

des plus gros coefficients de marée, la disponibilité d'accès au site est d'environ 6h entre le moment du retrait de la marée et l'arrivée de la prochaine marée. Bien que le Lidar ScanStation 2 puisse aisément être géré par un seul opérateur, il faut au moins deux personnes pour pouvoir transporter le matériel lourd que nécessite ce genre de levée.



Figure 3.3: La ScanStation 2 sur le terrain

Le kit Lidar de Géosciences Rennes comprend (Figure 3.3) :

- Le scanner lidar terrestre Leica ScanStation 2, ainsi que toutes les connectiques reliant le scanner au système d'alimentation ainsi qu'à l'ordinateur de contrôle.
- Un trépied de géomètre et l'embase du scanner

Pour chaque station (Figure 3.3), le trépied est installé au sol sur les zones les plus stables comme les portions les plus végétalisées ou les micro-topographies. Le niveau du support du scanner permet de mettre correctement l'embase du scanner à l'horizontale. Après installation, l'appareil est mis sous tension. Il a été choisi d'utiliser un générateur comme source d'alimentation pour son autonomie. En effet le plein du générateur permet de gérer une journée entière au scanner. Le scanner est ensuite relié à un ordinateur par un câble Ethernet permettant de le contrôler. Le logiciel Cyclone de Leica assure les fonctionnalités de manipulation du scanner. La première chose à vérifier est la qualité d'horizontalité de l'appareil. Un niveau à bulle électronique permet de faire les derniers réglages de niveau.

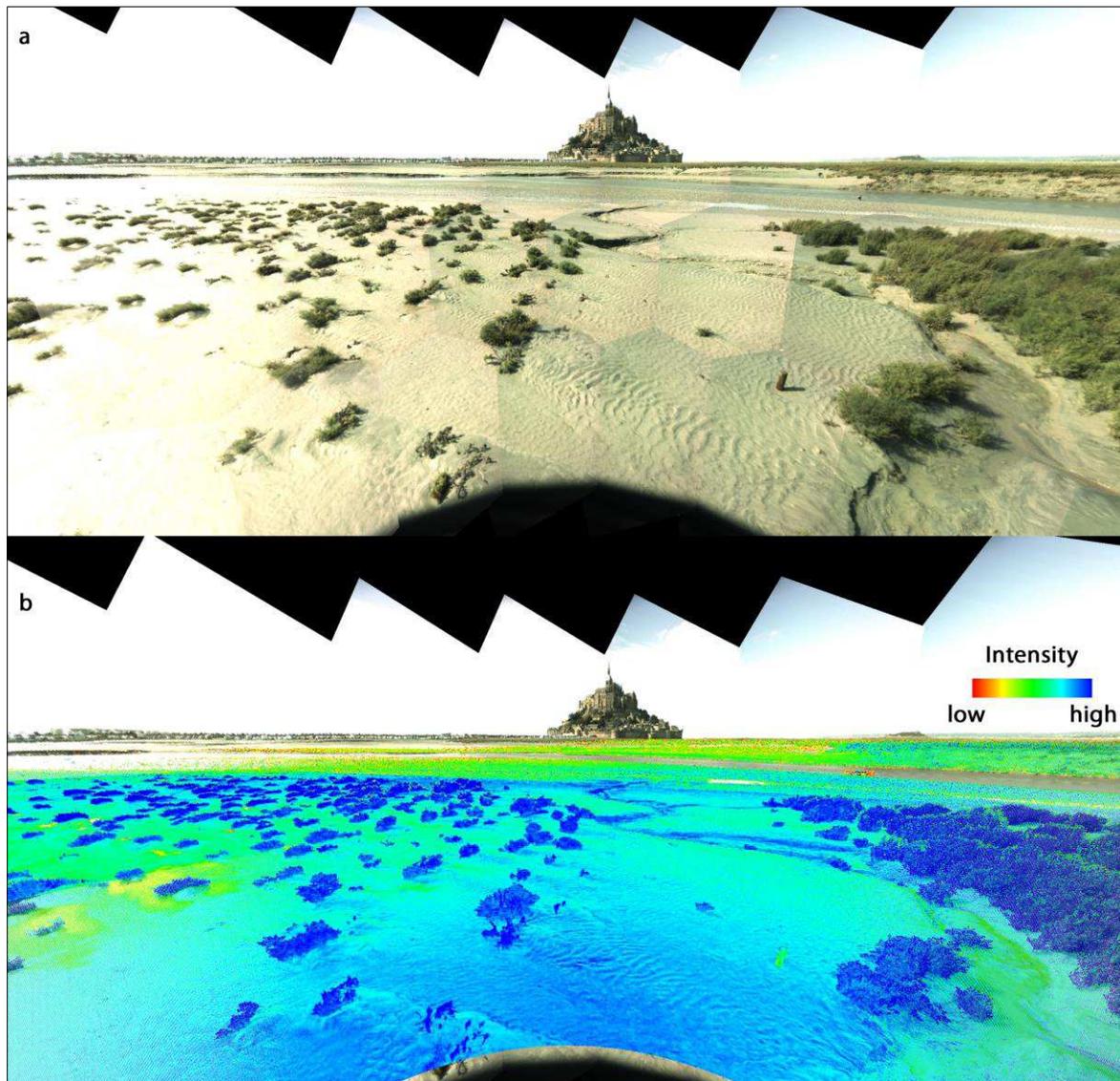


Figure 3.4 : a. Exemple d'image panoramique du site d'étude. La photographie est composée de nombreuses images en nid d'abeille. b. Points mesurés sur la topographie avec l'intensité réfléchie

La mesure au Scanner commence tout d'abord par la photographie générale du site (Figure 3.4). Cette photographie permet de s'orienter dans l'espace puisque la mesure pour chaque station se fait suivant le repère géographique propre à l'appareil. Une fois que le temps d'ouverture optique de l'appareil photographique a été ajusté en fonction des conditions de luminosité sur le terrain, nous faisons une photo panoramique de l'environnement. Les photographies permettent aussi un archivage du site d'étude et des conditions météorologiques de la journée de mesure.

Nb	Date	Jour	T° (Après midi 15h)	Conditions météo (15h)	Vent moyen (km/h)
1	07/09/2010		20°	nuage/soleil	13
2	08/09/2010	1	20°	nuage/soleil	11,4
3	09/09/2010	1	19°	nuage/soleil	14,3
4	10/09/2010	1	22°	soleil	15,7
5	11/09/2010	1	22°	nuage/soleil	16,4
6	04/10/2010	23	15°	averses	16,5
7	07/10/2010	3	19°	soleil	12,2
8	08/10/2010	1	23°	soleil	13,3
9	11/10/2010	3	18°	soleil	20,5
10	22/10/2010	11	14°	soleil	10,1
11	22/07/2011	273	19°	soleil	13,9
12	23/09/2011	63	20°	nuage/soleil	6,7
13	26/09/2011	3	22°	nuage/soleil	14,4
14	27/09/2011	1	26°	soleil	9,4
15	28/09/2011	1	27°	soleil	12
16	29/09/2011	1	28°	soleil	9,7
17	30/09/2011	1	29°	soleil	10,9
18	03/10/2011	3	28°	soleil	13,1
19	28/03/2012	177	16°	soleil	10,2
20	06/04/2012	9	10°	soleil	18,7
21	08/04/2012	2	13°	nuage	18,5
22	03/05/2012	25	15°	soleil	8,4
23	01/06/2012	29	20°	nuage/soleil	9,3
24	11/06/2012	10	17°	orageux	12,8
25	09/07/2012	28	16°	averses	10
26	10/07/2012	1	18°	nuage	12,1
27	23/08/2012	44	20°	nuage/soleil	7,2
28	12/10/2012	50	15°	nuage/soleil	18,6
29	29/11/2012	48	7°	soleil	16,6
30	07/02/2013	70	6°	averses	17,5
31	22/03/2013	43	13°	averses	16,4
32	27/03/2013	5	7°	soleil	10,3
33	28/03/2013	1	6°	soleil	10,7
34	29/03/2013	1	5°	pluie / neige	18,2
35	03/04/2013	5	7°	soleil	19,6
36	22/07/2013	110	22°	soleil	10,4

Tableau 3.1 : Dates des mesures au Lidar terrestre sur le site, chaque période de mesures journalières est surligné

Le logiciel Cyclone de Leica assure ensuite les manipulations nécessaires pour contrôler les coordonnées dans l'espace scanner de la fenêtre d'angle de vue. Cette fenêtre va de 0 à 360° en horizontale et de -45° à +90° en verticale. Ensuite l'échantillonnage des surfaces est contrôlé par la fenêtre de résolution. Il est privilégié de faire un scan panoramique complet pour avoir un bon contexte 3D du site d'étude. Celui-ci peut être fait à basse résolution pour éviter des temps de mesure importants. Ensuite, il est possible de s'intéresser particulièrement à la mesure d'un objet significatif (ex : champ de micro-ride, végétation éparse, érosion des berges) en spécifiant une fenêtre spécifique à sa position dans le référentiel scanner. La résolution pourra être augmentée pour une meilleure modélisation des surfaces. Il faudra cependant veiller à ne pas dépasser une résolution de 1.4 mm pour ne pas sur-échantillonner la surface, ce qui introduirait un bruit de mesure.

Pendant la phase de mesure de l'appareil grâce au balayage laser des surfaces topographique, les opérateurs vont aller positionner des cibles de référencement. Ces cibles HDS sont soit des cibles dites temporaires, soit des cibles permanentes. Les cibles temporaires sont installées sur le site d'étude en fonction du nombre de station prédéfini et de leurs positions.

Pour un meilleur assemblage des différents nuages de points de chaque station de mesures, il est préférable d'avoir une large gamme de positionnement des cibles, à la fois en horizontale et en verticale. La distance des cibles à la station Scanner devra être, dans la mesure du possible, inférieure à 50 m. Pour le référencement et les comparaisons de surfaces entre 2 jours de mesures au scanner, des cibles permanentes doivent être positionnées sur le terrain. Nous avons choisi dans un premier temps d'utiliser des tiges filetées, soudées sur un fer à béton. Ce fer à béton a été enfoncé sur 1m50 dans la partie du haut schorre. Nous avons utilisé un support métallique en métal usiné pour permettre de venir fixer les cibles HDS Leica sur la tige filetée du fer à béton. 4 cibles permanentes ont donc été installées de cette manière. Pour compléter ces cibles permanentes, nous avons mis en place des tubes en pvc creux dans la partie de bas schorre. Ces tubes en PVC ont été enfoncés à 1m de profondeur en laissant une portion de 30 à 40 cm dépasser du sol. Une embase PVC spécifique à chaque tube permet de venir remettre au même emplacement la tige filetée qui permet l'installation de la cible. Ces nouvelles cibles permanentes ont aussi permis de réduire le nombre de trépieds de cibles temporaires.

Une fois la mesure au Scanner effectuée, l'opérateur va entamer la phase de mesure des cibles. Si les cibles ont été scannées par l'appareil, il suffit juste de cliquer sur le point du nuage de points lui correspondant. Sinon il suffit de remesurer la zone où se trouve la cible pour pouvoir l'identifier. Une fois identifié, l'appareil va automatiquement modéliser le point central de la cible grâce à un programme interne. La modélisation de la position de la cible est vérifiée par l'utilisateur et ensuite confirmée en lui affectant un nom. Ce nom de cible

sera réutilisé pour chaque station de mesure. Une fois que chaque cible a été acquise, vérifiée et confirmée, la mesure sur la première station est terminée. Le protocole est ainsi répété pour chaque station de mesure.

De retour au laboratoire, l'opérateur va faire la registration des données. Le logiciel Leica identifie immédiatement les cibles communes pour chaque scan et assemble les différents nuages de points en reliant les cibles entre elles. La registration d'une journée de mesure au scanner permet d'avoir un nuage de points complet de toutes les surfaces mesurées. L'opérateur va améliorer la registration en supprimant des cibles présentant trop d'écart entre les stations mesurées.

Pour comparer les données journalières entre-elles, il faut établir un référentiel commun à chaque nuage de points. Nous avons choisi d'établir le référentiel à partir de la journée de mesure du 10 Septembre 2010. Chaque mesure a donc été replacée sur ce référentiel dont l'origine des coordonnées se situe au centre de la zone d'étude. Afin de minimiser l'erreur de registration, chaque coordonnées X, Y, Z des cibles permanentes ont été extraites dans ce référentiel. Nous avons ensuite calculé la moyenne des coordonnées de chaque cible. Ces nouvelles coordonnées ont permis de faire une registration de toutes les données scanner en minimisant l'erreur due à une dérive de position des cibles.

L'erreur moyenne de registration des données sur 3 ans est très faible compte-tenu du type d'environnement (Figure 3.5). L'erreur moyenne est de 2,48 mm sur toute la période de suivi avec un maximum de 3,2 mm d'erreur lors du 6 avril 2012.

Le géo-référencement local a été fait à partir de mesures au GPS différentiel (DGPS). Nous avons utilisé 2 Trimble GeoXH pour effectuer ces mesures. Un des GPS mesurait la position des cibles tandis que l'autre était en mode base. Le 2 GPS enregistrent au cours du temps la position des satellites qui permettent de calculer leurs positions. Le GPS fixe sert à minimiser les sources d'erreur.

Cette relation nous permet de recalcr les données du référentiel des mesures au scanner dans le référentiel IGN69, commun aux mesures de hauteur de marée. Pour recalcr les données d'altitude du scanner par rapport au référentiel IGN69, nous appliquons la formule suivante :

$$Z_{\text{IGN69}} = Z_{\text{scanner}} + 7,7739 \text{ m} \quad (\text{Eq 6})$$

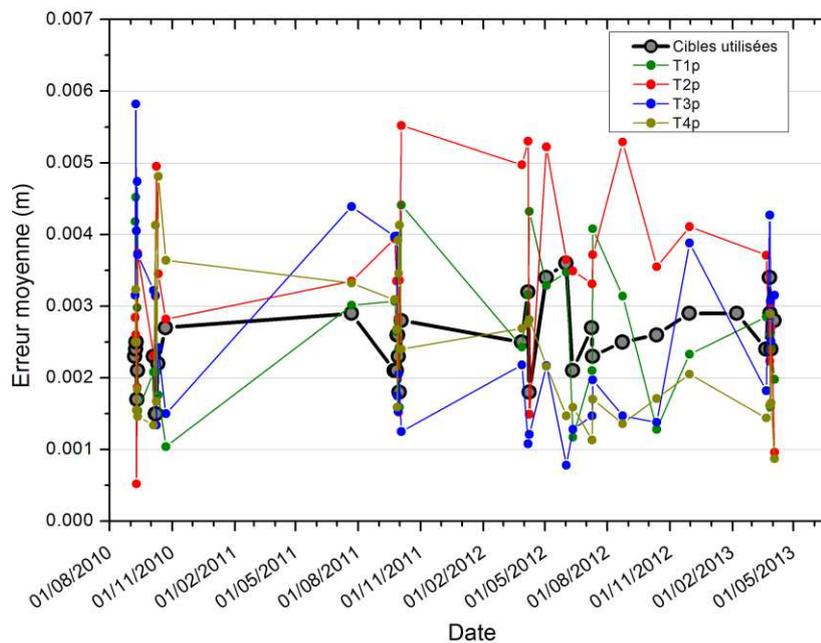


Figure 3.5 : Erreur moyenne de registration des mesures au Scanner. Le trait noir correspond à l'erreur moyenne pour toutes les cibles utilisées lors de la journée de scan. Les traits colorés correspondent à l'erreur moyenne pour chaque cible permanente

Le nombre de mesures au scanner du site représente maintenant une masse de données mémoires importante (plus de 30Go compressé). Chaque nuage extrait au format *ascii* peut représenter jusqu'à 4 Go. De plus, le traitement que nécessitent la classification, le filtrage et la comparaison des nuages de points requièrent une large mémoire virtuelle. Une station de travail puissante est nécessaire pour gérer le traitement des données lidar. La visualisation des données a été faite sous CloudCompare (EDF R&D, 2011). Ce logiciel permet de gérer des nuages de plusieurs millions de points assez rapidement (plus de 120 millions avec 2Gb de mémoires vives). Initialement conçu pour comparer deux surfaces de nuage de points en 3D, le logiciel a maintenant tous les algorithmes nécessaires à la gestion de large nuage de points (Registration, sous-échantillonnage, statistiques...).

3.3.2. Traitements données TLS

Chaque mesure journalière (plus de 20) a été traitée minutieusement pour soustraire, sur la topographie mesurée, toute trace point de mesure correspondant à la végétation ou autre artefact (instrument sur le site, passage devant le scan de l'opérateur). Le classificateur utilisé pour cette étude est celui qui a été développé pour les classifications de végétation pionnière présenté dans l'étude de Brodu and Lague, (2012). Sur une échelle

de 4 à 30 cm, il permet en effet de séparer les 2 classes spécifiées, à savoir le sol et la végétation, dans les parties les mieux scannées où la végétation est éparse. Cependant certaines zones très denses en végétation près d'une zone de scan va entrainer la classification de la végétation comme une classe sol. Un filtrage manuel des données est donc nécessaire pour pouvoir extraire le plus d'information de ces zones d'intérêt en termes de processus de sédimentation. A plus large échelle, le classificateur ne permet pas une bonne identification du sol puisque la résolution spatiale des points de mesure est faible, qui est directement relié à la distance de mesure. Le nombre de points dans chaque sphère d'analyse est trop faible par caractériser la tendance 2D de ces zones.

Les données représentant le sol sont ensuite exportées de CloudCompare en fichier ascii qui sera traité par batch grâce à l'algorithme M3C2 qui permet la comparaison des nuages de points.

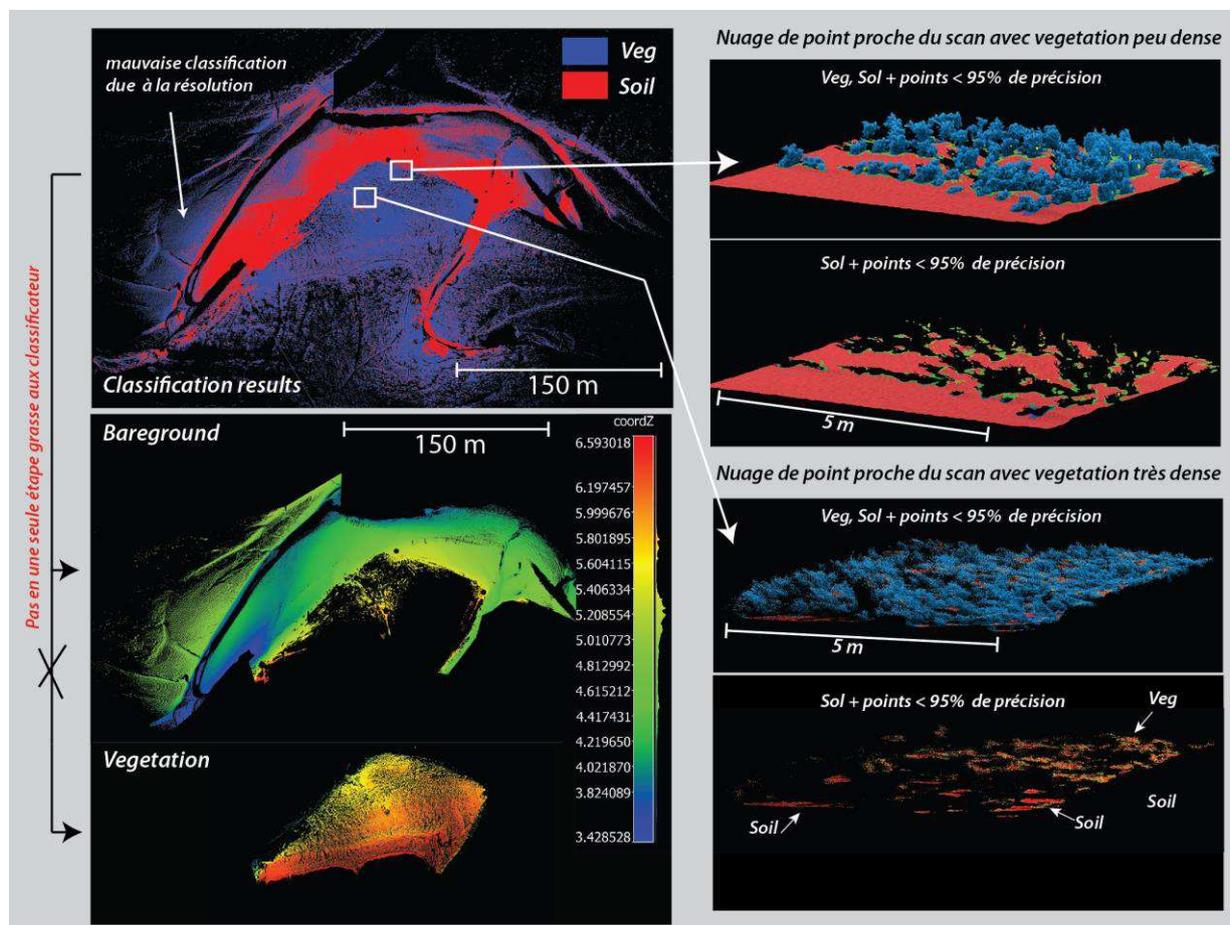


Figure 3.6 : Traitements automatisés de classification nécessitant un filtrage manuel des données dans certains cas en fonction de la densité de points.

3.4. Campagne de mesures hydro-sédimentaires

Plusieurs campagnes de mesures hydro-sédimentaires ont été réalisées sur les 3 années d'étude du site. Pour voir les configurations des instruments sur le terrain et les différentes caractéristiques, se reporter aux Annexes 1 et 2.

Deux premières campagnes ont été réalisées durant les périodes de vives-eaux exceptionnelles de Septembre 2010 et Octobre 2010. Durant ces deux campagnes, l'objectif était de quantifier l'hydrodynamique sur la partie du bas schorre, en mesurant l'impact de la végétation dû aux courants de marées. Ainsi plusieurs stations de mesures ont été réalisées durant le cycle de vives-eaux de Septembre 2010, pour quantifier cet impact dans différentes configurations de végétation. Le nombre de stations différentes durant cette campagne de mesure reflète aussi le caractère exploratoire de la quantification de l'hydrodynamisme durant la première mission. La campagne de mesure d'Octobre 2010 fut centrée sur l'impact d'un patch de végétation sur l'écoulement.

3.4.1. Campagne de mesures de Septembre 2010

Chaque ADV a été programmé pour enregistrer les composantes de la vitesse durant une salve de 1 minute à 64Hz toutes les 10 minutes. Un premier ADV a été positionné sur une zone à faible densité de végétation. La mesure a été faite à 5,3 cm du sol et aucune variation topographique n'a été enregistrée durant ces mesures. L'ADV a pu enregistrer 3 marées de hauteur inférieure à 6.9 m IGN69. Cet ADV a ensuite été positionné dans une zone à forte densité de végétation, où l'instrument a pu enregistrer 6 marées successives. La mesure du champ de vitesse a été positionnée à 4,3 cm au-dessus du sol lors de la mise en place de l'instrument le 08 Septembre. Cependant de forts taux de sédimentation ont été enregistrés à l'emplacement de l'ADV. Le volume de mesure de l'ADV est passé de 4,3 cm à - 2,7 cm au cours des 6 marées. Seules les 4 premières marées (du 08 septembre soir au 10 Septembre 2010 matin) sont donc exploitables pour cette série de mesures.

Le Deuxième ADV a été positionné sur une zone plus externe du 9 Septembre 2010 au 11 Septembre. Cette zone présente une densité de végétation faible. La position de la cellule de mesure de l'ADV resta constante au cours des 4 marées enregistrées (5,6 cm).

Le compas présent dans l'ADV permet de transformer les vecteurs vitesses du repère de l'ADV dans un repère géographique. Ainsi l'ADV exprime les vitesses en composante Nord, Est, Haut. Cette transformation est possible grâce au compas et à l'inclinomètre présent dans l'appareil, qui nécessite un étalonnage. Il a été choisi d'exporter les données en coordonnées propres à la tête de l'ADV, afin de ne pas enregistrer d'erreur de

transformation de vecteurs vitesses dans un repère de coordonnées géographiques puisque le positionnement de l'ADV est connu avec une grande précision par le lidar pour chaque station de mesure, ce qui a permis le calcul de l'orientation des composantes XYZ en coordonnées géographiques sans erreur.

Les données de l'ADV ont été exportées en format ASCII sous différents fichiers. Le fichier .dat contient les informations principales des composantes de la vitesse XYZ, ainsi que les valeurs d'amplitudes backscatter (AMP (counts)). Les données ont été gérées à l'aide d'une routine Matlab personnelle. Un filtrage par période de submersion a été réalisé ainsi qu'un filtrage par valeur de corrélations fixé à 75%. Pour chaque mesure, la projection des 3 vecteurs a permis de calculer le vecteur principal des vitesses, son orientation, ainsi que les différentes valeurs caractéristiques de TKE.

L'ADCP fut installé au fond du chenal grâce à son support métallique et put enregistrer 6 marées. Un seul Altus était disponible durant cette campagne de mesures et fut positionné dans le même secteur que la deuxième ADV.

3.4.2. Campagne de mesures d'Octobre 2010

Cette campagne de mesures a été centrée sur l'impact d'un patch de végétation dense sur les vitesses d'écoulements. Pour ceci, deux ADVs ont été utilisés : (i) Le premier ADV a mesuré la vitesse à 6 puis 5 cm du sol dans une zone non impactée par la végétation. (ii) Le second ADV a été installé dans la zone de sédimentation influencé par la végétation. Les premières mesures ont été effectuées à 7 cm du sol et ont terminé à quelques millimètres du sol. 8 marées ont donc été enregistrées permettant de comparer les vitesses dans un même secteur, avec ou sans présence de la végétation. Les 2 dernières marées du 10 Octobre 2010 sont cependant inexploitable.

Une canne turbide ASM IV fut installée entre les 2 mesures ADV pour quantifier le gradient de concentration entre une zone végétalisée et une zone sans influence. Les données n'ont cependant pas pu être exploitées en raison de problèmes de signaux et de batteries.

L'ADCP réinstallé au fond du chenal pour la période d'Octobre a seulement réussi 3 enregistrements de marées.

3.4.3. Campagne de mesures d'Avril 2012

En l'absence de végétation développée durant cette période de l'année, les mesures ont été axées sur la compréhension à plus grandes échelles de l'hydrodynamisme sur la zone de bas schorre. La stratégie était de quantifier la vitesse avec un ADV et les concentrations

avec une canne turbide sur les 2 zones les plus extrêmes afin de quantifier les flux entrant et sortant. Les instruments ont été synchronisés pour les mesures de vitesses et concentration. Pour assurer un niveau de batterie durant tout le cycle de marée, les ADVs ont mesurés durant une salve d'une minute à 8Hz, toutes les 3 minutes.

3.4.4. Campagne de mesures de Mars 2013

Lors du cycle de marée de mars 2013, un ADV et un Altus ont été positionnés sur la zone à la frontière de la végétation, près du chenal.

3.4.5. Calibration de la canne ASM IV et signal rétrodiffusé ADV

Comme les instruments mesurant les concentrations n'ont marché que durant une seule campagne de mesure, nous avons choisi d'utiliser le signal rétrodiffusé de l'ADV, souvent utilisé comme proxy pour la mesure de la concentration (Chanson et al., 2008). Nous avons établi une relation entre la concentration mesurée par la canne turbide et le signal rétrodiffusé ADV mesurée à la même hauteur que les capteurs OBS de la canne. Cette relation devra toutefois être confirmée prochainement en laboratoire.

La canne ASM IV a tout d'abord été calibrée en laboratoire à partir de deux types de sédiment et l'une de ces calibrations a été confirmée par une calibration in-situ (Voir Annexe 5)

Durant la campagne d'Avril 2012, la canne turbide ASM IV et un ADV ont été installés au même endroit. Les données de chaque période de mesures de l'ADV et de la mesure OBS à la même hauteur ont été mises en relation pour établir cette relation entre signal rétrodiffusé et concentration mesurée par les capteurs OBS (Figure 3.7).

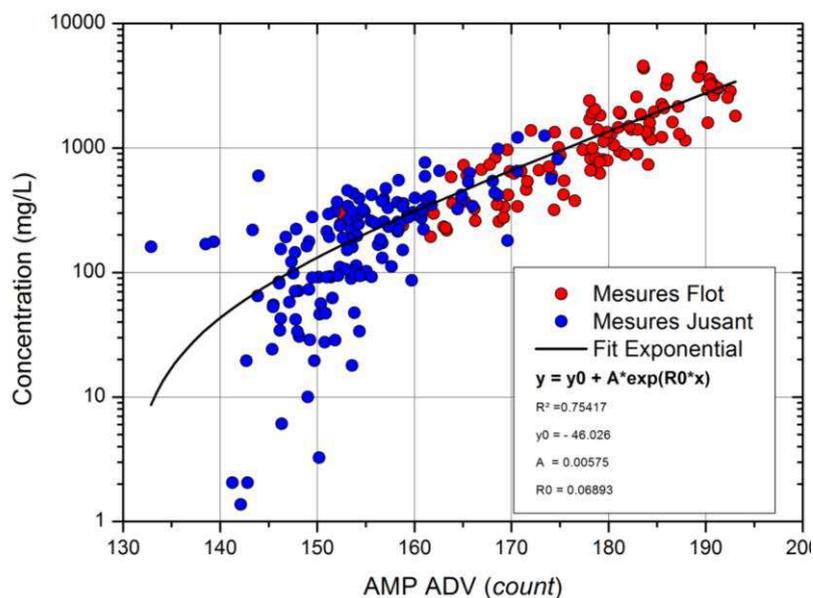


Figure 3.7 : Relation entre concentration mesurée par la canne turbide ASM et le signal AMP du signal rétrodiffusé de l'ADV. La concentration n'est plus calculée avec cette relation pour les valeurs inférieures à 150 AMP (Amp < 150, concentration = 100 mg/L)

Cette relation est appliquée pour les valeurs d'amplitudes rétrodiffusées supérieures à 150 Amp. Pour les valeurs d'amplitudes inférieures à 150, une valeur de concentration minimale à 100 mg/L est appliquée.

3.5. Controls on tidal meander dynamics documented by event-based repeat TLS surveys in a mega-tidal salt marsh

Jérôme Leroux¹, Dimitri Lague¹, and Alain Crave¹

¹Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, CNRS UMR 6118, Rennes, France, jerome.leroux@univ-rennes1.fr

Article soumis à *Earth Surface Processes and Landforms*

3.5.1. Abstract

Little is known on the role of tidal channel dynamics in controlling marsh dynamics under high tidal range, like the Mont Saint Michel (MSM) bay (up to 15 m). This has motivated a 3 years study of a sinuous tidal channel located on the fringe of the marsh with the aim to understand its dynamics at daily to annual scales. We have acquired 37 high resolution topographic surveys with Terrestrial Laser Scanner. We used 16 daily surveys during spring tides of various High Water Level (HWL) to analyze channel dynamics at tidal event timescales. Comparison of the surveys allows to resolve changes down to 5 mm. Our analysis is focused on three compartments of the meander: (1) the inner bar on which a pioneer marsh is developing and where accretion reaches up to 4 cm.tide⁻¹; (2) the actively eroding outer bank which exhibits local retreat rates up to 2 m.tide⁻¹; (3) the channel itself for which we document elevation fluctuations of up to 0.22 m per day. We find that HWL is a good predictor of the mean rate of evolution of these compartments. Spatially averaged accretion on the inner bend has a complex relation with HWL. Although, the vegetated inner bar tends to increase linearly with HWL and is increased by a factor 2 during autumn spring tides at the peak of pioneer vegetation development. Bank erosion and channel dynamics show a marked difference for tides reaching the salt marsh elevation : during below marsh tides, bank erosion is negligible and the channel is aggrading. For tides flooding the marsh, mean bank retreat increases linearly with HWL and the channel shifts to erosion. These average macroscopic relationships hide a complex spatio-temporal variability during flood and ebb, which is emphasized during equinox spring tidal cycles. Using flow velocity and SSC data, we show that sedimentation on the inner bar results from the penetration of the turbid flood onto the inner bar. Spatial variability in sedimentation results from bio-geomorphological interactions between flow and vegetation. A simple model of sedimentation based on particle fall velocity and inundation time accounts at first order for the scaling of aggradation with HWL. Bank erosion is dominated by the very large ebb peak velocity developing during spring tides, and we use our data to show that mean bank erosion

rate increases exponentially with peak ebb flow velocity. While annual inner bar sedimentation is relatively constant, the very non-linear sensitivity to HWL of bank erosion and channel erosion means that the rate of evolution is largely controlled by the largest tides of the year. This in turn yields very large annual natural fluctuations in the rates of meander evolution and associated marsh erosion and creation.

Keywords : Terrestrial Laser Scanner ; Point Clouds; Bank Erosion ; Salt Marsh ; Geomorphology

3.5.2. Introduction

Mega-tidal salt marshes for which the tidal range exceeds 6 m are common in the north western part of Europe (Archer, 2013). Rapid expansion of the marshes in some estuaries during the XXth century has led to a dramatic change in landscape and had major societal impact (Allen, 2000; Gedan et al., 2009). The Mont-Saint-Michel bay (France) is an emblematic case as this Unesco World Heritage abbey used to be an island now almost surrounded by marshes. In that case, salt marshes expansion is thought to be linked to modification of the regime and reduction of migration of the Couesnon River by human activity (dikes, dams). Large remediating works are now ongoing in order to restore the natural regime of the Couesnon River and in particular its ability to migrate laterally and erode existing marshes. It would be desirable to develop a numerical model encompassing channel migration to better understand the future evolution of this site and other mega-tidal estuaries. However little is known on the dynamics of tidal channels at the margin of mega-tidal marshes. This study aims at filling this gap by providing a unique dataset of field measurements allowing to better understand the dynamics of these channels and exploring the control exerted by the large range of tide amplitude met in mega-tidal environments.

The migration of fluvial rivers in terrestrial environments have received more attention than in salt marshes but a universal theory for meander development that could be transposed in tidal environments is still lacking (*e.g.* Ikeda et al., 1981; Seminara, 2006; Zolezzi et al., 2012). Research on hydraulics, geomorphic processes (bank erosion, inner bar sedimentation) and their coupling is still ongoing (*e.g.*, Parker et al., 2011). In particular, recent work has emphasized the potential role of vegetation in increasing the cohesion of channel banks and promoting inner bar sedimentation (*e.g.* Braudrick et al., 2009) or the role of natural discharge variability in promoting and sustaining meandering (Visconti et al., 2010). These results are based on small-scale experiments and have not yet been demonstrated to operate in fluvial environments. They are also expected to play a role in mega-tidal meander dynamics, but have not yet been studied in detail in this context. This originates partly

because tidal channels have mostly been studied in micro- and meso-tidal salt marshes where rates of migration are extremely slow despite the highly sinuous networks of tidal channels (Fagherazzi et al., 2004; Gabet, 1998; Garofalo, 1980). This low erosion rate is thought to result from the protective effect of blocks of cohesive material and vegetation failed from the bank (Gabet, 1998; Hughes, 2012).

While fluvial systems are submitted to unidirectional flow, tidal channels are characterized by bi-directional flow. Depending on the strength of the flood or ebb, flow momentum will be focused on the seaward or landward part of the outer bank, resulting in the definition of flood-dominated or ebb-dominated tidal meanders (Fagherazzi et al., 2004). Many studies have highlighted the hysteresis of overmarsh tide flow in channels, with two different velocity peaks occurring at different water stages during the flood and ebb flow (Bayliss-Smith et al., 1979; Healey et al., 1981; Leopold et al., 1993; Pestrong, 1965; Pethick, 1980). The peak velocity during the flood is interpreted as a sudden increase in tidal prism as the marsh surface is flooded. The ebb peak velocity is associated with flow convergence towards the channel network during salt marsh drainage (Bayliss-Smith et al., 1979). However, little field data exists documenting the actual variation in flow velocities both temporally and spatially in a mega-tidal meander.

The wide range of tide amplitude found in mega-tidal estuaries and modulated by the lunar cycle is directly reflected in sedimentation rates that strongly vary between neap and spring tides (Tessier, 1993). As in other micro and meso-tidal environments, sedimentation rates are controlled at first order by the inundation frequency directly set by the topographic elevation with respect to the tidal frame (Allen and Duffy, 1998; Christiansen, 2000; Détriché et al., 2011; Temmerman et al., 2003b; Van Proosdij et al., 2006). Vegetation has been shown to play a critical role in the dynamics of micro and meso-tidal marshes (e.g. Fagherazzi et al., 2012; Morris et al., 2002; Mudd et al., 2011). On marsh platforms, vegetation drag decreases flow velocity and enhances particles settling (Christiansen, 2000; Leonard and Luther, 1995). This results in a dependency of sedimentation with the distance from the nearby channel due to the progressive deposition and capture of the stock of incoming sediment (e.g. Christiansen, 2000; Leonard and Reed, 2002; S. Temmerman et al., 2005; Temmerman et al., 2003b). Pioneer vegetation patches developing on tidal flats have been shown to modify the regime of sedimentation due to the generation of velocity gradients (Bouma et al., 2007). These gradients lead to increased sedimentation within the patch due to reduction of velocity and direct capture (e.g. Mudd et al., 2010) and potential erosion between patches due to increased velocity (Bouma et al., 2007; Vandenbruwaene et al., 2011). The net effect of this combination at scales larger than individual patches is however unclear, and its role on channel migration not explored.

In the context of mega-tidal salt marshes, lots of study in the bay of Fundy or in the Severn estuary (Allen and Duffy, 1998b; Allen, 2000; Davidson-Arnott et al., 2002; Van Proosdij et al., 2006a, 2006b) investigate the spatio-temporal variability of topographic changes. Sedimentation in high marsh occurs during spring tides and depends also on wave activity. Wave activity can also lead to erosion on the low marsh (Van Proosdij et al., 2006b) near the channel where high accretion rates is largely measured in other marshes(Allen, 2000; Friedrichs and Perry, 2001). Few studies focused on sedimentation rates in the pioneer marsh where marsh is building-up, especially during marsh vegetation development. It remains to demonstrate that pioneer vegetation do actually increase sedimentation rates significantly, rather than being merely passive elements whose spatial organization is set by the elevation (e.g. Bonnot-Courtois et al., 2002).

Studies of the impact of vegetation on sedimentation has been limited by the difficulty to detect change during an event and the low resolution of conventional methods (dGps, Total station). Terrestrial Laser Scanner (TLS) has been recently introduced to monitor detailed changes in fluvial environments (Lague et al., 2013; Milan et al., 2007; O'Neal and Pizzuto, 2011). Comparison of successive surveys allows to detect changes down to 5 mm at 95% confidence between surveys with appropriate field deployment and post-processing methods (Lague et al., 2013). This technique thus offers a real opportunity to measure fine changes over large surfaces in a quick way, opening the possibility to resolve the evolution of a tidal channel at daily timescale.

The purpose of this study is to understand the controls and mechanisms of migration of a sinuous tidal channel at the boundary of salt marshes. We aim at quantifying empirical laws governing salt marsh creation through the development of pioneer vegetation in the inner bar of tidal meanders and its destruction through outer bank erosion. Our study is based on a three years study of an actively migrating channel located at the margin of the marshes near the Mont-Saint-Michel. We have acquired 37 high resolution TLS surveys amongst which 16 correspond to daily measurements (*i.e.* 2 tides). This topographic dataset is augmented by hydro-sedimentary measurements allowing to characterize spatio-temporal variations in flow velocities and sediment concentration during the largest events. After presenting the study site and methods, we first use the rich topographic data to construct empirical laws relating mean and variability of inner bar accretion, channel erosion/sedimentation and bank erosion to tide amplitude. We then use the hydro-sedimentary data to resolve the evolution during the flood and ebb, and explain the origin of the pronounced spatial variability in the rates of topographic change measured by differential TLS. We then discuss the limits and advantages of our approach, and compare our results with existing models of sedimentation and bank erosion. We show that bank erosion and inner bar sedimentation are controlled by different range of tides, which yield

strong annual fluctuations in migration rates and marsh construction modulated by nodal cycles (18.6 years).

3.5.3. Methods and study area

3.5.3.1. Study area

The Bay of Mont-Saint-Michel (MSM) is on the north-western coast of France (Figure 3.8). The tidal regime is semi-diurnal and the tidal range is amongst the world's largest reaching up to 15.4 m during spring tides (Tessier, 1993). The intertidal zone currently extends over 240 km² of which 40 km² are salt marshes (Détriché et al., 2011; Lefeuvre et al., 2000). We focused our analysis on a tidal channel located 700 m SE of the MSM Abbey and draining 2.2 km² of salt marshes (48.631° N, -1.503° O, Figure 3.8b). This site was chosen for its location near the marsh fringe and the access road. This latter point was essential to ensure the safety of the survey team and equipment during spring tides. Comparison of aerial photographs from 2006 and 2009 (Figure 3.8c) shows that the sinuous channel migrates towards the North-East, and subsequent surveys since 2010 showed active channel migration. The site was not directly affected during the survey period (2009-2013) by the major construction works that were ongoing in the south-western marshes of the MSM. As for most of the marshes in the eastern part of the bay, the marshes are protected from offshore wave action and the site dynamics is completely tide dominated (Tessier, 1993).

Data from a Digital Elevation Model at 2 m pixel resolution derived from airborne Lidar data acquired in 2002 (IFREMER, 2002) show that the elevation in the vicinity and upstream of the study site ranges from 3.5 to 7.5 m (IGN69 vertical reference is subsequently used unless specified). The vegetated marshes have a mean elevation of 7.1 m upstream of the site. Pioneer vegetation in the Bay have been reported to appear around 4.8 to 5.5 m elevation in the marshes west of the MSM (Bonnot-courtois et al., 2002a; Desguée, 2008; Détriché et al., 2011), but no systematic quantitative study exists to document the spatial variations of pioneer vegetation appearance at the scale of the bay as a function of local inundation frequency and hydrodynamic stress. The inner bar of the channel remained unvegetated from 2001 to 2007. A 2009 aerial photography indicates the development of pioneer vegetation. When TLS surveys started in September 2010, the site exhibited a clear vegetation zonation in three elevation range corresponding to low, middle and high marsh. The low marsh corresponds to sparse pioneer vegetation dominated by *Suaeda maritima* (Figure 3.8d) appearing down to elevation of 4.5 m and up to ~ 6 m. This halophile plant grows from June to October with a peak height of 50-60 cm in September and form individual patches at low elevation (Figure 3.8d) up to an almost continuous cover (*i.e.*

ground not visible from the top) at higher elevation. *Salicornia fragilis* grows in about the same range of elevation in the form of individual plants that are smaller and less dense. Above ~ 5.5 m, *Puccinella maritima* (a low grass type vegetation) appears and eventually develops a continuous cover with occasional patches of *Spartina anglica*. From a hydrodynamic point of view, *Suaeda m.* is the dominant pioneer species generating hydraulic friction in our study site up to an elevation of ~ 6.2 m. Because *Suaeda m.* is annual, newly grown vegetation only starts to generate hydraulic friction in July with a peak effect around September. Middle marshes corresponds to a permanent coverage of *Halimione portulacoides* starting from ~ 6.2 m. Above 7 m, the high elevation marsh is dominated by *Festuca rubra* and *Halimione portulacoides*. This vertical zonation is typical of the MSM bay although it may differ locally in the relative proportion of individual plants at a given elevation range (Bonnot-courtois et al., 2002a; Détriché et al., 2011; Langlois et al., 2003; Tessier et al., 2000).

The sediment in the study area is characterized by a very fine sandy to muddy material, with a mean grain size ranging from 30 μm to 100 μm containing more than 50% of carbonate of bioclastic origin (Bonnot-courtois et al., 2002a). This sediment (locally called “tangué”) often exhibits a vertical stratification with alternance of sandy and muddy material typical of intertidal rythmites in the elevation range corresponding to pioneer vegetation (Tessier, 1998, 1993). The coarse bed is generally interpreted as resulting from deposition during flood and the muddy layer from slack water and/or ebb deposition (Tessier, 1993). Existing data documenting local rates of sedimentation during an individual tidal cycle are rare. Bonnot-courtois et al., (2002) reports sedimentation rates varying between 2 to 8 $\text{cm}\cdot\text{yr}^{-1}$ in lower marshes on the eastern salt marshes. A study on the western marsh by Détriché et al., (2011) documents rates varying between 0.3 to 3 $\text{cm}\cdot\text{yr}^{-1}$ in the low marsh with significant annual and seasonal fluctuations. Highest rates of accretion in the high marsh reach 0.13 $\text{cm}\cdot\text{yr}^{-1}$. These studies highlight the first order control of elevation and seaward distance on rates of accretion, although the two being correlated, it is difficult to deconvolve one effect from the other. The role of vegetation on accretion rates act as a stabilizing factor of sediment surfaces, especially *Puccinella maritima* which is considered as a key species preventing re-entrainment of sediment (Langlois et al., 2003). This specie replace the pioneer vegetation (such as *Salicornia fragilis* or *Spartina anglica*) that are thought to have a negligible effect in driving marsh accretion in the low marsh (Détriché et al., 2011).

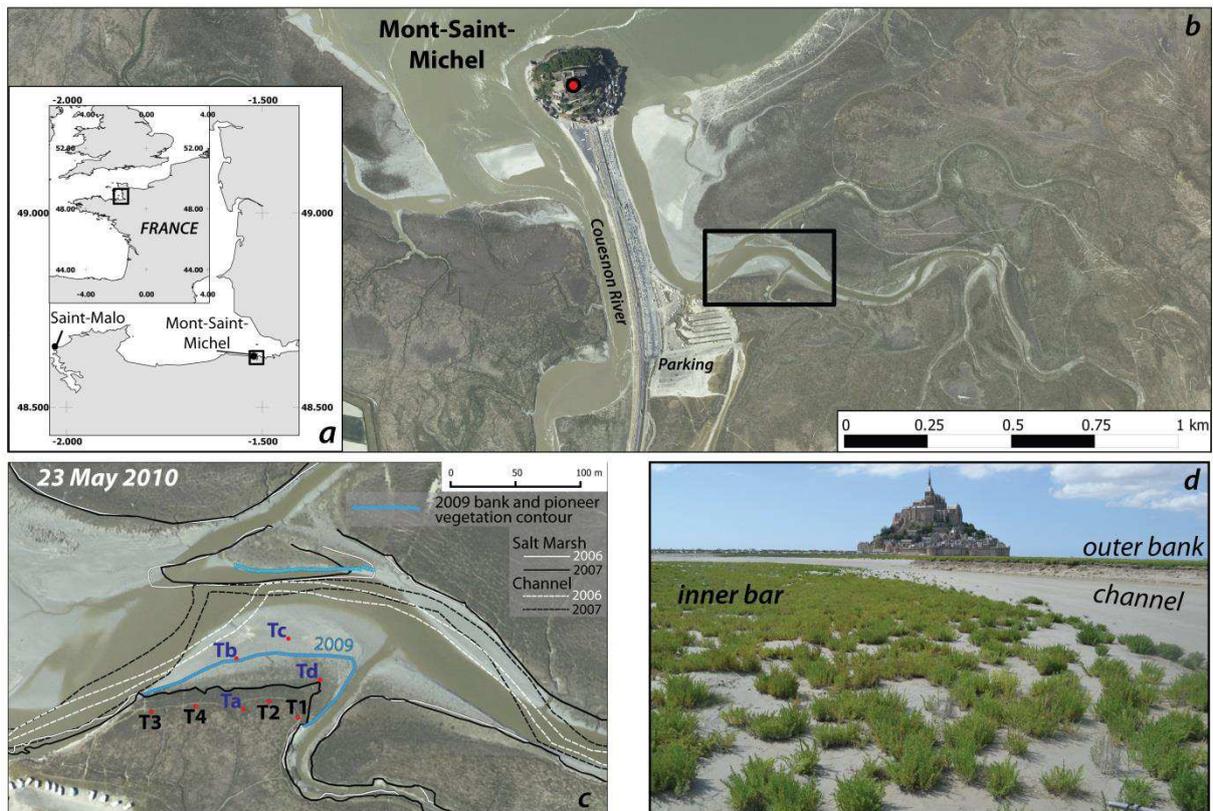


Figure 3.8 : (a) Study site in the Mont-Saint-Michel bay, France. (b) The study area corresponds to an actively migrating bend of a tidal channel close to the transition between tidal flats and salt marshes. The site is close to the main road access to the abbey (red point) (c) Aerial photography (IGN, 2010) showing the position of the tidal channel in 2006 and 2007. T1 to T4 and Ta to Td in figure c correspond to the fixed targets used to register the TLS surveys (d) Study site in September 2010 showing patches of pioneer vegetation (*Suaeda Maritima*) on the inner bar.

3.5.3.2. Tide data sources

Tide data series (Figure 3.9) were supplied by the Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM, <http://refmar.shom.fr>¹). Measurements made at the Saint-Malo Station (Figure 3.8 a) are transposed for the MSM in NGF-IGN69 altimetric stage, according to Roux (1998) (i.e. Tides at MSM IGN69 (m) = Sea height at Saint-Malo (m) - 5.7). This transformation was confirmed by water level measurement on the study site during campaigns of measurements with $\pm 5\%$ of difference.

¹ Les observations du marégraphe de Saint-Malo sont la propriété du SHOM, de la CCI pays de Saint-Malo, de la DDTM Ille-et-Vilaine et sont mises à disposition sur le site des Réseaux de référence des observations marégraphiques (refmar.shom.fr)

From 1st September 2009 to 03rd April 2013, the mean high tide is 5.08 m. 25 % of tides flooded the mid marsh and 4% inundates the high marsh. However, there are significant annual variations in the frequency and amplitude of the highest tides: in 2010, 19 % of tides reached the mid marsh and 6 % the high marsh with the highest tide level reaching 7.8 m. In 2012, only 3 % of the tides inundated the high marsh with a maximum level of 7.53 m. These fluctuations are related to the 4.4 and 18.6 years lunar nodal cycles modulating the amplitude of the equinox spring tide cycle and which have a significant effect in mega-tidal environment (e.g. Haigh et al., 2011).

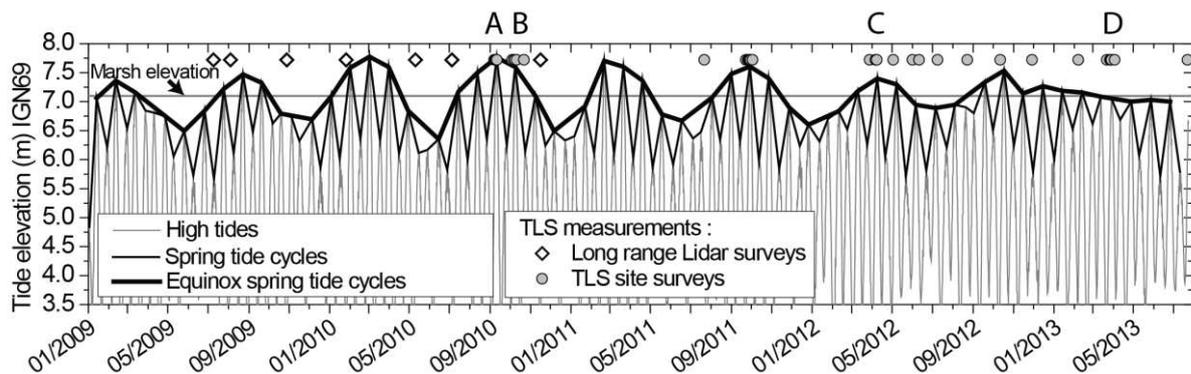


Figure 3.9 : Date of surveys with the long range scanner and TLS scanner relative to high tide height series. High tides fluctuations illustrate spring/neap tide cycles and equinox spring tides cycle. The letters correspond to the four campaigns of hydraulic measurements (A: Sept 2010, B: Oct 2010, C: April 2012, D: March 2013).

3.5.3.3. Topographic data sources

Our main source of topographic data consists on 36 TLS surveys conducted at low tide with a Leica®Scanstation 2 mounted on a survey tripod with dual-axis compensator activated. Detailed characteristics of this scanner can be found in Lague et al., (2013). Each survey consisted of 3 to 8 different scanning stations. As is typical of TLS surveys, large variations in point density occurred, as well as shadow effects in densely vegetated area. Point density on the pioneer vegetation area ranged from 1 to 10 pts/cm², and was about 1 pt/cm² on the outer bank. The final registered raw cloud consisted of 50 to 60 million points. Due to access difficulties and time available between tides, the numbers of scanning positions were variable, especially for surveys during the spring tides. For a given survey, the stations were co-registered using a minimum of 5 Leica blue and white HDS targets mounted on tripods (for intra-survey registration) or using 4 to 7 targets anchored on consolidated salt marsh (for local georeferencing, Figure 3.8 c). Registration was performed using Leica Cyclone 7.2 (Leica, 2010). The registration error on targets varied between 1.5 mm and 3.4 mm without any specific temporal trend, showing that the instrument kept its accuracy and that the local georeferencing network was stable during the survey period. These errors are

consistent with similar setups in other environments (e.g., Lague et al., 2013). The fixed targets were also surveyed with dGPS at ± 2 cm vertical precision to link the TLS survey to the IGN69 reference elevation.

The short-range TLS surveys were completed by 6 long-range 3D lidar surveys acquired from the top of the abbey of the Mont-Saint-Michel using a Riegl® LMS Z620 (Figure 3.9). The resulting point spacing on the site is 20 centimeters and the position uncertainty is 5 cm. Ortho-rectified aerial photographs provided by the IGN were also used to study the context of the site before the beginning of the TLS surveys.

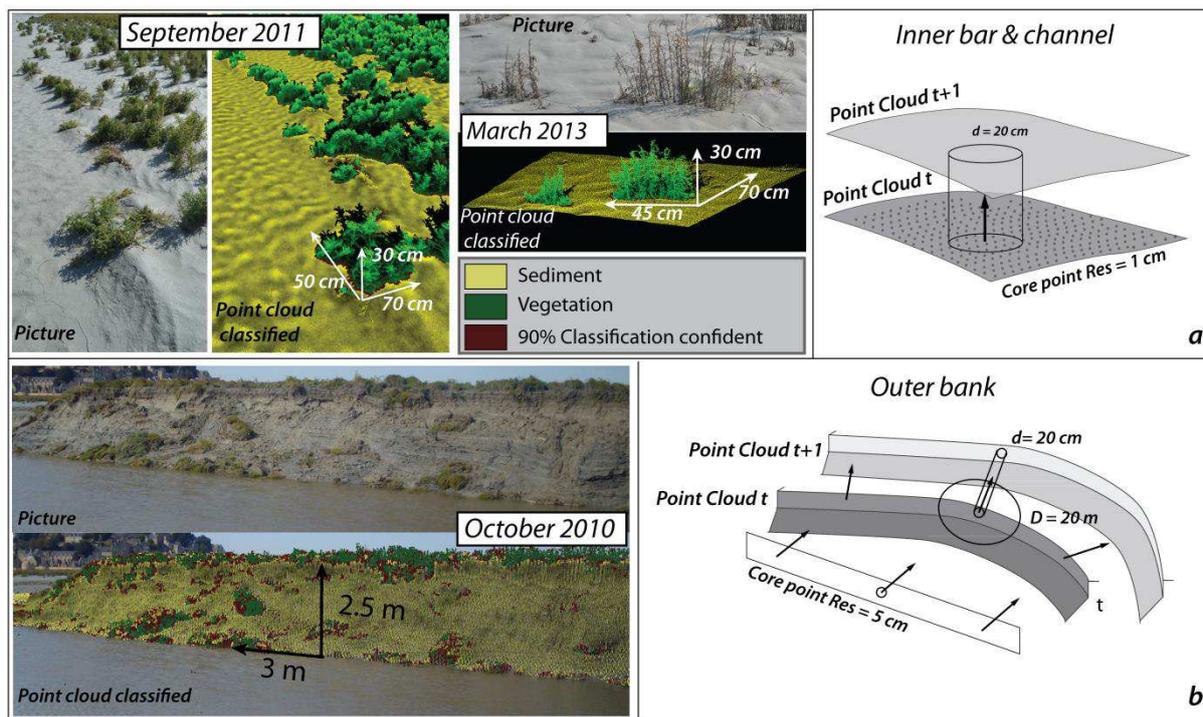


Figure 3.10 : Methods used to post-process the TLS data. a. Inner bar. Left : classification of the point cloud into vegetation and ground using Canupo (Brodu and Lague, 2012). **Left:** Suaeda Maritima patches in September with corresponding classified raw point cloud. **On the right,** the same patches during subsequent surveys in March highlighting the reduced vegetation density (only the dense stems are remaining). **Right :** Measure of accretion/erosion with the M3C2 algorithm (Lague et al., 2013). Distance between the two surveys is measured vertically at core points spaced with a minimum distance of 1 cm and by averaging locally each cloud within a cylinder of diameter 20 cm (Lague et al., 2013). **b. Outer Bank. Left :** Top: Classification results with CANUPO (Brodu and Lague, 2013). Red points correspond to low classification confidence which are removed in the treatment. **Right :** measure of bank retreat/aggradation with M3C2. Step 1: Horizontal projection of a grid with points spaced at 5 cm on the first point cloud to generate a regular core point file of the first epoch. Step 2: Surface change is measured horizontally along a normal direction estimated at a scale of 20 m (= normal scale in M3C2) allowing to track the sinuosity of the channel. A projection scale of 20 cm is used to compute the average distance between the two clouds.

3.5.3.4. Point clouds processing

After co-registration of the surveys, the point clouds (Figure 3.10) are classified into vegetation and ground using the CANUPO algorithm (Brodu and Lague, 2012). The classification operates in 3D and is able to efficiently separate the vegetation located on the inner bar and on the outer bank or on collapsed blocs (Figure 3.10). This allows us to directly compare the evolution of the topography without most of the noise that would otherwise be introduced by the vegetation. Note that above 6.2 m, the high density of vegetation prevents the measurement of the ground. In that case, the reported elevation corresponds to the top of the vegetation canopy. These areas are not used in the estimation of accretion/erosion from TLS data and are dealt with specifically with point measurement of sedimentation on plates (see next section). We manually removed the pathways between stations and the perturbations due to instrument installation.

We use the M3C2 algorithm (Lague et al., 2013) to compare the point clouds of successive surveys. M3C2 allows a direct point cloud comparison on a subset of points (called core points) of arbitrary geometry without gridding or meshing of the data. Details on the algorithm can be found in Lague et al. (2013). We used 2 different orientations and core point resolution for bank erosion and elsewhere (Figure 3.10). On the inner bar and tidal channel, the core points correspond to a subsampled version of the first epoch at 1 cm. This helps reducing the large gradients in point density typical of ground-based TLS surveys. Because the surface is mostly horizontal, we compare the position of the two point clouds along the vertical (i.e. no estimate of surface normal is made in M3C2). We chose a projection scale of 0.2 m (i.e. the diameter over which each cloud is averaged for the distance measurement) (Figure 3.10a). This represents a good balance between improving accuracy by spatial averaging, characterizing surface roughness and limiting spatial smoothing of the results (Lague et al., 2013). This approach amounts at computing a Difference of DEM (e.g. Lane et al., 2003; Milan et al., 2007; Wheaton et al., 2009) with the added benefit of not having to grid and interpolate the original data. When there are no corresponding parts between two surveys due to shadow effects, no distance calculation is done. M3C2 generates for each core point a local confidence interval of the distance measurement based on the point cloud roughness (which is either due to scanner noise or to true surface roughness such as ripples), the point density and the registration error (Lague et al., 2013). This confidence interval is then compared to the measured distance to assess if the change between the two clouds is statistically significant. Given the high point density, low surface roughness and a typical registration error of 2.5 mm (1 std), the minimum surface change detectable at the 95% confidence level is 4.9 mm (Lague et al. 2013).

On the outer bank, due to the lower point cloud resolution, we use a vertical grid of core points with cell size of 5 cm roughly aligned parallel to the bank (Figure 3.10). The lower elevation of this grid corresponds to the highest water elevation recorded for all surveys ensuring that we compare systematically the same vertical portion of the banks. In all subsequent calculations, we force the calculations of differences along the horizontal direction to get direct measurements of horizontal bank retreat. We first project the core point grid on the first cloud with a normal scale parameter of 2 m and a projection scale of 0.2 m (Figure 3.10). We then use this projected grid to compute the difference between the two epochs with M3C2 using a normal scale of 20 m and a projection scale of 0.2 m. This amounts to first compute - for each core point- the orientation of the local normal to the bank over a 20 m stretch of the channel. This scale was chosen to be typically 30 to 40 times the roughness of the bank to ensure that the normal orientation is not affected by roughness, but do follow the large scale variations of the sinuous bank orientation (Lague et al., 2013). Then the distance between the two clouds in the vicinity of the core point is measured along the normal direction by averaging each raw point cloud over a projection scale of 0.2 m. We used a cylinder depth parameter in M3C2 of 10 meters which represents the maximum bank retreat we observed. Only calculations that use at least 5 points in each cloud are considered statistically significant. All these steps are automatically scripted.

All the TLS data calculations are kept in local reference coordinate. The long-range lidar data have been rotated and translated to fit this local reference coordinate. All 3D visualizations are done with Cloudcompare (EDF R&D, 2011).

3.5.3.5. *In situ hydro-sedimentary measurements*

Instruments were installed during 4 equinox spring tide cycles to investigate the spatio-temporal variability of flow velocities and suspended sediment concentration (SSC). Flow velocities in the channel were measured using an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP RDI Sentinel 1200 kHz) fixed at the bottom of the channel. The instrument was configured to record velocity and water level every 10 sec for the September 2010 campaign, and every minute for the March 2012 campaign. Velocity is measured every 25 cm vertically for September and every 10 cm for March. Typical error on velocity measurement range from 0.1 to 0.3 m.s⁻¹.

In the inner bar, we used up to two 6 MHz Nortek Vector Acoustic Doppler Velocimeters (ADV) in various locations during four campaigns (September 2010, Oct 2010, March 2012 and March 2013). Table 1 (Data repository) shows the recording characteristics. For each campaign, ADVs were anchored on a rigid aluminum frame perpendicular to the main

channel axis with a measurement cell located at approximately 15 cm above the bed. TLS surveys of the apparatus show no detectable movement between tide events and allowed to check that the ADVs were vertical. Battery life and memory size imposed to have ADVs measurements every 6 to 10 minutes with 1 minute burst measurement at 32 or 64 hz. Different instrument setups were conducted. We focused the measurement on evaluating the impact of vegetation on flow velocities in September and October 2010 campaign while the March 2012 and 2013 campaigns explored the large scale spatial variability in velocity at the marsh/intertidal channel transition. ADV raw data were filtered to remove low signal to noise ratio data.

In the absence of turbidimeters (except for one campaign) we estimate SSC using the ADVs backscatter signal averaged over each 1 minute burst measurement (e.g. Salehi and Strom, 2011). The calibration of the backscatter signal was done with a turbidimeter profiler (ASM IV) that was calibrated *in situ* with SSC sampling during one tide event. The calibration equation is :

$$SSC = -46.026 + 0.00575 \cdot e^{(0.06893 \cdot AMP)} \quad (\text{Eq 7})$$

where SSC is in g.L^{-1} , and AMP is the average signal amplitude data measured in counts by the ADV. Eq. 1 is consistent with previously published relationships (Chanson et al., 2008). Uncertainty on the estimate of SSC using ADV backscatter is assumed to be 10 % (e.g. Salehi and Strom, 2011).

To measure sedimentation rates in the mid and high marsh where the ground cannot be reached with TLS, plates of 10 cm radius were installed at the sediment surface along a single transect. The accumulated sediment was measured at the same frequency than TLS surveys during spring tides. Plates were also installed on the low marsh to compare TLS derived accretion rates from weight derived sedimentation rates. The configuration varied slightly between surveys, but there were 5 to 7 plates on the low marsh, and 1 to 2 plates in the mid-marsh and the high marsh respectively. We transformed the dry weight of accumulated sediment in sediment thickness using the water content of each sample and a dry density of sediment of 600 kg.m^{-3} . Accounting for TLS registration error, no significant difference between TLS derived accretion rates and weight derived sedimentation could be detected. This shows that compaction at daily timescales has an impact smaller than the typical registration error (2.5 mm).

3.5.4. Results

Presenting spatially complex and frequently repeated TLS surveys results is a challenge. To simplify the presentation of the results, we choose to define 4 compartments according to inundation frequency, vegetation characteristics and meander configuration (Figure 3.11). Two threshold elevations emerge: 5 m corresponds to the mean high tide elevation below which there is no permanent vegetation installation, while 6.2 m is the typical elevation above which vegetation cover is continuous. These two threshold elevations separate 3 compartments (Figure 3.11) : (i) the high and mid marsh above 6.2 m on both side of the meander; (ii) the low marsh characterized by a discontinuous cover of pioneer vegetation between 5 m and 6.2 m located in the meander inner bar; (iii) the tidal flat area below 5 m which consists of the frequently inundated channel. The outer bank towards which the channel is migrating forms the fourth compartment.

Because sedimentation on the high and mid marsh cannot be studied with TLS due to the extensive vegetation cover, we first present an overview of the annual dynamics of the other three compartments. This highlights a pronounced inter-annual variability that we choose to explore by first exploring the temporal variation of accretion/erosion dynamics at event-scale, and then the spatial variability during a few key representative events. These results are complemented by sediment measurements obtained from sedimentation plates to explore the difference between TLS and weight derived accretion rate, as well as sedimentation rates on the high-marsh. Finally, we seek to explain the temporal and spatial patterns of topographic change measured by TLS by presenting the data obtained from hydro-sedimentary measurements.

3.5.4.1. *Inter-annual dynamics and sediment budget*

July surveys were used to evaluate the annual evolution of the meander as the vegetation is not fully developed (Figure 3.11). We seek to explore the annual variations in vegetation extent, channel width and the overall balance between outer bank erosion and inner bar migration and accretion. Due to the downstream confluence that limits the extent of the outer bank towards the east, it is difficult to establish a total sediment budget for the site. Hence, we compute an illustrative sediment budget along a 10 m wide transect oriented towards the main direction of the meander (Figure 3.11). The topographic maps and transects document the migration of the meander towards the N-NE (Figure 3.11). After a phase of rapid vegetation development from 2009 to 2010, vegetation expanded towards the apex and in the landward and seaward direction. Significant inter-annual variability

occurs: between 2011 and 2012, vegetation expanded by about 5 m near the apex but did not change elsewhere. In 2013, vegetation expanded dramatically by 25 m in the landward direction nearly doubling the low marsh vegetated area.

Focusing now on the channel defined below an elevation of 5 m, the transect and sediment budget (Figure 3.11 b and c) show that channel width varied significantly from 20 m in 2009, 36m in 2010, 38 m in 2011 and back to 20 m in 2013. Bed elevation ranged from 3.8 m to 4.35 m. Phases of channel widening were associated with channel bed erosion (2009-2011), while bed accretion occurred during channel narrowing (2012-2013). These variations correspond to a progressive change from net erosion in 2009-2010, to almost no net change in 2010-2011 and net accretion in the channel between 2011 and 2013. The width and bed elevation of the channel in 2013 are very similar to the 2009 configuration: a net erosion of 3 cm over a 20 m channel width is measured between 2013 and 2009 which is within the uncertainty related to the interpolation of the permanently flooded part of the channel. This highlights that despite yearly fluctuations, erosion and aggradation have balanced each other over 4 years.

Considering now the inner bar sedimentation and bank erosion above 5 m, we also document significant inter-annual variation. First, apart from the period 2009-2010 during which the newly developed vegetation was laterally eroded by the channel, the annual volume of accreted sediment on the inner bar is relatively constant. Because the extent of the inner bar increased from 2010 to 2013, the annual vertical rate of accretion decreases from 14.2 cm.yr^{-1} to 11.7 cm.yr^{-1} in the transect. The average rates hide a significant transversal variation: accretion rates near the vegetation fringe ranged from 35 cm.yr^{-1} in 2010-2011 down to 23 cm.yr^{-1} in 2012-2013, while the farthest point from the channel in the lower marsh recorded 12 cm.yr^{-1} and 5 cm.yr^{-1} , respectively. Bank erosion rates were very variable ranging from 8.84 m.yr^{-1} for 2010-2011 to 1.85 m.yr^{-1} for 2012-2013 (Figure 3.11 b). These results illustrate significant inter-annual variability in the overall meander evolution with 2 years of net erosion (2009-2010, 2010-2011) followed by 2 years of net sedimentation (2011-2012, 2012-2013). We note that the 2010-2011 period records nearly 30 overmarsh tides (Figure 3.11 c) while only 8 occurred during the 2012-2013 period. Annual bank erosion seems to increase with the number of overmarsh tides (Figure 3.11 c), while no simple relationship emerges with channel and inner bar changes. Over 4 years, the combined budget from the inner bar, channel and outer bank volume change do not balance out, resulting in a net accretion of about 13 cm over the studied transect. We now seek to explain these inter-annual variations by exploring the response of the most dynamical part of the meander (inner bar, channel and outer bank) to individual tides of various amplitude.

3.5.4.2. Rates of topographic change per tide

We use surveys done during the spring tides of September 2010, October 2010, September 2011, April 2012 and March 2013 to measure the impact of a minimum of two tides and up to six tides. Because HWL varies rapidly over a week during spring tides, we are able to sample a large range of hydrodynamic conditions. To explore the impact of undermarsh tides on bank erosion, we also consider longer period during neap tides in order to have a large enough signal of topographic change.

In all cases the measured rates are normalized by the number of tides reaching the elevation of the study area. The representative HWL corresponds to the mean of each tide during the survey period. We used the same compartment definition than the previous section to compute statistics on topographic change except for bank erosion where the minimum elevation is 4.5 m. To avoid significant spatial variation in point density still existing with core points separated by a minimum distance of 1 cm, the statistical parameters (mean and quantiles) are computed on a subsampled version of the core points with a minimum distance of 5 cm. The data is never interpolated, and this method allows to be less dependent on the difference in spatial sampling linked to variations in vegetation shadow effects and scanning positions over the 3 years study. Similarly we manually removed a micro-creek developing in the inner bar (visible in Figure 3.13 a). The mean rates of bank retreat are only computed on the actively eroding portion of the bank characterized by a concave-up profile as shown in Figure 3.10. We compute the percent of the surface that has experienced statistically significant accretion or erosion at the 95 % confidence interval using the statistical test embedded in the M3C2 algorithm (Lague et al., 2013).

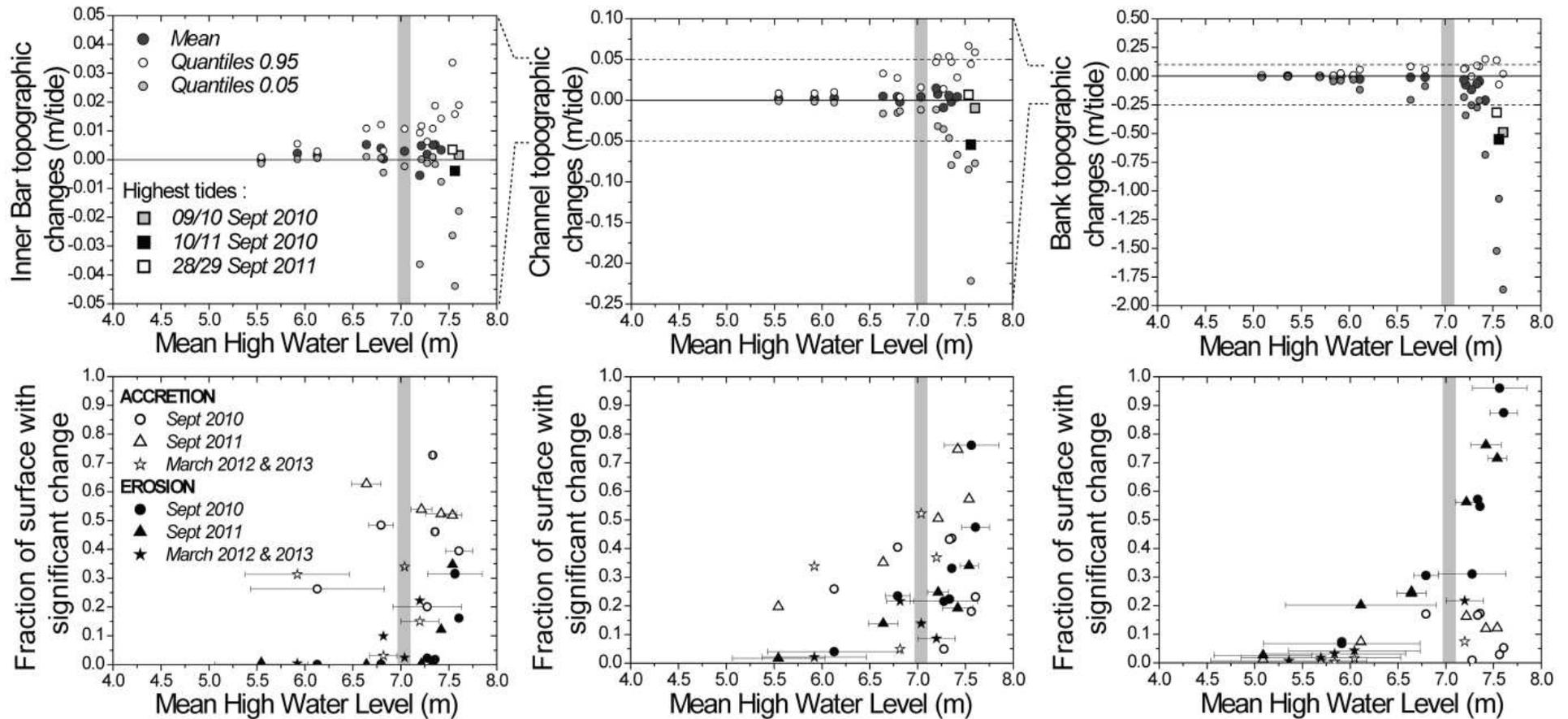


Figure 3.12 : a. Topographic changes for each compartment per tides showing the mean and the 0.05 and 0.95 quantiles : (1) Inner bar above 5 m. (2) Channel below 5 m; (3) Outer bank above 4.5 m. b. Fraction of calculation points that show statistically significant accretion or erosion at the 95% confidence interval. The uncertainty on x-axis is the standard deviation on the tide elevation between surveys. The gray vertical bar corresponds to the mean elevation of the high marsh in the area separating under and overmarsh tides.

3.5.4.2.1. Inner bar accretion/erosion on the inner bar

The mean topographic change on the inner bar is mainly positive except for 2 measurements for overmarsh tides showing erosion and ranges from $-5.4 \text{ mm.tide}^{-1}$ up to 5.1 mm.tide^{-1} (Figure 3.12a). No systematic trend in mean topographic change can be detected. On the contrary, the 5% and 95 % quantiles varies systematically with HWL reaching values that can be 10 times the mean for overmarsh tides. Extreme values of accretion characterized by the 95 % quantile are of the order of 1 cm.tide^{-1} for undermarsh tides and increase slightly non-linearly up to 33 mm.tide^{-1} for overmarsh tides. Extreme erosion characterized by the 5% quantile is only significant for overmarsh tides and can be commensurate of accretion. However, some large overmarsh tides do not exhibit erosion, highlighting a non-systematic and complex behavior. The key outcome of these results is that the mean topographic change on the inner bar is hardly representative of the local topographic changes that can be up to 10 times larger in accretion or erosion.

Spatial variability of accretion rates, characterized by the two different tendency of the quantiles of 5% and 95 %, is always very large compared to the mean and increases with HWL for overmarsh tides. There is no significant difference of mean topographic change relative to the September/March period. Maximum accretion rates can reach up to 5 cm.tide^{-1} locally. For the largest individual measurements, the quantiles describe high rates of accretion and erosion increasing with HWL. This illustrates two contrasting processes in action that the mean value hardly reflects. Highest rates of accretion represented by the quantiles 95 % increase roughly linearly with the HWL while the highest rates of erosion show stochastic behavior with the HWL.

The percent of point that significantly accretes is largely higher than the percent of eroded point for the same dates except for 2 dates during March spring tides where the eroded portion is superior to the accreted ones. September 2011 measurements have a constant percent of accreted core points around 50-60 % compare to the September/October 2010 period which has variable percent. There is a contrasted cover of vegetation between 2010 and 2011 as well as different scanning position between this periods, but the main explanation for the higher percent of accreted point for the September 2011 measurements results from the increasing surface above 5 m over the 3 years study. This elevation threshold yield in incorporating inner bar area that is vegetation free and close to the channel. While the Sept/Oct 2010 values shows no clear trend in the percent of accreted point, the Sept 2011 values of the percent of accreted remains constant while the percent of eroded point start from null value to 30 %. The eroded portion of the inner bar increase with

HWL regardless the season and is higher for the largest tides reaching 40% of the surfaces of measured change. These different characteristics highlight complex spatial variability that will be discuss in the next section.

3.5.4.2.2. Channel accretion/erosion per tide

Channel topographic change has similar tendency than the inner bar, although the amplitude is higher for the 0.05 and 0.95 quantiles of topographic changes (Figure 3.12a) than the inner bar. The mean topographic change is marginally decreasing with HWL and several measures indicate rates of erosion and a transition between accretion and erosion occurring for overmarsh tides. Two of the 3 largest tides recorded clearly show a net erosion of the channel. Most importantly, for overmarsh tides, the quantiles describes extreme accretion and erosion increasing with HWL and exceeds inner bar value which reflect higher dynamic. While mean rates of erosion are -5 cm.tide^{-1} for one of the highest tides (10/11 Sept 2010), the quantiles reach up to $+7 \text{ cm.tide}^{-1}$ of accretion and -22 cm.tide^{-1} of erosion.

The percent of eroded and accreted points mainly increase with HWL in the channel (Figure 3.12b). As the inner bar percent values, Sept/Oct 2010 indicates stochastic trend with the increasing HWL, while Sept 2011 records both increasing accretion and erosion surfaces that highlights antagonist spatial surface dynamic.

3.5.4.2.3. Bank accretion/erosion per tide

Rates of mean erosion on the outer bank increase non-linearly with HWL (Figure 3.12a). For undermarsh tides, mean bank retreat is on average 2 cm.tide^{-1} . The 5 % quantiles increases slightly for $\text{HWL} > 6 \text{ m}$ indicating a more frequent occurrence of individual bank failure. For overmarsh tides, mean bank erosion rate as well as the 5 % quantiles increase drastically with HWL and can reach up to near 2 m.tide^{-1} during the largest September spring tides surveyed. The 95 % quantiles increases slightly with HWL but is near or inferior to zero for the highest tides indicating the overall erosion dynamic on the outer bank (e.g. 10/11 Sept 2010). This is supported with the percent of points in erosion that reach nearly 90-100 % for the highest tides (Figure 3.12b). But the 5 % quantiles for the 09/10 Sept and 10/11 Sept 2010 indicate two types of erosion while almost all the point are eroding. Despite close mean values, the 09/10 Sept 2010 has a value of near 2 m.tide^{-1} for the 5 % quantiles and 1 m.tide^{-1} for the 09/10 Sept 2010, that indicates heterogeneous bank retreat for the first dates of measurement and more homogenous bank retreat for the second one.

3.5.4.3. Controls on the spatial variability of accretion and erosion

The previous results highlight the existence of complex relation between mean topographic changes and HWL. Although, there is a clear threshold for channel changes and bank erosion during overmarsh tides. The percent of the surface that significantly changed also indicates contrasted area in the different compartments. The dense TLS data permit to document a very high spatial variability that increase drastically with HWL for overmarsh tides. Here we seek to explore the causes of this variability by studying the maps of topographic change for the main compartments highlighted in Figure 3.12 : (i) the mechanisms controlling the accretion/erosion on the inner bar (Figure 3.13 a,b), (ii) the mechanisms governing channel erosion/accretion during overmarsh tide (Figure 3.13b), (iii) the bank erosion pattern for the 3 highest tides measured by TLS (Figure 3.13c) and finally the dynamic of the inner channel migration that correspond to the drowned portion of the channel area at low tide (Figure 3.13d).

3.5.4.3.1. Inner bar accretion/erosion variability

Figure 3.13a and Figure 3.13b show different daily topographic changes maps during September 2010 and March 2013. Figure 3.13b shows the map of topographic change with a color scale range of ± 10 cm. The lines on Figure 3.13b indicate the separation between the inner bar and the channel compartments. The complex relation between topographic changes and HWL results from areas near the channel that exhibit high rates of accretion on the apex or erosion on the landward area. The elevation threshold imposed to delimit the inner bar from the channel cannot highlight the impact of the vegetated area. To better illustrates the impact of vegetation on the inner bar, we compares the daily topographic changes during September 2010 and March 2013 with a color scale range of ± 2 cm (Figure 3.13a). As shown in Figure 3.10, there is a contrast of vegetation biomass between September 2010 and March 2013. In particular, the vegetation cover was more extensive in March 2013 but individual plants were much less dense and consisted only on dead remnants of stems. In September 2010, the number of plants was smaller but each individual had reached its top development. The comparison maps are done for slightly distinct mean HWL (September: 7.33 m (07/08 October 2010) and March: 7.039 m (28/29 March 2013)). The walking path between stations and the small creek that was removed for the statistical analysis are present in the map view.

The September accretion rates exhibit a large spatial variability at scales of the order of 0.1 to 1 m with high accretion rates (> 1 cm/tide) concentrated behind vegetation patches respective to the seaward direction. A large fraction of the surface is not significantly changing: the seaward part of the topography that is bare from vegetation, and the zones between sparse vegetation patches. A gradient of accretion rates increasing from the seaward position to the apex is visible at a larger scale on Figure 3.13a. These observations, and in particular the asymmetric distribution of the accretion with respect to vegetation patches suggest a strong flood control on accretion rates in this portion of lower marsh at different scales. The map of March topographic change exhibits a significantly lower rate of sedimentation and less pronounced spatial variability from the scale of the vegetation patch up to the inner bar. To better understand the accretion in the vegetated inner bar, the classification of the vegetation on each period allows to investigate the influence of the presence of vegetation on the topographic change that will be discuss in a next section.

3.5.4.3.2. Channel accretion/erosion variability

Figure 3.13b shows the map of topographic change with a color scale range of ± 10 cm. Note that the presence of water even at low tide in the lowest part of the channels prevents topographic measurement with TLS. The highest tides recorded in September 2010 and 2011 all exhibit a consistent and systematic pattern explaining the behavior of the quantiles in Figure 3.12a. The landward part of the channel is always in erosion while the seaward starting from the apex systematically accretes. The erosion in the landward part of the channel occurs up to the limit of the inner bar and do actually erode sediment within the pioneer vegetation. The small tributary joining the channel in the landward part of the map also exhibit erosion and widening.

3.5.4.3.3. Bank accretion/erosion variability

Figure 3.13c presents the 3D pattern of daily bank erosion for the same events presented in Figure 3.13b, but using a larger color scale range (± 1 m). The 3D data illustrate two main configurations of bank erosion corresponding to the two type of distribution shown in Figure 3.12c. For the 09/10 September 2010 and 28/29 September 2011, bank erosion is mostly concentrated in a 10 m long stretch of the landward part of the channel. Such configuration yields to high quantiles compare to the mean value (Figure 3.12b). At one year interval, identical HWL induces a surprisingly similar pattern of bank retreat localized in

the same area. On the contrary, the 10/11 September 2010 measurements show a more uniform retreat of the bank with some sedimentation at bank toe (Figure 3.13c), yielding to mean value near the 5 % quantiles (Figure 3.12b). The bank toe accretion occurs where the localized bank retreat was recorded the day before, indicating a rapid adjustment of bank profiles at daily time scale. We note that all TLS measurements were done during ebbing and thus indicate the inner channel position during this phase of the tide. On Figure 3.13b and Figure 3.13c, the inner channel is directed almost at a perpendicular to the bank line (e.g. 28/29 September 2011) suggesting a causal link with ebb flow. Indeed, field observations while scanning indicates active bank retreat during the ebb phase of the 29th September 2011 survey.

3.5.4.3.4. *Inner channel migration*

The dynamics of the inner (or low-flow) channel appears to play a role on bank erosion. To better highlight its dynamics, we extract points at the lowest elevation common to the data during the September 2011 spring tide cycle (Figure 3.13d covering 9 days). This generates channel boundaries that are mapped on the background point cloud. The general shape of the inner systematically exhibits a bar starting from the apex and expanding in the seaward direction that delimits a trough near the inner bar. Before the tidal cycle (23rd September 2011) the channel is narrow. During the spring tide cycle, the inner channel migrates away from the inner bar (points 2 and 4) and widens while acquiring a high sinuosity in the landward part (inward migration in 1 and outward migration in 2). In doing so, the channel focuses the flow on the landward part of the outer bank where most of the erosion occurred on the 28/29th September (Figure 3.13c). This illustrates how the inner channel dynamics dictates the pattern of bank erosion that can be much more localized than the large scale curvature of the channel would suggest. The seaward bar expands significantly during the spring tide cycle consistent with the pronounced aggradation measured here (Figure 3.13b) while the trough keep the same position.

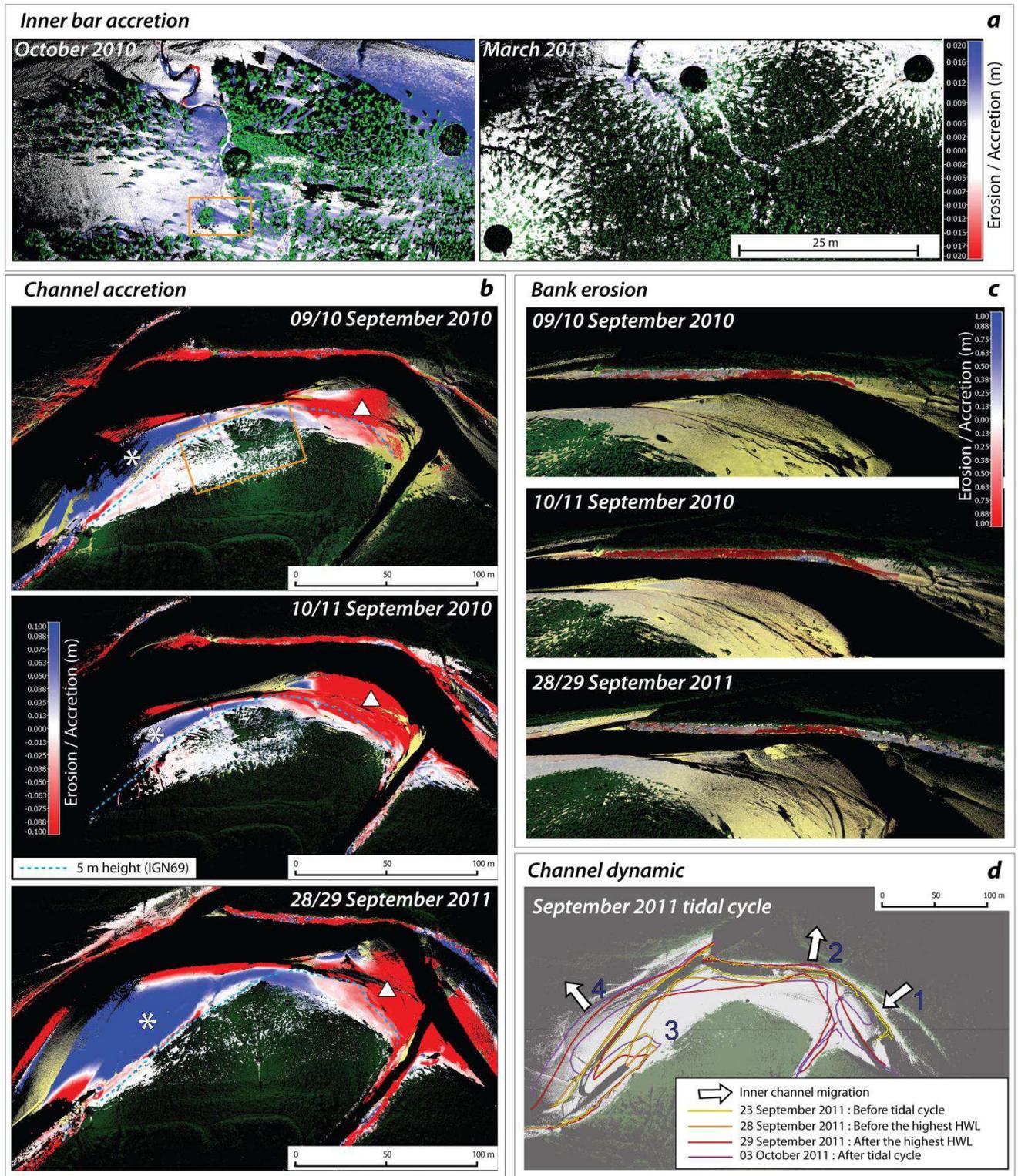


Figure 3.13 : a. Maps of topographic changes corresponding to the orange box on Figure 3.15b in the vegetated inner bar for the 07/08 October 2010 (MHWL = 7.33 m) and 28/29 March 2013 (MHWL = 7.53 m). The orange box corresponds to a zoom in Figure 3.15c. b. Overall channel topographic changes for the 3 highest HWL measured by TLS. The asterix locates the seaward area and the triangle locates the landward area. c. 3D pattern of bank erosion d. Inner channel dynamic during September 2011 spring tidal cycle, special area of interest are numbered from 1 to 4 with arrows indicating inner channel migration

3.5.4.3.5. *Vegetated inner bar, mid and high marsh accretion*

We first seek to compare rates of topographic changes on the vegetated inner bar and compare it to plate derived sedimentation rates. As the plates were installed near the vegetation, we selected only the TLS-derived topographic changes within a 1 meter radius of vegetation data. This radius was chosen arbitrarily based on typical plant spacing in sparse areas but also as it would represent a typical grid size unit in morphodynamic numerical models. The selection was done automatically by combining the classified vegetation information and nearest point calculation using CloudCompare (EDF R&D, 2011). Compared to Figure 3.12a, this approach allows to only explore the impact of vegetation. The new segmentation of the results shows that mean topographic change is now systematically positive and that accretion rates increases with HWL (Figure 3.14a). The lowest HWL record during September 2011 indicates a slight erosion but this measurement is not statistically significant. Seasonal differences are now detectable: September measurements are three times higher than March measurements for tides reaching 7m. This reinforces the observations made on Figure 3.13 that the seasonal difference in the development of *Suaeda m.* has a large impact on accretion rates in the lower marsh.

Removing the March measurements, accretion rates in September increase roughly linearly with HWL reaching 4.8 mm.tides⁻¹ for 2010 and 7.2 mm.tides⁻¹ for 2011 (Figure 3.14a). This significantly larger value results from different scanning position during the September 2011 tidal cycles with one common scan position between the 28th and 29th September 2011. Without a specific theoretical model to fit these data, we choose a simple linear regression yielding:

$$MTC = 2.24 \cdot 10^{-3} \cdot MHWL - 1.2 \cdot 10^{-2}, \text{ (Eq 8)}$$

with MTC the mean rates of topographic change (m.tides⁻¹). Despite the segmentation, Figure 3.12a shows that a large variability of accretion rates still exists at scales below 1 m that can at least be related to pronounced front/back gradients of sedimentation for tides higher than 7 m visible (Figure 3.13a).

Figure 3.14b shows sedimentation rates measured with the plates averaged for each marsh level (low, mid and high). Plate derived accretion rates in the low marsh exhibit a significant variability even when averaged (there are always at least 5 plates). No clear functional relationship emerges between accretion rate and HWL with the plate data, and no difference between March and September tides can be detected. This is not surprising given the very large spatial variability measured by the more complete TLS surveys. It would require a larger number of plates of 10 cm radius to sample enough points on the inner bar to get a representative mean and explore its scaling with HWL. This illustrates a clear

advantage of the TLS approach that can characterize the spatial variability of topographic changes. Plate accretion rates are of the same order than TLS derived ones for undermarsh tides during which the spatial variability is small (Figure 3.12a). But plate accretion rates are significantly larger than TLS-derived ones rates for overmarsh tides indicated by the linear fit. This results from a bias in the placement of the plates as we placed them preferentially in dense vegetation area to complement our dataset where the scanner could not measure topographic change.

Figure 3.14b shows that sedimentation rate decrease towards the high marsh as is typically observed (e.g. Détriché et al., 2011; Temmerman et al., 2003b) combined with an increase with HWL for the mid and low marsh. On the high marsh, data are insufficient to infer a positive dependence with HWL. On average, accretion rates are of the order of 0.5 mm.tide^{-1} . Mid marsh accretion rates increase linearly with HWL and reach 3 mm.tide^{-1} during the largest spring tides. No clear threshold is observed when HWL is in the vicinity of the marsh elevation. September and March accretion rates are not significantly different in the mid and high marsh. We note that vegetation is permanent vegetation in these compartments.

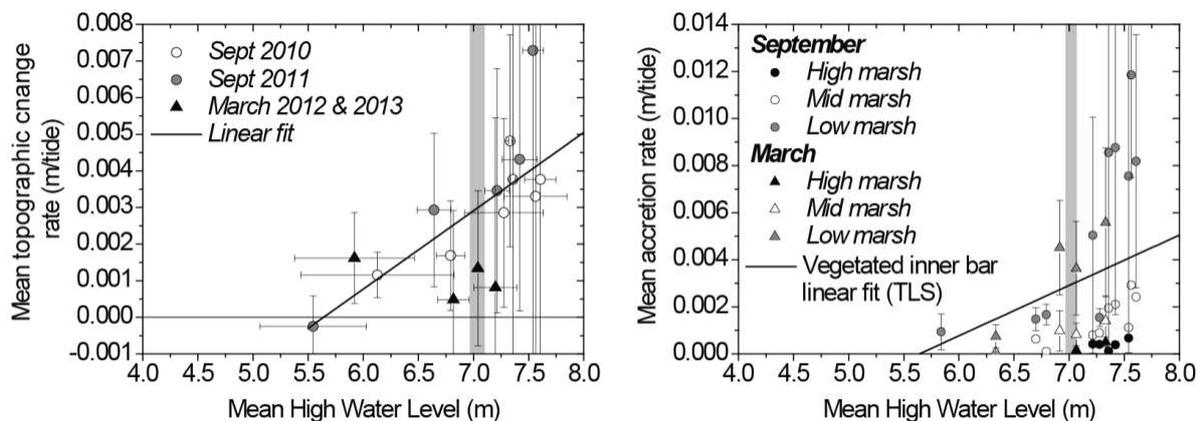


Figure 3.14 : a. Mean topographic change rates on the inner bar for core points at a maximum distance of 1 m from vegetation. Distinction is made for spring tides period. The linear fit is done on the September/October 2010 & 2011 measurements (Mean topographic change = $2.24 \cdot 10^{-3} \cdot \text{MHWL} - 1.2 \cdot 10^{-2}$, $R^2=0.88$). The uncertainty on y-axis is the standard deviation of the mean topographic change. b. Mean accretion rates on low, mid and high marsh measured with sediment plates compared to linear fit done on the vegetated inner bar measured by the TLS. Error bars represent the variability of the accretion rates on the plates and the straight line is the linear fit derived from TLS data.

3.5.4.4. Velocity and suspended sediment concentration

HWL appears as the dominant forcing factor of the topographic change, it also may affect the velocity and concentration of sediment over the site. Moreover, the analysis of spatial patterns of erosion and aggradation suggests different controls by the flood on the inner bar and the ebb flow for bank erosion, and an important effect of vegetation. To further explain these observations, flow velocity and concentration measurements were recorded in various locations in the inner bar and in the channel, during spring tides in order to record a large range of HWL in a few days.

3.5.4.4.1. Spatio-temporal variations in flow velocity

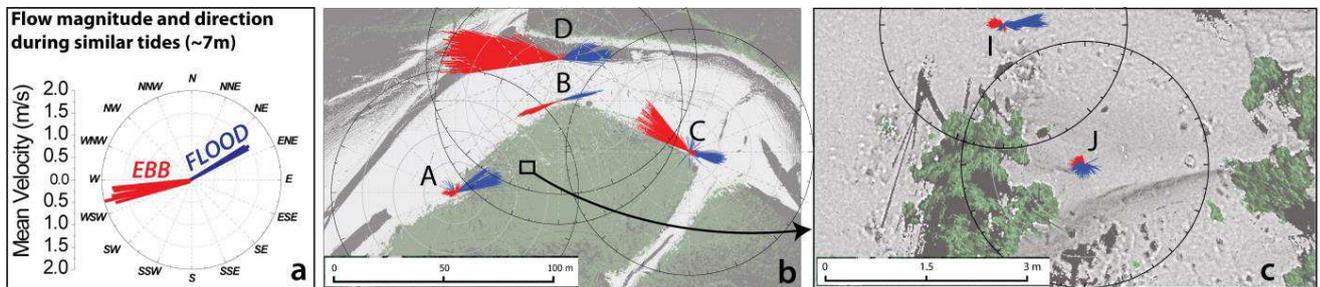


Figure 3.15 : a. Flow direction and magnitude at different location in the study area (Positions A : Seaward, B : Apex, C : Landward, D : Channel) Velocity data (A,C,D) correspond to 8 April 2012 (HWL = 7.35 m) and B correspond to 29 March 2013 (HWL = 7.05 m). b. Influence of vegetation patches on flow velocity at the same location (I: Bare-ground, J: Vegetation patches) corresponding to October 2010 measurements (orange square on Figure 6a) (HWL= 7.59 m).

Figure 3.15 sums up the location of the velocimeters (ADV and ADCP) and the direction and magnitude of flow velocity measured for similar tides above salt marsh elevation. At the seaward position (Figure 3.15a, point A, April 2012), the flood flow is directed toward the vegetated area of the inner bar while the ebb velocity is null. In the vegetated inner bar, two measurements at 5cm above the ground were done to understand the impact of vegetation in October 2010. Velocity pattern measured at 1m from a single vegetation patch (point I) as the same orientation and intensity than in point A with a clear dominance of flood velocities over ebb ones. On the contrary, the velocity pattern measured immediately landward of the vegetation patch (point J) shows low velocities and fluctuations in orientation during the flood and ebb (Figure 3.15b). This demonstrates that the seaward part of the inner bar is dominated by the flood flow crossing this area with velocities locally modulated by the presence of vegetation. Velocity is reduced in the wake zone of vegetation patches where sedimentation is favored (e.g. Chen et al., 2012; Zong and Nepf, 2010), while large velocity

between patches prevents sedimentation (Bouma et al., 2007). This is the main driver of small scale variability of accretion or erosion on the inner bar.

The velocity measurements on the apex of the inner bar (Figure 3.15b, point B) show symmetric pattern of velocity for the flood and ebb with velocity directions roughly parallel to the edge of the vegetation. At landward location of the inner bar (point C), ebb velocities are much larger than flood ones with orientations parallel or diverted from the vegetation. At point C, ebb flow do not cross the inner bar and is localized mainly in the channel. At point C, ebb velocities are almost 2 times larger than flood velocities at point A. Flow in the channel (point D) shows an important asymmetry, with a clear dominance of ebb velocities over flood velocities. On point C and D, flow follows the outer bank orientation. The spatial variation of velocity intensity suggest a pronounced transversal gradient of velocity increasing from the inner bar to the channel and outer bank (Figure 3.15b).

Figure 3.16a presents the temporal variation of the velocity in the seaward, the channel and landward positions (respectively A, D, C in Figure 3.15) measured for 4 different spring tidal cycles. The tidal stage-velocity relationship exhibits and hysteresis between flood and ebb documented in many other tidal environments (Bayliss-Smith et al., 1979; Healey et al., 1981; Leopold et al., 1993; Pstrong, 1965) but with velocities during the highest tides which are amongst the largest recorded in salt marsh tidal channels. Two velocity peaks occur during the flood: one at low tide stage corresponding to the tidal bore, and one when the tide is in the vicinity or slightly above the salt marsh elevation. Seaward and landward velocities show a peak when the tide decreases below the salt marsh elevation. This peak is nearly sustained during ebbing in the channel for large tides. Flood peak at seaward location and ebb peak at landward location increase linearly with HWL.

Figure 3.16b presents the sensitivity of the peak velocity with HWL during flooding and ebbing for the various positions (A, C, D, I and J in Figure 3.15). Outside the vegetated inner bar (point A, C, D), peak velocities are related linearly with HWL for location. Inside the vegetated inner bar (point I and J), only peak velocity during the flood increases linearly with HWL at point I and ebb velocities are near zero whatever HWL (point J) (Figure 3.16b). These results point out the buffered vegetation impact on the velocity field on a range of HWL. Velocities in the wake zone of the vegetation are completely buffered during flood and ebb at ~ 0.2 m/s. On the contrary, peak flood velocity in the nearby point I on bare-ground unobstructed by the vegetation increases is nearly 2 to 3 times the velocity in the vegetation wake zone.

In the channel, peak velocity of the tidal bore increases linearly with HWL reaching nearly $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ for the highest tides. The second peak velocity of the flood is about constant at $0.25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ for undermarsh tides, and increases slightly with HWL for overmarsh tides reaching 0.6

m.s⁻¹ for the largest tide recorded (Figure 3.16b). The ebb peak velocity is equal to flood peak velocity for undermarsh tides, but increases linearly with HWL much faster than the flood velocity for overmarsh tides reaching 2.2 m.s⁻¹ for the largest tides. Quite importantly, despite the 2 years interval between the measurement and slightly different positioning of the ADCP, the velocity measurements are extremely consistent. We fitted linearly the ebb peak velocity :

$$MEV = 1.78 * HWL - 11.747 \text{ (Eq 9)}$$

With MEV the maximum ebb velocity (m.s⁻¹) and HWL the high water level (m).

The salt marsh elevation imposes a strong non-linearity in the relationship between ebb velocities with HWL. Two regimes exists: the channel is neither flood or ebb dominated for undermarsh tides, although the tidal bore may contribute to topographic change due to its higher velocity; the channel is ebb-dominated for overmarsh tides and the peak velocity rapidly increases with HWL and is sustained during tide stage recession. This ebb dominance can be attributed to flow convergence of the tidal prism stored at slack water towards the channel network and to rapid salt marsh drainage allowing to sustain a high flow velocity during ebbing (Bayliss-Smith et al., 1979).

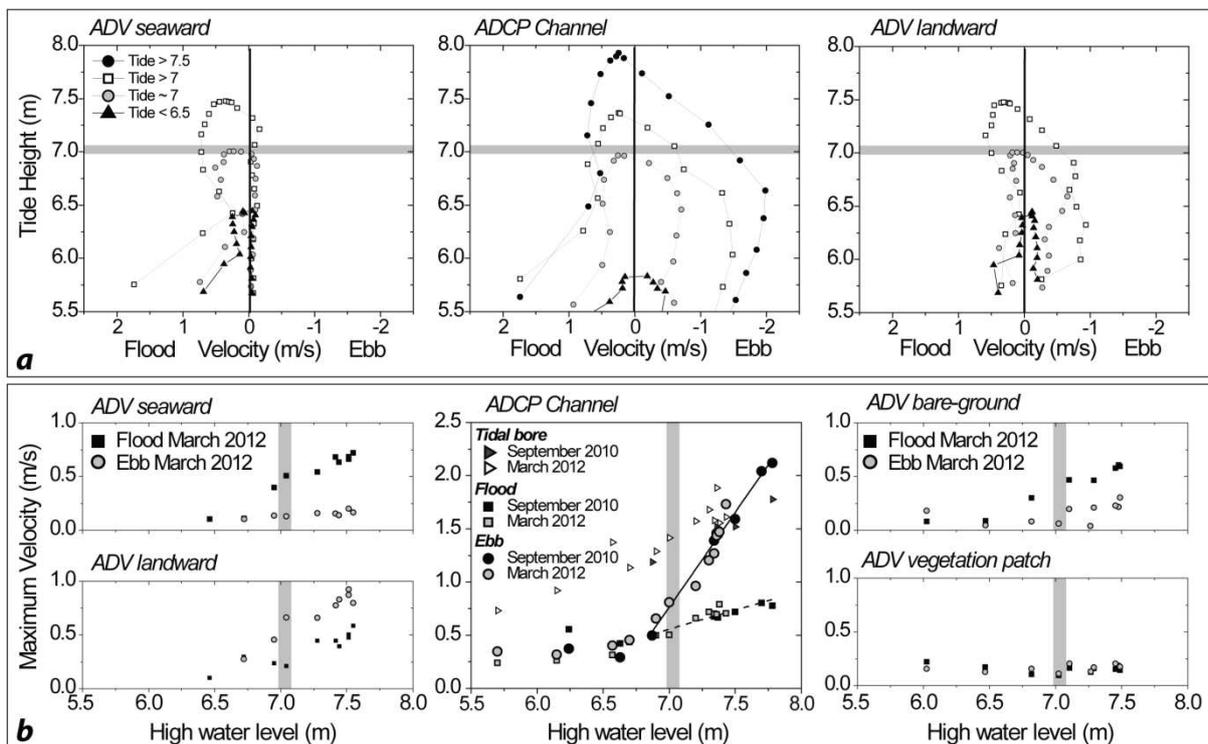


Figure 3.16 : a. Time series of velocity for different tide stages for the position A, D and C in Figure 3.15. b. Peak velocity related to HWL for the various positions in Figure 3.15. The linear fit on ebb peak velocity in the channel is $Max\ Ebb\ Velocity = -11.747 + 1.78 * HWL$, $R^2 = 0.962$.

3.5.4.4.2. Spatio-temporal variations in sediment concentration in the inner bar

Suspended sediment concentration (SSC) calculated from ADV backscatter is averaged for flood and ebb period for each tide, and for water level above the tidal bore. On Figure 3.17, the mean values estimated for the periods of ADV deployment shows an increase of mean flood SSC with HWL, while mean ebb SSC does not increase with HWL except for the ADV at seaward position. Error bars indicates the variability of SSC during each period. This variability seems to increase as well with HWL for the mean flood SSC.

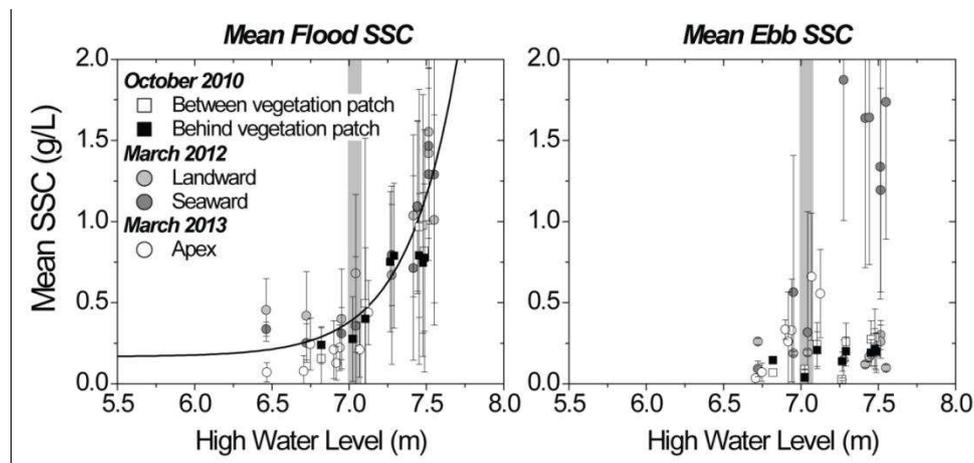


Figure 3.17 : Mean suspended sediment concentration (SSC) for each HWL during the October 2010, March 2012 and March 2013 deployments. Mean SSC is calculated from ADV backscatter that is averaged over flood and ebb period for each tide. Error bars represent the variability of SSC for each tide event which the standard deviation. Mean flood SSC is fitted by an exponential trend ($Mean\ SSC = 8.94 \cdot 10^{-11} \cdot \exp(3.08 \cdot HWL) + 0.167$)

Mean values between October 2010 and March 2012 for undermarsh tides are in the same range. There is high variability for the highest tides where October 2010 mean values are two times lower than March 2012 values. During March 2012 measurement, there is no significant spatial variation on mean SSC from seaward to landward position for the HWL. For the same overmarsh tide event, mean SSC during flood is 5 times higher than mean ebb concentration, for all inner bar ADV but the landward one. These further emphasize the flood dominance in the inner bar. We fitted an exponential trend on the relation between flood mean SSC with HWL (Figure 3.17) :

$$SSC_{flood} = 8.94 \cdot 10^{-11} \cdot e^{(3.08 \cdot HWL)} + 0.167 \quad (\text{Eq 10})$$

With SSC_{flood} the mean sediment suspended concentration (g.L-1) and HWL the high water level (m).

Despite possible season variations that we cannot distinguish due to the method to calculate the SSC and the averaging over flood and ebb period. The rapid increase in SSC during the ebb at the landward position combined with very high ebb flow velocities indicates high sediment fluxes exported from the marsh during overmarsh tides, consistent with the tendency to erode the channel bed and the banks.

3.5.5. Discussion

In this part, we first discuss the benefits and limits of our approach compared to previous studies and then seek to interpret the various empirical relationships measured by TLS in terms of existing sedimentation models for vegetated marshes and bank erosion. A synthetic model of sinuous tidal channel functioning in mega-tidal environments is subsequently proposed that integrates our results. Finally, we explore how the short term derived rates and pluri-annual evolution can be reconciled by accounting for the frequency-magnitude distribution of tide amplitude and characterizing an empirical effective HWL for the dominant processes controlling channel dynamics.

3.5.5.1. Benefits and limits of TLS surveys in tidal environments

The multi-temporal monitoring of a complete migrating tidal channel with high precision TLS surveys combined with hydro-sedimentary measurements is a first in salt marsh environment, and more generally in any natural channel. Previous studies based on TLS focused on retrieving ground topography under vegetation (Guarnieri et al., 2009) while in fluvial channels, TLS was used to document braiding dynamics (Milan et al., 2007; Williams et al., 2011) or bank erosion (O'Neal and Pizzuto, 2011), but over a limited number of events and without *in situ* instrumentation. To our knowledge, our study is the first to truly harness the quantitative potential of high resolution TLS to extract empirical relationships that are richer and addressing more processes than what was achievable with traditional techniques such as dGPS surveys, sedimentation/erosion bars tables (Détriché et al., 2011; Marion et al., 2009; Van Proosdij et al., 2006a) or horizontal markers (Cahoon et al., 1996; Stoddart et al., 1989). These techniques have similar or better change detection levels to differential TLS but suffer from longer field deployment (a strongly limiting factor in mega-tidal environment) and from low point density which is inadequate when very large variability in the rate of topographic change occurs. For instance, our analysis shows that 5 to 7 plates placed in the low marsh were unable to estimate a meaningful mean sedimentation rate at the inner bar scale. Here TLS proved to be a key technique in exploring this variability and extract mean topographic changes with attributes of spatial variability. Such result is achievable because

of the combination of three elements: (i) the association of high precision TLS and geo-referencing, with high accuracy classification and point cloud comparison techniques allowing to resolve down to ± 5 mm topographic change at the 95 % confidence interval (Brodu and Lague, 2012; Lague et al., 2013); (ii) a strategy of survey that concentrates on resolving individual events of various amplitudes (or two tides in that case) allowing to reconstruct empirical relationships between topographic change and hydraulic forcing; (iii) the combination of TLS with in situ real-time monitoring of flow velocity and sediment concentration that is necessary to explain the spatial patterns of change. Arguably this approach works particularly well in mega-tidal environments because the range of hydraulic forcings is very large and predictable, topographic changes are quite significant on a daily basis and a more complete view of the channel bed can be obtained with TLS at low tide than in rivers.

Vegetation density is the most limiting factor in the use of TLS (except when vegetation itself is the object to be characterized). In high vegetation density areas, standard measurements of marsh accretion remains essential to understand the spatial pattern of sedimentation such as in the mid and high marsh in our site. Because of the relatively low acquisition velocity (~ 25000 pts/sec effective) and high weight of our instrument (compared to 2014 standards), a limited number of stations was achievable between high tides and we had to scan from a relatively low elevation position (*i.e.* 2 m tripod). This cause also a large fraction of the surface to be measured with low incidence angles which is detrimental to measurement accuracy. This causes the sampling of the surface to depend on the vegetation configuration and to vary between surveys. This is partly corrected by using M3C2 which only computes change when corresponding points exists in the two point clouds. We anticipate that the new range of TLS instruments : more handy, lighter and 40 times faster, will greatly improve this limitation in sparse vegetation area allowing to multiply the scanning position or scan upside down from a raised platform.

Registration error was constant and systematically under 3 mm over 3 years which is consistent with other surveys having used fixed targets for registration (Lague et al., 2013). But like other techniques of surface elevation measurement, TLS surveys suffer from the same uncertainty when it comes to relate surface change to sedimentation rate when fine sediment is involved. Topographic elevation is sensitive to water content, rate of sediment compaction, shrinking and swelling of the sediment (Cahoon et al., 1995; Nolte et al., 2013). These effects would be mostly sensitive for very small topographic changes not for the high topographic change measured for overmarsh tides. We tried to limit this effect by comparing daily measurement on the inner bar with less than 4 tides between surveys, and comparing annual topography using surveys in summer where tides are lower and the weather is better.

An important limitation of the hydro-sedimentary characterization was our inability to directly measure SSC due to instruments issues (one of our optical turbidimeter systematically failed during all deployments). We thus used the backscatter intensity from ADV records as a proxy to estimate SSC with a calibration derived from in situ measurement. The relation was established for one ADV and transposed to the other. Considering the sensitivity of the backscatter signal to each instrument configuration and battery level, we are cautious in not over interpreting our SSC results.

3.5.5.2. Control of flood on the vegetated inner bar accretion

Here we seek to explain what are the mechanisms that could cause the approximate linear relationship between mean vegetated inner bar accretion and HWL (Figure 3.14a). The analysis of velocity directions and SSC shows that the peak velocity and SSC occurs during the flood and that the flow actually penetrates the inner bar rather than flowing around. Ebb velocities are extremely low and relatively uniform. Flow directions shows that the highly concentrated ebb flows actually flow around the inner bar. Sediment accretion on the vegetated inner bar during ebb period could results from the slack turbid water. Although, the pattern of accretion (Figure 3.13a) during the largest tides is consistent with a flood control and highlights two domains: (i) areas influenced by the wake of vegetation (or within vegetation but we have little constraint on these) where accretion rates are high ($> \text{cm/tide}$), velocity is small ($\sim 0.2 \text{ m/s}$) and independent of HWL, and the flood SSC increases roughly linearly with HWL; (ii) other areas of flow convergence between vegetated areas where accretion is non-detectable and velocity is higher. The linear increase of velocity with HWL in this area is detrimental to sedimentation and can even yield erosion in the seaward area for the highest tides. This is similar to the erosion effect due to flow concentration described by Bouma et al. (2007) for *Spartina Anglica* patches. Furthermore, we cannot measure the contribution of flood and ebb period on total accretion. Because the erosion or low accretion, occurring between patches, is most of the time within the uncertainty measurement in the inner bar, we cannot conclude on the portion of erosion occurring during flood that trouble the signal of possible accretion occurring during ebb.

The previous analysis shows that the mean accretion rate on the vegetated inner bar is approximately equal to the product of the mean accretion rate in the vegetation patch influenced areas times the fraction of the total surface of the vegetated inner bar. We thus modify the data shown on Figure 3.14a by extracting the measurement points that are above the confidence interval at 95% given by M3C2 (Lague et al., 2013) corresponding to our threshold of change detection (Figure 3.18). We now test if the standard zero dimensional model of sedimentation rate based on the settling velocity and flow

concentration (Allen, 1997; French, 1993; Temmerman et al., 2003a) can account for the measured rates of accretion. The total sedimentation S during one tide is given by :

$$S = \int_{flood(HWL)} \frac{w_s \cdot SSC(HWL)}{\rho} + \int_{ebb(HWL)} \frac{w_s \cdot SSC_{ebb}}{\rho} \quad (\text{Eq 11})$$

where w_s (m/s) is the fall velocity and ρ the dry bulk density ($600 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$). We assume that SSC is depth-averaged and constant during the period of flooding and ebbing. Flood SSC increases exponentially with HWL according to the fit on Figure 3.17, while ebb SSC is constant over different HWL. The sedimentation rate is integrated over the duration of the flood and ebb that is assumed to be half time of the tidal inundation. The duration of tidal inundation (DTF) is calculated from field data at 5.5 m IGN 69 :

$$DTF = -40745 \cdot e^{(-HWL)} + 196 \quad (\text{Eq 12})$$

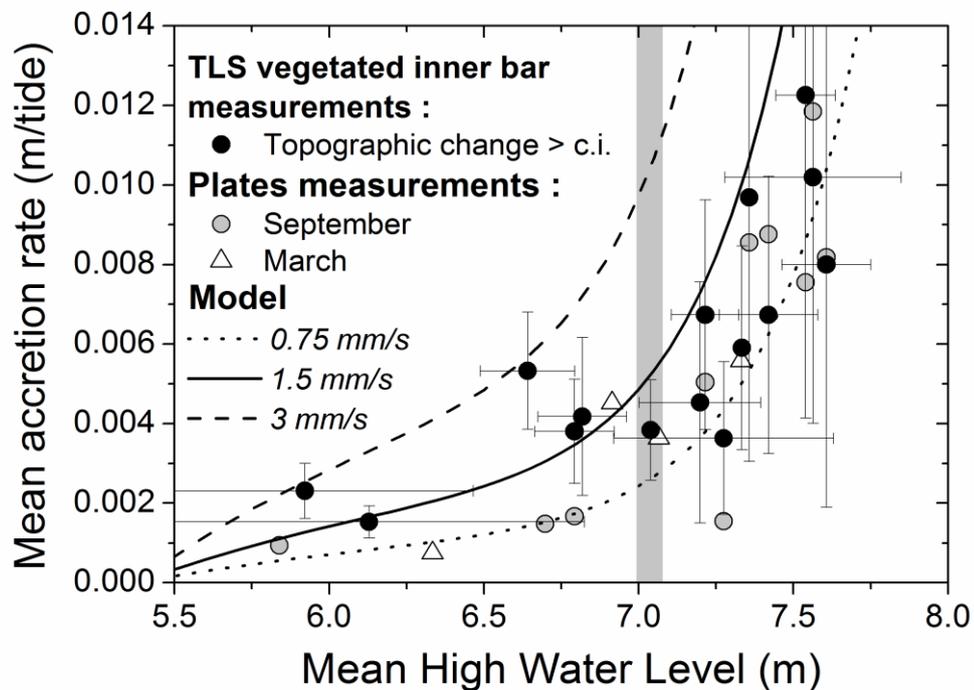


Figure 3.18 : Rates of the vegetated inner bar accretion (symbols) and predicted with a simple sedimentation model accounting from inundation duration and variation of SSC with HWL (lines). Dark symbol represent only the measurement that are above c.i. (confidence interval at 95 %) which represent area that recorded significant accretion. Grey circle and white triangle represent the accretion measured with the plates on the vegetated low marsh. The different lines represent three fall velocity of sediment.

Grain sizes analyses for overmarsh tides show a D_{50} of $50 \mu\text{m}$. According to Julien, (1994), fall velocity of coarse silt ($>31 \mu\text{m}$) and very fine sand ($<62.5 \mu\text{m}$) is approximately 0.75 mm^{-1} and 3 mm^{-1} respectively, considering temperature variations and possible flocculation that is possible for this size of sediment and flow velocities (Verney et al., 2009). Keeping in mind

the uncertainty on SSC measurements and that we used exponential relationship between flood SSC and HWL (Eq 10), the simple sedimentation model predicts sediment thickness that are consistent with the TLS measured ones for fall velocities of the order of 1.5 mm.s^{-1} for overmarsh tides (Figure 3.18). Sedimentation rates measured with the plates are also consistent with the TLS measurements, since they were made to investigate the direct influence of vegetation on accretion rates in special area where TLS measurements cannot be done. For the undermarsh tides, 2 measurements are higher than the models which possibly underestimate the accretion rates. These values correspond to specific date of measurements that had more than 2 tides occurring between surveys or had different scanning positions.

Our results shows that to predict the sedimentation patterns in the vegetated inner bar, one must account for the fraction of the surface affected by the wake of the vegetation, variation of SSC with HWL for flood and ebb, and inundation duration. Seasonal variations in accretion rates have been found by several authors to be linked to SSC variations (Leonard et al., 1995; Leonard, 1997; Temmerman et al., 2003b). As our SSC estimates do not exhibit a seasonal difference between September and March, we interpret the factor 2 difference in TLS accretion rates as resulting from a smaller reduction of velocities in March by vegetation due to the absence of leaves on *Suaeda Maritima* at this period.

3.5.5.3. Control of ebb velocity on bank erosion and channel incision

Bank erosion patterns (Figure 3.13c) and the ebb dominance of flow velocity in the channel (Figure 3.15) indicate that bank erosion occurs during ebb flow of spring tide events. In particular, the pronounced non-linearity between mean bank retreat rate and HWL occurring at the salt marsh elevation finds its origin in the rapid increase of ebb flow velocity with HWL for overmarsh tides (Figure 3.16b). We document the important role played by daily migration of the inner channel in controlling bank erosion. Depending on the sinuosity of this channel, erosion can be extremely localized or more uniform is the inner channel follows the large scale curvature of the main channel (Figure 3.13c).

Surprisingly, despite the different mode of bank erosion (localized vs uniform), the average bank erosion exhibits a unique relationship with HWL. Given the simple relation between ebb peak velocity and HWL (Figure 3.16b), we combine the two information to derive an empirical model of mean bank retreat rate as a function of the peak ebb velocity, even for TLS surveys conducted without flow velocity measurements (Figure 3.19). Only measurements corresponding to overmarsh tides are taken into account as under marsh measurements corresponds to longer time interval that makes difficult the definition of an

equivalent HWL. The data were fitted by exponential and power law. An exponential relation between mean bank retreat rate and ebb peak velocity emerges from this analysis (Figure 3.19):

$$\dot{R} = A * e^{(v/v_0)} \quad (\text{Eq 13})$$

With \dot{R} the mean bank retreat rate (m.tide⁻¹), v the peak ebb velocity (m.s⁻¹) and v_0 a characteristic velocity (0.31 m.s⁻¹). The best fit power law mimics the exponential fit :

$$\dot{R} = A * v^n \quad (\text{Eq 14})$$

With n is 5.33 for the best fit. The fact that we find an exponential law or a power law, and that the velocity is linearly related to HWL suggests that the functional relationship between mean bank retreat rate and HWL (Figure 3.12a) is very non-linear. Given the limited range of information that we have on the spatial distribution of velocity during the ebb, it is difficult to relate our empirical model to existing ones mostly based on the horizontal gradient of flow velocity near the outer bank (e.g. Ikeda et al., 1981). To our knowledge such nonlinear relation dependency on bank erosion and mean flow velocity has been proposed before.

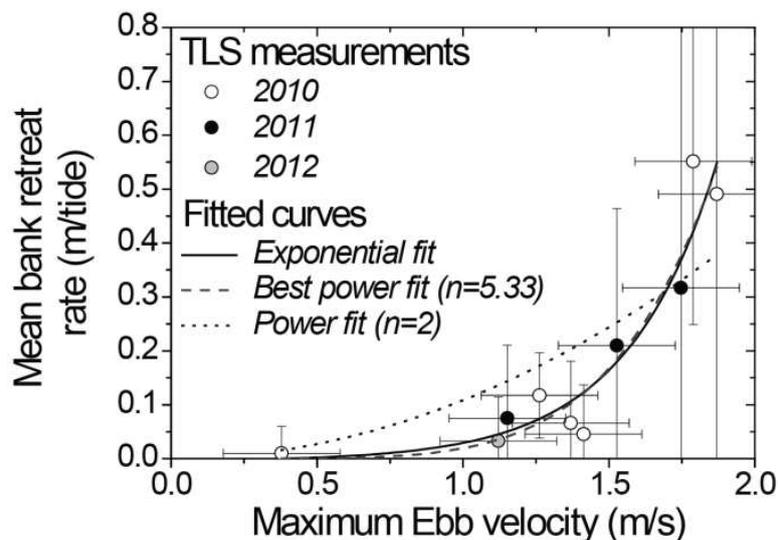


Figure 3.19 : Empirical velocity based bank erosion law. Only daily surveys are used to construct these relationships. Three fit are plotted including one exponential fit : $MBR = 1.36 \cdot 10^{-3} * \exp (MEV/0.31) - 4.67 \cdot 10^{-3}$; and two power fit : $MBR = a \cdot MEV^n$.

3.5.5.4. Synthesis on meander dynamics at tidal scale

Thanks to the first order characterization of the hydro-dynamic across the tidal channel and the spatial sedimentation rates pattern measurement during large tides, it is

possible to construct a 'field' model of our study site from which we attempt to generalize some results on mega-tidal channel dynamics in salt marshes. Like other studies (Bayliss-Smith et al., 1979; French and Stoddart, 1992), we find that the marsh elevation corresponds to an important threshold in terms of HWL. Despite the large tidal range influencing this area, the morphologic evolution of the channel can be reduce to 2 distinct cases: under and over marsh tides. Under marsh tides exhibit a relatively symmetrical behavior with steady flood and ebb flows of equal magnitude, while overmarsh tides produce flood and ebb velocity surges at different water level and of different intensity.

The spatial variability of flow velocity highlights different dominance of flood and ebb flows in the study site. An important asymmetry exists in the landward and seaward boundary conditions of the channel: the flow arriving from the sea is less constrained by existing salt marshes than the ebb given the position at the margin of the salt marshes. This is likely the reason why the flood flow actually crosses the inner bar systematically while the ebb flow goes around it (Figure 3.20). For a given tide, the flood velocity likely decreases across the vegetated part of the inner bar which explains the large gradient in sedimentation observed in TLS data (Figure 3.13a). We note that the mean sedimentation rate increases roughly linearly from under to over marsh tides yielding more sedimentation during overmarsh tides than below marsh tides (Figure 3.20). We interpret the absence of a clear threshold as resulting from relatively linear relationship between SSC and flood flow velocity with HWL. A seasonal difference exists with September/October spring tides trapping more sediment than march ones due to the peak development of the annual plant *Suaeda Maritima*.

The ebb flow controls bank erosion and inner channel dynamics. The high and sustained peak velocity developing during over marsh tides is the main driver of bank erosion and channel erosion. We also suggests that the large accretion downstream of the apex results occurs during the ebb flow due to the development of a recirculating flow zone downstream of the sharp curvature of the apex (e.g. Blanckaert, 2011). The tendency for aggradation in the channel during undermarsh tides (Figure 3.12) shows that the channel tend to aggrade during these phases but likely in a rather homogeneous way.

Over yearly timescales, the general migration of the apex towards the landward direction (Figure 3.11) suggests that sedimentation during the flood and deposition just upstream of the inner bar is a critical aspect controlling further expansion of the pioneer vegetation. This is likely modulated by the erosive impact of the March spring tides that can potentially erode parts of the channel and lower the elevation below MHT. This removes potential area of new development for *Suaeda Maritima*. This suggests that the expansion of pioneer marsh at summer N depends on the creation of surface above MHT by accretion during the autumn equinox spring tides at the year N-1, with removal of potential development during March equinox spring tides (Figure 3.9).

Our data clearly shows that the tidal channel evolution is neither ebb or flood dominated and that the two processes of marsh construction on the inner bar and destruction on the outer bank responds differently to under and overmarsh tides.

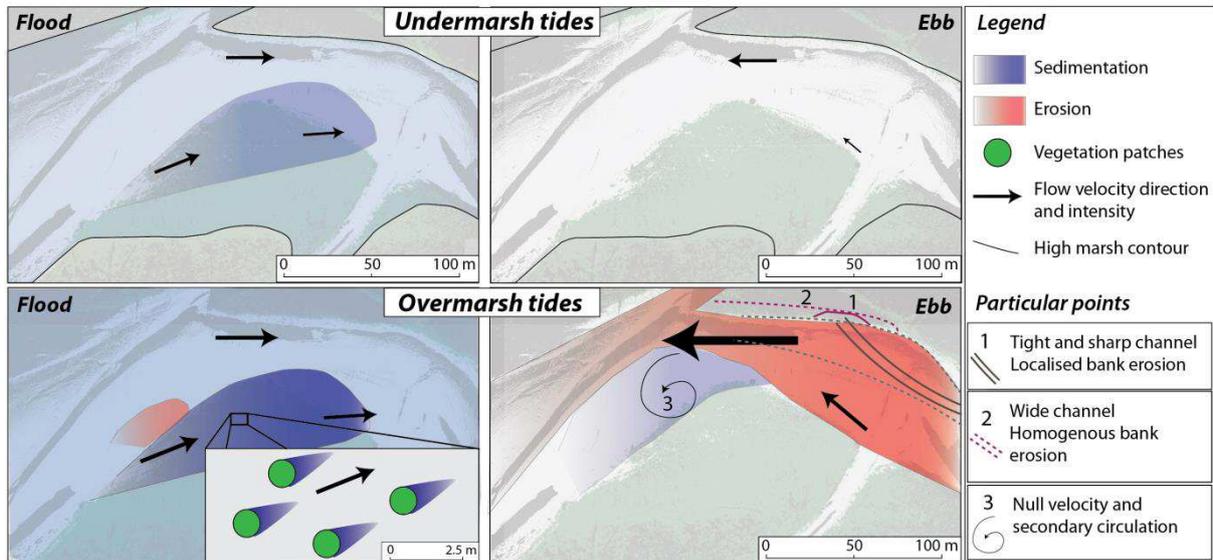


Figure 3.20 : Schematic model of meander functioning for tides below and above salt marsh elevation

Wave activity is not treated as a factor of impact in this study because the study site happens to be well protected by the road (Figure 3.8). Despite that erosion event occurs like other studies in mega-tidal (Van Proosdij et al., 2006b), the daily topographic and hydro-sedimentary measurement revealed the clear control of channel flow dynamic.

3.5.5.5. Sensitivity of channel dynamics to extreme tides

In this section we seek to explain which range of HWL mostly controls the dynamics of marsh construction by inner bar accretion and destruction by bank erosion. We compute the empirical effective event for each process following the method introduced by (Wolman and Miller, 1960). This is done by multiplying the frequency of occurrence of HWL over one nodal cycle (18.6 yrs) and multiplying it by the relationship of mean inner bar accretion rate (Equation 8) (Figure 3.14) and bank erosion rate (Equation 13) as a function of HWL derived from Figure 3.19. This is then normalized by the mean accretion rate and bank erosion rate over the 18.6 yrs. The resulting curve (Figure 3.21) shows the fraction of topographic change done by a given HWL. The maximum of this curve is thus the most effective event controlling the mean rate of evolution.

We find a clear distinction between the mean inner bar accretion which is mostly controlled by tide stages around the spring mean high water level, and bank erosion which is controlled by the largest tides occurring during a nodal cycle. We thus expect mean annual accretion

rates to be relatively steady over the years despite large spatial variability, while bank erosion rates, and thus migration rates to fluctuate at timescales ranging from 4.4 to 18.6 years. On top of this external forcing, internal dynamics of the sinuous channel like changes in curvature will alter the exact response of the channel, but we nonetheless expect yearly fluctuations that are consistent with our pluriannual budget analysis (Figure 3.11).

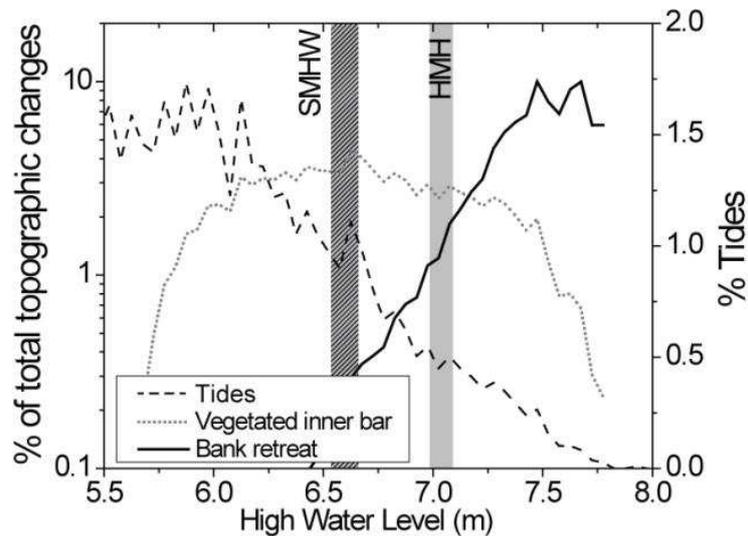


Figure 3.21 : Effective rates of topographic changes according to HWL calculated from the distribution frequency of tide over one nodal cycle (18.6 year) that reach the inner bar height and the empirical laws of accretion in the inner bank and bank erosion, derived from Figure 3.14 and Figure 3.19 (SMHW = Spring mean high water, HMH = High marsh height)

3.5.6. Conclusion

The study highlights that the combination of TLS surveys and hydro-sedimentary measurements can be used to construct 'field' models of tidal channel dynamics. This 3 years study of a sinuous tidal channel indicates the critical needs to measure rates of topographic changes at daily time scale during spring tidal cycles in order to understand the annual dynamic in a mega-tidal environment. The results show that the tide stage of the high water level (HWL) is a good predictor of the mean rates of topographic changes as well as the hydrodynamic characteristic of the flood and ebb flow. On the inner bar of the tidal channel, spatially average accretion rates per tide increase linearly with HWL. Seasonal variation between September and March spring tidal cycle likely results from the presence of dense vegetation in September that reduces flow velocity in its wake and enhance sedimentation. While sedimentation results from the penetration of a turbid flood, the high rates of channel incision and migration results from ebb flow dominance during overmarsh tides that induce

large ebb peak velocity up to $2.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. This results in high rates of bank retreat reaching up to $0.7 \text{ m}\cdot\text{tide}^{-1}$. This highlights the complex interaction of bi-directional flow on the tidal channel dynamic which increases during overmarsh tides. While the annual rate of sedimentation is relatively constant in the vegetated inner bar, annual rates of tidal channel migration due to bank erosion are controlled by the largest tides of the year. These results highlight the need to incorporate both vegetation impacts on sedimentation rates as well as tidal migration processes in salt marsh evolution model in mega tidal environment. Long term model should account for the highest tides on the year that make tidal channel very sensitive to the nodal cycle that controls the occurrence of the highest tides in mega-tidal environment.

3.5.7. Acknowledgments

This study was supported by the CNRS/INSU (projet EC2CO). We thank the Syndicat Mixte (Mont-saint-Michel) for providing the long-range Lidar data and the IFREMER for the Airborn Lidar data. We deeply thank Romaric Verney for loaning multiple hydro-sedimentary instruments. The authors are grateful to Simon Mudd, Jean-Jacques Kermarec, Lucie Guigner, Lise Provost, Christoff Anderman for their help during the intense lidar surveys over spring tidal cycles.

3.6. Conclusion et discussion

Pour la première fois utilisé dans ce type d'environnement, le scanner lidar terrestre a permis de caractériser l'évolution d'un site de l'échelle annuelle à l'échelle journalière. Le nombre de mesures réalisées à fréquence journalière pour une large gamme de hauteur de marée a permis d'établir des lois empiriques d'accrétion et d'érosion en fonction de la hauteur de marée. La sensibilité érosive du système aux marées les plus fortes, c'est-à-dire celles surpassant la hauteur de prés-salés, entraîne des changements significatifs, notamment en termes d'érosion des berges. Bien que l'influence du jusant peut être déduite de l'analyse qualitative de l'évolution géométrique du chenal interne, la mesure hydrodynamique associée à la mesure morpho-dynamique permet de relier quantitativement les 2 paramètres pour établir des lois empiriques d'érosion de berge. Cette étude confirme, de manière quantitative et par des mesures sur le terrain, les modèles conceptuels de l'impact des marées submergeant les prés-salés sur la dynamique érosive des chenaux tidaux (French and Stoddart, 1992).

Dans cette partie, nous discuterons de certains points mis en avant dans l'étude précédente à travers différents travaux réalisés dans le cadre de cette thèse.

3.6.1. Influence de la végétation sur la sédimentation

Le suivi de la sédimentation dans la partie interne du chenal révèle l'importance du développement de la végétation sur la zone pionnière en végétation. Mais qu'en est-il de la représentativité de ce site à l'échelle de la baie ? Pour cela le même type de mesure doit être fait dans une zone de front de pré-salé. Dans ce sens, une tentative a été faite afin de mesurer la même zone frontière de prés-salés sur la zone précédemment étudiée dans l'étude de Détriché, et al. (2011), à l'Ouest du Mont-Saint-Michel. Mais cette tentative resta unique compte tenu des difficultés d'accès à un site se trouvant à 1,5 km de la digue des polders avec l'équipement lourd que représente aujourd'hui la Scan Station 2. Les scanners Lidar de nouvelles générations devraient permettre à une seule personne d'effectuer ce genre de mesure. Le système de contrôle est en effet intégré directement dans la tête de l'appareil (plus besoin d'ordinateur externe) et l'alimentation s'effectue à l'aide de batteries lithiums légères (plus besoin de groupe électrogène).

3.6.2. Variations de la sédimentation au cours du temps

Les mesures avec les instruments Altus, qui n'ont pas été exploitées dans ce manuscrit, permettent de répondre à la variation temporelle de la sédimentation au cours de l'onde de marée. Deux configurations sont présentées (Figure 3.22) : des mesures à l'aval d'un patch de végétation par rapport à l'écoulement principale (flot) et des mesures dans une partie non-impactée directement par la végétation. Un des deux ADVs installé sur le terrain a enregistré au début et à la fin de chaque période de mesures, la distance à la plus proche paroi. Comme les ADVs ont été positionnées pour mesurer la vitesse à quelques centimètres au-dessus du sol durant les campagnes de Septembre 2010 et d'Octobre 2010, nous avons pu suivre l'évolution qualitative (signal non calibré) de la surface du sol.

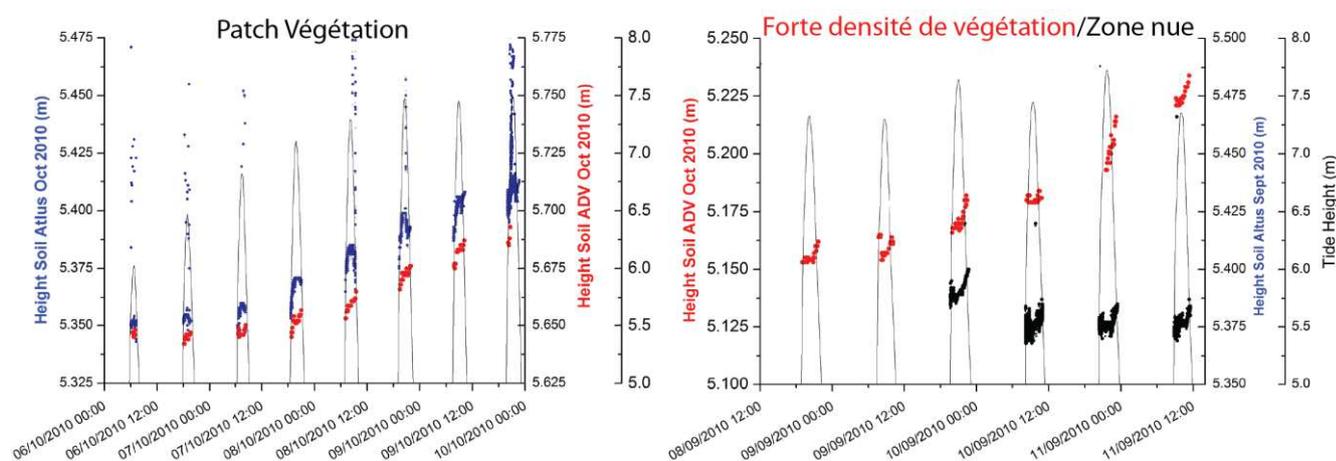


Figure 3.22 : Comparaison de l'évolution topographique sur deux cycles de marées : Gauche : Octobre 2010, ADV derrière un patch de végétation (droite) et Droite : Septembre 2010, ADV en zone nue (noir) et en zone à très forte densité de végétation (rouge)

Les données montrent des évolutions temporelles pour chaque marée alors que les données Lidar mesurent l'influence de deux marées. L'impact de la hauteur de la marée sur les taux de sédimentation ou d'érosion peut être estimé pour une marée, mais aussi pour les phases de flot et de jusant. Ceci peut appuyer le modèle avancé dans l'article sur l'impact du flot sur la sédimentation derrière les patches de végétation.

Les données issues du signal ADV (rouge gauche Figure 3.22) montrent bien une sédimentation dès le début de la marée et la sédimentation continue même pendant le jusant. Le signal Altus a malheureusement été perturbé par une dépression qui s'est créée juste au-dessus du transducteur. On peut y voir des phases de sédimentation puis d'érosion lors du jusant, mais ce signal n'est pas interprétable.

Dans le cas d'une comparaison entre une zone sans végétation et une zone très dense, la Figure 3.22 nous montre des taux de sédimentation de plus de 2 cm pour les plus fortes marées, dans les parties végétalisées.

Le zone mesurée avec l'Altus était localisée dans la zone fortement impactée par les fortes vitesses du flot, c'est pourquoi nous n'observons pas de changement topographique significatif, comme le montrait les données Lidar. Cependant on peut distinguer une très faible sédimentation à la fin de l'onde de marée, de l'ordre du millimètre, qui pourrait résulter de la sédimentation de particules fines lors du jusant durant lequel les vitesses sont nulles dans cette zone aval.

3.6.3. Variations de la concentration au cours du temps

La canne turbide a permis de calibrer les données backscatter ADV pour estimer des concentrations moyennes aux différentes zones clefs du chenal tidal. La canne a mesuré un cycle complet de marées de vives-eaux de Mars (Avril 2012). La Figure 3.23 montre les concentrations mesurées pour 3 marées différentes, en début, milieu et fin de cycle. On peut voir tout d'abord que la concentration près du fond y est beaucoup plus forte pour les 3 marées mesurées. Les concentrations sont très fortes au tout début de la marée lors du flot et décroît très vite pour atteindre des concentrations inférieures à 0,8 g/L lors du jusant. Ce premier pic de concentration est lié aux fortes vitesses liées à la fin du mascaret. Un phénomène que nous n'expliquons pas intervient pour les marées les plus fortes. Dans l'exemple de la deuxième marée de la Figure 3.23, les vitesses chutent drastiquement lors des flots, corrélées à de plus faibles concentrations. Alors que la vitesse du flot augmente pour atteindre son maximum, les concentrations restent constantes. Puis les vitesses du flot décroissent et un pic de concentration est enregistré sur tout la colonne d'eau avec des valeurs de concentration atteignant environ 5 g/L, avant de retrouver des concentrations proches de celle du jusant.

Les données sont riches d'enseignement et d'interrogations sur la variabilité temporelle de la concentration et sur les gradients verticaux de concentrations. Ces variations temporelles posent la question de la moyenne de la concentration intégrée sur la période du flot, ou est-ce le maximum de concentration qu'il faut mieux prendre en compte ? La sédimentation continue mesurée par les Altus et ADV montre que la sédimentation se produit même pour des valeurs de concentrations faibles, d'où l'intérêt de moyenniser le signal des concentrations au premier ordre.

Les perspectives pour l'utilisation de cet appareil seraient de mesurer l'impact de la végétation sur les gradients de concentration.

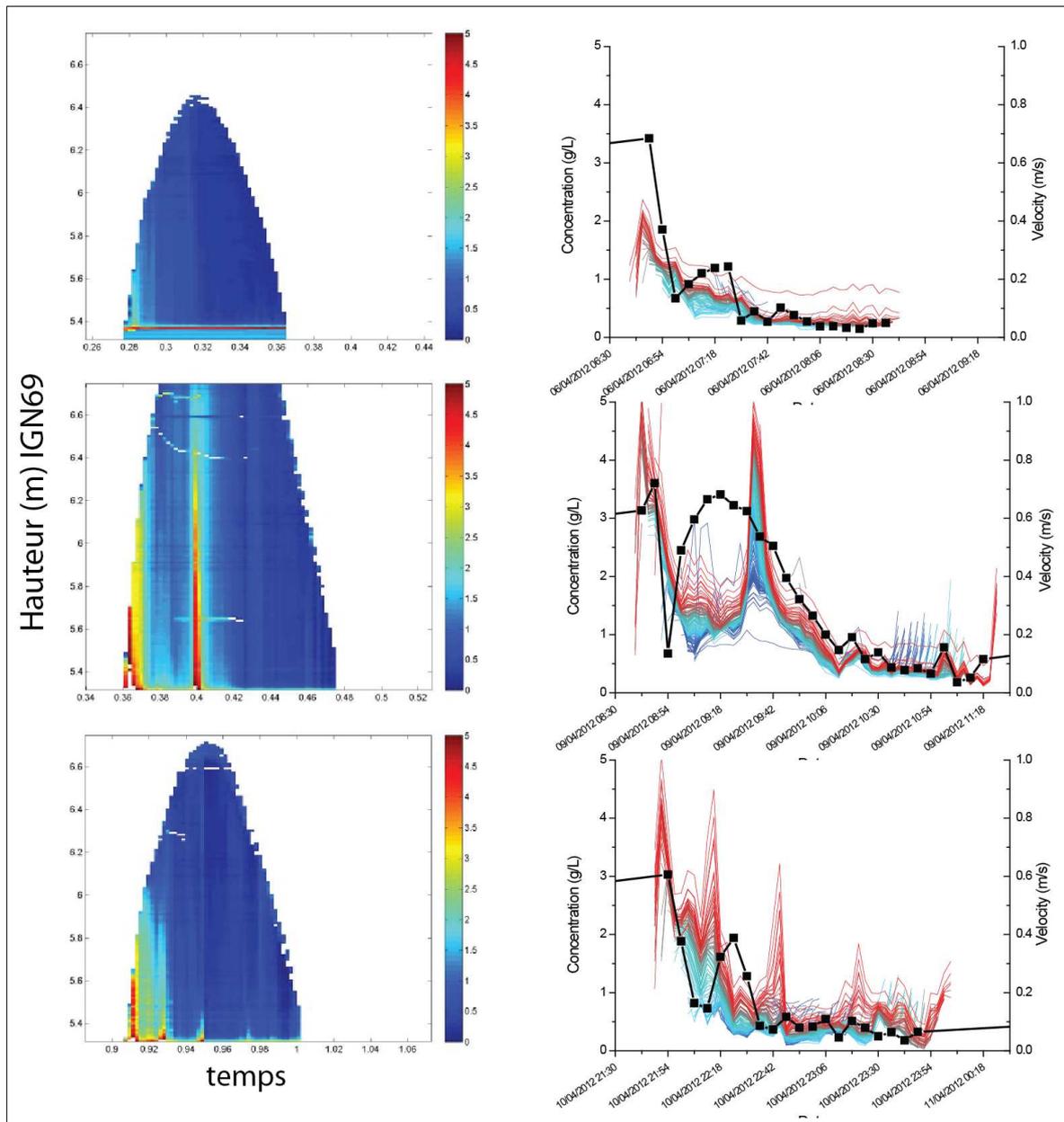


Figure 3.23 : Mesures des concentrations (g/L) avec la canne turbide en fonction de la hauteur dans la colonne d'eau et du temps (gauche), Evolution temporelle des concentrations en fonction de la vitesse mesurée au même endroit (droite). (bleu : cellules OBS hautes, rouge : cellules OBS basses)

3.6.4. Modélisation à long terme de l'érosion des berges

(Résultats présentés à l'AGU 2012)

Pour confirmer le modèle exponentiel empirique de retrait de berge en fonction de la vitesse du jusant (Equation 13), le retrait moyen de berges a été mesuré avec : (i) les données Lidar, (ii) des données DGPS et (iii) les données Lidar du Syndicat Mixte du Mont-Saint-Michel.

Les vitesses du jusant augmentant linéairement avec la hauteur de marée à partir de 6,75 m IGN69, il est donc possible de modéliser le retrait moyen cumulé de la berge grâce au modèle empirique pour chaque événement de marée à partir de la chronique des marées enregistrée par le marégraphe de Saint-Malo et transformé par l'équation de Roux (1998).

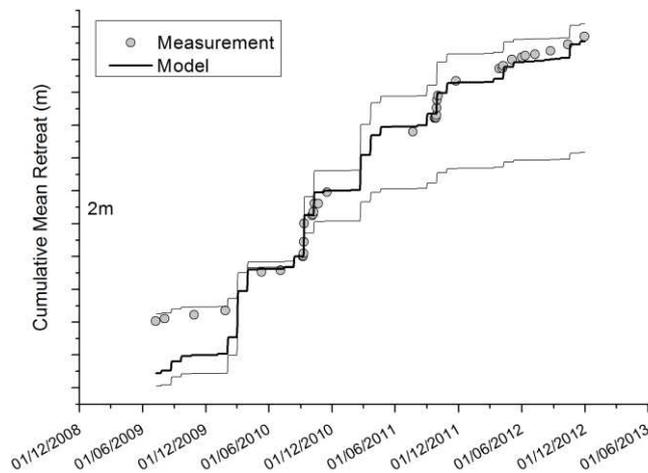


Figure 3.24 : Retrait moyen cumulé mesuré sur la berge du site d'étude de la partie 3 grâce aux TLS, le Lidar du Syndicat Mixte et des mesures GPS, comparé au modèle empirique (ligne en gras) de retrait moyen des berges en fonction de la vitesse du jusant (lié linéairement à la hauteur de marée). Les lignes grises correspondent à l'incertitude du modèle exponentiel définie par l'équation 13.

Le modèle reproduit le retrait moyen cumulé sur la berge à partir de Septembre 2010 jusqu'à Novembre 2012. Le modèle ne reproduit cependant pas le retrait de berge avant Septembre 2010 qui est plus faible que celui modélisé (Figure 3.24). Ce qui peut être expliqué par un effet de courbure et de morphologie du chenal. La végétation qui s'est installée depuis Septembre 2010 a eu un effet de concentration de l'écoulement. Ce qui est déjà appuyé par les modèles de (Temmerman et al., 2005).

3.6.5. Représentativité du site d'étude sur l'érosion des berges

(Résultats présentés à l'EGU 2012)

Pour étudier l'érosion des prés-salés autour du Mont-Saint-Michel, j'ai effectué une mesure des retraits moyens de berges sur différentes portions de bordure de prés-salés situées le long de chenaux internes.

Précédemment aux mesures effectuées dans le cadre de cette thèse, plusieurs mesures au Lidar ont été effectuées sur un autre site d'étude près du Mont. Les berges du Couesnon, indiquées en C1 et C2 (Figure 3.25) ont été suivies de 2009 à 2011. Il s'agissait à la base de tester l'appareil Lidar à mesurer ce type d'environnement. Des cibles fixes ont été installées le long de la digue route pour la co-registration des données, selon la même méthode que l'étude précédente. L'étude du site s'est poursuivie pour quantifier l'impact de la mise en service du barrage du Couesnon (Figure 3.25) début 2009, pour voir son effet sur la migration du Couesnon dans une partie sinueuse. Ce barrage stocke en amont la marée montante par ouverture de vanne lors de l'étale, et relâche l'eau stockée lors du jusant pour exporter les sédiments vers la mer et empêcher le colmatage autour du Mont-Saint-Michel. Ce changement de conditions hydrologique, spécialement lors du jusant, offrait une occasion de mieux comprendre l'érosion des berges et la mobilité latérale du chenal.

Cependant, la perte majeure de la base de données sur ce site n'a pas permis de faire une étude approfondie des mécanismes de migration du chenal du Couesnon. Tout de même, les taux moyens de retrait de la ligne de prés-salés ont pu être conservés.

Grâce aux mesures des sommets de berges sur les données du Lidar terrestre longue portée effectuées au sommet de l'abbaye (Syndicat Mixte du Mont-Saint-Michel), ainsi que sur les photographies aériennes, nous avons pu quantifier le retrait moyen des zones de prés-salés érodés aux abords du Mont Saint-Michel. Le retrait de berge est calculé tous les 2 mètres. Les retraits moyens cumulés des berges sont comparés et représentés sur la Figure 3.25.

La Figure 3.25 montre le taux moyen de 3,3 m/an de recul pour la berge C2 du Couesnon de 1995 à Juillet 2010. Une brusque augmentation de ces taux est enregistrée pendant les marées d'équinoxe de Septembre 2010 (50 m/an). Cette augmentation est très forte comparée aux taux de retrait mesurés sur les autres berges B1 et B2 (berge étudiée dans le précédent Chapitre).

Nous interprétons cette brusque augmentation par un phénomène de sédimentation dans la barre interne du coude du Couesnon par rapport à la berge C2 (Figure 3.26), par recirculation des courants du flot vers la berge intérieure et du dépôt de sédiment par les lâchers du barrage lors du jusant. Ce changement de la topographie induit par la forte

sédimentation sur la partie intérieure a réduit la largeur du chenal et entraîné la focalisation des courants du flot et du jusant.

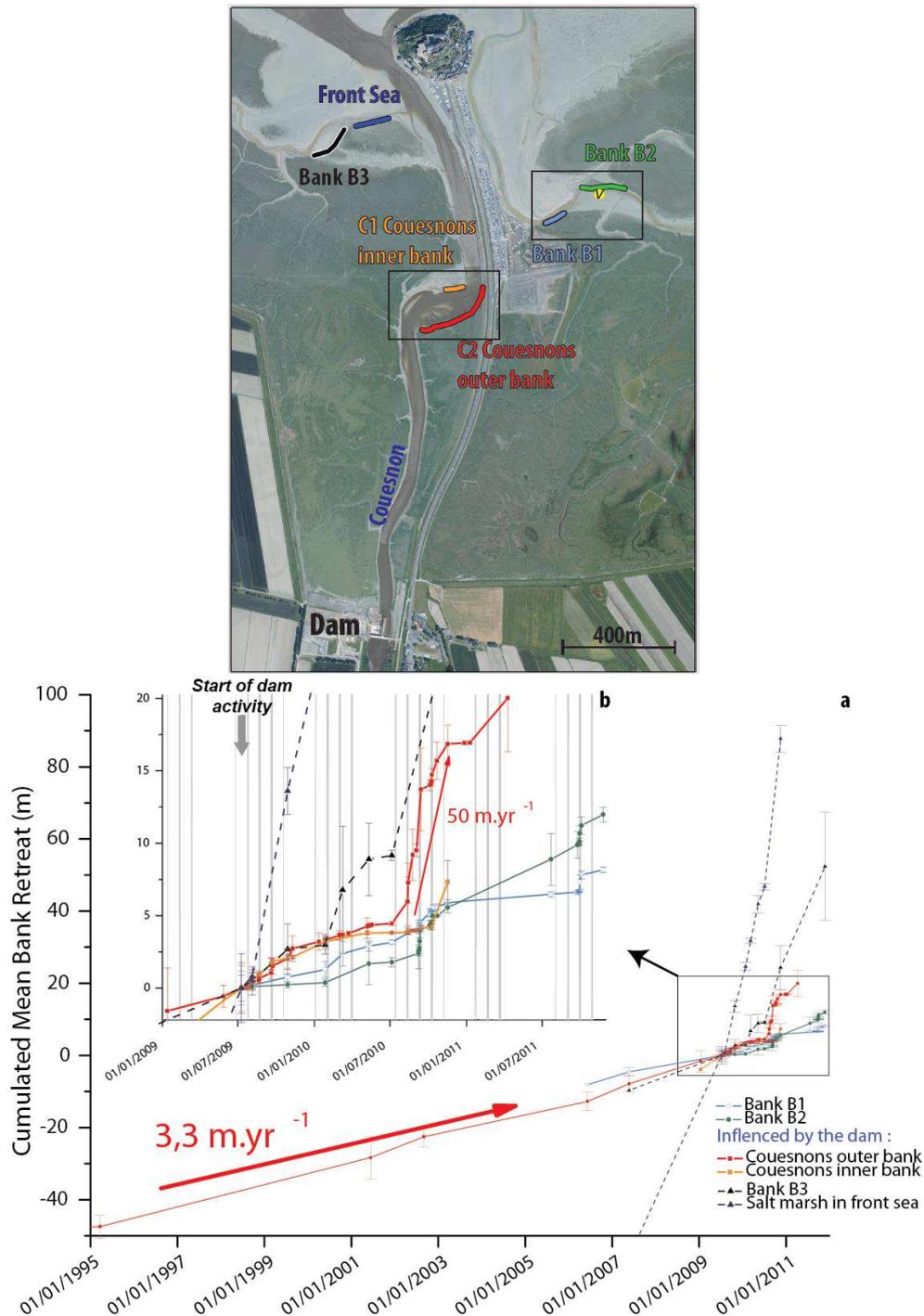


Figure 3.25 : Haut, Localisation des berges de prés-salés étudiées aux abords du Mont-Saint-Michel. Bas, a. Evolution temporelle du recul moyen de berge cumulée sur les berges depuis 1995. b. Zoom sur les périodes récentes depuis 2009. Les tirets grisés représentent les périodes de marée submergeant les prés-salés.

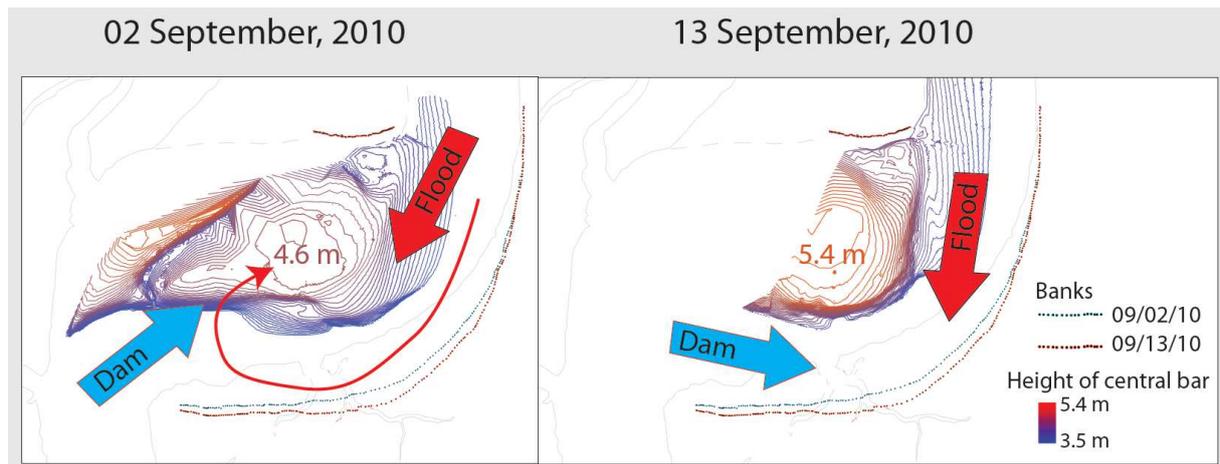


Figure 3.26 : Comparaison de la bathymétrie de la barre interne avant et après la forte érosion sur les berges du Couesnon

Des marées successives submergeant les prés-salés ont eu un impact important sur l'érosion des berges du Couesnon. Cependant, compte-tenu de la configuration du site et de la localisation du retrait de berge, il semble que ce sont les courants du flot qui soient responsables de l'érosion et non les courants du jusant. Le mécanisme de retrait de berge reste cependant le même que sur le site précédemment étudié (B2) (Figure 3.25) avec la concentration d'un fort écoulement de marée associé aux marées d'équinoxes.

Il apparaît que la dynamique des chenaux et l'érosion des prés-salés résultent d'une dynamique complexe dont l'intensité peut être variable selon les secteurs étudiés, avec des taux plus importants quand ils sont proches de leurs embouchures (Front Sea et B3).

3.6.6. Implication pour la baie de Somme

Cette étude porte un nouveau regard sur l'évolution des surfaces érodées par migration des chenaux mise en évidence en baie de Somme avec l'impact des marées submergeant les prés-salés. Les données Lidar aéroporté de la baie de Somme (Figure 3.27) produites par l'Université de Rouen (co-financement Région Picardie) pourront être analysées pour en sortir les caractéristiques principales des chenaux, à savoir le rapport largeur/profondeur, largeur/longueur du chenal amont, aire de cross-section de chenal et enfin aire drainée en chaque point le long des chenaux (D'Alpaos et al., 2010; Marani et al., 2007; Rinaldo et al., 1999a). Ces variables mesurées en tout point de la ligne centrale des chenaux tidaux permettent d'estimer le prisme tidal et de donner une indication sur le débit lors du jusant (Rinaldo et al., 1999b). Enfin ces estimations de débit pourraient être reliées aux surfaces érodées par la migration des chenaux afin de confirmer les observations faites en baie du Mont-Saint-Michel.

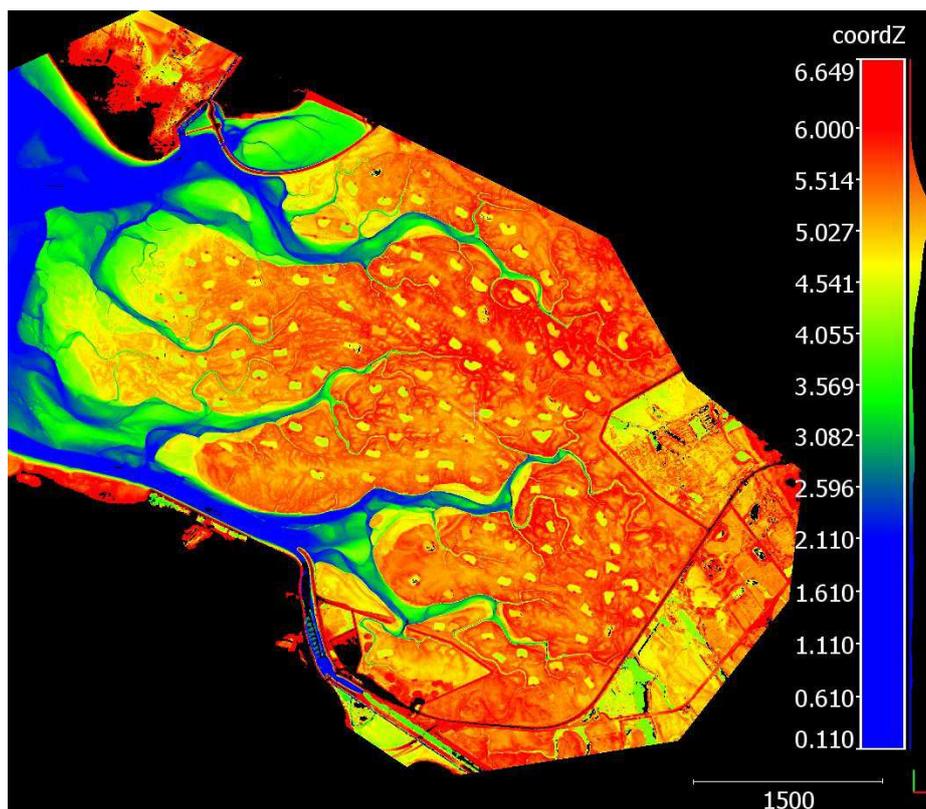


Figure 3.27 : Données issues de la mesure au Lidar aéroporté effectuée sur la baie de Somme. L'échelle de couleur topographique indique les côtes IGN69 des prés-salés.

Synthèse et conclusion

La problématique principale de la migration des chenaux dans les environnements méga-tidaux a été abordée à différentes échelles de temps et d'espace : 1) de l'échelle séculaire à décennale à travers l'étude de l'expansion des prés-salés de l'estuaire de la Somme, ainsi que sa comparaison avec l'estuaire du Couesnon en Baie du Mont-Saint-Michel, et 2) de l'échelle annuelle à journalière à travers le suivi d'une portion d'un chenal tidal sinueux en Baie du Mont-Saint-Michel.

L'approche méthodologique a combiné des méthodes classiques de suivi des zones de prés-salés : 1) à large échelle grâce à l'étude d'images aériennes et de cartes historiques et 2) une méthode de mesure inédite en contexte de suivi de zone de prés-salés, à savoir la mesure au scanner Lidar terrestre. Un suivi sur 3 ans de 36 mesures d'une zone de prés-salés en Baie du Mont-Saint-Michel a permis de récolter une base de données riche couvrant des processus à différentes échelles spatiales. Associées à ces relevés topographiques à haute résolution et haute précision, plusieurs campagnes de mesures hydrodynamiques ont permis de caractériser la dynamique du système de l'échelle annuelle à l'échelle de l'événement de marée.

Dynamique des prés-salés et des chenaux, du siècle à l'échelle pluriannuelle

Autrefois libre de migrer et de divaguer dans les zones intertidales de leurs estuaires respectifs, la Somme et le Couesnon ont été canalisées au milieu du XIX^{ème} siècle dans leur partie terminale. L'extension qui s'en est suivie a été quantifiée en Baie de Somme dans le cadre de cette thèse et comparée aux différents travaux réalisés en baie du Mont-Saint-Michel. Les taux d'extension des prés-salés en baie de Somme sont passés de 0,245 km²/an ($\pm 0,019$) entre 1860 et 1920 à 0,065 km²/an ($\pm 2,91 \cdot 10^{-3}$) depuis 1920. Normalisés par la surface finale mesurée, il apparaît que ces deux estuaires ont enregistré des évolutions étonnamment similaires. En effet, la même rupture dans les taux d'extension des prés-salés intervient aux environs de 1910-1920. Bien que les digues de polders dans les deux baies soient considérées comme responsables d'une augmentation des surfaces des prés-salés, nous montrons que les taux d'extension ont ralenti depuis ces constructions. L'augmentation du niveau marin depuis le début du XX^{ème} siècle apparaît comme un élément commun aux deux estuaires puisqu'elle a été enregistrée à différents ports autour de la Manche (Haigh et al., 2009). L'augmentation du niveau marin qui entraîne une augmentation du prisme tidal est une hypothèse valable qui est appuyée par des études réalisées en contexte micro-tidale. En effet, l'augmentation du prisme tidal peut entraîner une érosion de la zone de slikke et une sédimentation plus importante dans le haut schorre (Van der Wal et al., 2008), réduisant la sédimentation en zone frontière de prés-salés et la

possibilité l'établissement de la végétation. De plus, l'augmentation du prisme tidal a un impact sur les vitesses dans les chenaux tidaux (French and Stoddart, 1992), ce qui peut conduire à une augmentation de l'incision et de la migration des chenaux. La migration des chenaux peut entraîner de l'érosion sur la frontière de prés-salés, comme illustré par Desguée (2008) en Baie du Mont-saint-Michel. En baie de Somme, la frontière des prés-salés atteint aussi l'embouchure de la Somme et du bassin de chasse, ce qui peut être un facteur de plus qui va tendre à stabiliser les surfaces de prés-salés dans le siècle à venir, avec l'augmentation du niveau marin attendu.

Le phénomène de migration a été mis en évidence lors d'une phase érosive généralisée à toute la baie de Somme, qui est corrélé à un maximum dans le cycle de Saros. L'érosion par migration du chenal interne y est plus importante à la frontière des zones de prés-salés. Cependant ce fut le seul exemple significatif de l'impact de ce cycle de marée. Au contraire de la baie du Mont-Saint-Michel, le maximum du cycle de Saros en baie de Somme peut-être corrélé à des phases d'extension très rapides et à des phases d'érosion généralisée.

Dynamique de migration d'un chenal tidal de l'échelle annuelle à l'événement de marée

Une étude a donc été menée en Baie du Mont-Saint-Michel afin de comprendre les mécanismes de fonctionnement d'un chenal tidal sinueux en frontière des prés-salés, grâce à des mesures topographiques inédites réalisées avec un Lidar terrestre haute résolution, combinées à des mesures hydro-sédimentaires (vitesses fluides et concentration). Ce premier travail exploratoire a permis de comprendre la dynamique annuelle du chenal, étudiée à travers une série de mesures journalières réalisées en période de marée d'équinoxe de Septembre et de Mars. La topographie mesurée et la comparaison des surfaces ont permis des calculs de taux de sédimentation et d'érosion moyennés spatialement par marée sur différents compartiments du site d'étude. Les mesures d'érosion des berges ainsi que l'incision dans le chenal interne ont mis en évidence une relation très non-linéaire avec l'augmentation de la hauteur de marée. Cette relation est régie principalement par une forte augmentation des vitesses du courant lors du jusant, pouvant atteindre 2,2 m/s lorsque les marées inondent totalement les prés-salés. L'étude des taux de sédimentation dans la partie interne du méandre tidal a révélé l'importance de la présence de la végétation pionnière. En effet, celle-ci introduit une très forte hétérogénéité spatiale de l'accrétion et augmente les taux moyens de sédimentation à l'échelle du méandre d'un facteur 2. Des relations empiriques ont pu être définies pour (i) l'érosion des prés-salés en reliant les vitesses du jusant au taux d'érosion moyen des berges, et (ii) l'accrétion de sédiments en présence de végétation reliée à une augmentation linéaire de la concentration avec la hauteur de la marée. Par rapport à la fréquence des marées en baie du Mont-Saint-Michel, il est montré que 6 % des marées les plus hautes de l'année sont responsables de

90 % de l'érosion des prés-salés par migration du chenal, alors que la sédimentation est dominée par les marées les plus fréquentes, dès lors que les zones végétalisées sont submergées.

Perspectives

Ces travaux mettent en avant de nombreuses pistes à explorer pour de futures recherches sur la compréhension de la dynamique des prés-salés en contexte méga-tidal, en prenant notamment en compte l'effet de l'augmentation du niveau marin sur le ralentissement ou le recul des surfaces de prés-salés. Une modélisation des processus de comblement de baie dans des configurations similaires à la baie de Somme ou à la baie du Mont-Saint-Michel devra être faite sur des échelles de temps séculaires. Cette modélisation pourra ainsi découpler tous les différents paramètres naturels (niveau marin, fluctuations des fréquences de marées, disponibilité en sédiments) et anthropiques (construction des digues), dont la contribution est difficilement quantifiable par simple analyse de système naturelle. Il paraît évident qu'une étude plus approfondie de l'augmentation du niveau marin sur d'autres estuaires soumis au même régime méga-tidal doit être faite afin de confirmer cette influence globale.

Bien que la migration des chenaux puisse entraîner des phases d'érosion généralisée en Baie de Somme, la dynamique d'un chenal tidal à son embouchure n'a pu être appréhendée qu'à partir de mesures journalières sur le site d'étude en baie du Mont-Saint-Michel. Les lois empiriques d'accrétion et d'érosion établies pourront servir de base pour calibrer des modèles numériques incluant la migration des chenaux tidaux. Le modèle devra intégrer les périodes de cycles de 4,4 et 18,6 ans qui influencent la fréquence des marées extrêmes.

Le modèle devra intégrer une végétation dynamique 2D ainsi que des variations temporelles liées aux cycles de productivité des plantes pionnières, qui sont responsables de forts taux d'accrétion mesurés dans cette étude. Cependant, ces mécanismes de sédimentation en front des prés-salés liés à la présence de végétation ne sont pas considérés comme un facteur d'augmentation des taux d'accrétion. Ces zones enregistrent pourtant les plus forts taux d'extension. Il y a donc un besoin de reconsidérer cette vision avec des mesures réalisées à fréquence journalière pendant les périodes de marées d'équinoxe et de caractériser hydrauliquement ces zones frontalières de prés-salés.

Les taux d'accrétions mesurés avec le Lidar devront aussi être comparés à une analyse de carottes réalisée sur le site afin de comparer la stratigraphie virtuelle mesurée au Lidar et la stratigraphie sédimentaire pour en déduire les taux de compaction de sédiments, et calibrer les lois empiriques d'accrétion par marée sur une échelle pluriannuelle.

Enfin, cette base de données va permettre une approche inédite de l'étude des couplages bio-géomorphologiques à différentes échelles: du patch de végétation à l'échelle d'un méandre, ce qui est mis en évidence au premier ordre dans ce travail mais dont la richesse des données peut permettre de caractériser beaucoup plus finement les interactions entre l'hydraulique (large gamme de vitesses mesurées), la végétation (différentes tailles de patches, hauteur, densité...) et les changements topographiques mesurés à très haute résolutions spatiales (mesure lidar) et temporelle (mesure ALTUS). L'analyse de toutes ces données pourrait donc, à terme, permettre de déterminer les lois d'érosion/transport nécessaires à la calibration d'un modèle numérique, couplées à la présence ou à l'absence de végétation.

Liste des figures

- Figure 1.1 : Photographie aérienne (images Google Earth©) de différentes zones d'étude des prés-salés en Europe : a. Lagon de Venise soumis à un régime micro-tidal, b. Zone de prés-salés se développant dans l'estuaire de l'Escaut soumis à un régime macro-tidal, c. Prés-salés en baie du Mont-Saint-Michel et les différents éléments qui caractérisent sa morphologie, d. Exemple de morphologie d'une section de prés-salés et distribution de la végétation en fonction des hauteurs de marée. (HME : Hauteur marée exceptionnelle ; HMVE : Hauteur moyenne des marées de vive-eau ; HMVE : Hauteur moyenne des marées ; HMME : Hauteur moyenne des marées de morte-eau) (modifiée de Carter (1988)) 20
- Figure 1.2 : Répartition mondiale des côtes soumises à un régime méga-tidal (contour noir) (d'après Archer et al. 2013)..... 21
- Figure 1.3 : Schéma explicatif de l'origine des cycles de 4,4 ans et 18,6 ans. A. Cyclicité de 8,8 ans de l'axe périégée-apogée (distance Terre-Lune) coïncidant avec les périodes d'équinoxe (distance minimale entre Terre et Soleil) tous les 4,4 ans. B. Représentation des nœuds ascendants et descendants qui intersectent le plan d'orbite de la Terre autour du soleil (cercle rouge), B'. La « ligne des nœuds » effectue une rotation complète autour de la terre en 18,6 ans (tiré de Weil, (2010) d'après Guérin (1983)) 23
- Figure 1.4 : Exemple de taux de sédimentation mesurés sur une zone de prés-salés (Paulina, Pays-Bas) (tirée de Temmerman et al. 2003b) (meso-macro tidal)..... 27
- Figure 1.5 : Modèle de sédimentation sur une zone intertidale. Les variations de hauteur d'eau et de vitesses au cours d'une marée vont conditionner les vitesses lors du flot et du jusant. Le processus de sédimentation et d'érosion étant conditionné par les seuils de dépôts et d'érosion (tirée d'Allen, 2000). 28
- Figure 1.6 : Classification des réseaux de chenaux dans les prés-salés (tirée de Allen (2000)) 30
- Figure 1.7 : Formes principales de cross-section dans les chenaux tidaux. Les formes en V (a) et U (b) sont observées sur les portions de chenaux droits. Les formes asymétriques se trouvent dans les portions méandriformes. 31
- Figure 1.8 : Evolutions possibles des méandres tidaux sous l'influence seule du jusant (B), du jusant avec des vitesses 2 fois plus importantes que le flot (C) et des vitesses égales entre le flot et le jusant (D) (Fagherazzi, et al. 2004) 31
- Figure 1.9: Variations des vitesses près du fond dans un chenal tidal au cours du flot et du jusant. L'asymétrie des vitesses montre une vitesse du flot plus importante au-dessus des prés-salés et des vitesses lors du jusant en dessous des prés-salés (bankfull) (tirée de French and Stoddart (1992)) 32
- Figure 1.10 : a. Prisme de marée (tidal prism) pour différentes hauteurs de marées dans un chenal tidal (tirée de Allen (2000)). b. Prisme de marée estimé à partir du produit entre l'aire

drainée et la différence de hauteur entre la surface moyennes des prés-salés et la hauteur de marée haute (tirée de Vanderbruwaene et al, 2013).	33
Figure 1.11 : Processus d'érosion par migration dans un méandre tidal (d'après Gabet (1998))	36
Figure 1.12 : a. Structure du profil de vitesse en absence de végétation. On distingue la zone influencée par le fond où se développe un profil logarithmique (PL). b. Structure du profil de vitesse en présence d'une végétation dense qui augmente la hauteur de la couche limite et réduit les vitesses au sein de la hauteur de la végétation h. (modifiée de Nepf 2012)	38
Figure 1.13 : Schéma simplifié de l'interaction de l'impact de la végétation sur la sédimentation par phénomène de capture ou d'augmentation des taux de sédimentation (modifiée d'après Fagherazzi et al. (2012)).....	39
Figure 1.14 : Simulation de la contrainte de cisaillement de fond ($N.m^{-2}$) autour d'un patch de végétation. La végétation réduit les contraintes à l'aval du courant et les augmente sur les bords du patch	40
Figure 1.15 : Exemple de modèle d'évolution des surfaces de prés-salés avec un modèle asymptotique a. Modèle pour l'évolution d'une zone de pré-salé dans l'estuaire de Severn, UK b. Courbe empirique de la relation âge-altitude pour les prés-salés de North Norfolk (UK) (tirée de Allen, 2000).....	42
Figure 1.16 : Comparaison de l'évolution temporelle de la surface des prés-salés sur un exemple situé à San Felice (micro-tidal), sans végétation (haut) et avec présence de végétation (bas) (modifié de d'Alpaos et al., 2007)	43
Figure 1.17 : Simulation de l'écoulement sur les prés-salés en présence de végétation (A et E) et en absence de végétation (B et F). Variations spatiales des taux de sédimentation en présence (C et G) ou absence de végétation (D et H). Les simulations mettent en évidence l'impact de la végétation sur la réduction des vitesses d'écoulements et l'augmentation des taux de sédimentation (Temmerman, et al. (2005a)).....	44
Figure 1.18 : Taux de progression de la bordure de prés-salés en fonction de l'augmentation du niveau marin (RSLR) et de différentes concentrations (disponibilité du sédiment) en présence de végétation (A) et en absence de végétation (B). L'augmentation du niveau marin accentue le retrait de la bordure de prés-salés dans les simulations (tirée de Mariotti and Fagherazzi, 2010) (micro-tidal)	45
Figure 1.19 : a. Morphologie à l'équilibre des prés-salés en réponse à une augmentation du niveau marin dans le cas où il y a présence (haut) ou absence (bas) de végétation. (tirée de Kirwan and Murray 2007) b. Seuil de stabilité des zones de prés-salés en fonction d'une augmentation du niveau marin et de la disponibilité en sédiment. Les lignes de seuils représentent différents marnages : rose (<1m), vert (>5m). (tirée de Fagherazzi et al. 2012)	47

Figure 1.20 : a. Image SPOT 1999 de la baie du Mont-Saint-Michel et délimitation des deux ensembles morpho-sédimentaires b. La baie se situe au sud de la presqu'île du Cotentin (France).....	52
Figure 1.21 : Sens du courant et intensité lors du flot pour un coefficient 102 en Baie du Mont-Saint-Michel ainsi que les roses de courant au cours de différentes marées issue de plusieurs campagnes de mesure pour différentes marées (tirée de Weil, 2010 et modifié d'après Bonnot-Courtois et al., 2002)	52
Figure 1.22 : Statistiques des directions et intensité des moyennes journalières (tirée de Weil, (2010) Données Météo-France 1950-1999)	54
Figure 1.23 : Nombres d'événement de marées atteignant la hauteur de 6 m IGN69 (Coefficient >90). Une tempête est définie dans cette statistique pour des moyennes journalières de vent supérieur à 5 m/s. Les vents des secteurs propices à la création de vagues sont différenciés (tirée de Weil, 2010)	55
Figure 1.24 : Carte de répartition des sédiments dans la baie du Mont-Saint-Michel (d'après Bonnot-Courtois 2002).....	56
Figure 1.25 : Classification des espèces végétales des prés-salés du Mont-Saint-Michel (Levasseur et Bonnot-Courtois, 2000))	58
Figure 1.26 : Carte de végétation des prés-salés de la Roche-Torin entre 1984 et 1994. La végétation pionnière y est symbolisée par la couleur marron-ocre (d'après Bouchard, 2005)	59
Figure 1.27 : Modèle conceptuel des phases d'évolution d'un pré-salé selon les observations en baie du Mont-Saint-Michel (tirée de Bonnot-Courtois et Levasseur, 2012).....	60
Figure 1.28 : Taux de sédimentation par rapport à la hauteur de mesure dans les prés-salés (Détriché et al, 2011).....	61
Figure 1.29 : a. Extension des prés-salés dans l'estuaire du Couesnon (tirée de Bonnot-Courtois, 2002) b. Poldérisation aux abords du Mont-Saint-Michel (tirée de Verger, 2001)..	64
Figure 1.30 : Carte de l'estuaire du Couesnon en 1780 (cliché Bibliothèque nationale de France, tirée de Verger, 2001)	65
Figure 1.31 : a. Divagation de la Sée et la Sélune avec les aménagements et la poldérisation de l'estuaire du Couesnon. b. Synthèse des aménagements humains autour de l'île du Mont-Saint-Michel (sources Syndicat Mixte du Mont-Saint-Michel)	65
Figure 1.32 : Progression et évolution de la surface des prés-salés entre 1947 et 2005 sur différents secteurs à l'Ouest et à l'est de la digue route du Mont-Saint-Michel (Bonnot-Courtois 2012).....	66
Figure 1.33 : Synthèse de l'évolution de la surface des schorres dans les 3 zones d'études autour du Mont-Saint-Michel entre 1978 et 2006. Certaines périodes de progression brusques sont mises en évidences (période 1985, 1990, 2001). Une distinction est faite entre	

les zones de prés-salés avec et sans zone pionnières en végétation (tirée de Desguée, (2008))	68
Figure 1.34 : Migration du chenal du Couesnon à l'aval de l'île du Mont-Saint-Michel et l'érosion des prés-salés induits par ces migrations lors des périodes de 2002-2003 (partie Ouest) et période 1993-1994 (partie Est) (tirée de Desguée, (2008)).....	69
Figure 1.35 : Principe de la mesure Lidar aéroporté. La mesure au lidar se fait par le scanner et le géo-référencement des données acquises est assuré par des systèmes GPS et ING embarqué, ainsi qu'une station GPS au sol (image : slvg.soe.ucsc.edu)	74
Figure 1.36 : Scanner Leica Scan Station 2 sur trépied. 360° x 270° de fenêtre de vue (Source Leica).....	75
Figure 1.37 : Un nuage de points composé d'un sol plat et d'une végétation pionnière (exemple du Mont-Saint-Michel). La mesure de la tendance géométrique des points est effectuée à différentes échelles (5, 10, 15 et 20 cm). Les points bleus (ou noir) correspondent à un échantillon de végétation et les points rouges (ou gris) correspondent à un échantillon de sol (tirée de Brodu and Lague, 2012)	77
Figure 1.38 : Fonctionnement de l'algorithme M3C2. La normale est calculée sur un diamètre D, et la distance est calculée le long de la normale au nuage en moyennant la surface d'un nuage de points autour d'un diamètre d. (tirée de Lague et al. 2013).....	78
Figure 1.39 : Synthèse des mesures de sédimentation et leurs relations. A correspond à la mesure de la concentration en sédiment dans la colonne d'eau. B. Sédimentation C. Taux d'accrétion. D Variation de surface topographique. (tirée de Nolte et al. 2013).....	79
Figure 1.40 : a. Cylindre en PVC installé à la surface du sol dans une zone de prés-salés végétalisé en Baie du MSM. b. Disque à surface définie mesure la sédimentation (g/m^2) grâce à la quantité de sédiment récupéré et séché.	80
Figure 1.41 : Système ALTUS composé d'un transducteur acoustique qui est relié par câble à un module enregistreur contenant la batterie. Le crayon magnétique (gauche) permet la connexion entre le module et l'ordinateur (tirée de Bassoullet et al., 2010).	82
Figure 1.42 : Système ALTUS et ADV monté sur leurs supports en mesure près d'un chenal tidal en Baie du Mont-Saint-Michel. a. Transducteur acoustique de l'Altus. b. Module enregistreur de l'Altus. c. Tête de la sonde ADV contenant l'émetteur et les 3 récepteurs. .	83
Figure 1.43 : Schéma de l'ADV Vector Nortek. a. Le boîtier cylindrique contient la batterie ainsi que les capteurs de pression et inclinomètre. b. La tête de la sonde est équipée d'un transducteur acoustique qui émet l'onde. c. Les 3 branches comprenant les récepteurs mesurent une composante vectorielle de vitesse dans le volume mesuré.	84
Figure 1.44 : a. Schéma de la géométrie de la mesure ADCP RDI Sentinel posé sur le fond d'une surface. La vitesse est mesurée par les quatre transducteurs le long de chaque faisceau à différentes hauteurs selon le nombre de n cellule (bin). b. ADCP Sentinel dans son support positionné au fond d'un chenal tidal en Baie du Mont-Saint-Michel	85

Figure 1.45 : a. Canne turbide ASM IV en acquisition dans une zone de pré-salé en Baie du Mont-Saint-Michel b. Zoom sur les cellules OBS de la canne turbide c. Principe de la mesure par réflexion par les particules du signal émis en infra-rouge..... 85

Figure 2.1 : Carte des faciès sédimentaires des sédiments dans la Manche. La baie de Somme se trouve le long d'un couloir de transport de sable (tirée de Anthony and Héquette, 2007). 88

Figure 2.2 : Synthèse des quelques caractéristiques de la baie de Somme. L'image aérienne est datée de 2007 (IGN). L'étendue de la zone de prés-salés correspond à l'étendue de 2007. Les vitesses du courant du flot et du jusant lors d'un événement de marée sont indiquées en 3 points dans la baie (SOGREAH, 1995). Le déplacement de la cote -5m IGN69 entre 1878 et 1993 est d'environ 2 km (SOGREAH, 1995). La localisation des différents ensembles morpho-sédimentaires est indiquée ainsi que les villes entourant la baie. 89

Figure 2.3 : Carte de la baie de Somme jusqu'à Abbeville dessiné par Cassini au XVIIIème siècle (1771) (source IGN Géoportail) 90

Figure 2.4 : Carte de l'Etat-major de la baie de Somme jusqu'à Abbeville dressé entre 1818 à 1824. (Source IGN Géoportail) 90

Figure 2.5 : Baie de Somme (Picardie) et les nombreuses digues (trait rouge) construite depuis le XVIIème siècle. 1. Bassin de chasse. 2. Digue de fond de baie. (tirée de Bastide, 2011). 92

Figure 2.6 : Etapes de géo-référencement de l'image 1981 (gauche) sur l'ortho-photographie de 2002 (centre) grâce à plus de 10 points de calage homogène sur la zone étudiée. Comparaison des contours de prés-salés en 1981 et 2002 sur la même zone (droite). 97

Figure 2.7 : A. Location of the two estuaries (SB = Somme estuary (50.191002° N, 1.666421°O) ; Couesnon estuary in the Mont-Saint-Michel bay (48.612433° N, -1.563989° O)), and Mean Sea Level gauge (Brest) along the North Western French coast B. Somme estuary before the derivation. C. after derivation. D. Couesnon estuary before derivation. E. after derivation. Pre-derivation maps show the configuration of the estuary with some historical channel position and marsh extent. Post-derivation maps show the expansion of the marsh surface with colors representing approximately the same date and channel positions between 2000 and 2007. Major civil works are mapped and dated 103

Figure 2.8 : Evolution of the salt marsh surface in the Somme and Couesnon estuaries normalized by the last surface area calculated (Somme : 26,63 km², 2011; Couesnon: 46.09 km², 2005). Rates of marsh expansion: Somme estuary, 0.245 km²/yr (±0.019) from 1860 to 1920; 0.065 km²/yr (±2.91.10⁻³) from 1920 to 2011. Couesnon estuary, 0.456 km²/yr (±0.013) from 1851 to 1912; 0.131 km²/yr (±0.006) from 1912 to 2011. For the Somme estuary, high uncertainty was attributed to some estimation of the marsh surface area in the absence of historical maps because only land claim area were available (1860, 1878) or represents 10% of the marsh surface due to the source of the data (1900, 1920). For the Couesnon, uncertainty is set at a conservative value of 10% due to the imprecision of historical maps. Mean Sea Level at Brest is provided by the SONEL (<http://www.sonel.org>). 104

Figure 2.9 : Comparison of two successive periods of salt marsh evolution in the Somme estuary with tidal channel position centerline is manually drawn. A. 1986-1991. B. 1991-1997. Channel t1 and t2 correspond to the first and last date in the periods. C. Rates of marsh surface changes for both periods. Marsh expansion within tidal channels and at the fringe of the marsh are distinguished. The first period shows large fringe expansion with limited erosion within tidal channels, while the second period exhibits high rates of marsh erosion at the fringe and within tidal channels due to migration (examples indicated by arrows).	105
Figure 2.10 : Dynamique des prés-salés sur la période de 1971 à 1977.....	110
Figure 2.11 : Dynamique des prés-salés entre 1977 et 1981.....	111
Figure 2.12 : Dynamique des prés-salés entre 1981 et 1986 en Baie de Somme	112
Figure 2.13 : Dynamique des prés-salés entre 1986 et 1991 en Baie de Somme	113
Figure 2.14 : Dynamique des prés-salés entre 1991 et 1997 en Baie de Somme.....	114
Figure 2.15 : Dynamique des prés-salés entre 1997 et 2002 en Baie de Somme	115
Figure 2.16 : Dynamique des prés-salés entre 2002 et 2007 en Baie de Somme	116
Figure 2.17 : Dynamique des prés-salés entre 2007 et 2011 en Baie de Somme	117
Figure 2.18 : Bilan des surfaces en extension et en érosion depuis 1971 jusqu'à 2011 en relation avec le nombre de marées par période et le nombre de marées associés aux vents supérieurs à 30 km/h	118
Figure 2.19 : Influence du signal de marée et facteurs météo sur l'évolution des surfaces de pré-salé.....	119
Figure 3.1 : Site d'étude du suivi sur 3 ans de l'embouchure d'un chenal tidal en Baie du Mont-Saint-Michel (IGN Mai 2009).....	124
Figure 3.2 : Photo panoramique du Site d'étude du 07 septembre 2010. Le site présente différentes hauteurs de prés-salés avec le haut schorre, le moyen schorre recouvert d'Obione et le bas schorre constitué de Soude et Salicorne principalement. La marée montante vient de l'Ouest par le chenal.....	125
Figure 3.3: La ScanStation 2 sur le terrain.....	126
Figure 3.4 : a. Exemple d'image panoramique du site d'étude. La photographie est composée de nombreuses images en nid d'abeille. b. Points mesurés sur la topographie avec l'intensité réfléchie.....	127
Figure 3.5 : Erreur moyenne de registration des mesures au Scanner. Le trait noir correspond à l'erreur moyenne pour toutes les cibles utilisées lors de la journée de scan. Les traits colorés correspondent à l'erreur moyenne pour chaque cible permanente	131

Figure 3.6 : Traitements automatisés de classification nécessitant un filtrage manuel des données dans certains cas en fonction de la densité de points. 132

Figure 3.7 : Relation entre concentration mesurée par la canne turbide ASM et le signal AMP du signal rétrodiffusé de l'ADV. La concentration n'est plus calculée avec cette relation pour les valeurs inférieures à 150 AMP (Amp < 150, concentration = 100 mg/L) 136

Figure 3.8 : (a) Study site in the Mont-Saint-Michel bay, France. (b) The study area corresponds to an actively migrating bend of a tidal channel close to the transition between tidal flats and salt marshes. The site is close to the main road access to the abbey (red point) (c) Aerial photography (IGN, 2010) showing the position of the tidal channel in 2006 and 2007. T1 to T4 and Ta to Td in figure c correspond to the fixed targets used to register the TLS surveys (d) Study site in September 2010 showing patches of pioneer vegetation (*Suaeda Maritima*) on the inner bar. 143

Figure 3.9 : Date of surveys with the long range scanner and TLS scanner relative to high tide height series. High tides fluctuations illustrate spring/neap tide cycles and equinox spring tides cycle. The letters correspond to the four campaigns of hydraulic measurements (A: Sept 2010, B: Oct 2010, C: April 2012, D: March 2013). 144

Figure 3.10 : Methods used to post-process the TLS data. a. Inner bar. Left : classification of the point cloud into vegetation and ground using Canupo (Brodu and Lague, 2012). Left: *Suaeda Maritima* patches in September with corresponding classified raw point cloud. On the right, the same patches during subsequent surveys in March highlighting the reduced vegetation density (only the dense stems are remaining). Right : Measure of accretion/erosion with the M3C2 algorithm (Lague et al., 2013). Distance between the two surveys is measured vertically at core points spaced with a minimum distance of 1 cm and by averaging locally each cloud within a cylinder of diameter 20 cm (Lague et al., 2013). b. Outer Bank. Left : Top: Classification results with CANUPO (Brodu and Lague, 2013). Red points correspond to low classification confidence which are removed in the treatment. Right : measure of bank retreat/aggradation with M3C2. Step 1: Horizontal projection of a grid with points spaced at 5 cm on the first point cloud to generate a regular core point file of the first epoch. Step 2: Surface change is measured horizontally along a normal direction estimated at a scale of 20 m (= normal scale in M3C2) allowing to track the sinuosity of the channel. A projection scale of 20 cm is used to compute the average distance between the two clouds. 145

Figure 3.11 : Evolution of the study area over 4 years. a. Topographic maps of July 2010 (long-range TLS) and July 2013 (short-range TLS) based on raw point clouds. Colors define the different compartment by their elevation (tidal flat channel < 5 m, low marsh 5 to 6.2 m, mid to high marsh > 6.2 m). b. Annual topographic profiles along the transect A-B shown on (a) and vegetation extension with July surveys relative to the tidal frame (EHWS : Exceptional high water spring tides, MHWS : Mean high water spring tides, MHW: Mean High Water Level, LOW/MID : Transition between low and middle marsh). Only ground points are considered for elevation below 6.2 m. Above 6.2 m the profile corresponds to the raw point cloud. The lowest permanently flooded part of the channel was interpolated. c. Sediment budget calculated by comparing successive annual profiles and segmenting the profile below

and above 5 m. The number of overmarsh tides greater than 7.1 m is shown for each year.
 151

Figure 3.12 : a. Topographic changes for each compartment per tides showing the mean and the 0.05 and 0.95 quantiles : (1) Inner bar above 5 m. (2) Channel below 5 m; (3) Outer bank above 4.5 m. b. Fraction of calculation points that show statistically significant accretion or erosion at the 95% confidence interval. The uncertainty on x-axis is the standard deviation on the tide elevation between surveys. The gray vertical bar corresponds to the mean elevation of the high marsh in the area separating under and overmarsh tides. 153

Figure 3.13 : a. Maps of topographic changes corresponding to the orange box on Figure 3.15b in the vegetated inner bar for the 07/08 October 2010 (MHWL = 7.33 m) and 28/29 March 2013 (MHWL = 7.53 m). The orange box corresponds to a zoom in Figure 3.15c. b. Overall channel topographic changes for the 3 highest HWL measured by TLS. The asterisk locates the seaward area and the triangle locates the landward area. c. 3D pattern of bank erosion d. Inner channel dynamic during September 2011 spring tidal cycle, special area of interest are numbered from 1 to 4 with arrows indicating inner channel migration 159

Figure 3.14 : a. Mean topographic change rates on the inner bar for core points at a maximum distance of 1 m from vegetation. Distinction is made for spring tides period. The linear fit is done on the September/October 2010 & 2011 measurements (Mean topographic change = $2.24 \cdot 10^{-3} \cdot \text{MHWL} - 1.2 \cdot 10^{-2}$, $R^2=0.88$). The uncertainty on y-axis is the standard deviation of the mean topographic change. b. Mean accretion rates on low, mid and high marsh measured with sediment plates compared to linear fit done on the vegetated inner bar measured by the TLS. Error bars represent the variability of the accretion rates on the plates and the straight line is the linear fit derived from TLS data..... 161

Figure 3.15 : a. Flow direction and magnitude at different location in the study area (Positions A : Seaward, B : Apex, C : Landward, D : Channel) Velocity data (A,C,D) correspond to 8 April 2012 (HWL = 7.35 m) and B correspond to 29 March 2013 (HWL = 7.05 m). b. Influence of vegetation patches on flow velocity at the same location (I: Bare-ground, J: Vegetation patches) corresponding to October 2010 measurements (orange square on Figure 6a) (HWL= 7.59 m)..... 162

Figure 3.16 : a. Time series of velocity for different tide stages for the position A, D and C in Figure 3.15. b. Peak velocity related to HWL for the various positions in Figure 3.15. The linear fit on ebb peak velocity in the channel is $\text{Max Ebb Velocity} = -11.747 + 1.78 \cdot \text{HWL}$, $R^2 = 0.962$ 164

Figure 3.17 : Mean suspended sediment concentration (SSC) for each HWL during the October 2010, March 2012 and March 2013 deployments. Mean SSC is calculated from ADV backscatter that is averaged over flood and ebb period for each tide. Error bars represent the variability of SSC for each tide event which the standard deviation. Mean flood SSC is fitted by an exponential trend ($\text{Mean SSC} = 8.94 \cdot 10^{-11} \cdot \exp(3.08 \cdot \text{HWL}) + 0.167$) 165

Figure 3.18 : Rates of the vegetated inner bar accretion (symbols) and predicted with a simple sedimentation model accounting from inundation duration and variation of SSC with HWL (lines). Dark symbol represent only the measurement that are above c.i. (confidence interval at 95 %) which represent area that recorded significant accretion. Grey circle and

- white triangle represent the accretion measured with the plates on the vegetated low marsh. The different lines represent three fall velocity of sediment. 169
- Figure 3.19 : Empirical velocity based bank erosion law. Only daily surveys are used to construct these relationships. Three fit are plotted including one exponential fit : $MBR = 1.36 \cdot 10^{-3} * \exp (MEV/0.31) - 4.67 \cdot 10^{-3}$; and two power fit : $MBR = a \cdot MEV^n$ 171
- Figure 3.20 : Schematic model of meander functioning for tides below and above salt marsh elevation..... 173
- Figure 3.21 : Effective rates of topographic changes according to HWL calculated from the distribution frequency of tide over one nodal cycle (18.6 year) that reach the inner bar height and the empirical laws of accretion in the inner bank and bank erosion, derived from Figure 3.14 and Figure 3.19 (SMHW = Spring mean high water, HMH = High marsh height)174
- Figure 3.22 : Comparaison de l'évolution topographique sur deux cycles de marées : Gauche : Octobre 2010, ADV derrière un patch de végétation (droite) et Droite : Septembre 2010, ADV en zone nue (noir) et en zone à très forte densité de végétation (rouge) 178
- Figure 3.23 : Mesures des concentrations (g/L) avec la canne turbide en fonction de la hauteur dans la colonne d'eau et du temps (gauche), Evolution temporelle des concentrations en fonction de la vitesse mesurée au même endroit (droite). (bleu : cellules OBS hautes, rouge : cellules OBS basses)..... 180
- Figure 3.24 : Retrait moyen cumulé mesuré sur la berge du site d'étude de la partie 3 grâce aux TLS, le Lidar du Syndicat Mixte et des mesures GPS, comparé au modèle empirique (ligne en gras) de retrait moyen des berges en fonction de la vitesse du jusant (relié linéairement à la hauteur de marée). Les lignes grises correspondent à l'incertitude du modèle exponentiel définie par l'équation 13. 181
- Figure 3.25 : Haut, Localisation des berges de prés-salés étudiées aux abords du Mont-Saint-Michel. Bas, a. Evolution temporelle du recul moyen de berge cumulée sur les berges depuis 1995. b. Zoom sur les périodes récentes depuis 2009. Les tirets grisés représentent les périodes de marée submergeant les prés-salés. 183
- Figure 3.26 : Comparaison de la bathymétrie de la barre interne avant et après la forte érosion sur les berges du Couesnon 184
- Figure 3.27 : Données issues de la mesure au Lidar aéroporté effectuée sur la baie de Somme. L'échelle de couleur topographique indique les côtes IGN69 des prés-salés. 185

Liste des tableaux

Tableau 1.1 : Fréquence annuelle des hauteurs de pleine mer de marées en Baie du Mont-Saint-Michel (Roux, 1998)	51
Tableau 1.2: Variations des concentrations moyennes des dépôts en fonction du temps de tassement (Migniot, 1998)	57
Tableau 2.1: Données utilisées pour l'étude de la progression des prés-salés en Baie de Somme.....	95
Tableau 3.1 : Dates des mesures au Lidar terrestre sur le site, chaque période de mesures journalières est surligné	128

Bibliographie

- Adam, P., 1990. Saltmarsh ecology. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 461 p.
- Allen, J.R.L., 1991. Salt-marsh accretion and sea-level movement in the inner Severn Estuary, southwest Britain: the archaeological and historical contribution. *Journal of the Geological Society* 148, 485–494.
- Allen, J.R.L., 1995. Salt-marsh growth and fluctuating sea level: implications of a simulation model for Flandrian coastal stratigraphy and peat-based sea-level curves. *Sedimentary Geology* 100, 21–45.
- Allen, J.R.L., 1997. Simulation models of salt-marsh morphodynamics: some implications for high-intertidal sediment couplets related to sea-level change. *Sedimentary Geology* 113, 211–223.
- Allen, J.R.L., 2000. Morphodynamics of Holocene Salt marshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe. *Quaternary Science Reviews* 19, 1839–1840.
- Allen, J.R.L., Duffy, M.J., 1998a. Medium-term sedimentation on high intertidal mudflats and salt marshes in the Severn Estuary, SW Britain: the role of wind and tide. *Marine Geology* 150, 1–27.
- Allen, J.R.L., Duffy, M.J., 1998b. Temporal and spatial depositional patterns in the Severn Estuary, southwestern Britain: intertidal studies at spring–neap and seasonal scales, 1991–1993. *Marine Geology* 146, 147–171.
- Anthony, E.J., 2002. Long-term marine bedload segregation, and sandy versus gravelly Holocene shorelines in the eastern English Channel. *Marine Geology* 187, 221–234.
- Anthony, E.J., Héquette, A., 2007. The grain-size characterisation of coastal sand from the Somme estuary to Belgium: Sediment sorting processes and mixing in a tide- and storm-dominated setting. *Sedimentary Geology* 202, 369–382.
- Archer, A.W., 2013. World's highest tides: Hypertidal coastal systems in North America, South America and Europe. *Sedimentary Geology* 284-285, 1–25.
- ASCE Task Committee, 1998. River width adjustment. I: Processes and mechanisms. *Journal of Hydraulic Engineering* 124, 881–902.
- Bartholdy, A.T., Bartholdy, J., Kroon, A., 2010. Salt marsh stability and patterns of sedimentation across a backbarrier platform. *Marine Geology* 278, 31–42.
- Bassoullet, P., 2000. Sediment transport over an intertidal mudflat: field investigations and estimation of fluxes within the “Baie de Marenngres-Oleron” (France). *Continental Shelf Research* 20, 1635–1653.

- Bassoullet, P., Verney, R., Kervella, Y., Kervella, S., Jestin, H., Voineson, G., 2010. Utilisation d'un altimètre (ALTUS) destiné à la quantification des dépôt/érosion en domaine littoral pour l'étude des corrélations avec les caractéristiques de vagues et les interfaces de dépôt. *La Houille Blanche* 81–86.
- Bastide, J., 2011. Morphodynamique et enjeux d'aménagement des franges littorales d'un estuaire macrotidal tempère: La baie de Somme, Picardie, France. Thèse Doctorat de Géographie physique, ULCO, Wimereux. Laboratoire d'océanologie et géosciences.
- Bayliss-Smith, T.P., Healey, R., Lailey, R., Spencer, T., Stoddart, D.R., 1979. Tidal flows in salt marsh creeks. *Estuarine and Coastal Marine Science* 9, 235–255.
- Beauchamps, 1998. Essai de quantification du colmatage en Baie de Somme. *Annales-Société Géologique du Nord* 6, 105–112.
- Beauchamps, J., 1994. Rôle des facteurs dynamiques dans le colmatage de la Baie de Somme. *Ann. Soc. Géol. du Nord* 65–72.
- Bilodeau, C., 2010. Apports du Lidar à l'étude de la végétation des marais sales de la Baie du Mont-Saint-Michel. Thèse de Doctorat, Science de l'Information Géographique, Université Paris-Est.
- Binet, C., 1994. La diminution de surface dans la Baie de Somme. Recherche des mécanismes. *Trav. Départ. Géol. Univ. Picardie* 3, 101–110.
- Blanckaert, K., 2011. Hydrodynamic processes in sharp meander bends and their morphological implications. *Journal of Geophysical Research* 116.
- Bonnot-courtois, C., 2012. Dynamique sédimentaire intertidale en baie du Mont-Saint-Michel entre évolution naturelle et aménagements, in: *XIIèmes Journées, Cherbourg. Editions Paralia*, pp. 187–222.
- Bonnot-courtois, C., Caline, B., L'Homer, C., Le Vot, M., 2002a. La Baie du Mont-Saint-Michel et l'estuaire de la Rance, Environnements sédimentaires, aménagements et évolutions récentes. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Mem* 26.
- Bonnot-courtois, C., Caline, B., L'Homer, C., Le Vot, M., 2002b. The bay of Mont-Saint-Michel and the Rance estuary. Recent development and evolution of depositional environments. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Mem* 26.
- Bonnot-courtois, C., Levasseur, J.E., 2012. Organisation générale de la végétation littorale des estrans vaseux, in: *Manuel D'étude et de Gestion Des Oiseaux et de Leurs Habitats En Zone Côtière. Chap. 1, Ecosystèmes Estuariens et Littoraux*. pp. 23–60.
- Boon, J.D., 1975. Tidal discharge asymmetry in a salt marsh drainage system. *Limnology And Oceanography* 20, 71–80.

- Bouchard, V., Digaire, F., Lefeuvre, J., Guillon, L., 1995. Progression des marais salés à l'ouest du Mont-Saint-Michel entre 1984 et 1994. *Mappemonde* 4, 28–34.
- Bouma, T.J., Friedrichs, M., van Wesenbeeck, B.K., Temmerman, S., Graf, G., Herman, P.M.J., 2009. Density-dependent linkage of scale-dependent feedbacks: a flume study on the intertidal macrophyte *Spartina anglica*. *Oikos* 118, 260–268.
- Bouma, T.J., Temmerman, S., van Duren, L. a., Martini, E., Vandenbruwaene, W., Callaghan, D.P., Balke, T., Biermans, G., Klaassen, P.C., van Steeg, P., Dekker, F., van de Koppel, J., de Vries, M.B., Herman, P.M.J., 2013. Organism traits determine the strength of scale-dependent bio-geomorphic feedbacks: A flume study on three intertidal plant species. *Geomorphology* 180-181, 57–65.
- Bouma, T.J., van Duren, L. a., Temmerman, S., Claverie, T., Blanco-Garcia, a., Ysebaert, T., Herman, P.M.J., 2007. Spatial flow and sedimentation patterns within patches of epibenthic structures: Combining field, flume and modelling experiments. *Continental Shelf Research* 27, 1020–1045.
- Bouma, T.J., Vries, M.B.D., Low, E., Kusters, L., Herman, P.M.J., Tanczos, I.C., Temmerman, S., Hesselink, a., Meire, P., Regenmortel, S.V., 2005. Flow hydrodynamics on a mudflat and in salt marsh vegetation: identifying general relationships for habitat characterisations. *Hydrobiologia* 540, 259–274.
- Brasington, J., Rumsby, B.T., McVey, R.A., 2000. Monitoring and modelling morphological change in a braided gravel-bed river using high resolution GPS-based survey. *Earth Surface Processes and Landforms* 25, 973–990.
- Braudrick, C.A., Dietrich, W.E., Leverich, G.T., Sklar, L.S., 2009. Experimental evidence for the conditions necessary to sustain meandering in coarse-bedded rivers. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 106, 16936–16941.
- Brice, J.C., 1974. Evolution of Meander Loops. *Geological Society Of America Bulletin* 85, 581–586.
- Brodu, N., Lague, D., 2012. 3D terrestrial lidar data classification of complex natural scenes using a multi-scale dimensionality criterion: Applications in geomorphology. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 68, 121–134.
- Cahoon, D.R., Lynch, J.C., Powell, A.N., 1996. Marsh Vertical Accretion in a Southern California Estuary, U.S.A. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 43, 19–32.
- Cahoon, D.R., Reed, D.J., Day, J.W., 1995. Estimating shallow subsidence in microtidal salt marshes of the southeastern United States: Kaye and Barghoorn revisited. *Marine Geology* 128, 1–9.
- Carson, M.A., Lapointe, M.F., 1983. The inherent asymmetry of river meander planform. *Journal of Geology* 91, 41–55.

- Carter, R.W., 1988. *Coastal Environments: An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines*, Academic Press, 617 p.
- Chanson, H., Takeuchi, M., Trevethan, M., 2008. Using turbidity and acoustic backscatter intensity as surrogate measures of suspended sediment concentration in a small subtropical estuary. *Journal of environmental management* 88, 1406–16.
- Chen, Z., Ortiz, A., Zong, L., Nepf, H., 2012. The wake structure behind a porous obstruction and its implications for deposition near a finite patch of emergent vegetation. *Water Resources Research* 48.
- Chmura, G.L., Anisfeld, S.C., Cahoon, D.R., Lynch, J.C., 2003. Global carbon sequestration in tidal, saline wetland soils. *Global Biogeochemical Cycles* 17.
- Christiansen, T., 2000. Flow and Sediment Transport on a Tidal Salt Marsh Surface. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 50, 315–331.
- Clarke, S., Elliott, a. J., 1998. Modelling Suspended Sediment Concentrations in the Firth of Forth. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 47, 235–250.
- Coughenour, C.L., Archer, A.W., Lacovara, K.J., 2009. Tides, tidalites, and secular changes in the Earth–Moon system. *Earth-Science Reviews* 97, 59–79.
- Cox, R., 2003. Long-term changes in salt marsh extent affected by channel deepening in a modified estuary. *Continental Shelf Research* 23, 1833–1846.
- D’Alpaos, A., 2005. Tidal network ontogeny: Channel initiation and early development. *Journal of Geophysical Research* 110, 1–14.
- D’Alpaos, A., Lanzoni, S., Marani, M., Bonometto, A., Cecconi, G., Rinaldo, A., 2007a. Spontaneous tidal network formation within a constructed salt marsh: Observations and morphodynamic modelling. *Geomorphology* 91, 186–197.
- D’Alpaos, A., Lanzoni, S., Marani, M., Rinaldo, A., 2007b. Landscape evolution in tidal embayments: Modeling the interplay of erosion, sedimentation, and vegetation dynamics. *Journal of Geophysical Research* 112, 1–17.
- D’Alpaos, A., Lanzoni, S., Marani, M., Rinaldo, A., 2010. On the tidal prism–channel area relations. *Journal of Geophysical Research* 115, F01003.
- D’Alpaos, A., Lanzoni, S., Mudd, S.M., Fagherazzi, S., 2006. Modeling the influence of hydroperiod and vegetation on the cross-sectional formation of tidal channels. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 69, 311–324.
- Davidson-Arnott, R., Proosdij, D. Van, Ollerhead, J., Schostak, L.E., 2002. Hydrodynamics and sedimentation in salt marshes: examples from a macrotidal marsh, Bay of Fundy. *Geomorphology* 48, 209 – 231.

- Deloffre, J., Lafite, R., Lesueur, P., Lesourd, S., Verney, R., Guézennec, L., 2005. Sedimentary processes on an intertidal mudflat in the upper macrotidal Seine estuary, France. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 64, 710–720.
- Desguée, R., 2008. Etude des processus hydro-sédimentaires et évolutions morphodynamiques autour du Mont-Saint-Michel. Ph.D. thesis. Université de Caen, unpublished. Sciences-New York.
- Desguée, R., Robin, N., Gluard, L., Monfort, O., Anthony, E.J., Levoy, F., 2011. Contribution of hydrodynamic conditions during shallow water stages to the sediment balance on a tidal flat: Mont-Saint-Michel Bay, Normandy, France. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 94, 343–354.
- Détriché, S., Susperregui, A.-S., Feunteun, E., Lefeuvre, J.-C., Jigorel, A., 2011. Interannual (1999–2005) morphodynamic evolution of macro-tidal salt marshes in Mont-Saint-Michel Bay (France). *Continental Shelf Research* 31, 611–630.
- Dupont, J.P., 1981. Relations entre bios et phénomènes sédimentaires intertidaux: le modèle de la Baie de Somme. Thèse 3ième Cycle. Université de Rouen.
- EDF R&D, T.P., 2011. Cloud Compare (version 2.4) [GPL software] <http://www.danielgm.net/cc/>.
- Ehrhold, A., 1999. Dynamique de comblement d'un bassin sédimentaire soumis à un régime mégatidal: Exemple de la Baie du Mont-Saint-Michel. Thèse 3ième cycle, Université de Caen, 294 p.
- Fagherazzi, S., Carniello, L., D'Alpaos, L., Defina, A., 2006. Critical bifurcation of shallow microtidal landforms in tidal flats and salt marshes. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 103, 8337–41.
- Fagherazzi, S., Gabet, E.J., Furbish, D.J., 2004. The effect of bidirectional flow on tidal channel planforms. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 295–309.
- Fagherazzi, S., Hannion, M., D'Odorico, P., 2008. Geomorphic structure of tidal hydrodynamics in salt marsh creeks. *Water Resources Research* 44, 1–12.
- Fagherazzi, S., Kirwan, M.L., Mudd, S.M., Guntenspergen, G.R., Temmerman, S., D'Alpaos, A., van de Koppel, J., Rybczyk, J.M., Reyes, E., Craft, C., Clough, J., 2012. Numerical models of salt marsh evolution: Ecological, geomorphic, and climatic factors. *Reviews of Geophysics* 50, RG1002.
- French, J., 2006. Tidal marsh sedimentation and resilience to environmental change: Exploratory modelling of tidal, sea-level and sediment supply forcing in predominantly allochthonous systems. *Marine Geology* 235, 119–136.

- French, J.R., 1993. Numerical simulation of vertical marsh growth and adjustment to accelerated sea-level rise, North Norfolk, U.K. *Earth Surface Processes and Landforms* 18, 63–81.
- French, J.R., Spencer, T., 1993. Dynamics of sedimentation in a tide-dominated backbarrier salt marsh, Norfolk, UK. *Marine Geology* 110, 315–331.
- French, J.R., Stoddart, D.R., 1992. Hydrodynamics of salt marsh creek systems: Implications for marsh morphological development and material exchange. *Earth Surface Processes and Landforms* 17, 235–252.
- Friedrichs, C.T., Perry, J.E., 2001. Tidal Salt Marsh Morphodynamics : A Synthesis. *Journal of Coastal Research* 7–37.
- Fugate, D.C., Friedrichs, C.T., 2002. Determining concentration and fall velocity of estuarine particle populations using ADV, OBS and LISST. *Continental Shelf Research* 22, 1867–1886.
- Gabet, E.J., 1998. Lateral Migration and Bank Erosion in a Saltmarsh Tidal Channel in San Francisco Bay, California. *Estuaries* 21, 745.
- Ganthy, F., 2011. Rôle des herbiers de zostères (*Zostera noltii*) sur la dynamique sédimentaire du Bassin d’Arcachon, Thèse 3ième cycle, Université Bordeaux 1, 284 p.
- Garofalo, D., 1980. The influence of wetland vegetation on tidal stream channel migration and morphology. *Estuaries and Coasts* 3, 258–270.
- Gedan, K.B., Kirwan, M.L., Wolanski, E., Barbier, E.B., Silliman, B.R., 2010. The present and future role of coastal wetland vegetation in protecting shorelines: answering recent challenges to the paradigm. *Climatic Change* 106, 7–29.
- Gedan, K.B., Silliman, B.R., Bertness, M.D., 2009. Centuries of Human-Driven Change in Salt Marsh Ecosystems. *Annual Review of Marine Science* 1, 117–141.
- Gilpin, M.B., 2003. A Snapshot of Suspended Sediment Concentrations and Fluxes using Optical and Acoustic Velocity.
- Guard, L., 2012. Evolution des fonds sédimentaires sous l’influence de la divagation des chenaux aux abords du Mont-Saint-Michel. Thèse 3ieme Cycle, Université de Caen, 304 p. Univeristé de Caen.
- 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.
- Guarnieri, a., Vettore, a., Pirotti, F., Menenti, M., Marani, M., 2009. Retrieval of small-relief marsh morphology from Terrestrial Laser Scanner, optimal spatial filtering, and laser return intensity. *Geomorphology* 113, 12–20.

- Haigh, I., Nicholls, R., Wells, N., 2009. Mean sea level trends around the English Channel over the 20th century and their wider context. *Continental Shelf Research* 29, 2083–2098.
- Haigh, I.D., Eliot, M., Pattiaratchi, C., 2011. Global influences of the 18.61 year nodal cycle and 8.85 year cycle of lunar perigee on high tidal levels. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978-2012)* 116, 16.
- Healey, R.G., Pye, K., Stoddart, D.R., Bayliss-Smith, T.P., 1981. Velocity variations in salt marsh creeks, Norfolk, England. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 13, 535–545.
- Heritage, G., Hetherington, D., 2007. Towards a protocol for laser scanning in fluvial geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 66–74.
- Hood, W.G., 2010. Tidal channel meander formation by depositional rather than erosional processes : examples from the prograding Skagit River Delta (Washington , USA). *Earth* 330, 319–330.
- Howard, A., Knutson, T., 1984. Sufficient conditions for river meandering: A simulation approach. *Water Resources Research* 20, 1659–1667.
- Hughes, Z.J., 2012. Tidal channels on tidal flats and marshes. In: *Principles of Tidal Sedimentology*, 269-300 p, *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer Netherlands.
- Hughes, Z.J., FitzGerald, D.M., Wilson, C. a., Pennings, S.C., Więski, K., Mahadevan, A., 2009. Rapid headward erosion of marsh creeks in response to relative sea level rise. *Geophysical Research Letters* 36 -3.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Visbeck, M., 2001. The North Atlantic oscillation. *Science* 291, 603–5.
- IFREMER, 2002. Lidar surveys of the Mont-Saint-Michel Bay.
- Ikeda, S., Parker, G., Sawai, K., 1981. Bend theory of river meanders. Part 1. Linear development. *Journal of Fluid Mechanics* 112, 363–377.
- Jestin, H., Bassoullet, P., Le Hir, P., L’Yavanc, J., Degres, Y., 1998. Development of ALTUS, a high frequency acoustic submersible recording altimeter to accurately monitor bed elevation and quantify deposition or erosion of sediments., in: *Oceans’98, Nice, France*. pp. 189–194.
- Jevrejeva, S., Grinsted, a., Moore, J.C., 2009. Anthropogenic forcing dominates sea level rise since 1850. *Geophysical Research Letters* 36, 1–5.
- Jevrejeva, S., Grinsted, a., Moore, J.C., Holgate, S., 2006. Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records. *Journal of Geophysical Research* 111.
- Jevrejeva, S., Moore, J.C., Grinsted, a., Woodworth, P.L., 2008. Recent global sea level acceleration started over 200 years ago? *Geophysical Research Letters* 35, 8–11.

- Julian, J., Torres, R., 2006. Hydraulic erosion of cohesive riverbanks. *Geomorphology* 76, 193–206.
- Julien, P.Y., 1994. *Erosion and Sedimentation*. Cambridge University Press., New-York.
- Kearney, M.S., Grace, R.E., Stevenson, J.C., 1988. Marsh Loss in Nanticoke Estuary, Chesapeake Bay. *Geographical Review* 78, 205.
- Kersten, T., Mechelke, K., Lindstaedt, M., Sternberg, H., 2008. Geometric accuracy investigations of the latest terrestrial laser scanning systems. *FIG Working Week* 14–19.
- King, S.E., Lestert, J.N., 1995. The Value of Salt Marsh as a Sea Defence 30, 180–189.
- Kirwan, M., Temmerman, S., 2009. Coastal marsh response to historical and future sea-level acceleration. *Quaternary Science Reviews* 28, 1801–1808.
- Kirwan, M.L., Guntenspergen, G.R., 2010. Influence of tidal range on the stability of coastal marshland. *Journal of Geophysical Research* 115.
- Kirwan, M.L., Guntenspergen, G.R., D’Alpaos, A., Morris, J.T., Mudd, S.M., Temmerman, S., 2010. Limits on the adaptability of coastal marshes to rising sea level. *Geophysical Research Letters* 37, 1–5.
- Kirwan, M.L., Murray, a B., 2007. A coupled geomorphic and ecological model of tidal marsh evolution. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 104, 6118–22.
- Kirwan, M.L., Murray, a. B., Donnelly, J.P., Corbett, D.R., 2011. Rapid wetland expansion during European settlement and its implication for marsh survival under modern sediment delivery rates. *Geology* 39, 507–510.
- Knighton, A.D., Woodroffe, C.D., Mills, K., 1992. The evolution of tidal creek networks, mary river, northern Australia. *Earth Surface Processes and Landforms* 17, 167–190.
- Lague, D., Brodu, N., Leroux, J., 2013. Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner: Application to the Rangitikei canyon (N-Z). *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 82, 10–26.
- Lane, S.N., Westaway, R.M., Murray Hicks, D., 2003. Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 249–271.
- Langlois, E., Bonis, a, Bouzillé, J., 2003. Sediment and plant dynamics in saltmarshes pioneer zone: *Puccinellia maritima* as a key species? *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 56, 239–249.

- Langlois, E., Bonis, A., Bouzillé, J.B., 2001. The response of *Puccinellia maritima* to burial: A key to understanding its role in salt-marsh dynamics? *Journal of Vegetation Science* 12, 289–297.
- Larsonneur, 1989. La baie du Mont-Saint-Michel. *Bulletin de l'institut de Géologie du bassin d'Aquitaine* 46.
- Lefeuvre, J., Bouchard, V., Feunteun, E., 2000. European salt marshes diversity and functioning: the case study of the Mont Saint-Michel bay, France. *Wetlands Ecology and Management* 8, 147–161.
- Leica, 2010. Cyclone.
- Leonard, L. a., Hine, A.C., Luther, M.E., Stumpf, R.P., Wright, E.E., 1995. Sediment Transport Processes in a West-central Florida Open Marine Marsh Tidal Creek; the Role of Tides and Extra-tropical Storms. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 41, 225–248.
- Leonard, L., Luther, M., 1995. Flow hydrodynamics in tidal marsh canopies. *Limnology and Oceanography* 40, 1474–1484.
- Leonard, L., Reed, D., 2002. Hydrodynamics and sediment transport through tidal marsh canopies. *Journal of Coastal Research* 469, 459–469.
- Leonard, L.A., 1997. Controls of sediment transport and deposition in an incised mainland marsh basin, southeastern North Carolina. *Wetlands* 17, 263–274.
- Leonard, L.A., Croft, A.L., 2006. The effect of standing biomass on flow velocity and turbulence in *Spartina alterniflora* canopies. *Water* 69, 325–336.
- Leopold, L.B., Collins, J.N., Collins, L.M., 1993. Hydrology of some tidal channels in estuarine marshland near San Francisco. *Catena* 20, 469–493.
- Luhar, M., Rominger, J., Nepf, H., 2008. Interaction between flow, transport and vegetation spatial structure. *Environmental Fluid Mechanics* 8, 423–439.
- Manning, a. J., Dyer, K.R., 1999. A laboratory examination of floc characteristics with regard to turbulent shearing. *Marine Geology* 160, 147–170.
- Marani, M., 2002. Tidal meanders. *Water Resources Research* 38, 1225.
- Marani, M., Alpaos, A.D., Lanzoni, S., Carniello, L., Rinaldo, A., 2007. Biologically-controlled multiple equilibria of tidal landforms and the fate of the Venice lagoon 34.
- Marani, M., Belluco, E., D'Alpaos, A., Defina, A., Lanzoni, S., Rinaldo, A., 2003. On the drainage density of tidal networks. *Water Resources Research* 39.
- Marani, M., Belluco, E., Ferrari, S., Silvestri, S., D'Alpaos, A., Lanzoni, S., Feola, A., Rinaldo, A., 2006. Analysis, synthesis and modelling of high-resolution observations of salt-marsh

- eco-geomorphological patterns in the Venice lagoon. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 69, 414–426.
- Marion, C., Anthony, E.J., Trentesaux, A., 2009. Short-term (≤ 2 yrs) estuarine mudflat and saltmarsh sedimentation: High-resolution data from ultrasonic altimetry, rod surface-elevation table, and filter traps. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 83, 475–484.
- Mariotti, G., Fagherazzi, S., 2010. A numerical model for the coupled long-term evolution of salt marshes and tidal flats. *Journal of Geophysical Research* 115.
- Migniot, 1998. Rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel. Synthèse des connaissances hydro-sédimentaires de la baie. Rapport DDE Manche, Mission Mont-Saint-Michel.
- Milan, D.J., Heritage, G.L., Hetherington, D., 2007. Application of a 3D laser scanner in the assessment of erosion and deposition volumes and channel change in a proglacial river. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 1657–1674.
- Mitsch, W., Gosselink, J., 2000. The value of wetlands: importance of scale and landscape setting. *Ecological Economics* 35, 25–33.
- Möller, I., Spencer, T., 2002. Wave dissipation over macro-tidal saltmarshes: Effects of marsh edge typology and vegetation change. *Journal of Coastal Research* 521, 506–521.
- Möller, I., Spencer, T., French, J.R., Leggett, D.J., Dixon, M., 2001. The Sea-Defence Value of Salt Marshes: Field Evidence From North Norfolk. *Water and Environment Journal* 15, 109–116.
- Morris, J., Sundareshwar, P., Nietch, C., 2002. Responses of coastal wetlands to rising sea level. *Ecology* 83, 2869–2877.
- Mudd, S.M., 2011. The life and death of salt marshes in response to anthropogenic disturbance of sediment supply. *Geology* 39, 511–512.
- Mudd, S.M., D'Alpaos, A., Morris, J.T., 2010. How does vegetation affect sedimentation on tidal marshes? Investigating particle capture and hydrodynamic controls on biologically mediated sedimentation. *Journal of Geophysical Research* 115.
- Murphy, S., Voulgaris, G., 2006. Identifying the role of tides, rainfall and seasonality in marsh sedimentation using long-term suspended sediment concentration data. *Marine Geology* 227, 31–50.
- Myrick, R., Leopold, L., 1963. Hydraulic geometry of a small tidal estuary. Geological Survey Professional Paper.
- Nepf, H.M., 1999. Drag, turbulence, and diffusion in flow through emergent vegetation. *Water Resources Research* 35, 479–489.

- Nepf, H.M., 2004. Vegetated Flow Dynamics Introduction : Scales of Morphology and Flow in a Tidal Marsh 137–163.
- Nepf, H.M., 2012. Flow and Transport in Regions with Aquatic Vegetation. *Annual Review of Fluid Mechanics* 44, 123–142.
- Neumeier, U., 2007. Velocity and turbulence variations at the edge of saltmarshes. *Continental Shelf Research* 27, 1046–1059.
- Neumeier, U., Amos, C., 2006. The influence of vegetation on turbulence and flow velocities in European salt marshes. *Sedimentology* 53, 259–277.
- Nikora, V.I., Goring, D.G., 2002. Fluctuations of suspended sediment concentration and turbulent sediment fluxes in an open-channel flow. *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE* 128, 214–224.
- Nolte, S., Koppenaar, E.C., Esselink, P., Dijkema, K.S., Schuerch, M., Groot, a. V., Bakker, J.P., Temmerman, S., 2013. Measuring sedimentation in tidal marshes: a review on methods and their applicability in biogeomorphological studies. *Journal of Coastal Conservation* 17, 301–325.
- Nortek, 2005. Manual vector.
- O’Neal, M. a., Pizzuto, J.E., 2011. The rates and spatial patterns of annual riverbank erosion revealed through terrestrial laser-scanner surveys of the South River, Virginia. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 695–701.
- Osman, A.M., Thorne, C.R., 1988. Riverbank stability analysis. I: Theory. *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE* 114, 134–150.
- Parker, G., Shimizu, Y., Wilkerson, G. V., Eke, E.C., Abad, J.D., Lauer, J.W., Paola, C., Dietrich, W.E., Voller, V.R., 2011. A new framework for modeling the migration of meandering rivers. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 70–86.
- Perillo, G.M.E., 2009. Chapter 6 - Tidal Courses: Classification, Origin and Functionality, in: *COASTAL WETLANDS: An Integrated Ecosystem Approach*. Elsevier, pp. 185–210.
- Pestrong, R., 1965. The development of drainage patterns on tidal marshes. *Stanford University Publications, Geological Science* 10, 87.
- Pethick, J., 1980. Velocity surges and asymmetry in tidal channels. *Estuarine and Coastal Marine Science* 331–345.
- Pethick, J.S., 1981. Long-term Accretion Rates on Tidal Salt Marshes. *SEPM Journal of Sedimentary Research* Vol. 51.

- Pratolongo, P.D., Kirby, J.R., Plater, A., Mark, B., 2009. Temperate coastal wetlands: Morphology, sediment processes, and plant communities, in: COASTAL WETLANDS: An Integrated Ecosystem Approach. p. 975.
- Pringle, A., 1995. Erosion of a cyclic saltmarsh in Morecambe Bay, north-west England. *Earth Surface Processes and Landforms* 20, 387–405.
- Pugh, D., 1988. Tides, Surges and mean sea-level. *Marine and Petroleum Geology* 5, 301.
- Redfield, A., 1965. Ontogeny of a salt marsh estuary. *Science*.
- Redfield, A., 1972. Development of a New England salt marsh. *Ecological Monographs* 42, 201–237.
- Reed, D., Stoddart, D., Bayliss-Smith, T., 1985. Tidal flows and sediment budgets for a salt-marsh system, Essex, England. *Ecology of coastal vegetation* 6.
- Reed, D.J., 1995. The response of coastal marshes to sea-level rise: Survival or submergence? *Earth Surface Processes and Landforms* 20, 39–48.
- Reed, D.J., Spencer, T., Murray, A.L., French, J.R., Leonard, L., 1999. Marsh surface sediment deposition and the role of tidal creeks: Implications for created and managed coastal marshes. *Journal of Coastal Conservation* 5, 81–90.
- Regard, V., Dewez, T., 2013. Coastal chalk platform erosion modulated by step erosion and debris shielding: example from Normandy and Picardy (northern France). 12th International Coastal Symposium 1692–1697.
- Rinaldo, A., Fagherazzi, S., Lanzoni, S., Marani, M., Dietrich, W.E., 1999a. Tidal networks: 2. Watershed delineation and comparative network morphology. *Water Resources Research* 35, 3905.
- Rinaldo, A., Fagherazzi, S., Lanzoni, S., Marani, M., Dietrich, W.E., 1999b. Tidal networks: 3. Landscape-forming discharges and studies in empirical geomorphic relationships. *Water Resources Research* 35, 3919.
- Rosser, N., Petley, D., 2005. Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 38, 363–375.
- Rosso, P.H., Ustin, S.L., Hastings, a., 2006. Use of lidar to study changes associated with *Spartina* invasion in San Francisco Bay marshes. *Remote Sensing of Environment* 100, 295–306.
- Roux, P., 1998. Rapports sur les niveaux de la mer aux abords du Mont-Saint-Michel. Données de 1884 à 1998. Mission Mont-Saint-Michel DDE Manche, Rapport mars 1998.

- Salehi, M., Strom, K., 2011. Using velocimeter signal to noise ratio as a surrogate measure of suspended mud concentration. *Continental Shelf Research* 31, 1020–1032.
- Schwimmer, R., Pizzuto, J., 2000. A model for the evolution of marsh shorelines. *Journal of Sedimentary Research*.
- Seminara, G., 2006. Meanders. *Journal of Fluid Mechanics* 554, 271–297.
- Shi, Z., Lamb, H., Collin, R., 1995. Geomorphic change of saltmarsh tidal creek networks in the Dyfi Estuary, Wales. *Marine Geology* 128, 73–83.
- SOGREAH, 1995. Etude sédimentologique de la Baie de Somme. Rapp. Conseil Général de la Somme.
- SOGREAH, 2000. Etudes hydrosédimentaires. Rapport général – Synthèse. Projet Rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel, Mission Mont-Saint-Michel, DDE Manche.
- Stoddart, D., Reed, D., French, J., 1989. Understanding salt-marsh accretion, Scolt Head Island, Norfolk, England. *Estuaries* 12, 228–236.
- Stumpf, P., 1983. The Process of Sedimentation of a Salt Marsh on the Surface. *Science* 495–508.
- Temmerman, S., Bouma, T., Govers, G., Lauwaet, D., 2005. Flow paths of water and sediment in a tidal marsh: Relations with marsh developmental stage and tidal inundation height. *Estuaries* 28, 338–352.
- Temmerman, S., Bouma, T.J., Govers, G., Wang, Z.B., De Vries, M.B., Herman, P.M.J., 2005. Impact of vegetation on flow routing and sedimentation patterns: Three-dimensional modeling for a tidal marsh. *Journal of Geophysical Research* 110, 18.
- Temmerman, S., Bouma, T.J., Van de Koppel, J., Van der Wal, D., De Vries, M.B., Herman, P.M.J., 2007. Vegetation causes channel erosion in a tidal landscape. *Geology* 35, 631.
- Temmerman, S., Govers, G., Meire, P., Wartel, S., 2003a. Modelling long-term tidal marsh growth under changing tidal conditions and suspended sediment concentrations, Scheldt estuary, Belgium. *Marine Geology* 193, 151–169.
- Temmerman, S., Govers, G., Wartel, S., Meire, P., 2003b. Spatial and temporal factors controlling short-term sedimentation in a salt and freshwater tidal marsh, Scheldt estuary, Belgium, SW Netherlands. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 739–755.
- Temmerman, S., Govers, G., Wartel, S., Meire, P., 2004. Modelling estuarine variations in tidal marsh sedimentation: response to changing sea level and suspended sediment concentrations. *Marine Geology* 212, 1–19.

- Tessier, B., 1993. Upper intertidal rhythmites in the Mont-Saint-Michel Bay (NW France): Perspectives for paleoreconstruction. *Marine Geology* 110, 355–367.
- Tessier, B., 1998. Tidal cycles: annual versus semi-lunar records. *Tidalites : Processes and Products*, SEPM Special Publication 61.
- Tessier, B., Billeaud, I., Lesueur, P., 2010. Stratigraphic organisation of a composite macrotidal wedge: the Holocene sedimentary infilling of the Mont-Saint-Michel Bay (NW France). *Bulletin de la Societe Geologique de France* 181, 99–113.
- Tessier, C., 2006. Caractérisation et dynamique des turbidités en zone cotière l'exemple de la region arine Bretagne Sud, Thèse 3ième cycle, Université Bordeaux 1, 428 p.
- Tessier, M., Gloaguen, J., Lefeuvre, J., 2000. Factors affecting the population dynamics of *Suaeda maritima* at initial stages of development. *Plant Ecology* 147, 193–203.
- Van de Koppel, J., Bouma, T.J., Herman, P.M.J., 2012. The influence of local- and landscape-scale processes on spatial self-organization in estuarine ecosystems. *The Journal of experimental biology* 215, 962–7.
- Van de Koppel, J., Rietkerk, M., Dankers, N., Herman, P.M.J., 2005a. Scale-dependent feedback and regular spatial patterns in young mussel beds. *The American naturalist* 165, E66–77.
- Van de Koppel, J., van der Wal, D., Bakker, J.P., Herman, P.M.J., 2005b. Self-organization and vegetation collapse in salt marsh ecosystems. *The American naturalist* 165, E1–12.
- Van der Wal, D., Pye, K., 2004. Patterns, rates and possible causes of saltmarsh erosion in the Greater Thames area (UK). *Geomorphology* 61, 373–391.
- Van der Wal, D., Wielemaker-Van den Dool, A., Herman, P.M.J., 2008. Spatial patterns, rates and mechanisms of saltmarsh cycles (Westerschelde, The Netherlands). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 76, 357–368.
- Van Proosdij, D., Davidson-Arnott, R.G.D., Ollerhead, J., 2006a. Controls on spatial patterns of sediment deposition across a macro-tidal salt marsh surface over single tidal cycles. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 69, 64–86.
- Van Proosdij, D., Ollerhead, J., Davidson-Arnott, R.G.D., 2006b. Seasonal and annual variations in the volumetric sediment balance of a macro-tidal salt marsh. *Marine Geology* 225, 103–127.
- Van Wesenbeeck, B.K., Van de Koppel, J., Herman, P.M.J., Bertness, M.D., Van der Wal, D., Bakker, J.P., Bouma, T.J., 2008. Potential for Sudden Shifts in Transient Systems: Distinguishing Between Local and Landscape-Scale Processes. *Ecosystems* 11, 1133–1141.

- Vandenbruwaene, W., Bouma, T.J., Meire, P., Temmerman, S., 2013. Bio-geomorphic effects on tidal channel evolution: impact of vegetation establishment and tidal prism change. *Earth Surface Processes and Landforms* 38, 122–132.
- Vandenbruwaene, W., Temmerman, S., Bouma, T.J., Klaassen, P.C., de Vries, M.B., Callaghan, D.P., van Steeg, P., Dekker, F., van Duren, L. a., Martini, E., Balke, T., Biermans, G., Schoelynck, J., Meire, P., 2011. Flow interaction with dynamic vegetation patches: Implications for biogeomorphic evolution of a tidal landscape. *Journal of Geophysical Research* 116, 13.
- Verger, F., 2001. Colmatage et génie civil aux environs du Mont-Saint-Michel. *Mappemonde* 63, 25–28.
- Verney, R., Lafite, R., Brun-Cottan, J.-C., 2009. Flocculation Potential of Estuarine Particles: The Importance of Environmental Factors and of the Spatial and Seasonal Variability of Suspended Particulate Matter. *Estuaries and Coasts* 32, 678–693.
- Visconti, F., Camporeale, C., Ridolfi, L., 2010. Role of discharge variability on pseudomeandering channel morphodynamics: Results from laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research* 115, 18.
- Voulgaris, G., Meyers, S.T., 2004. Temporal variability of hydrodynamics, sediment concentration and sediment settling velocity in a tidal creek. *Continental Shelf Research* 24, 1659–1683.
- Wang, C., Temmerman, S., 2013. Does biogeomorphic feedback lead to abrupt shifts between alternative landscape states?: An empirical study on intertidal flats and marshes 118, 1–12.
- Wheaton, J.M., Brasington, J., Darby, S.E., Sear, D. a., 2009. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. *Earth Surface Processes and Landforms* 35, 136–152.
- Williams, R., Brasington, J., Vericat, D., Hicks, M., Labrosse, F., Neal, M., 2011. Monitoring Braided River Change Using Terrestrial Laser Scanning and Optical Bathymetric Mapping, in: Smith, M.J., Paron, P., Griffiths, J.S. (Eds.), *Developments in Earth Surface Processes: Geomorphological Mapping – Methods and Applications*, *Developments in Earth Surface Processes*. Elsevier, pp. 507–532.
- Wolman, M., Miller, J., 1960. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *The Journal of Geology* 54–74.
- Yang, S.L., Li, H., Ysebaert, T., Bouma, T.J., Zhang, W.X., Wang, Y.Y., Li, P., Li, M., Ding, P.X., 2008. Spatial and temporal variations in sediment grain size in tidal wetlands, Yangtze Delta: On the role of physical and biotic controls. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 77, 657–671.

- Zolezzi, G., Luchi, R., Tubino, M., 2012. Modeling morphodynamic processes in meandering rivers with spatial width variations. *Reviews of Geophysics* 50, 24.
- Zong, L., Nepf, H., 2010. Flow and deposition in and around a finite patch of vegetation. *Geomorphology* 116, 363–372.

Annexe 1 : Changements topographiques journaliers mesurées au Lidar

Cette annexe contient les données statistiques et les cartes de changements topographiques (zone pionnière, chenal et berge) des mesures journalières réalisées sur le site d'étude en baie du Mont-Saint-Michel (voir Chapitre 3).

t	t+1	Mean Tide	Std Tide	Mean Rate Inner Bar (>5m)	std	Mean Accretion Rate Inner Bar > c _i (>5m)	std	Accretion fraction significantly change	Mean Erosion Rate Vegetated Inner Bar > c _i (>5m)	std	Erosion fraction significantly change	Rate Q 5%	Rate Q 95%	Mean Rate Vegetated Inner Bar	std	Mean Accretion Rate Vegetated Inner Bar > c _i	std	Accretion fraction significantly change	Mean Erosion Rate Vegetated Inner Bar > c _i	std	Erosion fraction significantly change	Q 5%	Q 95 %
07/09/2010	08/09/2010	6,793	0,12869	0,00395	0,0037	0,00662	0,00362	0,48381	-0,00747	0,00652	0,00197	4,71E-04	0,01212	0,00168	0,0015	0,0038	0,00131	0,1321	-0,0076	0,00665	0,00428	-1,76E-04	0,00755
08/09/2010	09/09/2010	7,3575	0,02333	0,00513	0,0067	0,01091	0,00559	0,46092	-0,00649	0,00284	0,01812	-0,00163	0,01868	0,00376	0,00592	0,00969	0,00664	0,34444	-0,00555	0,00359	0,00824	-0,00251	0,03637
09/09/2010	10/09/2010	7,6065	0,14354	0,00155	0,01176	0,01	0,00715	0,39433	-0,01697	0,01444	0,16109	-0,01789	0,0189	0,00376	0,0059	0,008	0,00611	0,4397	-0,00802	0,00587	0,03106	-0,00341	0,02833
10/09/2010	11/09/2010	7,5635	0,28496	-0,00393	0,01768	0,00978	0,00611	0,31444	-0,02302	0,01922	0,31671	-0,04388	0,01575	0,0033	0,0098	0,0102	0,00619	0,44863	-0,01303	0,01267	0,12598	-0,02221	0,03652
04/10/2010	07/10/2010	5,912	0,81869	0,00149	7,51E-04	0,00183	5,99E-04	2,63E-01	-0,00282	0,00143	7,79E-04	4,52E-04	0,00287	0,00115	6,17E-04	0,00153	4,01E-04	1,90E-01	-0,00282	0,00144	0,0013	0,00134	0,00968
07/10/2010	08/10/2010	7,3335	0,01626	0,0051	0,00308	0,00633	0,00262	0,72653	-0,00405	9,63E-04	1,01E-03	8,86E-04	0,01076	0,00482	0,00289	0,00591	0,00256	0,72313	-0,00416	0,00101	0,00134	0,00214	0,0207
08/10/2010	11/10/2010	7,275	0,35528	0,00182	0,00247	0,00324	0,00191	0,20067	-0,00243	0,00225	0,02273	-0,00128	0,00624	0,00285	0,00258	0,00363	0,00192	0,27067	-0,0036	0,00319	0,01425	-0,00448	0,04063
23/09/2011	26/09/2011	5,087	0,51364	-1,88E-04	7,75E-04	0,00384	0,00254	0,00153	-0,00254	6,59E-04	5,97E-03	-0,00138	8,95E-04	-2,46E-04	8,25E-04	0,00411	0,00271	0,0032	-0,00262	6,75E-04	1,22E-02	-0,00433	0,00249
26/09/2011	27/09/2011	6,641	0,15274	0,00519	0,00327	0,00728	0,00216	0,62736	-0,00856	0,00473	9,48E-04	9,59E-04	0,0108	0,00293	0,0021	0,00533	0,00147	0,33775	-0,00882	0,00523	0,00159	0,00134	0,0128
27/09/2011	28/09/2011	7,215	0,10889	0,00483	0,00409	0,00777	0,0032	0,53849	-0,00889	0,00722	0,00279	5,65E-05	0,01166	0,00346	0,00334	0,00674	0,00289	0,37695	-0,01025	0,00825	0,00368	3,21E-04	0,01978
28/09/2011	29/09/2011	7,5395	0,09546	0,00345	0,01934	0,0178	0,01119	0,51812	-0,01666	0,01312	0,34715	-0,02634	0,03365	0,00729	0,01203	0,01226	0,00812	0,69132	-0,01348	0,01741	0,09758	-0,01608	0,05297
29/09/2011	30/09/2011	7,4195	0,1591	0,00334	0,00665	0,00803	0,00394	0,52329	-0,00838	0,00521	0,12164	-0,00767	0,01427	0,00432	0,00414	0,00673	0,00349	0,57788	-0,00511	0,00297	0,01732	-0,00329	0,02389
28/03/2011	06/04/2012	5,35843	0,8158	0,00216	0,00158	0,00284	0,0014	0,31323	-0,00376	0,00228	0,00424	1,14E-04	0,00547	0,00162	0,00124	0,00231	6,92E-04	2,65E-01	-0,00375	0,00231	0,00673	-0,00164	0,01194
06/04/2012	08/04/2012	7,19825	0,19618	-0,00548	0,01335	0,00551	0,00395	0,15003	-0,01629	0,01314	0,22178	-0,03633	0,00928	8,14E-04	0,00463	0,00453	0,00303	0,20483	-0,00559	0,00364	0,10662	-0,03005	0,03061
27/04/2012	28/03/2013	6,818	0,14284	2,80E-04	0,00235	0,00415	0,00161	0,03101	-0,00442	0,00121	0,09919	-0,00452	0,00311	4,82E-04	0,00243	0,00418	0,00199	0,0274	-0,00484	0,00115	0,08957	-0,0096	0,0063
28/03/2013	29/03/2013	7,039	0,01273	0,00287	0,00411	0,00736	0,00317	0,33966	-0,00606	0,00376	0,02427	-0,00233	0,01066	0,00134	0,00212	0,00384	0,00126	0,13051	-0,00577	0,0027	0,02394	-0,00513	0,00799

Tableau des statistiques de changements topographiques sur la zone interne / zone pionnière (zone >5m IGN69)

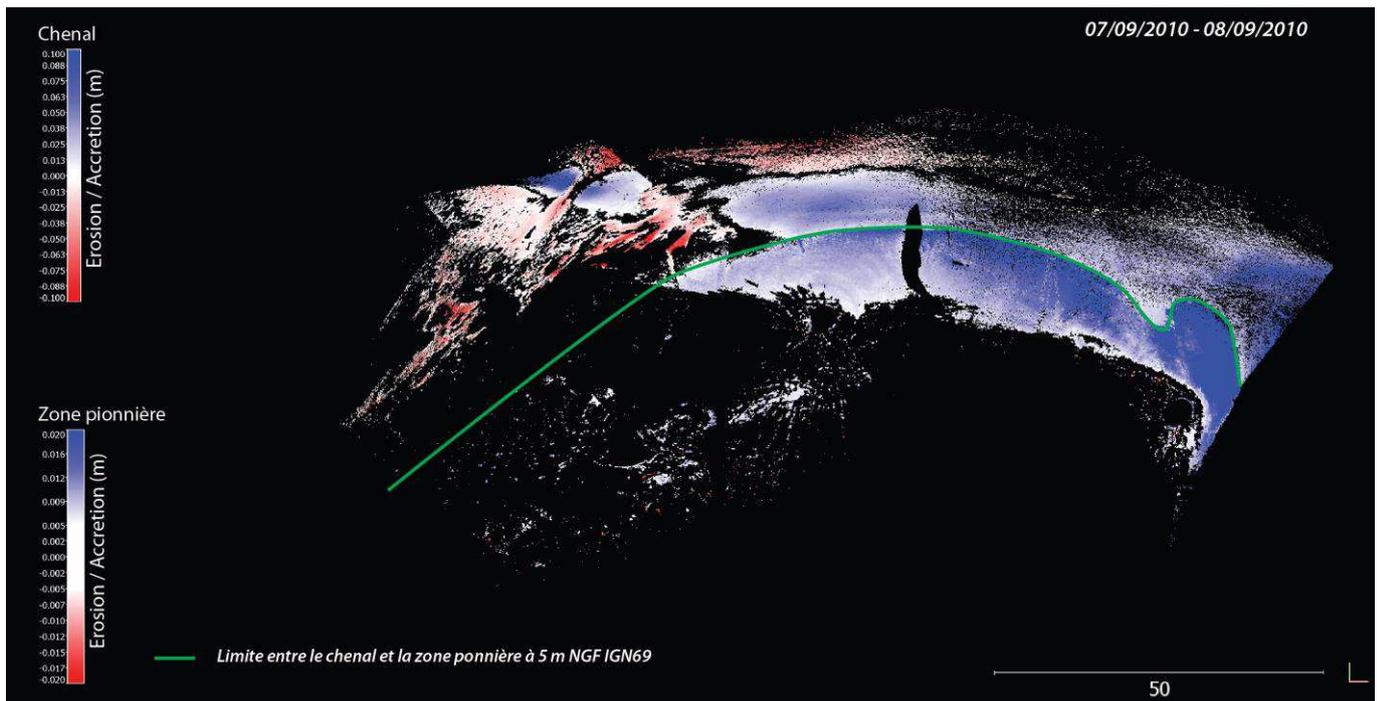
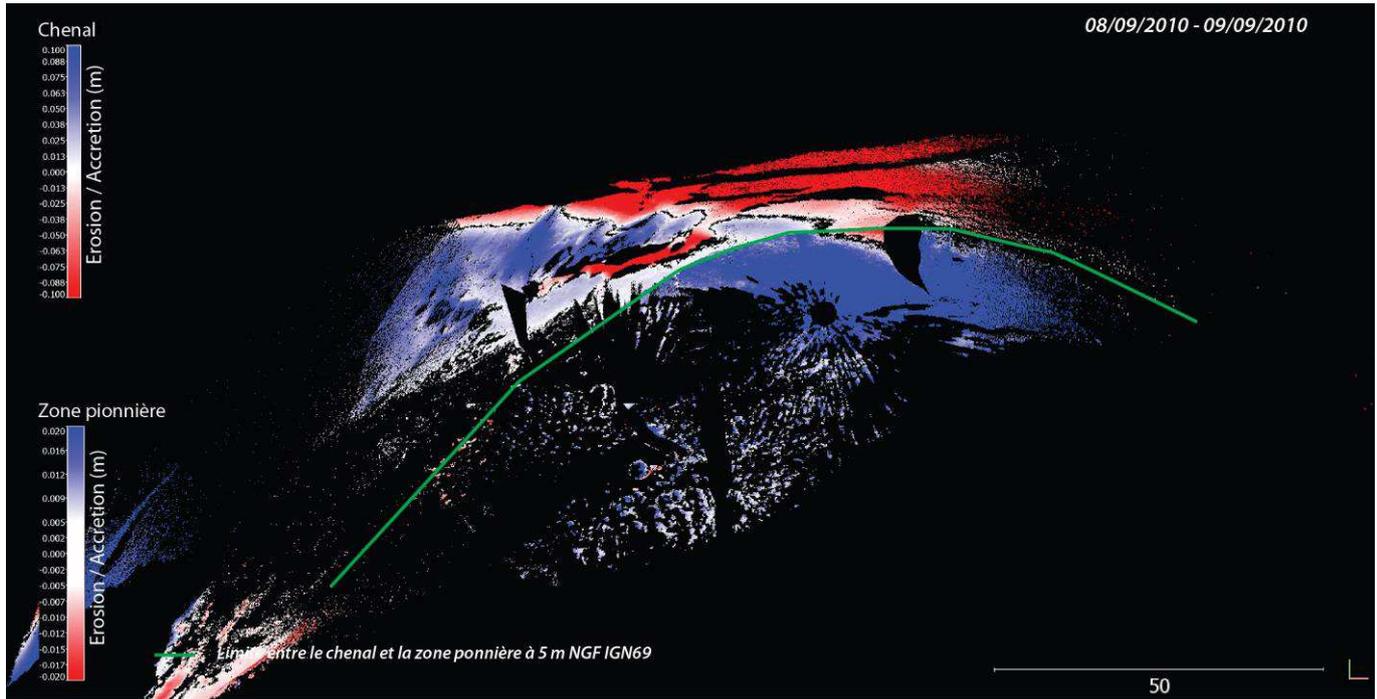
t	t+1	Mean Tide	Std Tide	Mean Rate channel	std	Mean Rate accretion channel > c.i.	std	Accretion fraction significantly change	Mean Rate erosion channel > c.i.	std	Erosion fraction significantly change	Rate Q. 5%	Rate Q. 95%
07/09/2010	08/09/2010	6,793	0,12869	0,00427	0,0136	0,01711	0,00944	0,40451	-0,01147	0,0085	0,23437	-0,01536	0,02732
08/09/2010	09/09/2010	7,3575	0,02333	-0,002	0,03569	0,02441	0,01731	0,43634	-0,0379	0,03526	0,33074	-0,07964	0,04688
09/09/2010	10/09/2010	7,6065	0,14354	-0,00967	0,04131	0,03753	0,03207	0,2312	-0,03872	0,03325	0,47427	-0,07747	0,05866
10/09/2010	11/09/2010	7,5635	0,28496	-0,05471	0,0741	0,03442	0,01674	0,18085	-0,08004	0,06631	0,76062	-0,22166	0,04436
04/10/2010	07/10/2010	5,912	0,81869	0,00255	0,00387	0,00447	0,00301	0,25893	-0,00384	0,00299	0,04007	-0,00283	0,00989
07/10/2010	08/10/2010	7,3335	0,01626	0,00551	0,02653	0,02703	0,01656	0,43188	-0,02705	0,02454	0,22355	-0,04664	0,0536
08/10/2010	11/10/2010	7,275	0,35528	-0,00923	0,01452	0,00967	0,00791	0,04935	-0,01641	0,01231	0,21612	-0,03554	0,01376
23/09/2011	26/09/2011	5,087	0,51364	0,0018	0,0032	0,00549	0,003	0,19716	-0,00526	0,00457	0,01692	-0,00115	0,00825
26/09/2011	27/09/2011	6,641	0,15274	0,00462	0,0159	0,01885	0,01341	0,35217	-0,01774	0,01712	0,13816	-0,01649	0,03277
27/09/2011	28/09/2011	7,215	0,10889	0,00748	0,02726	0,02551	0,02015	0,50551	-0,0217	0,02442	0,24735	-0,03187	0,05245
28/09/2011	29/09/2011	7,5395	0,09546	0,00666	0,04929	0,04049	0,02059	0,57327	-0,04842	0,03801	0,34046	-0,08521	0,06667
29/09/2011	30/09/2011	7,4195	0,1591	0,00401	0,02854	0,01725	0,00731	0,74704	-0,04635	0,02832	0,19236	-0,0671	0,02793
28/03/2011	06/04/2012	5,35843	0,8158	0,00199	0,00549	0,00335	0,00249	0,33873	-0,01223	0,01903	0,02107	-0,00185	0,00833
06/04/2012	08/04/2012	7,19825	0,19618	0,01467	0,02008	0,02264	0,01584	0,36861	-0,0118	0,01363	0,0857	-0,0116	0,04678
27/04/2012	28/03/2013	6,818	0,14284	-0,00196	0,0076	0,00857	0,00819	0,04939	-0,01107	0,01079	0,21651	-0,01349	0,00385
28/03/2013	29/03/2013	7,039	0,01273	0,00401	0,0104	0,01056	0,00633	0,52209	-0,01251	0,01241	0,13801	-0,0118	0,01557

Tableau des statistiques de changements topographiques dans le chenal (zone <5m IGN69)

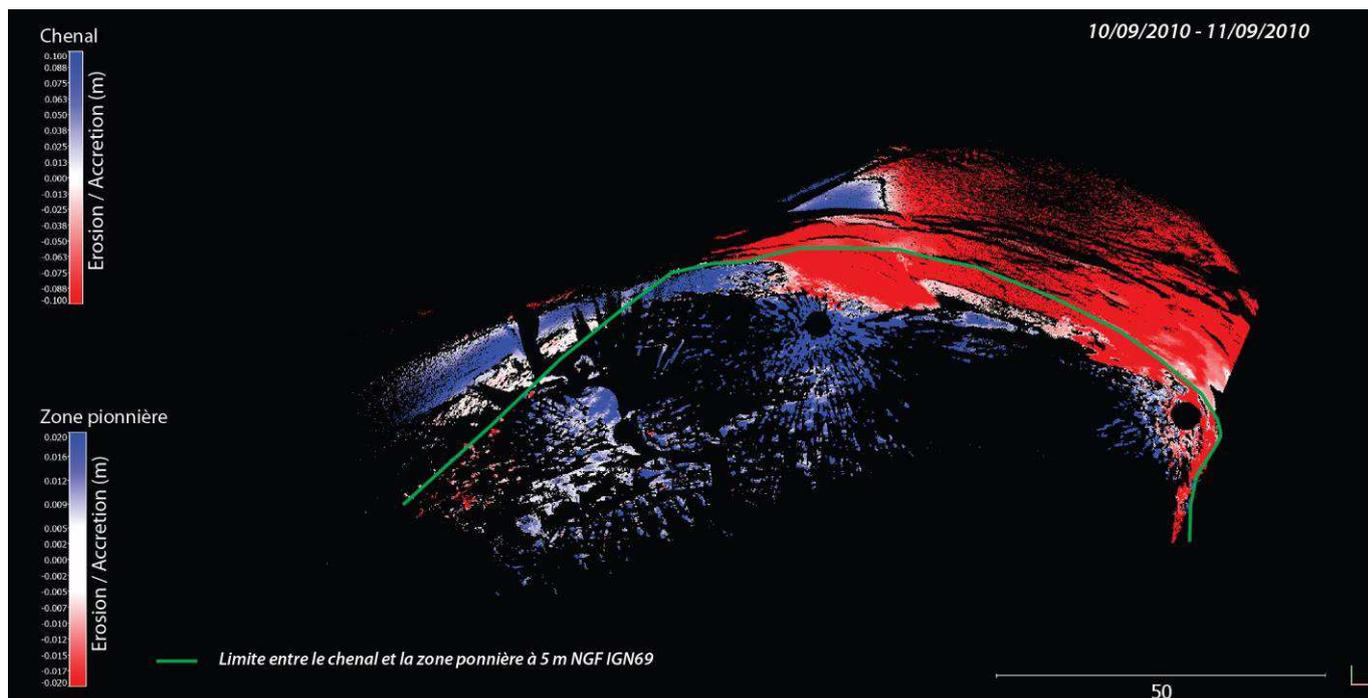
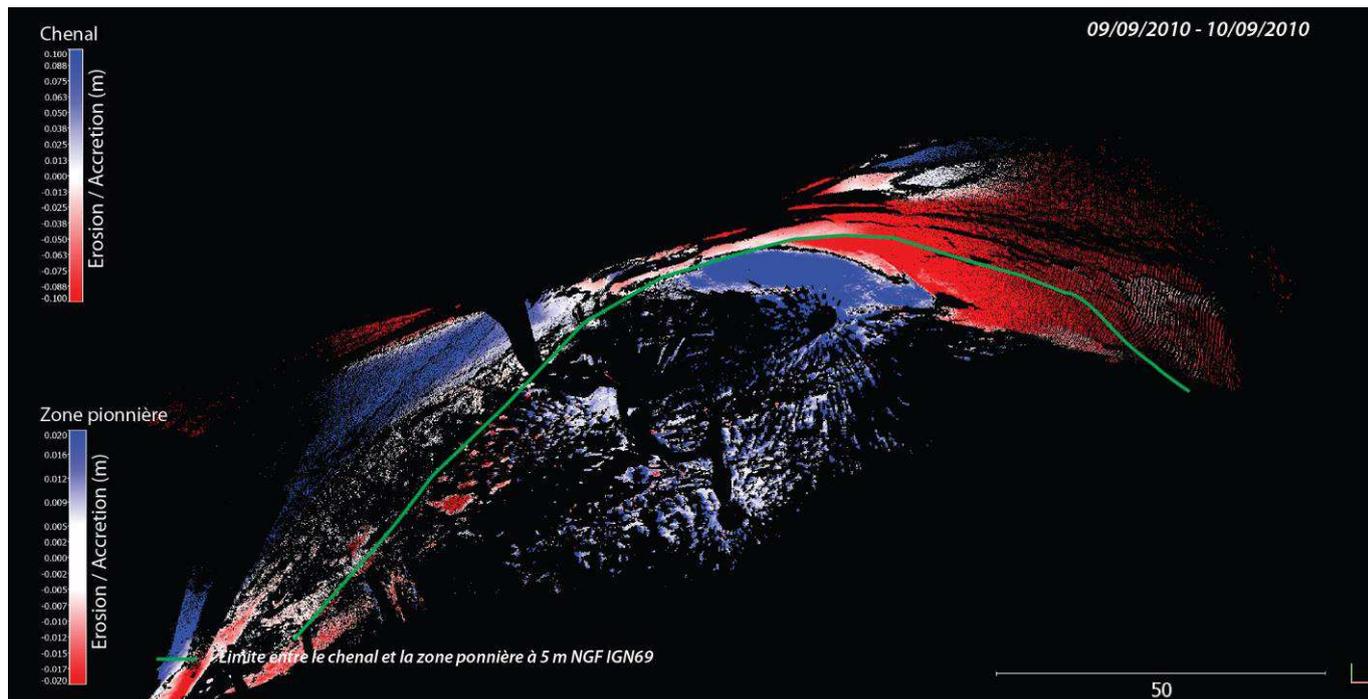
Annexe 1 : Changements topographiques journaliers mesurées au Lidar

t	t+1	Mean Tide	Std Tide	Mean Rate bank erosion	std	Mean Rate accretion bank > c.i,	std	Accretion fraction significantly change	Mean Rate erosion bank > c.i,	std	Erosion fraction significantly change	Rate Q 5%	Rate Q 95%
07/09/2010	08/09/2010	6,793	0,12869	-0,00967	0,05027	0,05018	0,0429	0,17075	-0,05397	0,05235	0,30555	-0,08851	0,05693
08/09/2010	09/09/2010	7,3575	0,02333	-0,04544	0,09111	0,06936	0,0551	0,17265	-0,1038	0,07386	0,54725	-0,21282	0,08488
09/09/2010	10/09/2010	7,6065	0,14354	-0,4907	0,6217	0,07023	0,05411	0,05267	-0,56508	0,6306	0,8743	-1,86092	0,01902
10/09/2010	11/09/2010	7,5635	0,28496	-0,55164	0,30309	0,18378	0,12705	0,02924	-0,57981	0,27333	0,9606	-1,06979	-0,07416
04/10/2010	07/10/2010	5,912	0,81869	-3,83E-04	0,02001	0,01929	0,01364	0,07402	-0,02836	0,02105	0,06711	-0,04048	0,02521
07/10/2010	08/10/2010	7,3335	0,01626	-0,06607	0,11461	0,07466	0,05149	0,16669	-0,13633	0,09684	0,57227	-0,27404	0,09277
08/10/2010	11/10/2010	7,275	0,35528	-0,11738	0,07916	0,02624	0,02223	0,00949	-0,12666	0,07366	0,31067	-0,25311	-0,00204
23/09/2011	26/09/2011	5,087	0,51364	-4,06E-04	0,00857	0,01394	0,01538	0,01108	-0,01264	0,01372	0,02676	-0,01074	0,00966
26/09/2011	27/09/2011	6,641	0,15274	-0,01166	0,08824	0,05707	0,06242	0,24777	-0,11668	0,10512	0,24297	-0,20749	0,0837
27/09/2011	28/09/2011	7,215	0,10889	-0,07503	0,13542	0,06084	0,05138	0,16231	-0,14995	0,13453	0,56224	-0,34143	0,07066
28/09/2011	29/09/2011	7,5395	0,09546	-0,3167	0,51187	0,13543	0,10723	0,12187	-0,46578	0,53299	0,71539	-1,52392	0,13798
29/09/2011	30/09/2011	7,4195	0,1591	-0,21007	0,25386	0,14527	0,11473	0,12022	-0,29841	0,21887	0,76186	-0,68625	0,14658
30/09/2011	03/10/2011	6,1105	0,79015	-0,02505	0,05337	0,03996	0,03449	0,07385	-0,05571	0,03982	0,20227	-0,11799	0,05726
28/03/2011	06/04/2012	5,35843	0,8158	4,20E-04	0,00432	0,00669	0,00736	0,00722	-0,00682	0,0092	0,00668	-0,0041	0,00516
06/04/2012	08/04/2012	7,19825	0,19618	-0,03284	0,08119	0,05018	0,03344	0,07421	-0,09258	0,08667	0,21736	-0,18352	0,06184
08/04/2012	03/05/2012	5,83521	0,74443	-0,01145	0,01584	0,00974	0,00842	0,00342	-0,01604	0,01503	0,03171	-0,04567	0,00611
03/05/2012	01/06/2012	5,69247	0,8365	-0,0016	0,00453	0,00389	0,00253	0,00748	-0,00477	0,00364	0,01806	-0,00929	0,00544
01/06/2012	11/06/2012	6,04311	0,68978	-0,00455	0,01311	0,00791	0,00578	0,01554	-0,01391	0,01467	0,04271	-0,03198	0,00894

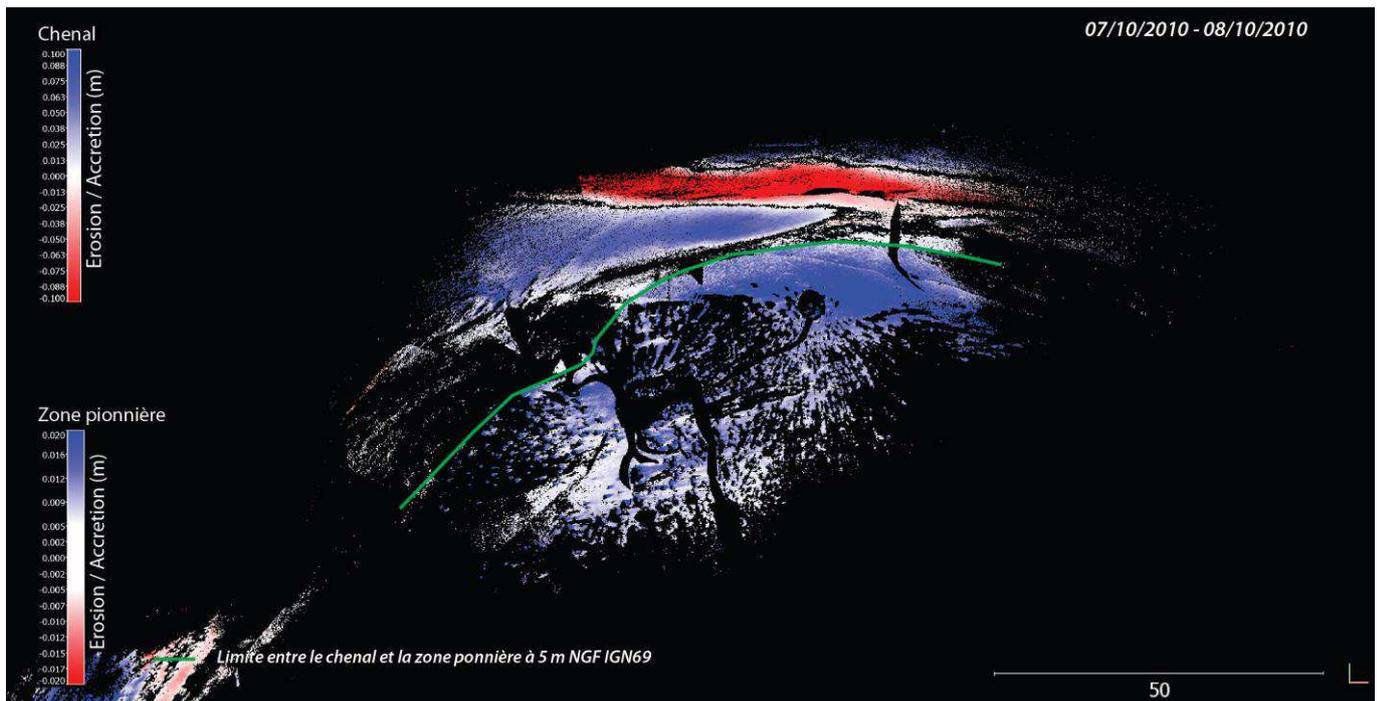
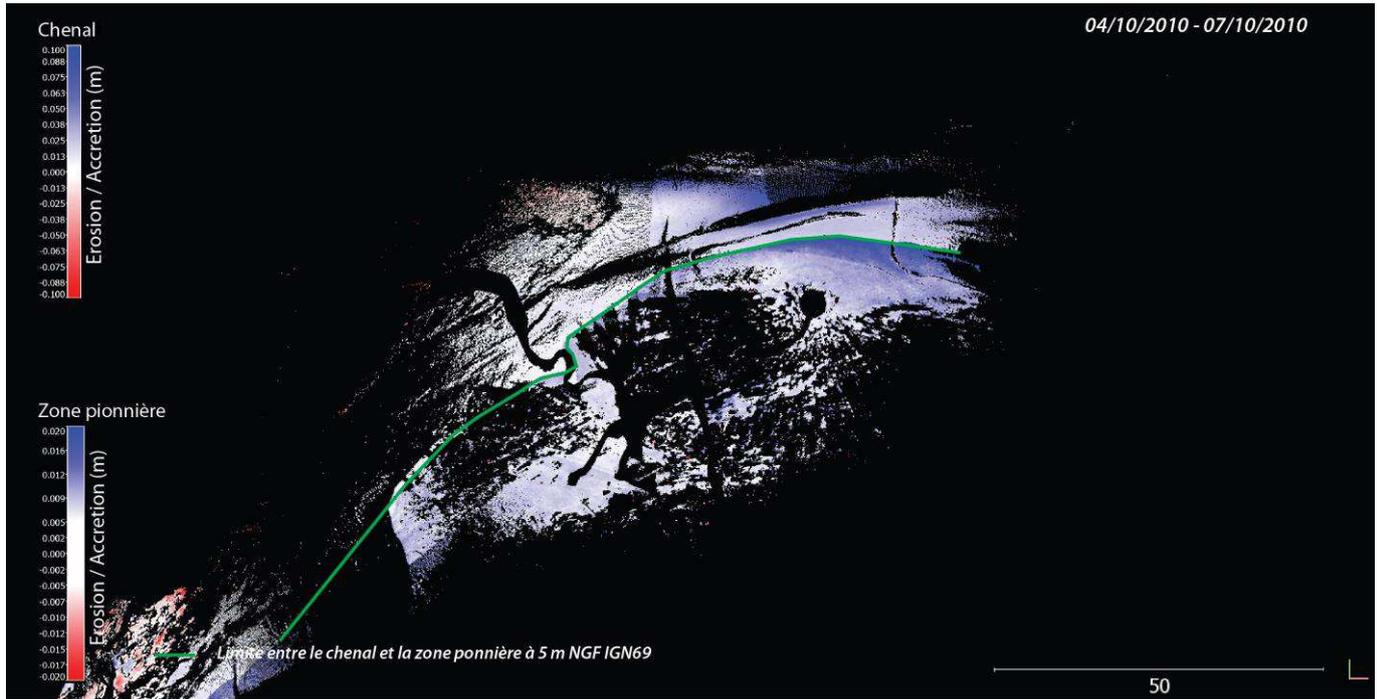
Tableau des statistiques de changements topographiques sur la berge externe



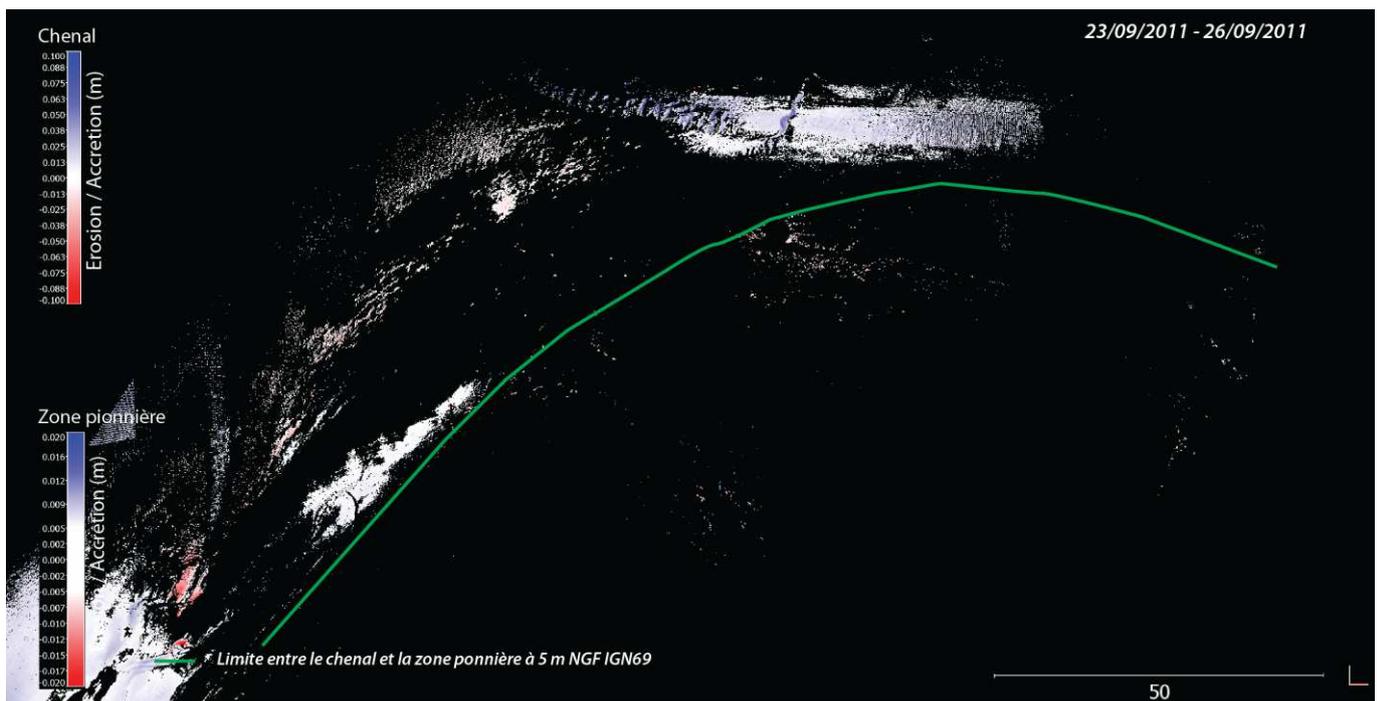
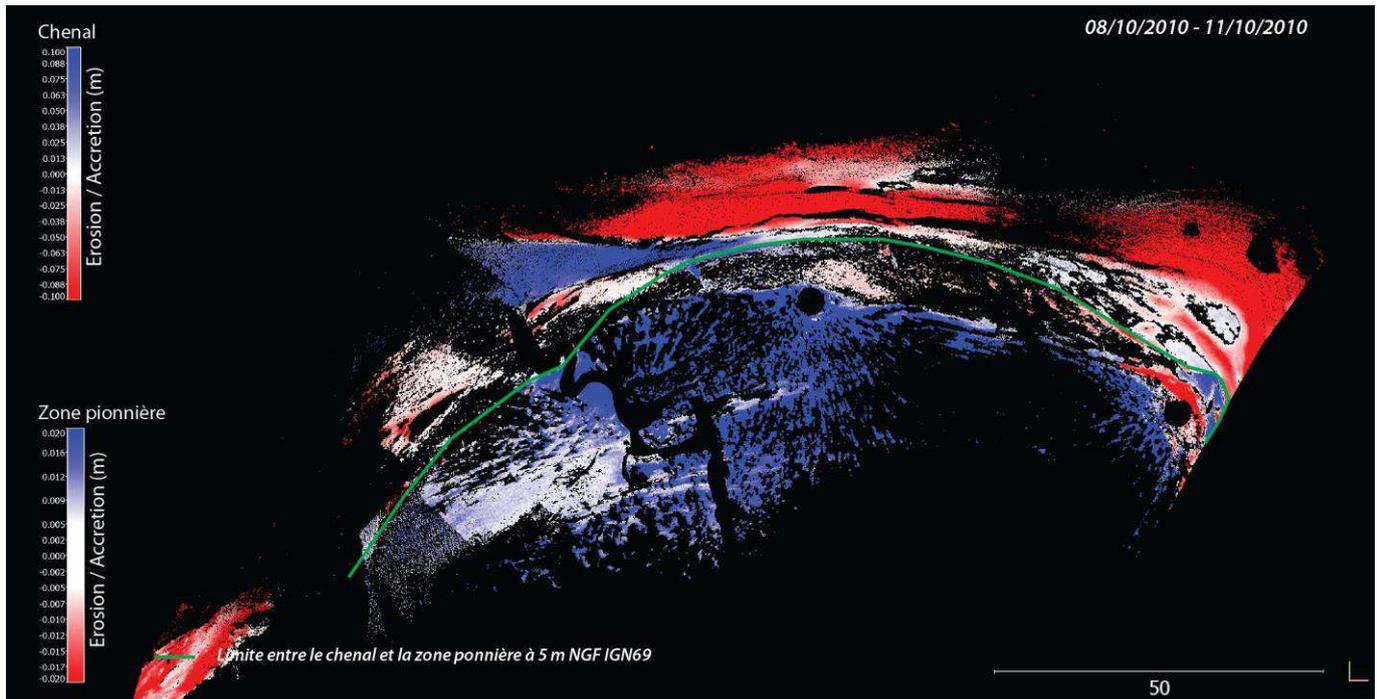
**Cartes des changements topographiques significatifs (> c.i. in M3C2) des mesures journalières
(zone pionnière et chenal)**



Cartes des changements topographiques significatifs (> c.i. in M3C2) des mesures journalières (zone pionnière et chenal)

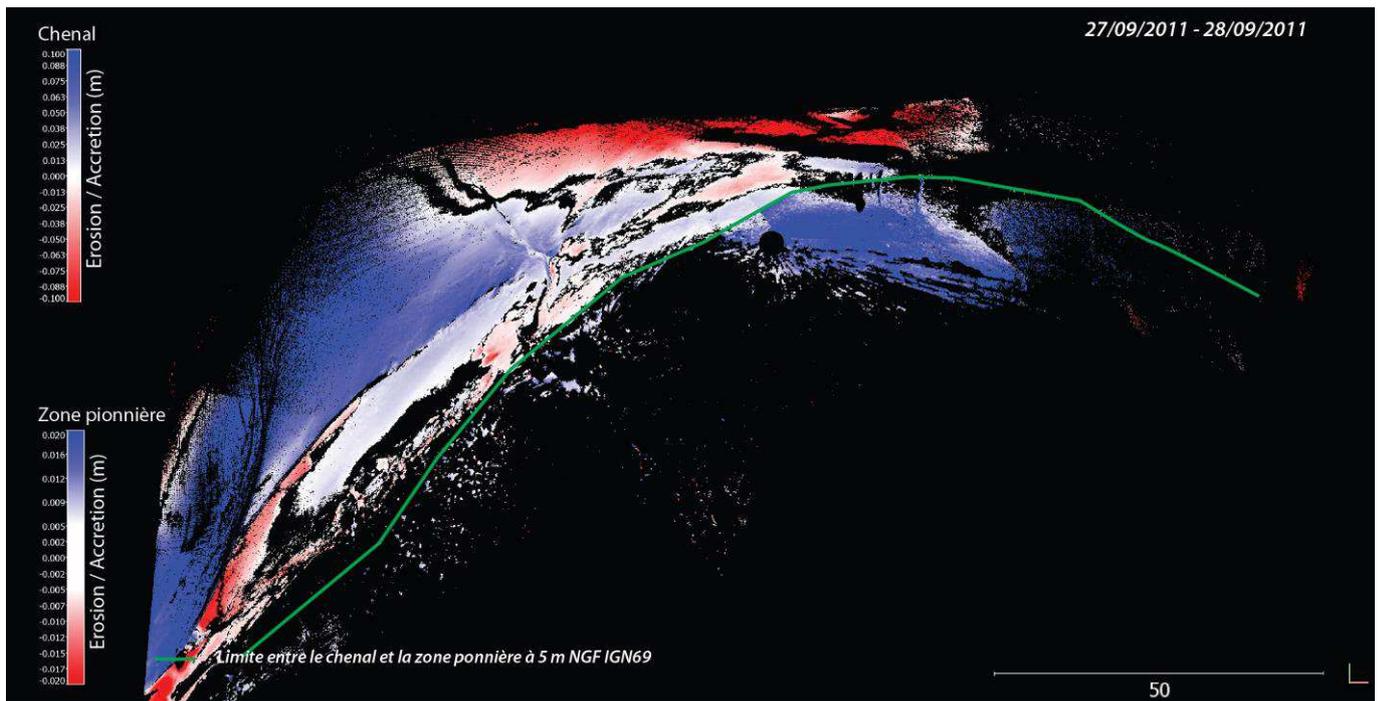
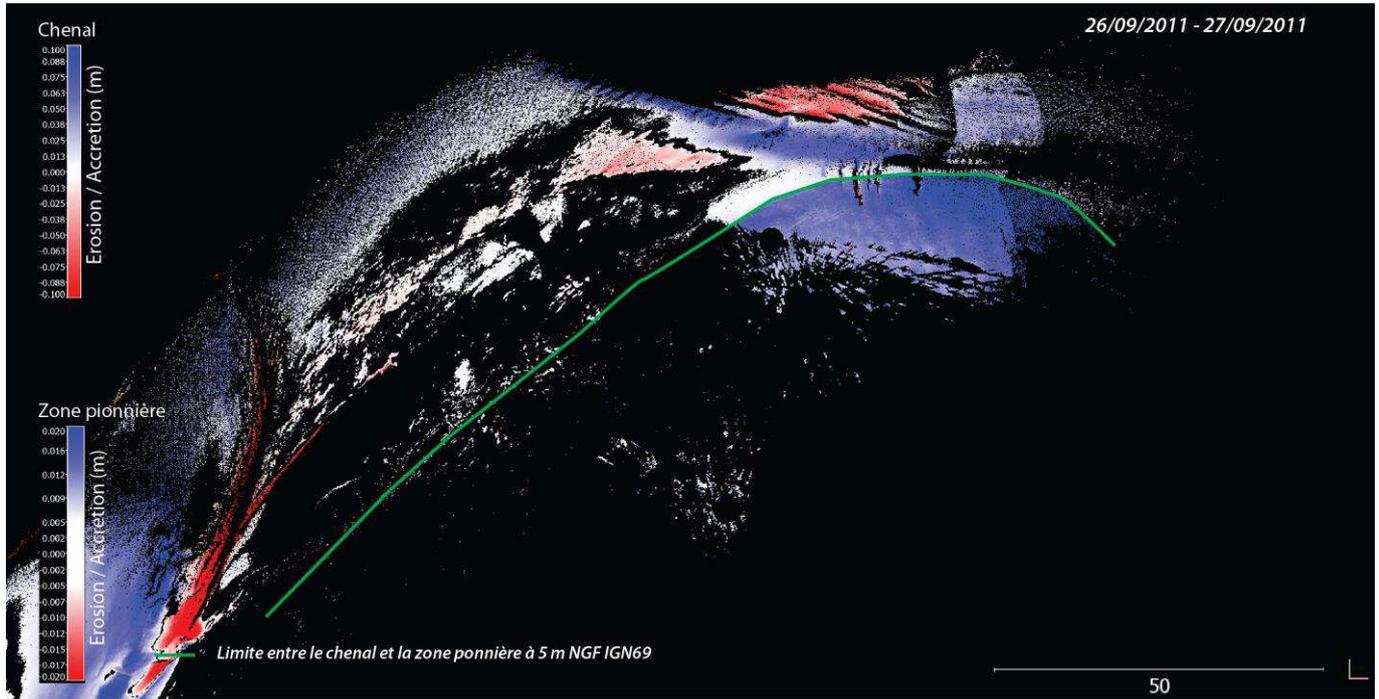


**Cartes des changements topographiques significatifs (> c.i. in M3C2) des mesures journalières
(zone pionnière et chenal)**

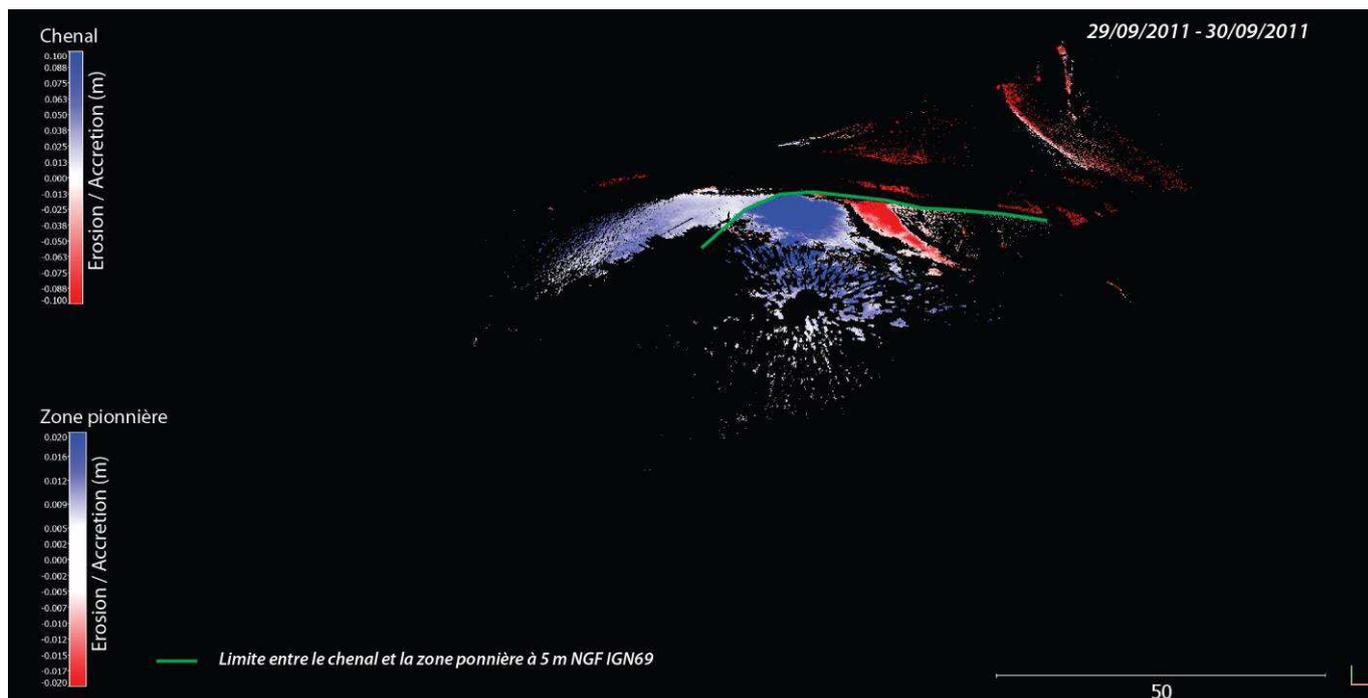
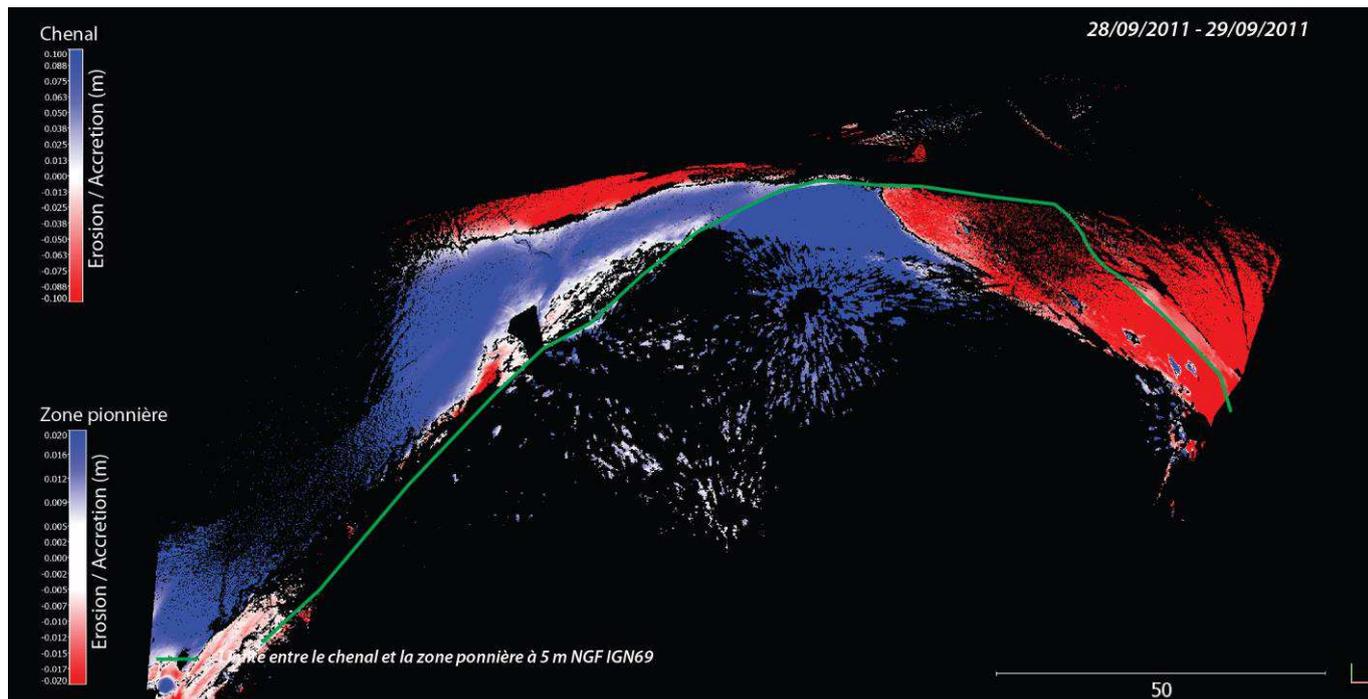


Cartes des changements topographiques significatifs (> c.i. in M3C2) des mesures journalières

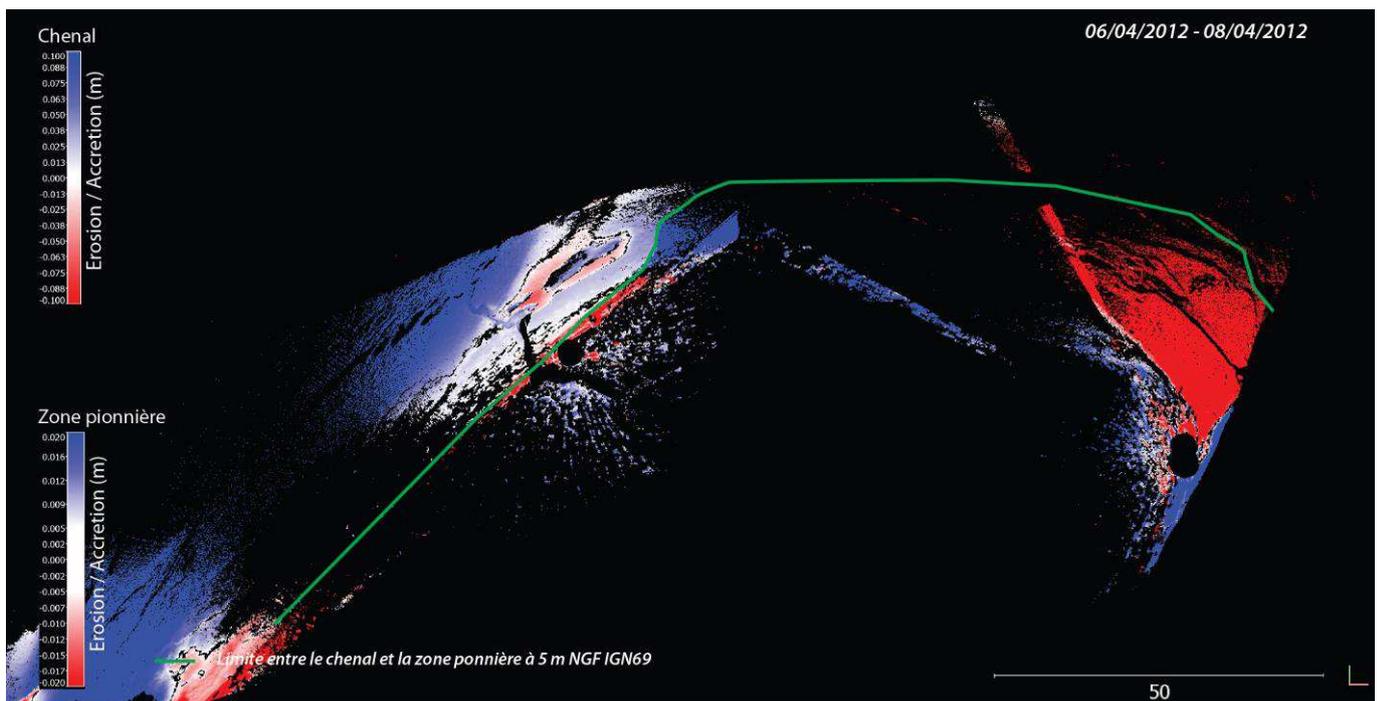
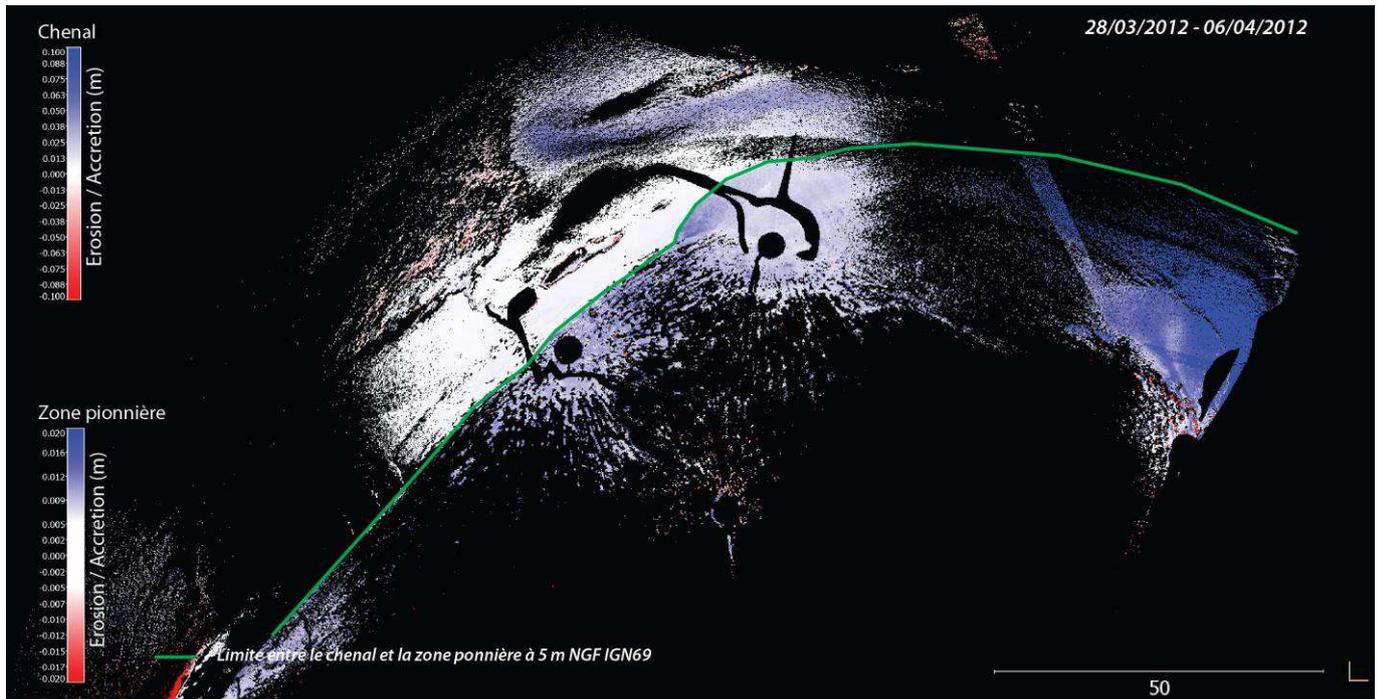
(zone pionnière et chenal)



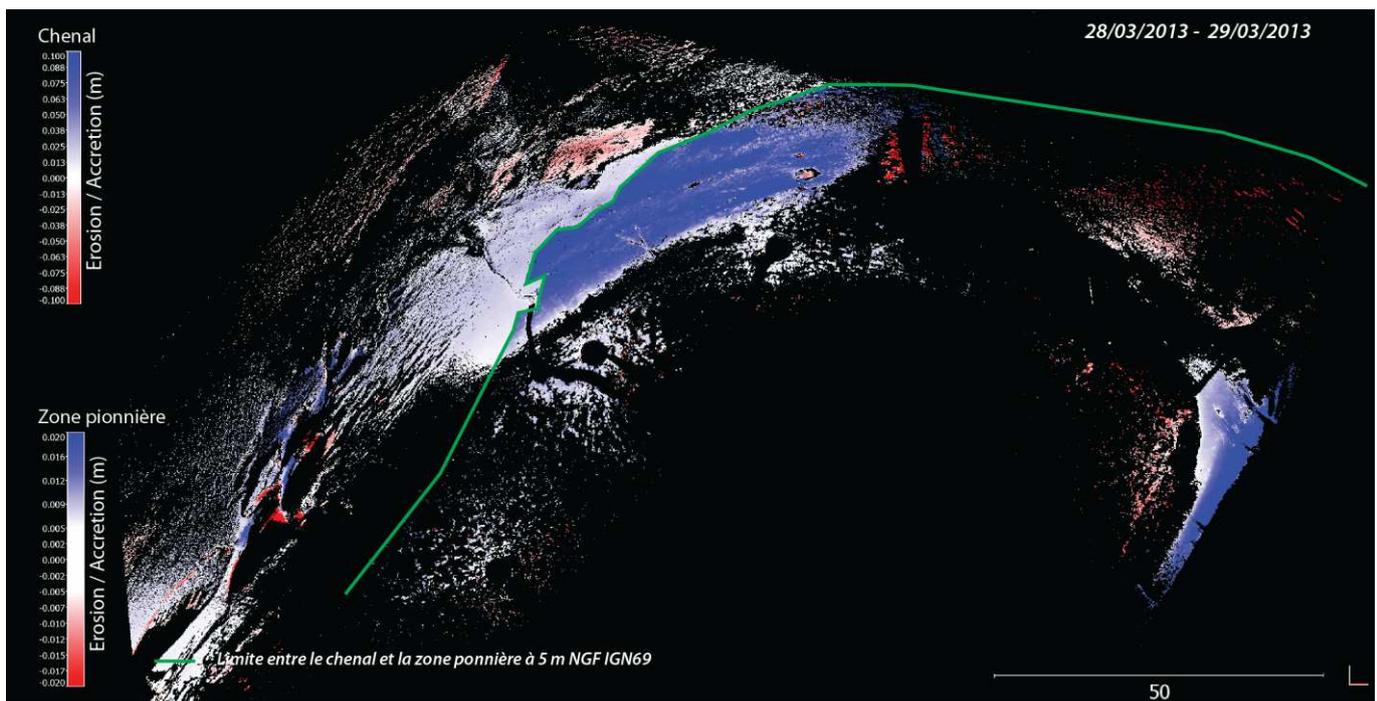
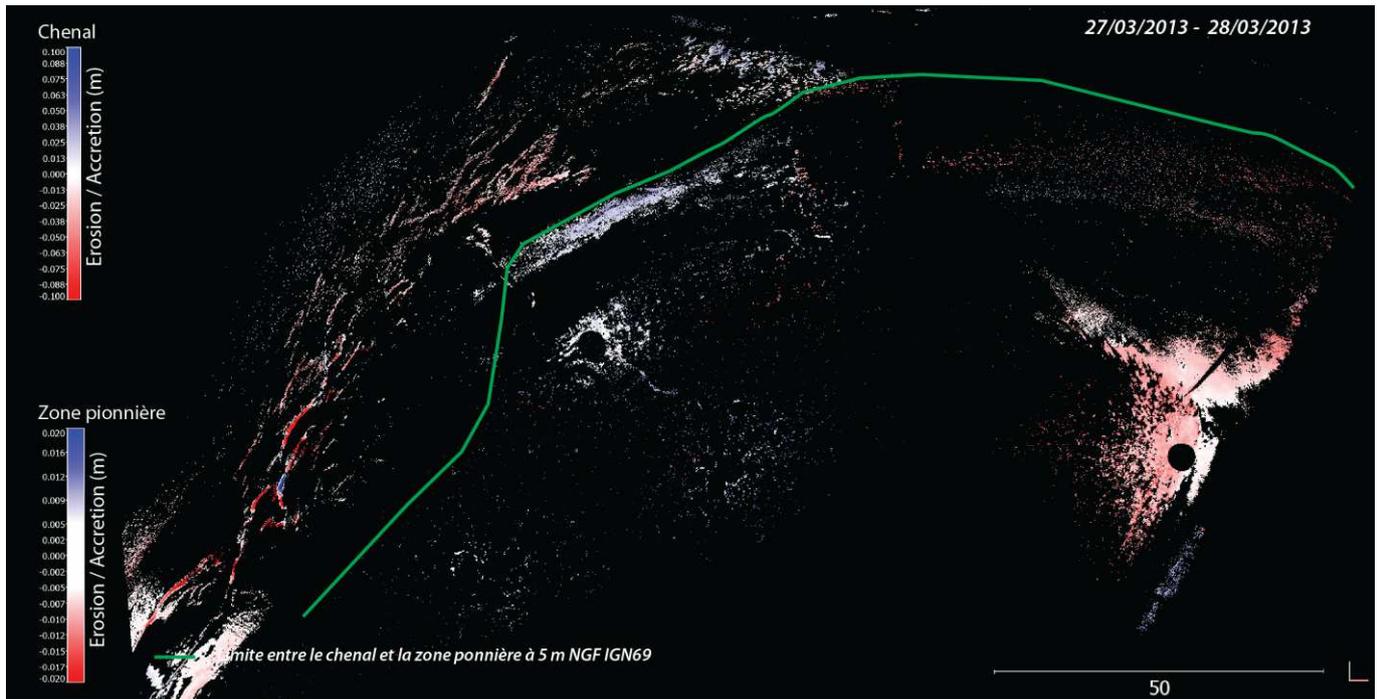
**Cartes des changements topographiques significatifs (> c.i. in M3C2) des mesures journalières
(zone pionnière et chenal)**



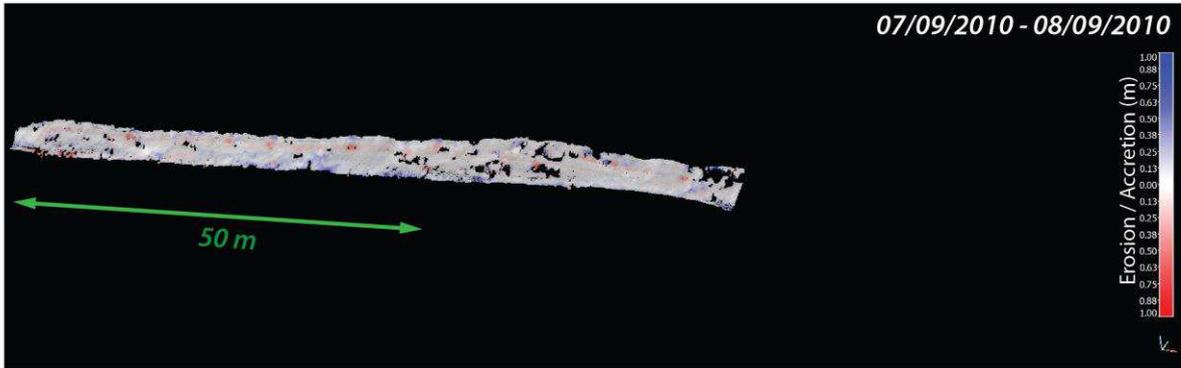
Cartes des changements topographiques significatifs (> c.i. in M3C2) des mesures journalières (zone pionnière et chenal)



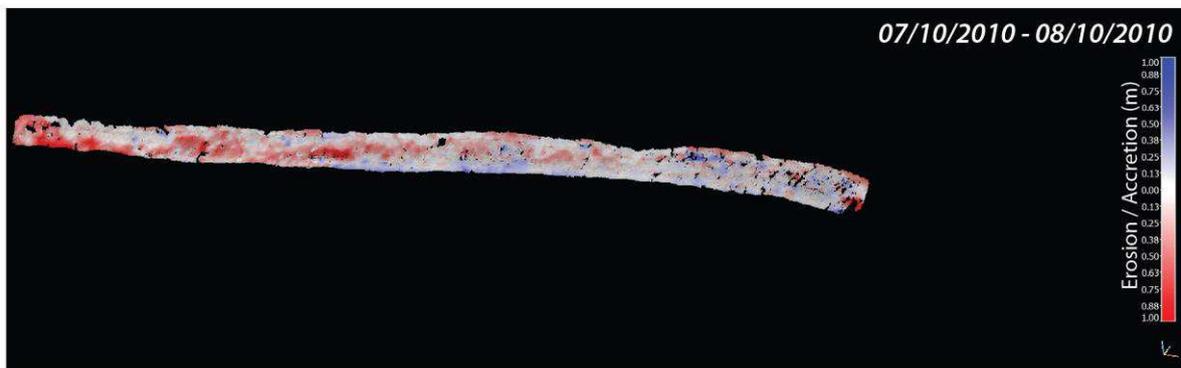
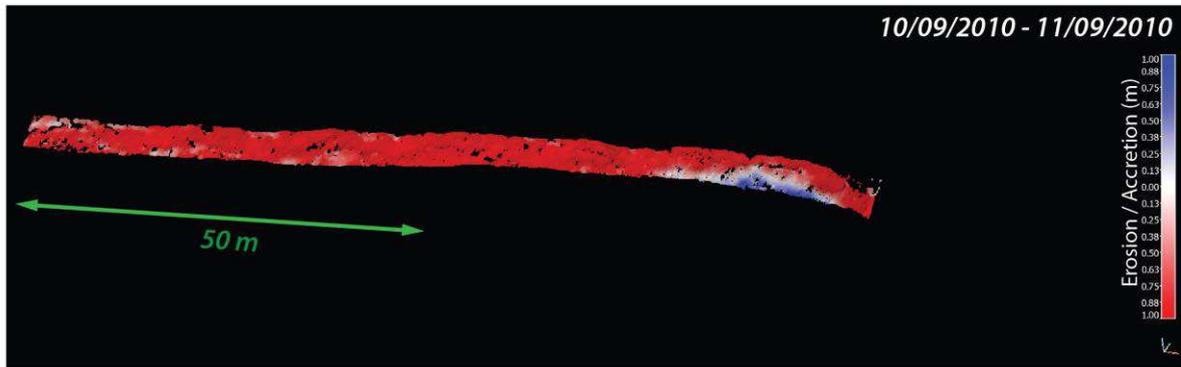
**Cartes des changements topographiques significatifs (> c.i. in M3C2) des mesures journalières
(zone pionnière et chenal)**



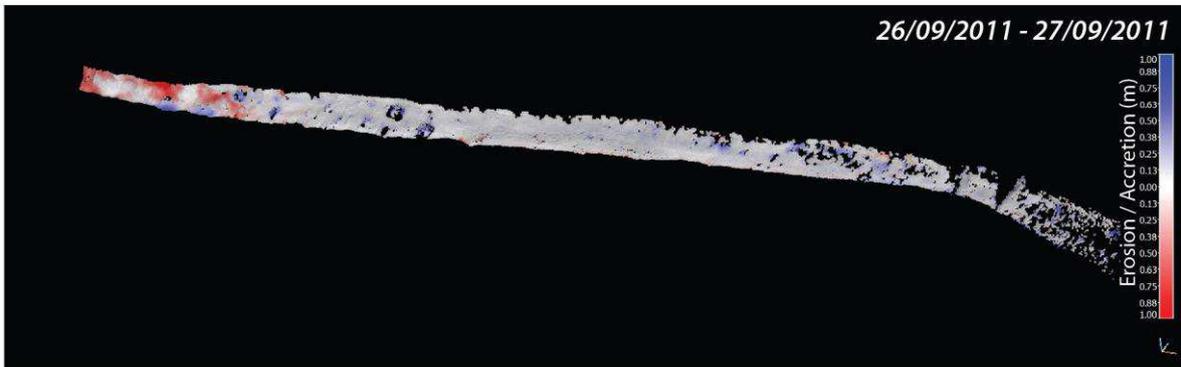
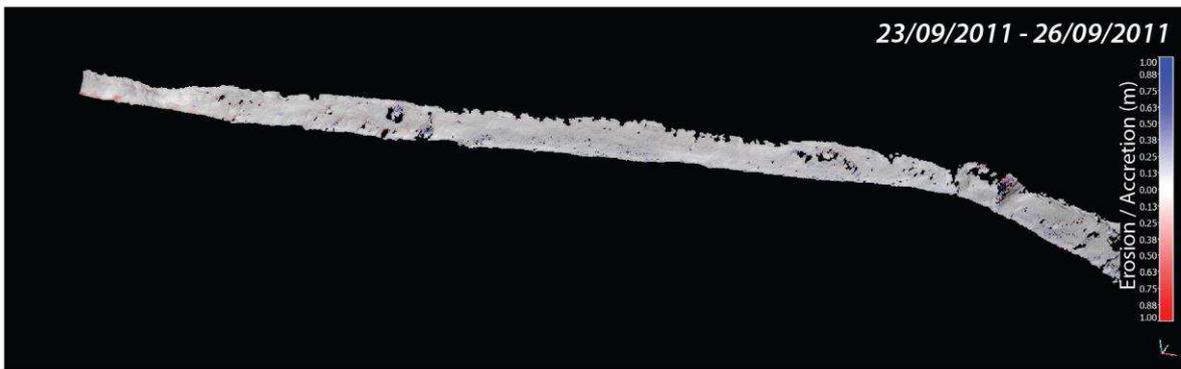
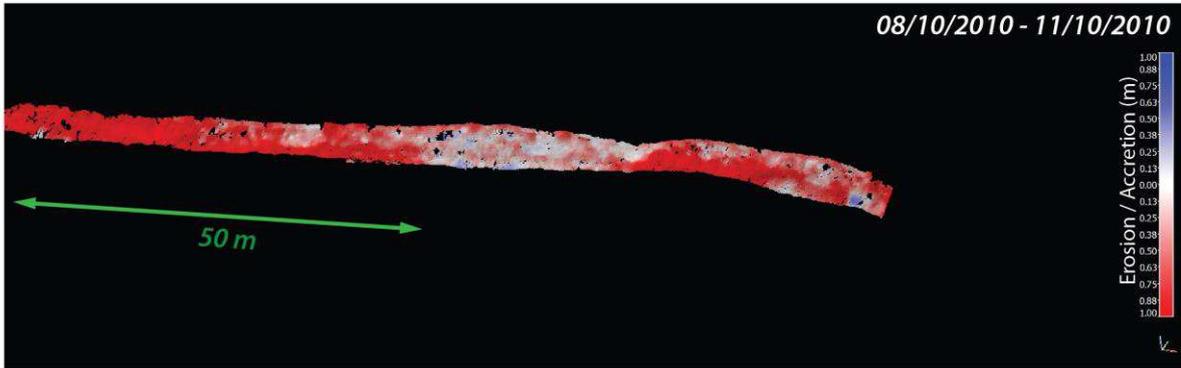
Cartes des changements topographiques significatifs (> c.i. in M3C2) des mesures journalières (zone pionnière et chenal)



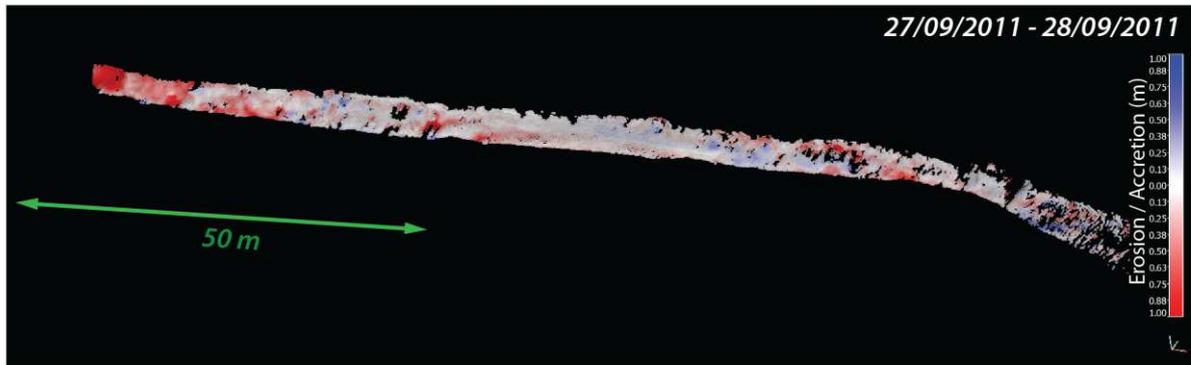
Cartes des changements topographiques significatifs (> c.i. in M3C2) sur la berge des mesures journalières



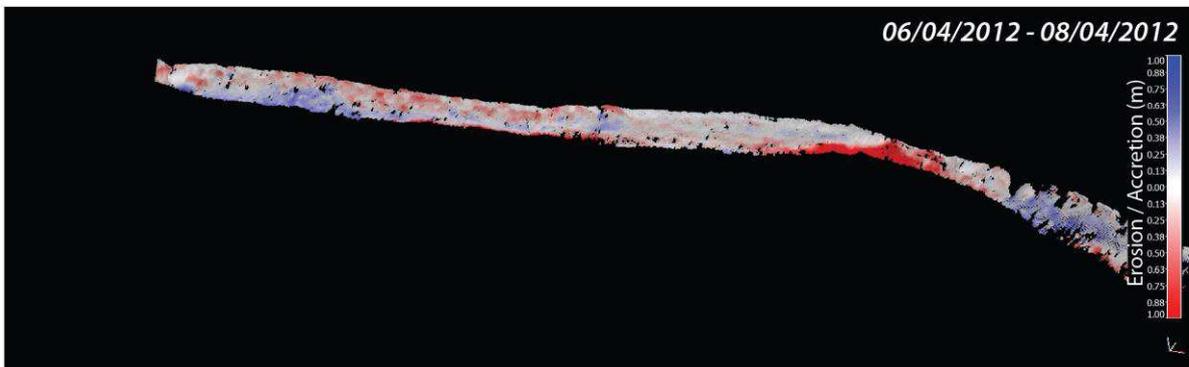
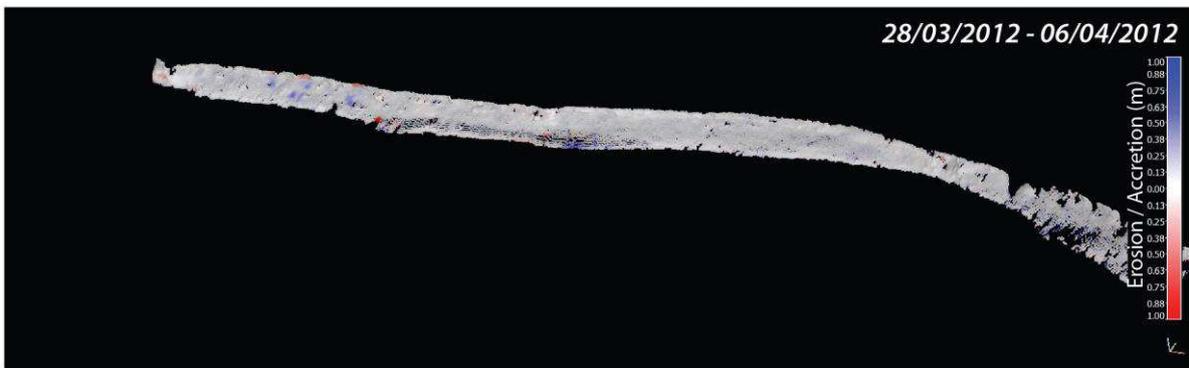
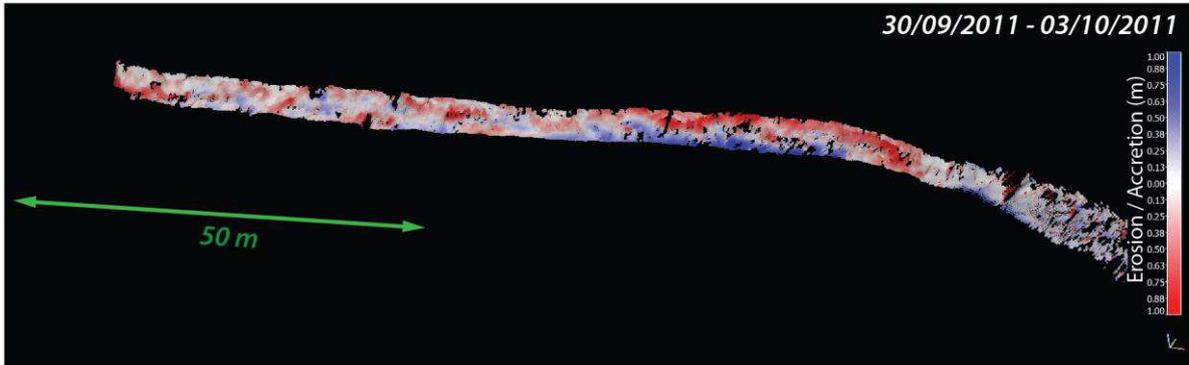
Cartes des changements topographiques significatifs (> c.i. in M3C2) sur la berge des mesures journalières



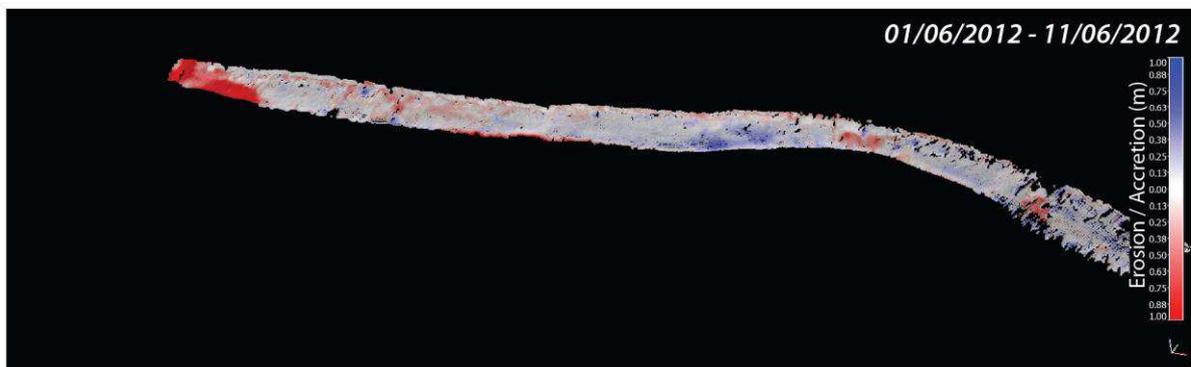
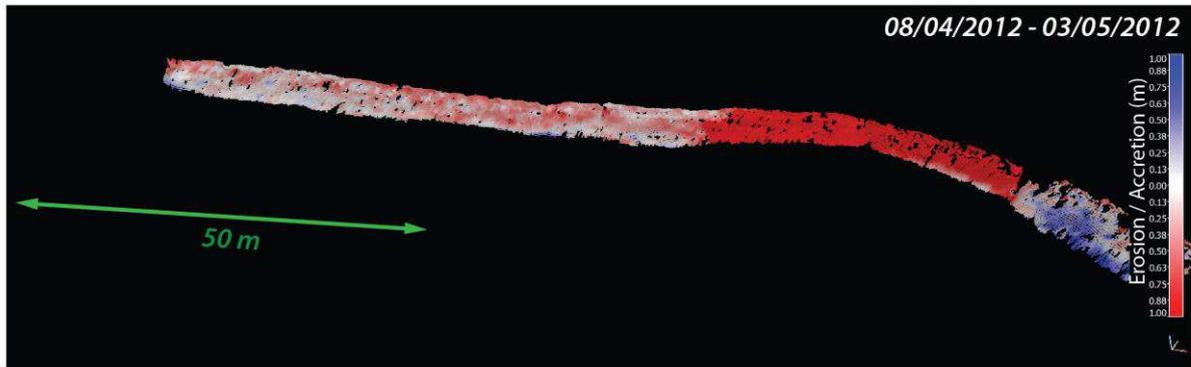
Cartes des changements topographiques significatifs (> c.i. in M3C2) sur la berge des mesures journalières



Cartes des changements topographiques significatifs (> c.i. in M3C2) sur la berge des mesures journalières

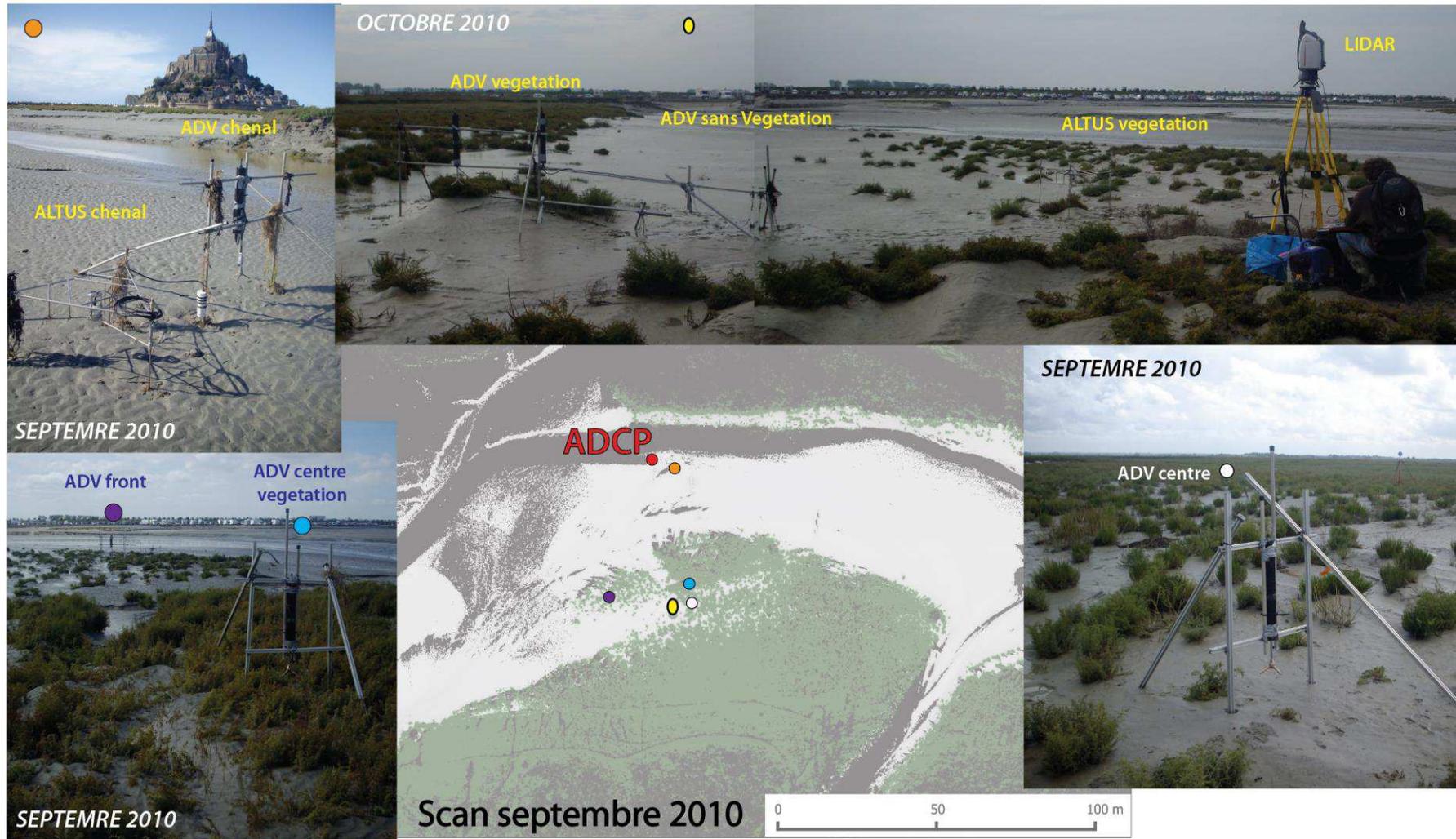


Cartes des changements topographiques significatifs (> c.i. in M3C2) sur la berge des mesures journalières

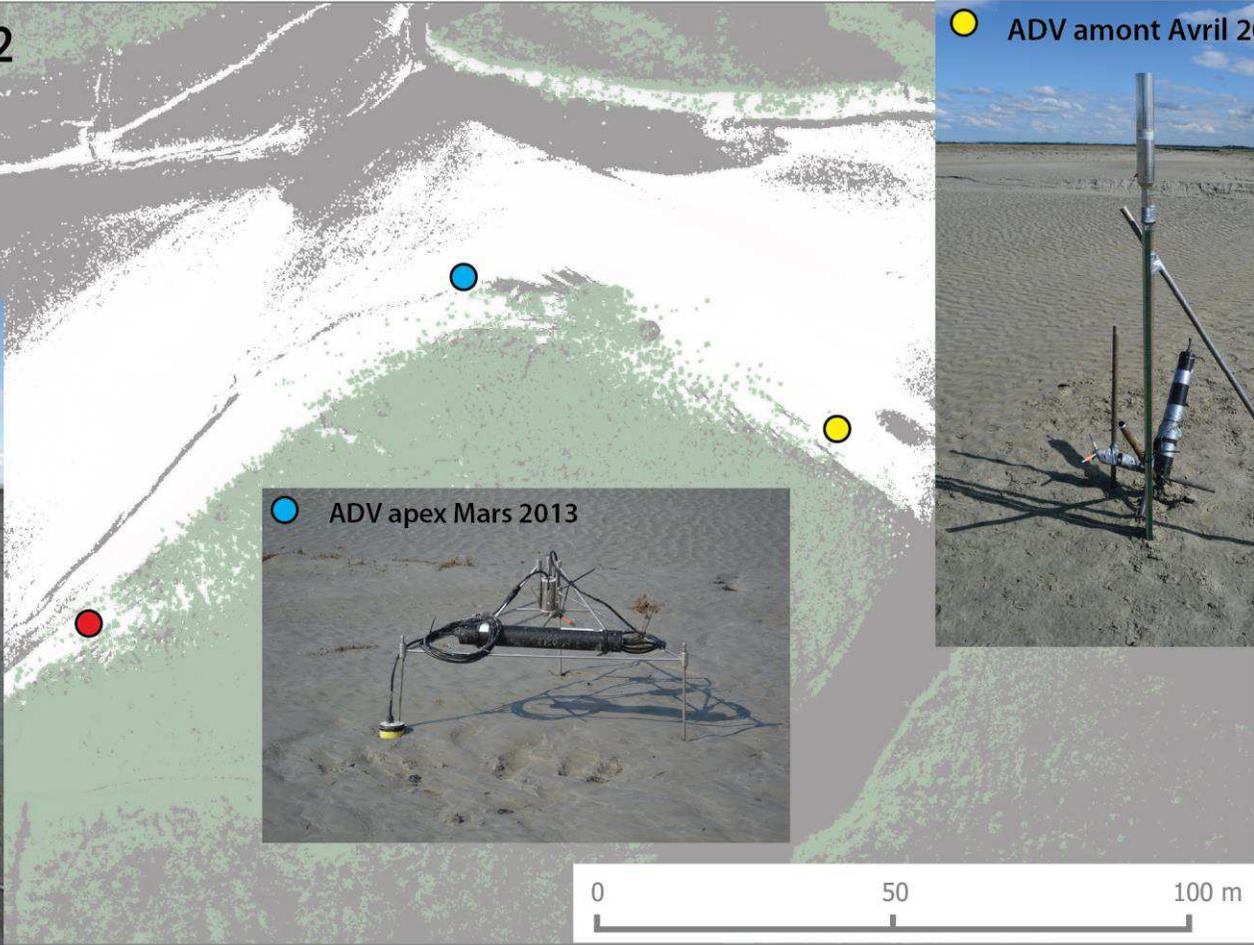


Cartes des changements topographiques significatifs (> c.i. in M3C2) sur la berge des mesures journalières

Annexe 2 : Configurations des instruments hydro-sédimentaires



Scan Avril 2012



Annexe 3 : Tableaux récapitulatifs des données hydro-sédimentaires

Septembre 2010

Date	Hauteur de marée (m)	Lidar	ADV 1				ADV 2				Altus 1		Altus 2		ADCP
			Position	Densité de végétation	Height measure (m)	Height above Soil (m)	Position	Config	Height measure (m)	Height above Soil (m)	Position	Densité de végétation	Position	Config	
06/09/2010 12:00		endommagé													
07/09/2010 06:59	5.95434		Chenal	-			Centre	Faible	5,333	0,053	Chenal	-	/	/	
07/09/2010 12:00		x													
07/09/2010 19:18	6.69777		Chenal	-			Centre	Faible	5,333	0,053	Chenal	-	/	/	
08/09/2010 07:50	6.85559		Chenal	-			Centre	Faible	5,333	0,053	Chenal	-	/	/	
08/09/2010 12:00		x													
08/09/2010 20:10	7.32634		Chenal	-			Centre veg	Forte	5,443	0,043	Chenal	-	/	Chenal	
09/09/2010 08:33	7.2976		Chenal	-			Centre veg	Forte	5,443	0,043	Chenal	-	/	Chenal	
09/09/2010 12:00		x													
09/09/2010 21:02	7.64481		Front	Faible	5,242	0,056	Centre veg	Forte	5,443	0,023	Front	Faible	/	Chenal	
10/09/2010 09:26	7.4474		Front	Faible	5,242	0,056	Centre veg	Forte	5,443	0,013	Front	Faible	/	Chenal	
10/09/2010 12:00		x													
10/09/2010 21:41	7.72913		Front	Faible	5,242	0,056	Centre veg	Forte	5,443	-0,007	Front	Faible	/	Chenal	
11/09/2010 09:50	7.35195		Front	Faible	5,242	0,056	Centre veg	Forte	5,443	-0,027	Front	Faible	/	Chenal	
11/09/2010 12:00		x													

Octobre 2010

Date	Hauteur de marée (m)	Lidar	ADV 1				ADV 2				Altus 1		Altus 2		ADCP
			Position	Densité de végétation	Height measure (m)	Height above Soil (m)	Position	Densité de végétation	Height measure (m)	Height above Soil (m)	Position	Densité de végétation	Position	Config	
04/10/2010 12:00		OK													
06/10/2010 06:43	6.02437		Centre	Sans	5,372	0,062	Centre	Derrière patch	5,713	0,073	Centre	Derrière patch	/	Chenal	
06/10/2010 18:55	6.47118		Centre	Sans	5,372	0,062	Centre	Derrière patch	5,713	0,073	Centre	Derrière patch	/	Chenal	
07/10/2010 07:32	6.81944		Centre	Sans	5,372	0,062	Centre	Derrière patch	5,713	0,066	Centre	Derrière patch	/	Chenal	
07/10/2010 12:00		OK													
07/10/2010 19:54	7.10468		Centre	Sans	5,372	0,062	Centre	Derrière patch	5,713	0,061	Centre	Derrière patch	/	/	
08/10/2010 08:11	7.29122		Centre	Sans	5,372	0,062	Centre	Derrière patch	5,713	0,054	Centre	Derrière patch	/	/	
08/10/2010 12:00		OK													
08/10/2010 20:38	7.4779		Centre	Sans	5,372	0,052	Centre	Derrière patch	5,713	0,04	Centre	Derrière patch	/	/	
09/10/2010 08:58	7.45284		Centre	Sans	5,372	0,052	Centre	Derrière patch	5,713	0,031	Centre	Derrière patch	/	/	
09/10/2010 21:11	7.48739		Centre	Sans	5,372	0,052	Centre	Derrière patch	5,713	0,021	Centre	Derrière patch	/	/	
10/10/2010 09:34	7.26487		Centre	Sans	5,372	0,052	Centre	Derrière patch	5,713	0,011	Centre	Derrière patch	/	/	
10/10/2010 21:51	7.0237		Centre	Sans	5,372	0,052	Centre	Derrière patch	5,713	0,005	Centre	Derrière patch			
11/10/2010 12:00		OK													

Avril 2012

Date	Hauteur de marée (m)	Lidar	ADV 1				ADV 2				Altus 1		Altus 2		ADCP
			Position	Densité de vegetation	Height measure (m)	Height above Soil (m)	Position	Densité de vegetation	Height measure (m)	Height above Soil (m)	Position	Config	Position	Config	
28/03/2012 12:00		OK													
06/04/2012 07:31	6.46319		Aval	-	5,57	0,18	Amont	-	5,68	0,18	Aval	Faible	Amont	Faible	Chenal
06/04/2012 12:00		OK													
06/04/2012 19:59	6.95158		Aval	-	5,57	0,18	Amont	-	5,68	0,18	Aval	Faible	Amont	Faible	Chenal
07/04/2012 08:24	7.27617		Aval	-	5,57	0,18	Amont	-	5,68	0,18	Aval	Faible	Amont	Faible	Chenal
07/04/2012 20:44	7.41582		Aval	-	5,57	0,18	Amont	-	5,68	0,18	Aval	Faible	Amont	Faible	Chenal
08/04/2012 09:01	7.51494		Aval	-	5,57	0,18	Amont	-	5,68	0,18	Aval	Faible	Amont	Faible	Chenal
08/04/2012 12:00		OK low													
08/04/2012 21:34	7.54954		Aval	-	5,57	0,18	Amont	-	5,68	0,18	Aval	Faible	Amont	Faible	Chenal
09/04/2012 09:43	7.51417		Aval	-	5,57	0,18	Amont	-	5,68	0,18	Aval	Faible	Amont	Faible	Chenal
09/04/2012 22:07	7.44184		Aval	-	5,57	0,18	Amont	-	5,68	0,18	Aval	Faible	Amont	Faible	Chenal
10/04/2012 10:27	7.04248		Aval	-	5,57	0,18	Amont	-	5,68	0,18	Aval	Faible	Amont	Faible	Chenal
10/04/2012 22:48	6.72281		Aval	-	5,57	0,18	Amont	-	5,68	0,18	Aval	Faible	Amont	Faible	Chenal
11/10/2010 11:45	6.09649		Aval	-	5,57	0,18	Amont	-	5,68	0,18	Aval	Faible	Amont	Faible	Chenal
03/05/2010 12:00		OK													

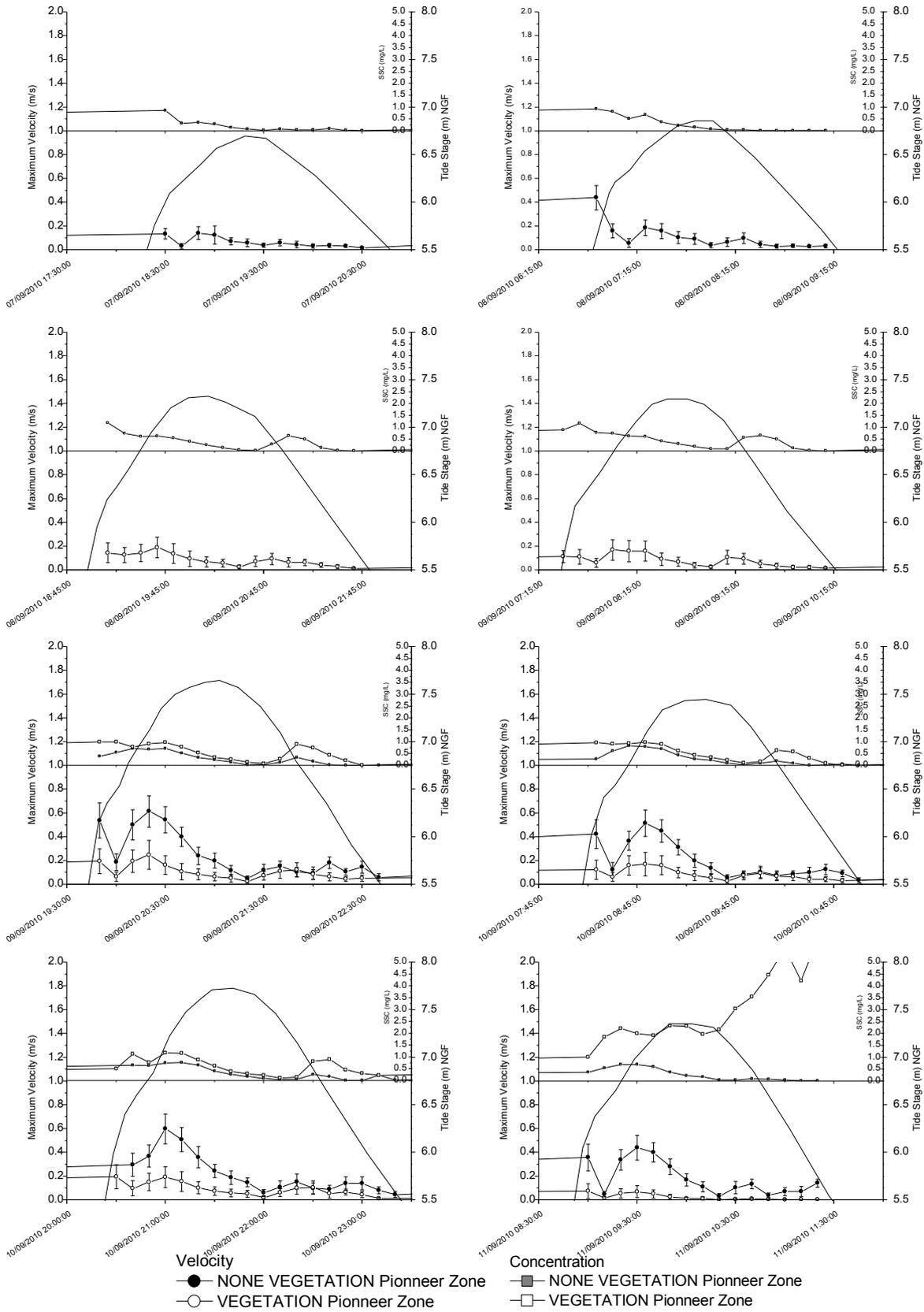
Mars 2013

Date	Hauteur de marée (m)	Lidar	ADV 1				ADV 2				Altus 1		Altus 2		ADCP
			Position	Densité de vegetation	Height measure (m)	Height above Soil (m)	Position	Densité de vegetation	Height measure (m)	Height above Soil (m)	Position	Config	Position	Config	
22/03/2013 12:00		x													
26/03/2013 17:57	6.07962		Apex	-	5,8159	0,152					Apex	-			
27/03/2013 06:08	6.48683		Apex	-	5,8159	0,152					Apex	-			
27/03/2013 12:00		x													
27/03/2013 18:32	6.70668		Apex	-	5,8159	0,152					Apex	-			
28/03/2013 06:47	6.91789		Apex	-	5,8159	0,152					Apex	-			
28/03/2013 12:00		x													
28/03/2013 19:05	7.06824		Apex	-	5,8159	0,152					Apex	-			
29/03/2013 07:22	7.12419		Apex	-	5,8159	0,152					Apex	-			
29/03/2013 12:00		x													
29/03/2013 19:43	6.94015		Apex	-	5,8159	0,152					Apex	-			
30/03/2013 08:00	6.89972		Apex	-	5,8159	0,152					Apex	-			
30/03/2013 20:16	6.74846		Apex	-	5,8159	0,152					Apex	-			
31/03/2013 08:31	6.46728		Apex	-	5,8159	0,152					Apex	-			
31/03/2013 20:53	6.26513		Apex	-	5,8159	0,152					Apex	-			
03/04/2013 12:00		x													

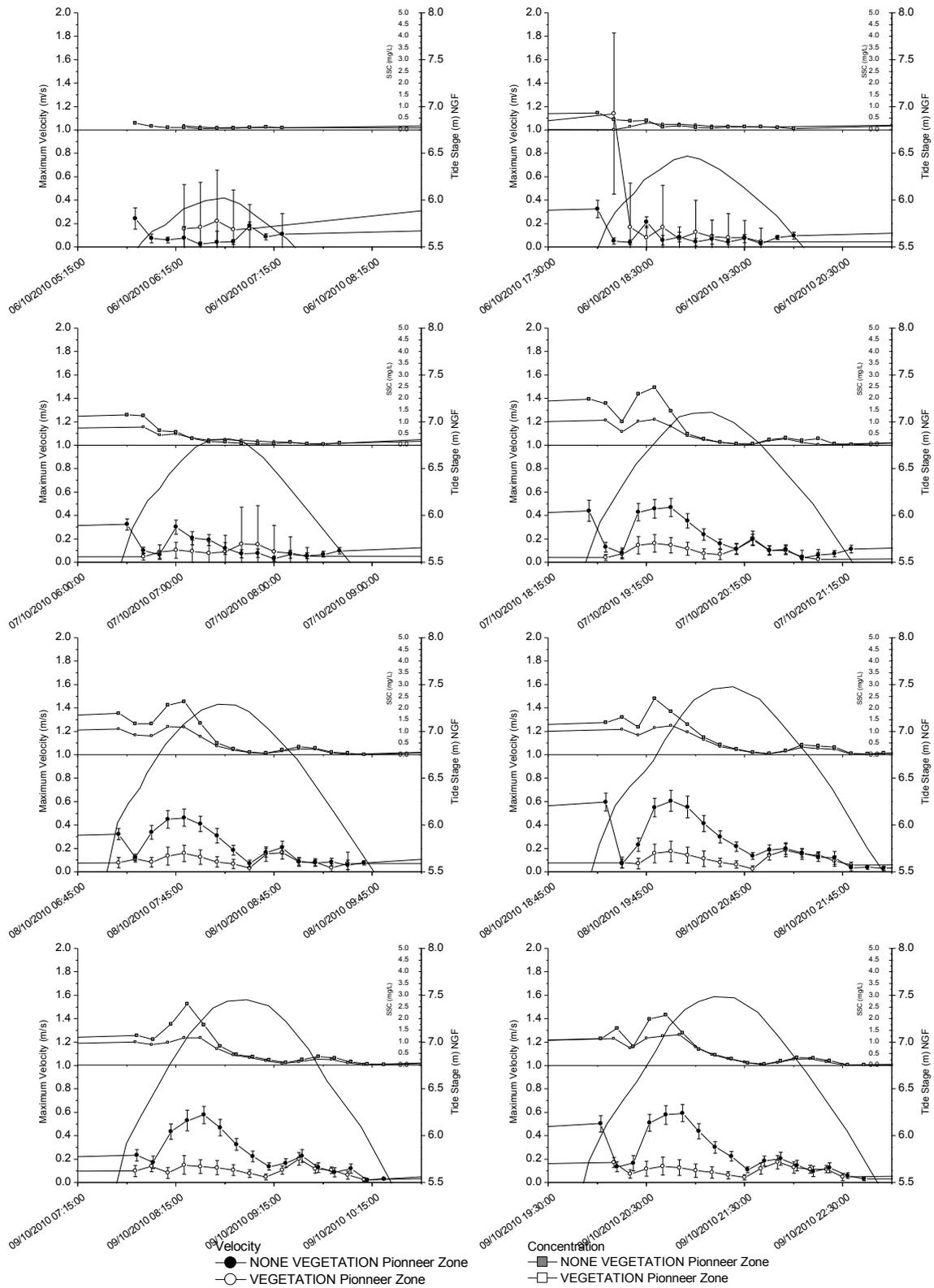
Annexe 4 : Séries temporelles de vitesses et concentrations

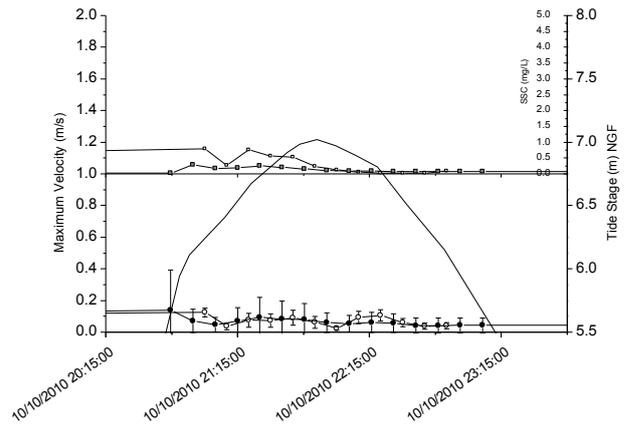
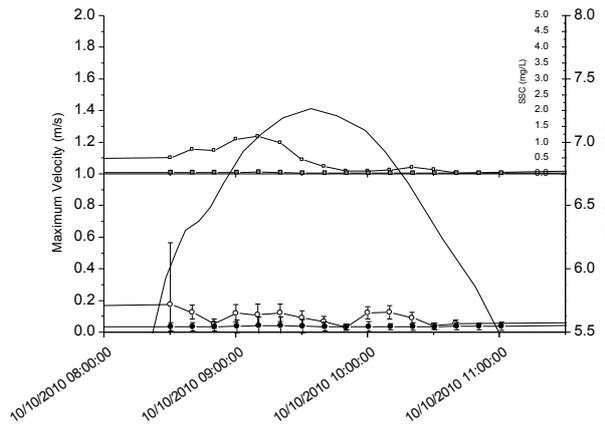
Cette annexe contient les séries temporelles des vitesses et concentrations mesurées au cours de chaque marée lors des cycles d'équinoxe de Septembre 2010, Octobre 2010, Avril 2012 et Mars 2013 (*voir Chapitre 3*).

Septembre 2010

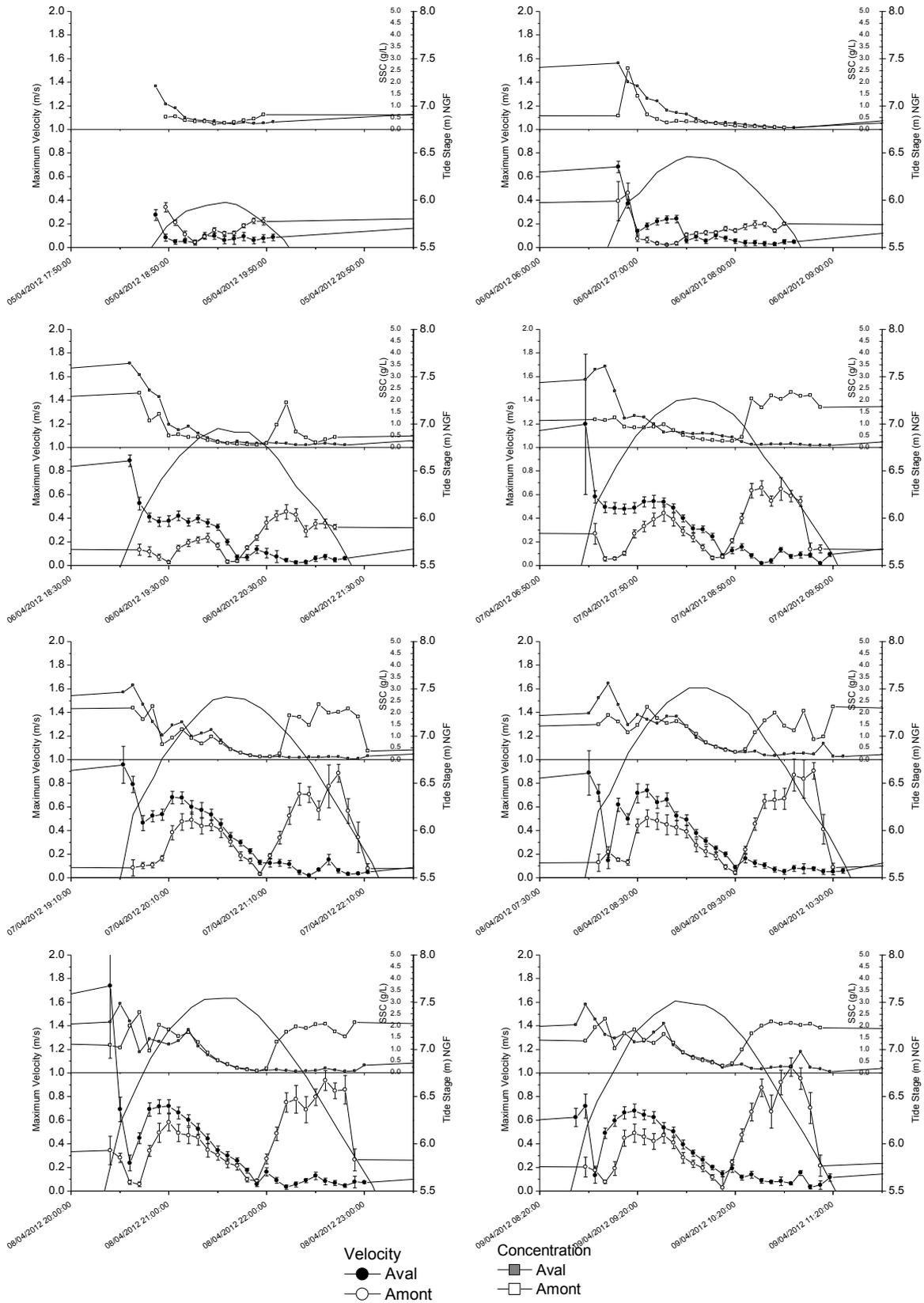


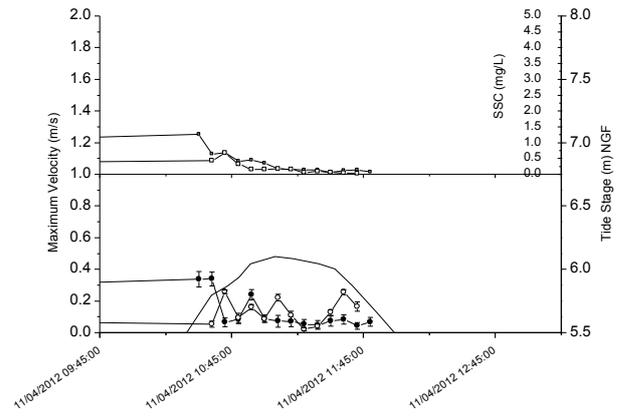
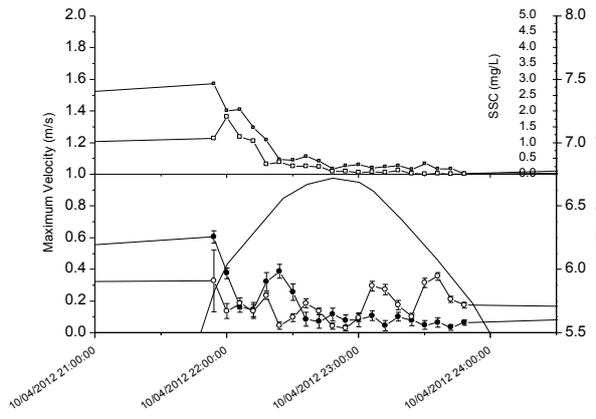
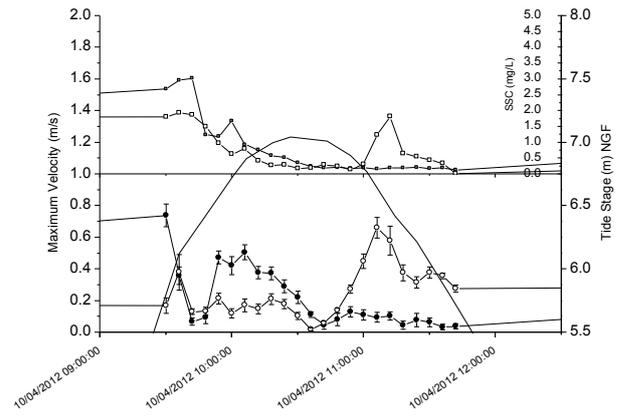
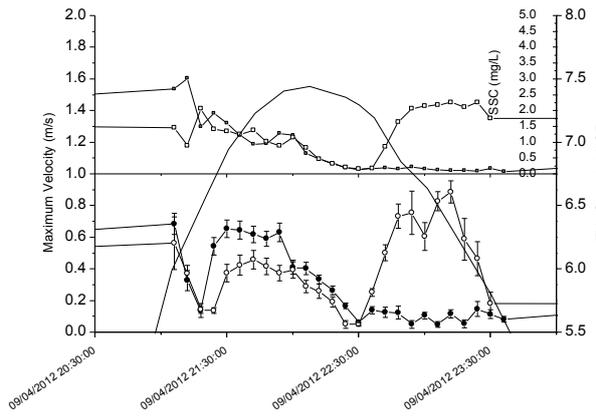
Octobre 2010



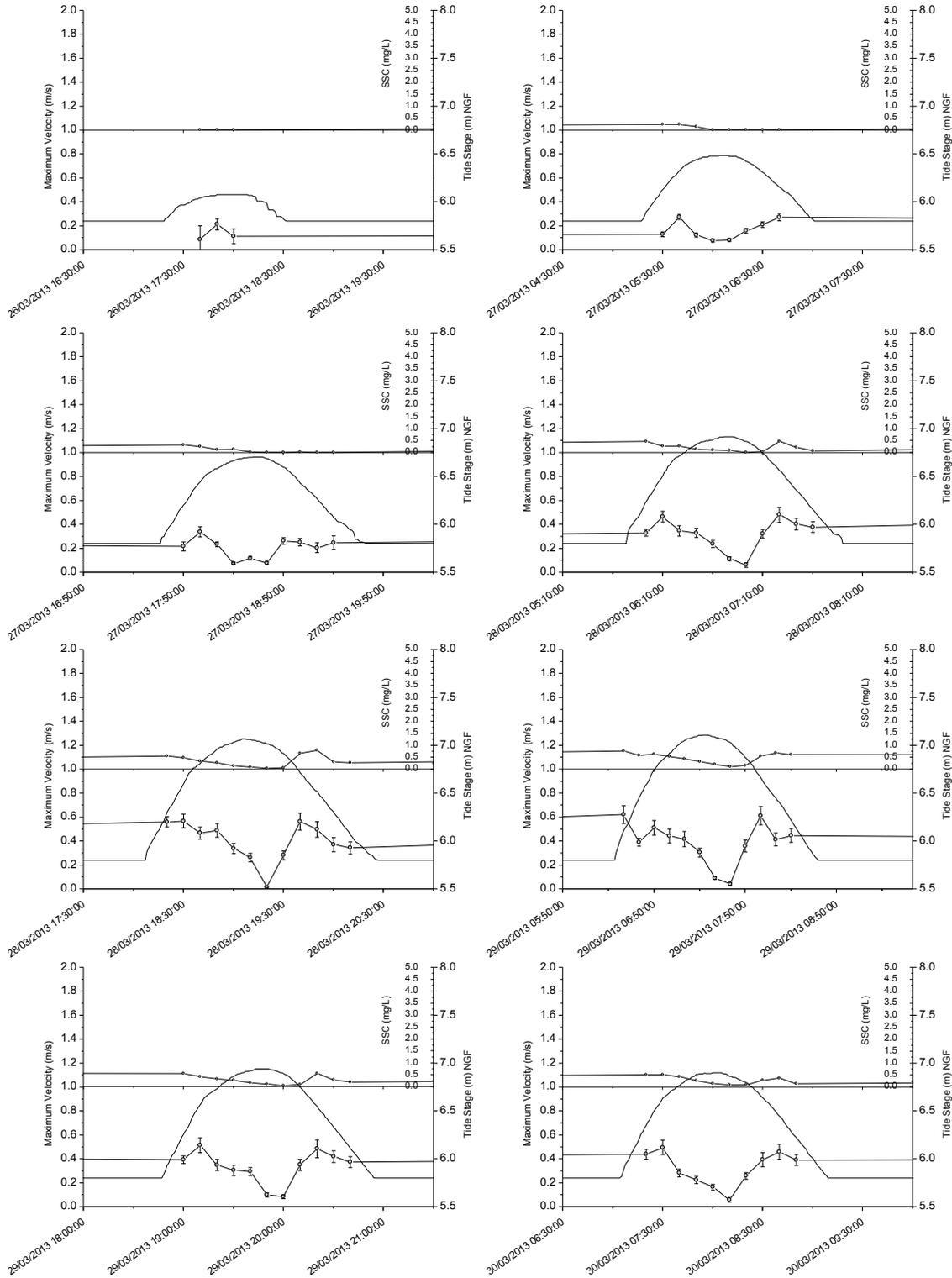


Avril 2012

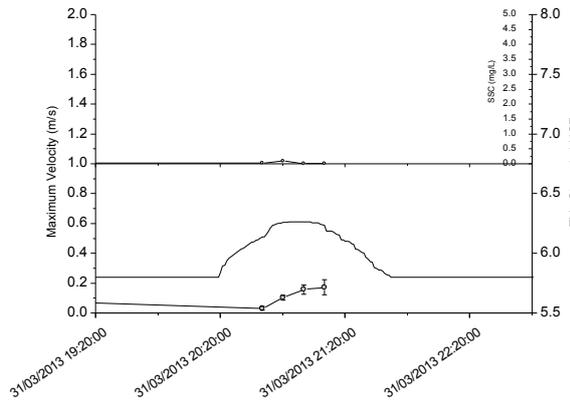
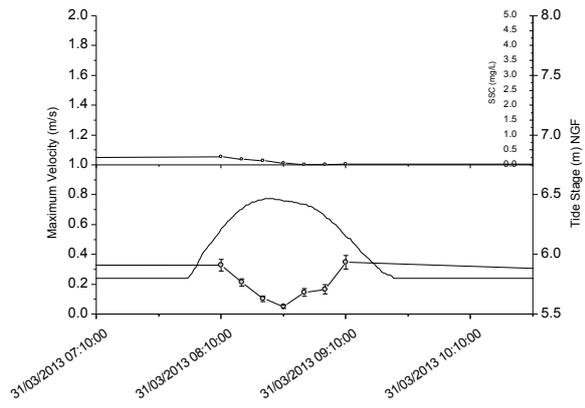
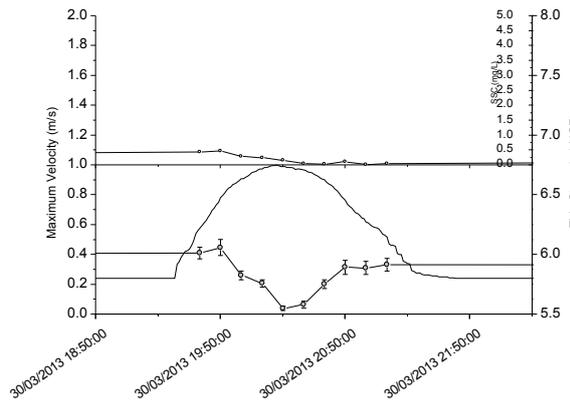




Mars 2013



Pioneer zone



Annexe 5 : Calibration de l'ASM IV

Instruments

L'Argus Surface Meter IV (ASM IV) permet de mesurer la concentration à partir d'une série de capteur OBS (optical backscatter sensors) de 96 cm de long, espacés chacun de 10 mm. Ces capteurs mesurent la lumière infra-rouge (850 nm) réfléchis par la masse d'eau chargée en sédiment.

En laboratoire

La canne ASM a été calibrée en laboratoire. 2 courbes de calibration ont été ainsi calculées pour chaque capteurs pour deux sédiments récoltés différemment :

- la tange fraîchement déposée sur la zone pionnière, avec des concentrations allant de 0 à 5,131 g/L (« tange surface »).
- Un mélange de sédiment intégré sur plusieurs cycles de marée, avec des concentrations allant de 0 à 23 g/L (« tange humide »).



Figure A : Dispositif de calibration in-situ

Calibration in situ

Pour valider la calibration, différentes mesures de concentrations ont été réalisées :

- une mesure in-situ avec la canne ASM IV lors d'un événement de marées.
- un échantillonnage manuel à l'aide de réservoirs.
- un échantillonnage avec une pompe pour appuyer les prélèvements manuels (Figure A).

2 cannes ASM IV ont été placées côte à côte contre un support vertical et posées sur une cale de bois pour éviter l'enfoncement des cannes dans la vase. Cinq tuyaux connectés à une pompe et dont les extrémités sont positionnées à 5 hauteurs différentes contre la canne (Cell 1 à 5, Figure A) permet des prélèvements d'eau depuis la berge. Des prélèvements manuels sont également effectués au niveau des Cell 1 à 5 pendant la montée du flot.

Les échantillons liquides récoltés ont été séchés en étuve et pesés sec.

Les données ASM ont été extraites du logiciel ASMA et traitées sous script Matlab pour calculer la concentration en g/L à partir des courbes de calibration pour chaque capteur OBS. Les données de concentrations au cours du temps sont représentées en Figure B.

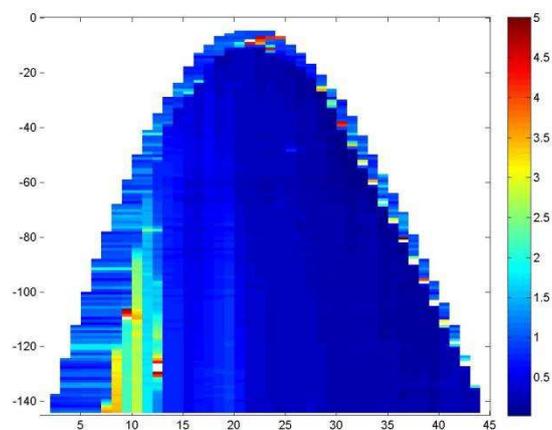


Figure B : Mesures des concentrations avec la canne ASM IV lors de la marée de calibration in-situ. L'échelle de couleur correspond aux concentrations avec une échelle allant de 0 à 5 g/L.

La Figure C montre les relations entre concentrations échantillonnées et mesurées à l'ASM IV pour la calibration « tange surface ». Malgré quelques points discordants, les concentrations mesurées par la canne sont dans les mêmes gammes que les concentrations échantillonnées directement dans la colonne d'eau à différentes hauteurs.

La canne a tendance à surestimer faiblement les concentrations inférieures à 1 g/L les concentrations dans la masse d'eau. Pour les concentrations supérieures à 1 g/L, l'interprétation doit être différente pour les concentrations échantillonnées manuellement ou pompées. La pompe n'ayant pas assez de puissance pour entrainer la masse d'eau chargé en sédiment de sable fin et de limons à argiles, une fraction de la partie la plus grossière pouvait rester dans le tuyaux d'acheminement. La fraction grossière pouvait tantôt rester dans le tuyau, tantôt être acheminer pour un autre échantillonnage ne correspondant pas au même temps de mesures.

Malgré quelques faibles divergences entre les concentrations échantillonnées et mesurées à la canne, les concentrations sont dans la même gamme de concentration ce qui permet de valider cette courbe de calibration pour les mesures opérées sur le site d'étude.

Avec l'autre courbe de calibration « tange humide » (Figure D), la canne ASM IV mesure des concentrations beaucoup plus fortes, ce qui a aboutie à des erreurs de près d'un ordre de grandeur entre les concentrations échantillonnées et mesurées à la canne, dont les concentrations ont été mesurées à plus de 11 g/L.

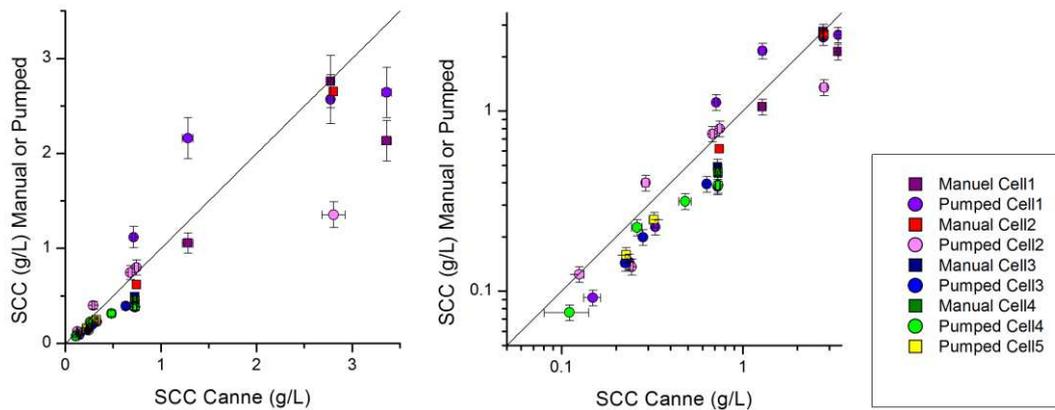


Figure C : Relation entre concentration mesurée manuellement et à la pompe en fonction de la concentration mesurée par la canne pour la courbe de calibration « tange surface »

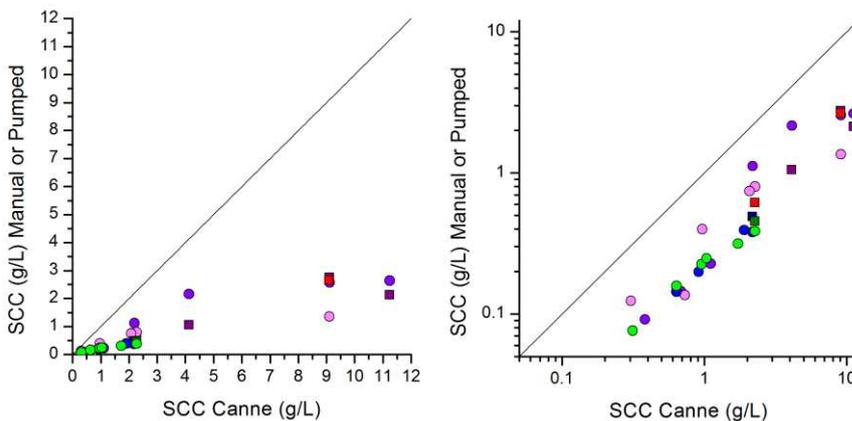


Figure D : Relation entre concentration mesurée manuellement et à la pompe en fonction de la concentration mesurée par la canne pour la courbe de calibration « tange humide »

Annexes 6 : Publication (co-auteur)

Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner : application to the Rangitikei canyon (N-Z)

Dimitri Lague^{1,2}, Nicolas Brodu³, Jérôme Leroux¹

1: Géosciences Rennes, Université Rennes 1, CNRS, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes, France.
Email: Dimitri.Lague@univ-rennes1.fr, tel: +33 2 2323 56 53, fax: +33 2 2323

2: Dpt of Geological Sciences, University of Canterbury, Christchurch, New-Zealand.

3: Institut de Physique de Rennes, Université Rennes 1, CNRS, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes, France.

Abstract

Surveying techniques such as Terrestrial Laser Scanner have recently been used to measure surface changes via 3D point cloud (PC) comparison. Two types of approaches have been pursued: 3D tracking of homologous parts of the surface to compute a displacement field, and distance calculation between two point clouds when homologous parts cannot be defined. This study deals with the second approach, typical of natural surfaces altered by erosion, sedimentation or vegetation between surveys. Current comparison methods are based on a closest point distance or require at least one of the PC to be meshed with severe limitations when surfaces present roughness elements at all scales. To solve these issues, we introduce a new algorithm performing a direct comparison of point clouds in 3D. The method has two steps: (1) surface normal estimation and orientation in 3D at a scale consistent with the local surface roughness ; (2) measurement of the mean surface change along the normal direction with explicit calculation of a local confidence interval. Comparison with existing methods demonstrates the higher accuracy of our approach, as well as an easier workflow due to the absence of surface meshing or DEM generation. Application of the method in a rapidly eroding meandering bedrock river (Rangitikei river canyon) illustrates its ability to handle 3D differences in complex situations (flat and vertical surfaces on the same scene), to reduce uncertainty related to point cloud roughness by local averaging and to generate 3D maps of uncertainty levels. We also demonstrate that for high precision survey scanners, the total error budget on change detection is dominated by the point clouds registration error and the surface roughness. Combined with mm-range local georeferencing of the point clouds, levels of detection down to 6 mm (defined at 95 % confidence) can be routinely attained in situ over ranges of 50 m. We provide evidence for the self-affine behaviour of different surfaces. We show how this impacts the calculation of normal vectors and demonstrate the scaling behaviour of the level of change detection. The algorithm has been implemented in an open source software freely available. It operates in complex full 3D case and can also be used as a simpler and more robust alternative to DEM differencing for the 2D cases.

Keywords: Terrestrial Laser Scanner ; Point Cloud; 3D Change Detection; Surface Roughness ; Self-Affinity ; Geomorphology

Revised version, 01 February 2013

1. Introduction

Terrestrial laser scanner (TLS) and photogrammetric techniques are increasingly used to track the evolution of natural surfaces in 3D at an unprecedented resolution and precision. Existing applications encompass landslide and rockfall dynamics (Wawrzyniec et al., 2007; Teza et al., 2008; Abellán et al., 2009, 2010), coastal cliff erosion (e.g. Rosser et al., 2005; Olsen et al., 2011), braided rivers evolution (e.g. Milan et al., 2007), river bank erosion (e.g. O'Neal and Pizzuto, 2011) or debris flows impacts (Schürch et al., 2011). Unravelling surface change in these contexts requires the comparison of two point clouds in 2D or 3D. Two type of measurements exists : (i) computation of a displacement field based on the identification of corresponding elements within successive point clouds (Teza et al., 2007; Monserrat and Crosetto, 2008; Aryal et al., 2012); (ii) distance measurement between two clouds as used in change detection and volumetric calculation problems (e.g. Girardeau-Montaut et al., 2005; Rosser et al., 2005). This latter calculation does not assume correspondence between point cloud elements and measures a net surface erosion or sedimentation central to many problems in geomorphology (e.g. Milan et al., 2007; Schürch et al., 2011). This work address the 3D change detection problem in the context of rough complex topographies lacking corresponding elements among successive point clouds.

Compared to the high level of maturity reached by instruments, solutions to perform point cloud comparison in 3D are scarce and hardly adapted to complex natural surfaces. For instance, fig. 1a shows a TLS survey of a meandering incised river (Rangitikei, N-Z) which is a 3D manifold surface exhibiting horizontal (e.g. river bed) and vertical surfaces (e.g. cliff, block faces). A regular 2D grid representation of this surface (as in a Digital Elevation Model) would necessarily introduce bias on vertical or overhanging parts, but also limit the resolution of fine scale details due to the fixed grid size. Similarly a difference of point clouds along the vertical direction would biased measurements of horizontal bank retreat or cliff erosion, highlighting the need for a computation of distances along a direction locally normal to the surface. The Rangitikei example is also characterized by surfaces of various roughnesses from flat rock faces to rough gravel beds and rockfall deposits (fig. 1b). High roughness surfaces generate occlusion patterns (i.e. missing data) that depend on the viewpoint and introduce complexity in the point cloud comparison (Girardeau-Montaut et al., 2005; Zeibak and Filin, 2007; Hodge, 2010). It also makes the calculation and orientation of surface normals dependent on the scale at which it is performed (Mitra and Nguyen, 2003; Lalonde et al., 2005). Finally, a confidence interval should be attached to each distance measurement and used to test if a statistically significant change has occurred. This confidence interval should factor in the cumulative effects of point cloud alignment uncertainty, roughness effects and errors related to the instrument measurement (Gordon et al., 2001; Abellán et al., 2009; Wheaton et al., 2009; Schürch et al., 2011). To date, comparing complex topographies such as the Rangitikei river in 3D with an explicit calculation of spatially variable confidence intervals is not feasible.

This paper seeks to fill this gap and presents a new method called Multiscale Model to Model Cloud Comparison (M3C2) which combines for the first time three key characteristics :

- it operates directly on point clouds without meshing or gridding.
- it computes the local distance between two point clouds along the normal surface direction which tracks 3D variations in surface orientation.
- it estimates for each distance measurement a confidence interval depending on point cloud roughness and registration error.

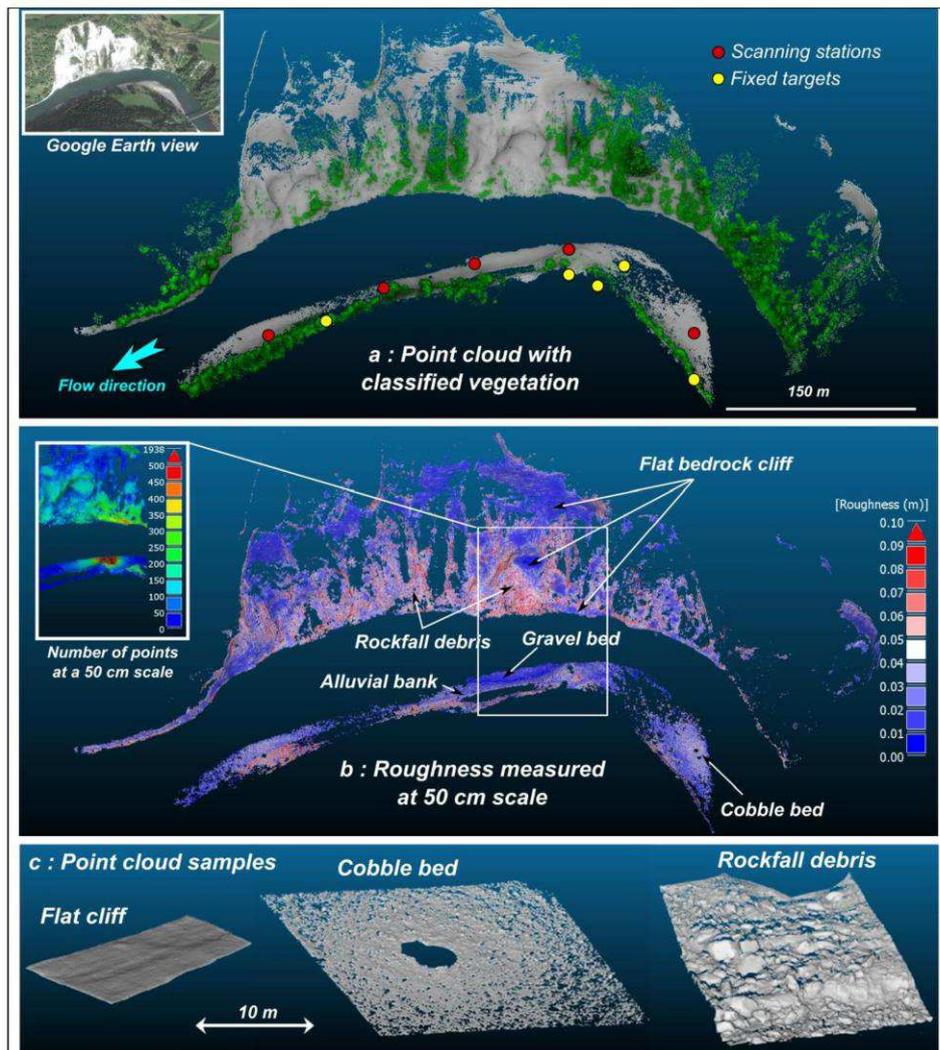


Figure 1: A: Scan data and aerial view of a meander of the Rangitikei river in New-Zealand (coordinates: -39.827681,175.783842). Apart from the vegetation which is suppressed here with the CANUPO technique (Brodu and Lague, 2012), the surface consists of an alluvial river bed with grain ranging from sand to meter size boulders, rock cliff faces and rockfall debris whose typical geometry is shown in c. B: Surface roughness without vegetation measured at a scale of 0.5 m (see section 3.1 for the calculation method) with indications of the various excerpts used in the geometrical analysis of the statistical properties of the surfaces in section 5.1. C: View of 3 of the sample surfaces illustrating the very large variability in surface roughness. These three samples are used in the analysis of the impact of roughness on the various calculations of the M3C2 algorithm in section 5. Visualisations with Cloudcompare (EDF R&D, 2011).

The paper is divided into 5 sections. We first review existing methods of point cloud comparison and the source of uncertainties. In the second section we present the M3C2 algorithm and a comparison of its performance against existing techniques on synthetic point clouds. The third section presents the data acquisition and registration methods used for the test data. We use 2 surveys of a 500 m long meander reach of the Rangitikei river gorge in New-Zealand (fig. 1) exhibiting a wide range of

surface roughness characteristics and surface change. In the fourth section we analyze the roughness properties of typical surfaces of the test data and its impact on the calculation output. It is used to discuss the choice of the two calculation parameters that must be defined by the user. A typical output of the M3C2 algorithm on the test data is shown. We demonstrate how precise registration techniques combined with the new algorithm yield levels of surface change detection down to 6 mm in the best cases. Finally we discuss the limitations and possible improvements of the method.

2. Existing distance measurement methods and sources of uncertainties

In the following we present the main advantages and drawbacks of the 3 main approaches used to measure the distance between two point clouds in the context of geomorphologic applications. We then discuss the main source of uncertainties relevant to the point cloud comparison problem.

2.1 DEM of difference (DoD)

DEM of difference is the most common method of point cloud comparison in earth sciences when the large scale geometry of the scene is planar (i.e. river bed, cliff). The two point clouds are gridded to generate DEMs either directly if the large scale surface is near horizontal (e.g. channel bed: Lane et al., 2003; Milan et al., 2007; Wheaton et al., 2009; Schürch et al., 2011) or after rotation (e.g. cliff, river banks : Rosser et al., 2005; Abellán et al., 2010; O'Neal and Pizzuto, 2011). The two DEMs are then differentiated on a pixel-by-pixel basis which amounts at measuring a vertical distance . This technique is very fast and now includes explicit calculation of uncertainties related to point cloud registration, data quality and point cloud roughness (e.g. Brasington et al., 2000; Lane et al., 2003; Wheaton et al., 2009; Schürch et al., 2011), Yet the DoD technique suffers from two major drawbacks:

- it cannot operate properly on 3D environments such as the Rangitikei river (fig. 1a) as a DEM cannot cope with overhanging parts (cliffs and bank failures, large blocks) and decreases information density proportionally to surface steepness (i.e. vertical surfaces cannot be described by a DEM). While in figure 1a, a DoD could be computed for the near horizontal gravel bed, the resolution of surface change calculation on near vertical parts of the cliff would be limited by the DEM resolution. In that case, surface change should be measured along the normal direction of the surface which is nearly horizontal.
- even if the surface is 2D at large scale, gridding TLS point cloud data is a difficult task for rough surfaces (Hodge, 2010; Schürch et al., 2011). A rough surface is always 3D at some

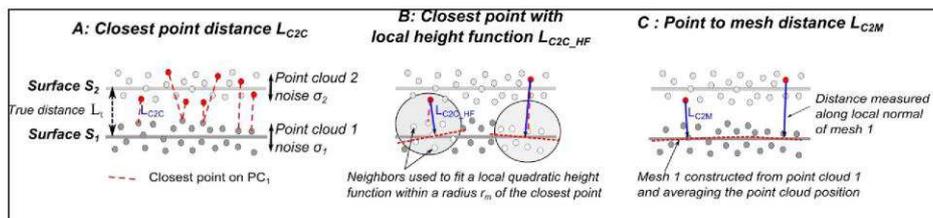


Figure 2: Existing 3D comparison methods between two point clouds PC_1 and PC_2 . Each point cloud is characterized by a roughness (σ_1 and σ_2 that are not a priori identical) that is a combination of instrumented related noise and surface roughness. In this example we assume that S_1 is the reference surface that has been displaced along the local normal of S_1 by a true distance L_1 . A distance is calculated for each point of S_2 . **A: Simplest cloud-to-cloud distance L_{C2C} ,** based on the closest point distance. For small L_1 , L_{C2C} is dependent on the roughness and point density of PC_1 and PC_2 . **B: Closest point distance to local model distance L_{C2C_HF} (C2C_HF).** A local height function (e.g. a plane) is computed using the neighbouring points within a radius r_m of the closest point in PC_1 . This provides a better approximation of the true position of S_1 but does not entirely remove the sensitivity to outliers and point density in PC_1 owing to the choice of the closest point in PC_1 . The measurement is also dependent on σ_2 . **C: Cloud-to-mesh (C2M) distance L_{C2M} .** PC_1 is meshed and the distance between each point of PC_2 and S_1 is computed along the local normal of S_1 . If the mesh correctly approximates the average position of S_1 , then $L_{C2M} = L_1 \pm \sigma_2$.

scale and the corresponding point cloud acquired from the ground will have missing data due to occlusion. Missing data will be interpolated which introduces an uncertainty on the grid elevation. Because point density and roughness can be extremely variable, the choice of a representative elevation in a cell is not simple (Schürch et al., 2011; Rychkov et al., 2012). Finally, the fixed DEM resolution imposes a limit on the level of detail retained from the raw data which can be a strong limitation on surfaces exhibiting very different characteristic scales (i.e. wide range of grain sizes).

Because the DOD technique remains inherently limited to 2D surfaces, we do not test it subsequently as we are only interested in 3D methods. We note that the M3C2 algorithm can be used in 2D by imposing a vertical normal calculation which is equivalent to the DoD method without the need for gridding.

2.2 Direct cloud-to-cloud comparison with closest point technique (C2C)

This method is the simplest and fastest direct 3D comparison method of point clouds as it does not require gridding or meshing of the data, nor calculation of surface normals (Girardeau-Montaut et al., 2005). For each point of the second point cloud, a closest point can be defined in the first point cloud. In its simplest version, the surface change is estimated as the distance between the two points (C2C, fig. 2A). Improvements can be obtained by a local model of the reference surface either by a height function (C2C_HF, fig. 2B) or by a least square fit of the closest point neighbours (Girardeau-Montaut et al., 2005). This technique is also used in cloud matching techniques such as the ICP (Besl and McKay, 1992; Yang and Medioni, 1992). Application of this technique in the context of the Rangitikei river overcomes the limitation of the DoD technique with respect to 3D features such as overhanging parts. Yet, as shown in fig. 2A and 2B, the measured distance is sensitive to the clouds roughness, outliers and point spacing. This sensitivity is further studied in section 3.3. For this reason, the technique was developed for rapid change detection on very dense point clouds rather than accurate distance measurement (Girardeau-Montaut et al., 2005). An evolution of this technique in which the normal orientation is used to sign the difference is available in a commercial software (Polyworks from Innovmetrics). No spatially variable confidence interval is currently calculated with this technique.

2.3 Cloud-to-mesh distance or cloud-to-model distance (C2M)

This approach is the most common technique in inspection software. Surface change is calculated by the distance between a point cloud and a reference 3D mesh or theoretical model (Cignoni and Rocchini, 1998), see also Monserrat and Crosetto (2008) and Olsen et al. (2010) for recent reviews). This approach works well on flat surfaces as a mesh corresponding to the average reference point cloud position can be constructed (fig. 2C) (e.g. Kazhdan et al., 2006). However, creating a surface mesh is complex for point clouds with significant roughness at all scales or missing data due to occlusion. It generally requires time-consuming manual inspection. As for the DoD technique, interpolation over missing data introduces uncertainties that are difficult to quantify. Mesh construction also smooth out some details that may be important to assess local roughness properties. Spatially variable confidence intervals and test for statistically significant change where discussed by Van Gosliga et al. (2006) in the case of tunnel deformation (cloud to model comparison) but have not been addressed in the case of rough natural surfaces with the cloud to mesh techniques.

2.4 Sources of uncertainty in point cloud comparison

Identifying the sources of uncertainty in point cloud comparison is essential to construct confidence intervals. Three main sources can be identified :

1. Position uncertainty of point clouds: the latest generation of time of flight scanners now offers a range precision (i.e. range noise) down to 1.4 mm, a range accuracy below 1 mm and positioning uncertainty of 4 mm at 50 m (Boehler et al., 2003; Mechelke et al., 2007; Bae et al., 2009). These characteristics increase with distance and incidence angle (e.g. Soudarissanane et al., 2009, 2011) and may depend on surface characteristics for some instruments (e.g. Boehler et al., 2003). No simple model can currently account for the position uncertainty of a point within a point cloud (Bae et al., 2009; Soudarissanane et al., 2011), but we note that the range noise can be estimated locally at any distance by measuring the cloud roughness provided that the scanned surface is planar. Because this noise is normally distributed, averaging n samples will reduce the standard error on the mean point position by a factor \sqrt{n} (Abellán et al., 2009).

2. Registration uncertainty between the point clouds: except for the rare case of a scanning instrument replaced exactly in the same position, the coordinate systems of the two clouds have a systematic error that is a complex function of the method used to georeference the two clouds, the number of stations to generate a single survey and the scanning instrument characteristics (Lichti et al., 2005; Salvi et al., 2007; Bae and Lichti, 2008; Olsen et al., 2009, 2011). Two techniques are currently used to register point clouds: ground controls points (GCP) that are fixed between surveys or resurveyed with an independent method (e.g. theodolite, GPS) (e.g. Alba et al., 2006; Milan et al., 2007) and cloud matching techniques that use overlapping parts of the cloud (Besl and McKay, 1992; Yang and Medioni, 1992; Salvi et al., 2007; Bae and Lichti, 2008; Olsen et al., 2011; Schürch et al., 2011). Registration quality can be assessed with independent control points or reference surfaces not used in the registration. The typical registration errors obtained in natural environments of scale similar to the Rangitikei river scene (~ 500 m) are of the order of a few cm : 3 cm (Rosser et al., 2005), 7.9 cm (Olsen et al., 2009), 2-3 cm (Schürch et al., 2011), 2 cm (Milan et al., 2007), 1.7 cm (Abellán et al., 2010). Alba et al., (2006) reports errors down to 5.7 mm using fixed GCPs. The registration error can be anisotropic (Bae and Lichti, 2008) and may not be spatially uniform if the distribution of registration constraints is not homogeneous in 3D. The instrument accuracy and precision play a critical role in the final registration error.

3. Surface roughness related errors: these are caused by the difficulty to reoccupy exactly the same scanning position between surveys, by the occlusion due to roughness and by the positioning uncertainties inherent to TLS (Hodge et al., 2009a; Hodge, 2010; Schürch et al., 2011). These effects cause the spatial sampling of rough surfaces to never be identical between surveys (e.g. Hodge et al., 2009a). Hence, even if the surface did not change, a small difference will systematically be erroneously measured. A correctly defined confidence interval should then discard the difference as non-statistically significant. When a true change of the surface occurs between surveys, the occlusion pattern might change and induces artificially large surface changes in places which are "suddenly" visible from the scanner position (e.g. Girardeau-Montaut et al., 2005; Zeibak and Filin, 2007). Sharp features will also generate spurious points called mixed-points that will create local outliers on the surface (e.g. Boehler et al., 2003; Hodge et al., 2009a). These can be partially removed by point cloud preprocessing (Hodge et al., 2009a; Brodu and Lague, 2012). Finally, roughness will also affect the calculation of the surface normal orientation (Mittra and Nguyen, 2003; Lalonde et al., 2005; Bae et al., 2009) which might lead to a potential overestimation of the distance between the two clouds. The contribution of roughness effects to the total error budget is the least well constrained of all.

3. Methodology and synthetic tests

We first describe how the M3C2 operates to measure the distance between two points clouds, how confidence intervals are estimated and compare its calculations to existing techniques using synthetic

point clouds. Assuming that the two clouds correspond to successive surveys, the first one will be called the reference cloud, and the second one the compared cloud.

3.1 Presentation of the M3C2 algorithm

3.1.1 Calculation on core points

We use a set of calculation “core” points for which one distance and confidence interval is calculated. The core points will generally be a sub-sampled version of the reference cloud (e.g., by setting a minimum point spacing), but all calculations use the original raw data. The notion of “core” points was introduced in Brodu and Lague (2012) to significantly speed up the calculations. It accounts for the fact that calculation results are generally needed at a lower, more uniform spatial resolution (e.g. 10 cm) than the raw irregular point spacing of high density scans (e.g. 1 cm or less). Core points can also be viewed as a kind of Region Of Interest analysis in which point cloud comparison will be performed : they can have any spatial organization such as a regular grid whose calculation results can be easily transformed into a raster format. The point clouds themselves may also be used directly (each point is a core point) if so desired.

3.1.2 Step 1 : Calculation of surface normals in 3D

For any given core point i , a normal vector is defined for each cloud by fitting a plane to the neighbours NN_i of that cloud that are within a radius $D/2$ of i (fig. 3a). Each normal is oriented positively towards the closest of a set of user-defined “orientation” points (e.g. generally the various scanning positions). The standard deviation of the distance of the neighbours NN_i to the best fit plane is recorded and used as a measure of the cloud roughness $\sigma_i(D)$ at scale D in the vicinity of i . It is also known as the detrended roughness (e.g. Heritage and Milan, 2009; Rychkov et al., 2012). We discuss in section 3.3.1 how the normal scale D can be defined according to the local roughness of the cloud. The algorithm offers the option to compute surface normals on a sub-sampled version of the point clouds to speed-up the calculation while retaining a good accuracy.

The algorithm offers the possibility to use either the normal estimated on the reference cloud, on the

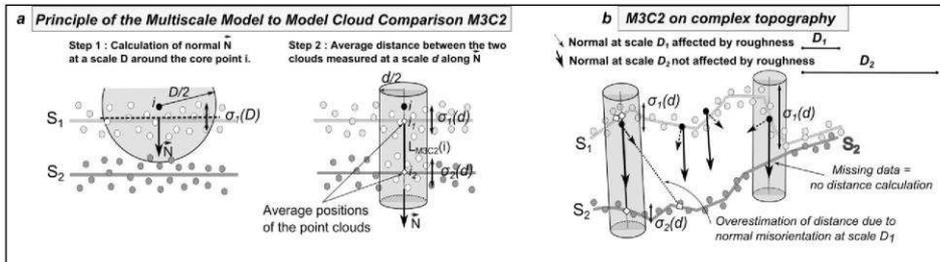


Figure 3: Description of the M3C2 algorithm and the two user-defined parameters D (normal scale) and d (projection scale). a : simple configuration illustrating the two steps of the algorithm : Step 1 : In this example the normal is estimated from cloud 1 (see the main text for possible alternatives and a symmetric distance definition if so desired). In that latter case the scale at which the cloud is the most planar will be selected. Step 2 : 2 sub-clouds are defined by the intersection of the reference and compared clouds with a cylinder of diameter d and axis (i, \vec{N}) . Each sub-cloud is projected on the cylinder axis which gives a distribution of distances along the normal direction. These are used to define the mean (or median) position of each cloud i_1 and i_2 . The local point cloud roughness $\sigma_1(d)$ and $\sigma_2(d)$ and size n_1 and n_2 of the 2 sub-clouds are subsequently used to estimate a parametric local confidence interval. b : application on a complex topography : for rough surfaces, if the normal is measured at a scale too small with respect to the surface roughness characteristics (D_1), its orientation will strongly varies. This will tend to overestimate the distance between the two clouds. In this example a larger normal scale D_2 yields a more uniform normal orientation. The subsequent distance calculation is more representative of the average orthogonal distance between cloud 1 and cloud 2. This figure also illustrates a case in which some data is missing in the second surface yielding an empty intercept with the projection cylinder and no distance calculation. Note also how $\sigma_1(d)$ measured along the normal direction at scale D_2 varies with small scale variations in surface orientation which is propagated into a larger local confidence interval.

compared cloud, or the average of both normal direction. When the two clouds are locally co-planar this does not change the measured distance. When a change in surface orientation has occurred the measured distance will depend on the chosen reference normal (fig 3b). Using the average of the two normal mitigates this effect and makes the measurement reversible. The choice of the normal is ultimately imposed by the user depending on its application. In geomorphology and in the absence of correspondence between the two clouds, the distance will generally be calculated using the normal estimated on the reference point cloud. This is justified by the fact that geomorphic processes tend to depend on surface geometry (e.g. topographic slope for river processes, hillslope erosion, rock stability). Hence, owing to causality the measured change is more likely resulting from the initial geometry, rather than the final one.

3.1.3 Step 2 : Distance calculation between the two clouds

Once the normal is defined for the core point i , it is used to project i onto each cloud at scale d (called projection scale). This amounts to defining the average positions i_1 and i_2 of each cloud in the vicinity of i (fig. 3a). This is done by defining a cylinder of radius $d/2$ whose axis goes through i and which is oriented along the normal vector (fig. 3a). A maximum length of the cylinder is imposed to speed up the calculation. The intercept of each cloud with the cylinder defines two subsets of points of size n_1 and n_2 . Projecting each of the subsets on the axis of the cylinder gives two distributions of distances (with an origin on i). The mean of the distribution gives the average position of the cloud along the normal direction, i_1 and i_2 , and the two standard deviations give a local estimate of the point cloud roughness $\sigma_1(d)$ and $\sigma_2(d)$ along the normal direction. If outliers are expected in the data (such as vegetation), i_1 and i_2 can be defined as the median of the distance distribution and the roughness is measured by the inter-quartile range. The local distance between the two clouds $L_{MBC2}(i)$ is then given by the distance between i_1 and i_2 (fig. 3a).

Fig 3b illustrates a case in which the cloud orientation at scale d is not orthogonal to the normal previously estimated at scale D . The 'apparent' roughness $\sigma_1(d)$ will be higher than the 'true' locally detrended roughness. This will yield a larger confidence interval (see section 3.3) consistent with the larger uncertainty associated with a measurement in which the surface orientation is not locally consistent with the normal direction. Note also that if no intercept with the compared cloud is found due to missing data or changes in surface visibility, no calculation occurs (fig. 3b).

3.2 Normal scale selection in relation to roughness

In complex rough surfaces, figure 3b shows that if D is of similar scale (or smaller) than roughness elements, the normal orientation will strongly fluctuate resulting in a potential overestimation of the mean orthogonal distance between the two clouds. Depending on the user application, these fluctuations might be desirable: if one is interested in detecting change of the shape of the meter size boulders on the rockfall example (fig. 1b), a locally small scale D (~ 10-20 cm) would be needed. But in many - arguably most - cases where no corresponding elements can be identified between surveys, we are interested in changes along a normal direction that is not affected by the surface roughness. For the rockfall example, this would mean choosing $D > 10$ m. On the other hand, the scale at which the normal is estimated must be small enough to capture large scale changes in surface orientation (e.g. the transition between river bed and banks, or the change in cliff orientation related to meander curvature in fig. 1a). A key aspect of the point cloud comparison problem in complex topographies with variable roughness is thus to define the optimal scale D_{opt} at which the normal should be estimated.

To our knowledge, this problem has only been approached in the context of smooth slightly curved surfaces affected by a random normally distributed measurement noise (Mitra and Nguyen, 2003;

Lalonde et al., 2005; Bae et al., 2009). In that case an optimum scale D_{opt} can be semi-empirically defined as a function of the noise amplitude, surface curvature and point density. However the semi-empirical models developed in these studies (Mitra and Nguyen, 2003; Lalonde et al., 2005; Bae et al., 2009) need a phase of calibration, may require an estimate of surface curvature (which significantly impacts computation time) and are quite complex. Most importantly, they were not developed in the context of complex natural surfaces for which the roughness might not be distributed along a Gaussian and is characterized by partial sampling owing to significant occlusion.

We have thus implemented a simpler empirical approach: over a range of scales imposed by the user (e.g. 0.5 to 15 m with 0.5 m intervals), we chose the scale at which a plane best fits the 3D surface (i.e. the surface appears the most planar at this scale). For this, we perform a Principal Component Analysis of the neighbours of point i within a sphere of radius $D/2$ and choose the scale D_{opt} at which the third component is the smallest (see (Brodu and Lague, 2012) for details on the calculation). We ensure that a minimum of 10 points is used to compute the normal at D_{opt} otherwise we choose the scale immediately larger that verifies this criteria. It will be demonstrated in section 5.1 that for the rough natural surfaces of the Rangitikei river this mode of selection results in a potential error on distance measurement that is smaller than 2 % of the measured distance, 97 % of the time. The user can also impose a uniform value of D for simplicity and speed. To verify that the normal orientation is unaffected by roughness at the chosen scale D , we demonstrate in section 5.1 that D should be at least 20 to 25 times larger than the roughness $\sigma(D)$.

3.3 Spatially variable confidence interval

Inspired by recent development in the DoD technique (e.g. Brasington et al., 2000; Lane et al., 2003; Wheaton et al., 2009; Schürch et al., 2011) and the C2M approach (Gosliga et al., 2006), our objective is to define a spatially variable confidence interval associated with each measurement and combining the different sources of uncertainties described in section 2.4. This confidence interval is defined at a prescribed confidence level (95% in the following) and is used to estimate locally the distance measurement accuracy (i.e. 3 ± 5 mm). It is also used to assess whether a statistically significant change is detected or not at the prescribed confidence level. For instance, 3 ± 5 mm is not a statistically significant change at 95 % confidence, while 16 ± 5 mm is. Because the confidence interval boundary corresponds to the minimum detectable change, it is also referred as the Level of Detection at x % ($LOD_{x\%}$)¹ (e.g. Lane et al., 2003; Wheaton et al., 2009). We use interchangeably the terminology c.i. (confidence interval at 95%) or $LOD_{95\%}$. In order to construct the $LOD_{95\%}$ indicator we propose two methods. The first one relies on statistical bootstrapping (Efron 1979) and can in principle cope with any type of error distribution. The second one is parametric and based on Gaussian statistics. We describe it below and use it subsequently since it appears to be faster and as accurate on natural scenes. Bootstrapping is detailed in Appendix B.

As the spatial variations of the positioning and the registration errors cannot be modelled easily (see section 2.4), we base the construction of the $LOD_{95\%}$ on the registration error reg and the local point cloud roughnesses $\sigma_1(d)$ and $\sigma_2(d)$ measured along the normal direction. The registration error reg is hereby assumed isotropic and spatially uniform. $\sigma_1(d)$ and $\sigma_2(d)$ are computed on the two sub-clouds of diameter d and size n_1 and n_2 that are used to define the average positions i_1 and i_2 (fig. 3). $\sigma_1(d)$ and $\sigma_2(d)$ depend on the real surface roughness, the correct orientation of the normal with respect to the considered cloud and instrument related noise (e.g., range noise, low incidence angle errors, or mixed point, Soudarissanane et al., 2007, 2011; Hodge, 2010). To estimate the $LOD_{95\%}$, we use a

¹ We use $LOD_{x\%}$ to avoid any confusion with the abbreviation LOD used in the computer graphics community for "Level of Detail".

parametric estimate based on Gaussian statistics. The two distributions of distances along the normal direction of estimated mean (i_1, i_2) and size (n_1, n_2) are assumed to be independent Gaussian distributions with two potentially different variances estimated by $(\sigma_1(d)^2, \sigma_2(d)^2)$. If n_1 and n_2 are larger than 30, the $LOD_{95\%}$ can be defined for the difference between i_1 and i_2 by (e.g. Borradaile, 2003):

$$LOD_{95\%}(d) = \pm 1.96 \left(\sqrt{\frac{\sigma_1(d)^2}{n_1} + \frac{\sigma_2(d)^2}{n_2}} + \text{reg} \right). \quad (1)$$

For a different level of confidence x , 1.96 in eq. (1) is replaced by the two-tailed z -statistics at $x\%$. If n_1 or $n_2 < 30$, 1.96 in eq. (1) is theoretically replaced by the two-tailed t -statistics with a confidence level of 95 % and a degree of freedom given by (e.g. Borradaile, 2003):

$$DF = \left(\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2} \right)^2 \left/ \left(\frac{\sigma_1^4}{n_1^2} / (n_1 - 1) + \frac{\sigma_2^4}{n_2^2} / (n_2 - 1) \right) \right. \quad (1)$$

However, our tests on natural data (section 5.2) show that eq. (1) provides a good estimate of the confidence interval at 95% as long as n_1 and $n_2 > 4$. Hence, we routinely use eq. (1), and consider that below a minimum point number of 4, no reliable confidence interval can be estimated (but a distance measurement is still computed). In section 5.2, we explore how the $LOD_{95\%}$ varies with d on a real case example.

We note that in the case of a perfectly flat surface scanned at normal incidence angle, $\sigma_1(d)$ and $\sigma_2(d)$ are equal to the scanner noise. In this configuration at 50 m, we measured with our scanner (Leica Scanstation 2) $\sigma_1 = 1.41$ mm independent of d (see section 5). Eq. (1) shows that choosing a projection scale d containing 100 pts on each point clouds (e.g., $d \sim 10$ cm for data with 1 cm point spacing), the $LOD_{95\%}$ would be ± 0.33 mm (assuming $\text{reg}=0$ mm). This highlights the interest in using the average position of the point clouds to reduce the uncertainty related to scanner measurement noise (Monserrat and Crosetto, 2008; Abellán et al., 2009). While eq. (1) does not directly account for scanner accuracy (i.e. the difference between the actual and measured range distance), the registration error will depend on it (and other elements such as the number and distribution of GCPs or cloud matching surfaces). For instance, if the calibration of an instrument were to deteriorate between two surveys, the registration error would increase and this effect would translate into a higher $LOD_{95\%}$.

3.4 Comparison with existing methods on synthetic point clouds

In this section we assess the precision of existing 3D comparison techniques (cloud-to-cloud and cloud-to-mesh) and the M3C2 algorithm. We subsequently apply it to real data and address the effect complex surface roughness in section 5. We use synthetic horizontal surfaces generated numerically with normally distributed noise (standard deviation = 1 mm) and which are vertically shifted by z_{mean} . Each cloud contains 100000 points generated with a constant x and y spacing dx . We explore two point spacing $dx = 1$ or 10 mm. For each dx , several clouds with z_{mean} varying between 1 and 100 mm are generated and compared to a reference point cloud with $z_{\text{mean}} = 0$ mm. When $dx=10$ mm, we also explore the impact of horizontally shifting the second point cloud by 5 mm. We use millimeter units, but these can be replaced by any unit (e.g., cm or m), the results would be identical as there is no absolute scale attached to the algorithm. While this test explores a vertical shift for simplicity, we emphasize that the M3C2 and other 3D algorithms would work in any orientation. We used the open

source free software CloudCompare v2.3 (EDF R&D, 2011) to test the various comparison methods (fig. 3):

- C2C: simple nearest neighbour cloud-to-cloud comparison
- C2C_HF: nearest neighbour distance with height function model
- C2M: meshing of the reference cloud and cloud-to-mesh comparison.

The parameters used in the M3C2 algorithm are $D = 50 dx$ and $d = 10 dx$. For the cloud-to-mesh comparison, the first phase of normal estimation in CloudCompare was done at a scale equal to D . The Poisson reconstruction meshing procedure (Kazhdan et al., 2006) was done at an octree level for which one octree cell has about the same length than the projection normal d in the M3C2 calculation (see (EDF R&D, 2011) for details). This amounts to comparing the two algorithms with the same set of parameters.

Fig. 4a shows the mean change measured by the various algorithms for $dx=1$ mm. The M3C2 and C2M recover on average the vertical displacement very accurately: within 0.003 mm for M3C2 and 0.02 mm for C2M. But the C2M method measurements exhibits a larger variability (1.00 mm vs 0.15 mm), independent of the displacement, which is exactly the standard deviation imposed on the z value. This is expected because the C2M method only averages the position of the reference cloud through the meshing phase (fig. 2) while the M3C2 method averages each cloud. There is a remaining variability because a very small amount of error is introduced by the normal estimate. If we force the

normal to be vertical, the standard deviation of the average distance becomes null. We note that when no surface change is imposed, the two methods do not detect a surface change.

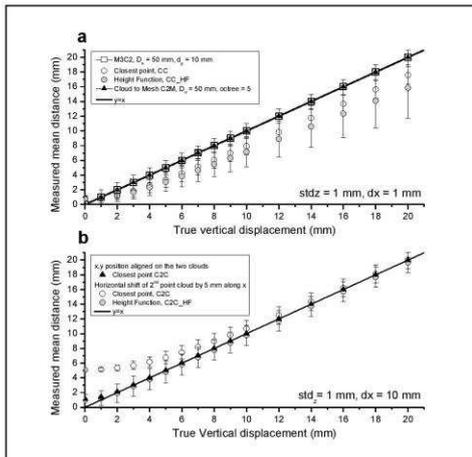


Figure 4 : a : Measured vs true vertical displacement of an horizontal point cloud with Gaussian noise $std_z=1$ mm and point spacing $dx = 1$ mm. Errors bars correspond to the standard deviation of the average of 100000 points. Standard deviation for the M3C2 and C2M results are constant and equal to 0.15 mm and 1.00 mm respectively. b : closest point calculations with $dx=10$ mm with or without horizontal translation of the points by 5 mm along x . M3C2 and C2M calculations are not shown for clarity as the results are identical than with the case $dx = 1$ mm.

than 4 mm but is systematically offset by 1.95 mm. This is an effect of the noise of the reference point cloud (fig. 2A). Using a height function to better approximate the point cloud position sometimes

The cloud-to-cloud measurements based on a closest point calculation (C2C, C2C_HF) fail to capture precisely small surface change when $dx = 1$ mm (fig. 4a) or 10 mm (fig. 4b). The two methods predict a surface change when no change occurs (e.g., for $dx = 1$ mm, they detect an average change of 0.5 and 0.9 mm depending on the method). The predicted value is a function of the point cloud noise and point spacing: if the point coordinates are not aligned (which is typically the case for surveys at different time), a change up to half the point spacing can be predicted when no change occurs (fig. 4b). For small vertical displacement, the bias can be very significant and is very difficult to predict: for a 4 mm true vertical displacement, $L_{C2C}=2.56$ mm for $dx=1$ mm and 6.16 mm for $dx = 10$ mm. Note that for $dx = 1$ mm, C2C increases linearly with the true vertical displacement for displacement larger

offers a significant improvement (fig. 4b, $dx = 10$ mm) but can be less precise than a simple closest point comparison if the roughness is of the same order as the point spacing (fig. 4a, $dx = 1$ mm).

We conclude that current algorithms of closest point calculations are prone to unpredictable bias for small surface change detection. They remain however extremely useful for fast 3D detection of changes significantly larger than the point cloud spacing and roughness (Girardeau-Montaut et al., 2005). Cloud to mesh and the M3C2 algorithm offer accurate surface change measurement that is independent of point density and surface roughness provided that a large enough D and d are chosen.

4. Acquisition of test data for accurate change detection

In this section we present the techniques used to obtain the smallest co-registration errors possible between surveys and the dataset used to test the M3C2 algorithm.

4.1 Study site: the Rangitikei river

The Rangitikei river is located on the North Island of New-Zealand and flows over weakly consolidated mudstones that are cohesive enough to sustain cliffs up to 100 m high (fig.1). It transports predominantly cobbles (5-20 cm) and gravels (1-5 cm) with occasional sandy patches and meter size boulders. It is a meandering river with rapid bedrock cliff erosion in the external part of meander bend evidenced by frequent slips and rockfalls. We surveyed a reach of about 500 m long near Mangaweka (Mangarere road bridge). Five surveys were obtained since 2009 with intervals ranging from 2 months to 1 year (02/2009, 02/2010, 12/2010, 02/2011, 12/2011). The primary objective in doing these surveys was to document any kind of surface change (bed sedimentation/aggradation, bank erosion, cliff failure, vegetation growth). We use the registration information of the different surveys to investigate the expected range of registration errors and will use the february 2009 and february 2011 surveys to apply the M3C2 algorithm.

4.2 Field setup and data acquisition

The sites were surveyed in low flow conditions using a Leica Scanstation 2 mounted on a survey tripod with dual-axis compensation always activated. Quoted accuracy from the constructor given as one standard deviation at 50 m are 4 mm for range measurement and 60 μ rad for angular accuracy. Repeatability (i.e. precision also known as scanner noise) of the measurement at 50 m was measured at 1.4 mm on our scanner (given as one standard deviation), while accuracy was of the order of 0.2 mm at 50 m (obtained by comparing measured change against precisely known millimetric changes). Laser footprint is quoted at 4 mm between 1 and 50 m.

Four to five scanning positions were chosen on elevated spots on the bank or on the river bed (fig. 1). As it is typical with dynamic environments (Schürch et al., 2011), it was not possible to setup the scanner systematically at the same place but we tried to reoccupy the same position to have about the same geometry of occlusion (Girardeau-Montaut et al., 2005). Note that even if performed at low flow conditions, the river is still 50 to 70 m wide and up to 2-3 m deep preventing a direct scanning of the deepest part of the channel (fig. 1). The typical scanning procedure starts with a full 360° coarse scan at low resolution (~ 10 cm point spacing at 50 m) followed by high-resolution scans of the surface of interest in which we aimed at a point spacing of 10 mm horizontally and 5 mm vertically at 50 m from the scanner. As is the case with TLS, point spacing was highly variable on the scene (fig. 1b). The final registered raw cloud consisted of 50 to 60 M points. Because temperature and pressure were always close to the standard calibration of the scanner (20°C, 1013 mbar), no atmospheric correction was used.

4.3 Point cloud registration and vegetation removal

We primarily used a target-based registration using Leica blue and white HDS targets mounted on tripods (for intra-survey registration) or anchored on rocks (for local georeferencing). Leica quotes the error on the measurement of target center at 2 mm (1 standard deviation) at 50m. We systematically had a minimum of 3 targets, and up to 5 targets common to two stations and placed within 75 m. Registration was performed using Leica Cyclone 7.2 (Leica, 2011). Targets were placed at various elevations and distributed spatially as evenly as possible in order to obtain a spatially uniform registration error.

On this site, we managed to install 5 targets bolted on rocks installed in the bedrock or on large blocks buried in the inner bank (fig. 1). The limited availability of really fixed emplacements explains the relatively small number of fixed targets and their non-ideal spatial distribution. The bolts are recessed by 4 cm to protect them and precisely machined adaptors are used to position targets on the bolts with an uncertainty less than 0.1 mm (that we neglect). Because we do not have an independent survey of the fixed targets positions, we used a special approach in which all the stations of all the epochs were registered at once, rather than first registering an epoch, and then co-register subsequent epochs using the fixed targets. This method amounts to remeasuring the network of fixed targets 5 times and reducing the standard error of the epoch registration by $\sqrt{5}$. It also prevents any measurement error in the first survey, to systematically propagate on all subsequent epoch registration if there was some erroneous measurement. Subsequent surveys can be registered by using the average position of the fixed targets calculated from the first 5 epochs. This avoids a full re-registration.

Assembling all the data together allows us to look at the statistics of 231 target positions (fig. 5). Without any sort of target preselection, the mean error is 2.44 mm with 95 % of the targets within 5.47 mm. According to the manufacturer specification, we would expect 95 % of the error position to be within 3.92 mm. Analysis of the targets with error larger than 5 mm show that they come from surveys with adverse weather conditions (wind, rain) and temporary targets mounted on pole which might have slightly shifted between scanning position. Removing these targets lead to a mean error of 2.14 mm and 95% percentile of 3.99 mm consistent with the manufacturer specification. Analysis of the registration error on the bolted targets shows that the registration error is on average 2.34 mm with a minimum of 2 mm and a maximum of 2.97 mm. We retain a conservative value of 3 mm as the registration error we use in eq. (1). No systematic change with time was detectable showing that the instrument kept the same accuracy and that fixed bolts remained truly fixed. We kept a local

georeferencing configuration with elevation measured above an arbitrary datum. To our knowledge, this is the smallest registration error reported for TLS-based surface change measurements over 100's meter scale.

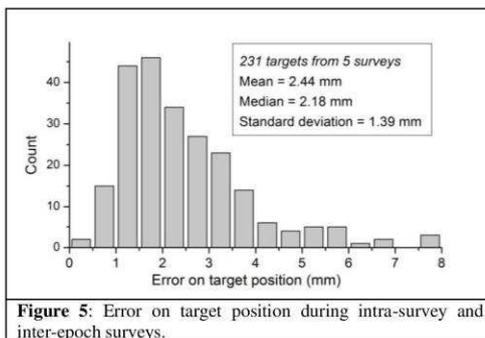


Figure 5: Error on target position during intra-survey and inter-epoch surveys.

verified by the targets).

As explained in Appendix A, we experimented adding point cloud matching constraints with an iterative closest point (ICP) technique (Besl and McKay, 1992) to the target-based registration for the intra-survey registration. But this lead to a systematically worse registration error on the order of 1 cm (as

Prior to point-cloud comparison, the vegetation is automatically removed using a multiscale dimensionality classification algorithm (Brodu and Lague, 2012) (fig. 1a). The excellent classification rate (on the order of 98%) allows a direct comparison of the surfaces without most of the noise that would otherwise be introduced by vegetation. The February 2009 scene was subsampled to a minimum point spacing of 10 cm to produce our calculation core point file (1.6 M points after vegetation classification). All 3D visualizations are done with Cloudcompare (EDF R&D, 2011) on the point clouds (i.e. no meshing).

We extracted five smaller parts (fig 1b and 1c) to analyze the roughness characteristics of a flat part of the cliff, a cobble bed with 5-20 cm grains, a gravel bed with 1-5 cm grains, a rockfall deposit with meter size boulders and a partially collapsed alluvial bank. These point clouds have a minimum point spacing ranging from 1 to 3 cm. Apart from the flat part of the cliff, the four other surfaces are characterized by significant shadow effects that are typical of ground based surveys of rough surfaces.

5. Real case application

This section is divided into 3 parts: we first explore the complex roughness of surfaces found in the Rangitikei river and its impact on the calculation of surface normal as a function of the normal scale D . We then explore the validity of the confidence intervals predicted by eq. (1) as a function of surface roughness and projection scale d . We calculate the typical level of change detection that can be attained in the Rangitikei river. Finally, we illustrate a typical application of the M3C2 algorithm to the complete scene (fig. 1).

5.1 Surface roughness and normal computation

As discussed in section 3.2, surface roughness makes the orientation of surface normal dependent on the scale D at which it is computed (fig 3b). Here we are interested in finding a criteria that would ensure that the scale imposed by the user or chosen by the algorithm (when a range of scales is given) yields a normal orientation that is not affected by smaller scale roughness. We use 5 representative sample clouds of a flat cliff, gravel bed, cobble bed, alluvial bank and rockfall debris (fig. 1c). Since we want to assert the quality of the normal estimation, we tried to choose samples which are the most planar at a large scale, so we know what result is expected in principle, irrespectively of the local roughness. For simplicity, each sample cloud was rotated to be horizontal by fitting a plane (but we stress that the code operates fully in 3D). By working on horizontal surfaces we measure the variability of normal orientation by looking only at the distribution of the vertical component of the normal vector $n.z$: the further it deviates from 1, the larger is the error induced by the roughness on normal estimate. This orientation variability leads to a potential overestimation of the true distance between two clouds. A simple trigonometric analysis predicts that the error is of the order of $E_{norm}(\%) = 100(1-n.z)/n.z$. Here we are interested in finding a criteria that would ensure that the scale D at which we estimate the normal makes E_{norm} negligible (i.e. below 2%). The calculations are made on core points corresponding to a sub-sampled version of each cloud at 10 cm, but using the full point cloud resolution.

Fig. 6a shows how average surface roughness $\langle\sigma(D)\rangle$ computed for all points of each sample cloud varies with the normal scale D . At any given scale, $\langle\sigma(D)\rangle$ can vary over an order of magnitude between the flat cliff and the rockfall debris (see also, fig. 1b). A simple planar surface with normally distributed noise should have a constant value of $\langle\sigma(D)\rangle$. Yet, $\langle\sigma(D)\rangle$ systematically increases with D at different rates depending on the type of surface and the range of scales. There is at least a range of scales in fig. 6a for which the mean roughness can be described by:

$$\langle \sigma(D) \rangle = \sigma(l_0) \left(\frac{D}{l_0} \right)^\beta, \quad (2)$$

where l_0 is a reference scale (that we arbitrary choose to be 0.5 m), $\sigma(l_0)$ the roughness at this scale

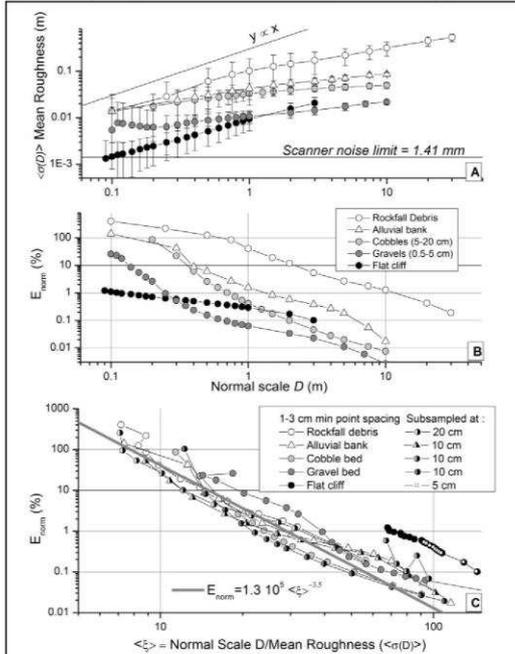


Figure 6: Relationships between scale, roughness and distance overestimation E_{norm} (%) due to deviation of the estimated normal from orthogonality. 5 different natural surfaces of the Rangitikei river are used (see fig. 1b and text). Data and error bars correspond to the mean and standard deviation of the calculations on core points. Core points numbers : rockfall debris = 19034, alluvial bank = 2304, cobble bed = 34300, gravel bed = 2720, flat cliff = 7188. **A:** Variation of the mean roughness with the normal scale D . Note that D is never larger than the minimum horizontal dimension of the point cloud. **B:** Mean distance error due to roughness affecting the estimation of normal orientation as a function of D . **C:** Mean distance error as a function of ζ , the scale of normal calculation normalized by the roughness at the same scale. Note that the relationship between the error and ζ is not sensitive to the minimum point spacing.

larger than 10 cm (given the min point cloud spacing of 2-3 cm for this sample). This highlights the intuitive notion that the scale at which the normal should be estimated depends on the surface roughness (Mitra and Nguyen, 2003; Lalonde et al., 2005; Bae et al., 2009). To factor in this effect,

	Range of Scale (m)	Hurst Exponent β	Ref roughness, $\sigma(0.5m)$
Cliff	0.09-3	0.79 \pm 0.06	5.15 mm
Gravel bed	0.4-10	0.31 \pm 0.06	8.60 mm
Cobble bed	0.2-1 / 1-10	0.33 \pm 0.09 / 0.17 \pm 0.09	26.04 / 30.60 mm
Alluvial bank	0.4-10	0.31 \pm 0.01	34.97 mm
Rockfall Debris	0.1-1 / 1-20	0.88 \pm 0.04 / 0.49 \pm 0.07	57.30 / 71.49 mm

Table 1: Parameters of eq. (2) adjusted to the various scaling relationships observed on fig. 6a

(see fig. 1b) and β an exponent (called the Hurst exponent, (Feder, 1988; Renard et al., 2006)). Eq. (2) characterizes self-affine surfaces and a complex roughness organization for a range of scale that is typically of interest for geomorphological applications (~0.1 to 10 m). Table 1 shows that β ranges between 0.1 and 0.88, and $\sigma(0.5)$ varies between 5.15 and 71.49 mm. It is behind the scope of this study to present a complete description of the surface roughness characteristics (including any form of anisotropy, (e.g., Butler et al., 2001; Aberle and Nikora, 2006; Renard et al., 2006; Hodge, et al., 2009b)). However, recognizing the self-affine nature of these surfaces highlights how scale dependent is any form of measurement made on rough natural surface, including normal and surface change calculation or the estimate of confidence intervals.

Figure 6b shows that the mean error on distance measurement E_{norm} systematically decreases with the scale of normal computation. This is consistent with the fact that roughness increases less than linearly with D (Fig. 6a). With a threshold error of 2 %, fig. 6b shows that the smallest scale verifying this criteria is 0.25 m for the gravels, 0.70 m for the cobbles, 1.3 m for the alluvial bank and 11.5 m for the rockfall deposits. The flat cliff always fulfils this criteria as long as the scale is

fig. 6c shows the relationship between E_{norm} and a rescaled measure of the normal scale $\xi(i)$:

$$\xi(i) = \frac{D}{\sigma_1(D)}. \quad (2)$$

$\xi(i)$ is the normal scale divided by the roughness measured at the same scale around i . This simple rescaling collapses the behaviour of the E_{norm} error into an approximate power-law:

$$E_{\text{norm}}(\%) \sim 1.310^5 <\xi>^{-3.5}. \quad (2)$$

ξ thus appears as an indicator of the accuracy of normal orientation. According to eq. (5), choosing $E_{\text{norm}} < 2\%$ corresponds to $\xi \sim 20$ -25.

The reason for the offset of the cliff data is not clear but does not matter as $E_{\text{norm}} < 2\%$ for all scales at which a normal scale can be estimated (i.e. the algorithm imposes a minimum of 10 points). Fig. 6c also shows that eq. (2) is not sensitive to a spatial sub-sampling of the data with a 5 to 10 ratio. This has important practical implications as a subsampled version of the point cloud can be used to dramatically speed up the phase of normal calculation in the algorithm compared to using the raw data.

The rescaled normal scale ξ offers a simple way to assess how our algorithm of optimal scale selection based on the most planar scale copes with roughness variations. In fig. 7a, we apply the normal calculation algorithm to a subset of the cliff centered on a large rockfall debris. We used a sub-sampled core point cloud at 10 cm and a range of scale spanning 0.5 m to 15 m with 0.5 m intervals. Fig. 7 shows the resulting normal orientations, optimal normal scale values D_{opt} and ξ . As intuitively expected, D_{opt} tend to be small (0.5-2 m) in high curvature regions where the normal tracks changes in surface orientation (e.g. on the overhanging part of the cliff). Large scales values (7-15 m) are selected on the debris and on parts of the cloud where bits of vegetation were not perfectly classified. The flat part of the cliff results in small to intermediate scales. Values of ξ range from 9 to 800, with 97 % of the points characterized by $\xi > 20$ and a corresponding $E_{\text{norm}} < 2\%$. This shows that our basic approach to the selection of an optimal scale offers a good balance between tracking large scale variations and handling roughness at smaller scale. This mode is however 3 to 4 times longer than with a uniform fixed scale. We also note that using a small lower limit for the range of normals (0.5 m), may result in undesired behaviour: for instance, in the debris zone, the normal for meter size boulders was defined locally at 1 m which yields orientation that are very different than the surrounding parts measured at 15 m; on the rockfall overhanging scar, the calculated normal can be locally parallel to the cliff which might significantly overestimates the distance calculation. A solution

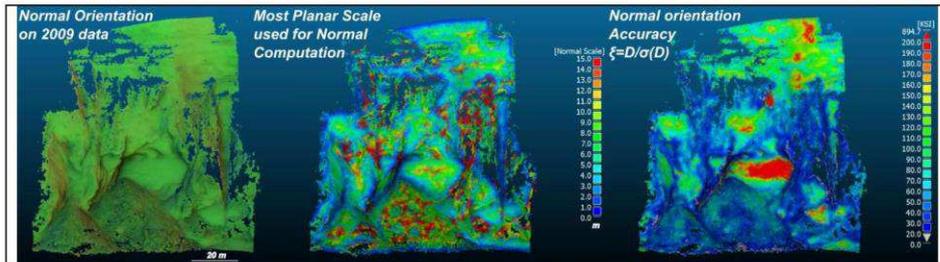


Figure 7: Normal calculation with automatic selection of the most planar scale on the rockfall area (fig. 1). Normal orientation is defined in a Hue Saturation Value color wheel. ξ is an indicator of normal orientation accuracy given by eq. (4): when $\xi \geq 20$ error on distance calculation between two clouds due to the normal orientation inaccuracy is lower than $\sim 2\%$. Points in grey correspond to $\xi < 20$.

to avoid this is to use a higher lower bound, or simply use a uniform large scale (i.e., $D=15$ m) that ensures a smooth variation of the normal orientation and prevent any false local incorrect orientation of the normal (which happens in fig 7a for about 0.5 % of the points). To some extent, given the variety of cases found in nature, it is unlikely that a unique solution can be applied for all normal calculations. It is down to the end-user in a specific application context to choose between a variable scale normal estimate or a faster uniform large-scale normal estimate.

5.2 Confidence intervals for the distance calculation

In the following section, we address two important questions:

- is there an optimal scale of projection d_{opt} with respect to cloud roughness and point density that would minimise the confidence interval while keeping a good spatial resolution ?
- what are the source of uncertainties that dominate the final $LOD_{95\%}$?

In general, for natural surfaces, there is no external reference documenting precisely by which amount the surface has changed. In order to assert the quality of the $LOD_{95\%}$ indicator we thus test its ability to correctly detect that a surface has not changed. This is indeed one of the most important aspect of $LOD_{95\%}$ estimates. For this, we use high resolution scans of different rough surfaces and for each of them compare various sub-sampled version of the same data. This way we know that the predicted confidence interval at 95 % should not detect a change 95 % of time. The sensitivity of the $LOD_{95\%}$ to changes in point density between surveys can also be explored. For clarity of the figures we use only 3 of the previously studied surfaces: the flat cliff, the cobble bed and the rockfall debris. Note that the raw point density of these surfaces is 3 times higher for the cobble sample than for the other (650 pt/m² for the cobbles, 191 pt/m² for the cliff and 212 pt/m² for the debris). The subsampled versions of the scenes have similar point densities (5 cm or 4.5 cm gives ~ 62 pts/m², and 10 cm gives ~ 16 pts/m²). In all subsequent calculations, we assess the effects of roughness, scale and point density on the variations of the $LOD_{95\%}$. We impose a fixed normal direction to avoid any effect due to normal misorientation.

5.2.1 Projection scale and confidence interval quality

We investigate how frequently the parametric $LOD_{95\%}$ defined by equations 1 ($n>30$) and 2 ($n<30$) detects the absence of change in surfaces that have not changed, but are sampled differently. Fig. 9 shows the percentage of correct rejection of 'significant change' as a function of d , for two different sub-sampling configuration. In the first case, we compare the raw data with a subsampled version of it at 10 cm (in that case all the points in cloud 2 exists in cloud 1). In the second case, we produced two subsampled versions: one with a minimum point spacing of 5 cm, and one with a minimum point spacing of 4.5 cm. In that case, around 30 % of the points are identical in both clouds.

Fig. 8 shows that the confidence intervals estimated by the two parametric estimates give similar results except at small values of d (0.1-0.2 m). These values correspond to n_1 or $n_2 < 4$. Eq. (1) (which is only strictly valid if n_1 or $n_2 > 30$) predicts $LOD_{95\%}$ that are too small. Yet, if n_1 and $n_2 \geq 4$, all three predictors of the $LOD_{95\%}$ have similar discriminatory capacity. We thus systematically use a fast parametric estimate with eq. (1) and consider that if n_1 or $n_2 < 4$, the uncertainty on surface change is too large and cannot be precisely computed : we consider these measurements as non-statistically significant. Fig. 8 also shows that in many cases the predicted $LOD_{95\%}$ is too large (i.e. conservative) yielding percentages close to 100 %. This means that even if we neglect potential spatial correlation effects between the two surfaces in eq. (1) the $LOD_{95\%}$ is already large enough (Fuller et al., 2003).

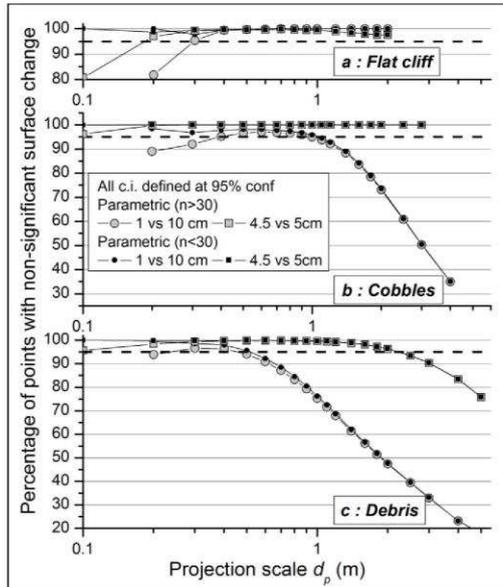


Figure 8: Observed percentages of correct significant change rejection for the comparison of identical point clouds with different spatial sub-sampling values. The confidence intervals were defined with a 95% confidence using two different estimates: parametric assuming $n > 30$ (eq. 1) and parametric assuming $n < 30$ (eq. 2). If the predicted confidence was correctly estimated, then the observed percentage of points with no statistically significant change should be 95%.

the two clouds. Given that our successive surveys of the Rangitikei have similar point densities, this analysis suggests that the projection scale d must be below 2 m and larger than 0.3 m to stay in the regime where eq. (1) correctly estimates the c.i. at 95 %.

5.2.2 Scaling of the level of change detection with projection scale

In this section we explore how the $LOD_{95\%}$ predicted by eq. (1) would vary with the projection scale for different surfaces. We compare identical scenes and investigate two point densities (raw vs raw and 4.5 vs 5 cm). Fig. 9 shows that the mean $LOD_{95\%}$ decreases systematically with d for the three surfaces. This can be explained by the dependency of the $LOD_{95\%}$ with $n(d)$ and $\sigma(d)$ in eq. (1). Analysis of the various samples shows that n roughly scales as $d^{1.9}$. Combining this result with eq. (3) and eq. (1) predicts that:

$$LOD_{95\%}(d) \approx LOD_{95\%}(l_0) \left(\frac{d}{l_0} \right)^{\beta-0.95}, \quad (2)$$

with l_0 a reference scale chosen as 0.5 m in our case. $LOD_{95\%}(l_0)$ depends on the roughness at 0.5 m and the point cloud density. Eq. (2) predicts that the $LOD_{95\%}$ will decrease less rapidly with d as β increases. According to Table 1, the $LOD_{95\%}$ should decrease roughly as $d^{-0.16}$ for the cliff, $d^{-0.62}$ for the cobbles and $d^{-0.07}$ for the debris. These different sensitivities to d are observed in fig. 9 although no single power-law relationship is observed for the debris. Fig. 9 shows that for the debris and the cliff, there is a very limited decrease in the level of detection by increasing the projection scale. Given that any increase of d will degrade the spatial resolution of the measurement, there little interest to

Most importantly, we observe that increasing d on large roughness surfaces (cobbles and debris) reduces the accuracy of the predicted $LOD_{95\%}$. In particular, when comparing the raw vs 10 cm point clouds, if $d > 0.5$ m, the $LOD_{95\%}$ is too small and predicts a significant change too often. For instance, if $d = 4$ m, about 80 % of the points are incorrectly detected as measuring a significant change. In the debris case, comparing data of similar resolution (4.5 vs 5 cm min subsampling) gives a similar results at scales larger than 2 m. Because eq. (1) supposes that point cloud roughness is normally distributed and that the rough surfaces documented are not (fig. 6), we have also implemented a nonparametric estimate of $LOD_{95\%}$ via bootstrapping (Appendix B). This estimate does not rely on Gaussian statistics. Yet, it yield similar estimate of $LOD_{95\%}$ than the parametric estimate (eq. 1). Hence, we have no explanation for this behaviour nor specific empirical model to correct for it. This effect seems to increase with the surface roughness and the ratio between the point densities of

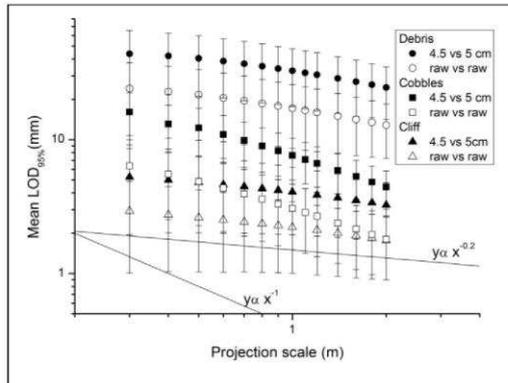


Figure 9: Parametric mean level of detection at 95% estimated using eq. (1), as a function of the projection scale d . Co-registration error is set to zero. Note that at raw resolution, the debris and cliff have about the same point density (at $d=0.5$, $\langle n \rangle_{\text{cliff}} \sim 150$ pts, $\langle n \rangle_{\text{debris}} \sim 167$ pts), but the cobble have a 3 times higher density (at $d=0.5$, $\langle n \rangle_{\text{cobble}} \sim 510$ pts). Only scales for which the three $\text{LOD}_{95\%}$ estimates are similar and larger than 95% are shown (see fig. 9).

better sampling of the surface roughness characteristics.

From the previous analysis and with respect to the questions raised in section 5.2, we conclude that :

- a parametric confidence interval estimate based on Gaussian statistics (eq. 1) can be used on rough surfaces exhibiting self-affine characteristics but on a limited range of projection scales.
- There is a limited improvement on the $\text{LOD}_{95\%}$ obtained by increasing d but a detrimental effect on the spatial resolution of the computation
- Consequently, the optimum projection scale should be defined such that it verifies n_1 and $n_2 \geq 4$ (and preferably n_1 and $n_2 \geq 30$ for better statistics) for most of the scene. In the Rangitikei river, we chose $d=0.5$ m.

5.2.3 Dominant factors controlling the $\text{LOD}_{95\%}$

As discussed in section 5.2.1, the error associated with the normal calculation due to roughness can be neglected as long as $\zeta > 20$. The contribution of surface roughness and position uncertainty can be estimated from fig. 9 for $d = 0.5$ m. The $\text{LOD}_{95\%}$ are of the order of 2.6 mm for the cliff (min = 0.48 mm, max = 10.2 mm), 4.85 mm for the cobble bed (min = 0.9 mm, max = 36 mm) and 21.6 mm for the debris (min = 1.3 mm, max = 260 mm). For the cliff, the min value of the $\text{LOD}_{95\%}$ is limited by the range noise of the scanner and the scan density. Otherwise, the surface roughness is always a larger contributor to the final $\text{LOD}_{95\%}$ than the instrument uncertainties (with our equipment). Our co-registration standard errors are of the order of 2-3 mm (see section 4.3) which translates into a contribution to a 95% confidence interval of ~ 4 -6 mm. Hence, for $d = 0.5$ m, the co-registration error is generally dominant or on par with roughness effects for the cliff and cobble beds at their raw resolution (fig. 10), but is negligible compared to the roughness component for the rockfall debris.

5.3 Typical application on the Rangitikei river data

We illustrate the fastest calculation possible which combines the following elements:

increase d for a marginal increase in the capacity to detect a change. This is fundamentally different than for a planar surface only affected by a Gaussian instrumental noise (i.e., $\beta=0$): the $\text{LOD}_{95\%}$ then decreases rapidly as the inverse of d .

Figure 9 shows that the point density is an important, and well-known, factor controlling the $\text{LOD}_{95\%}$ with a simple dependency as $1/\sqrt{n}$ for a given scale. Increasing the scanning resolution is thus relevant for detecting smaller changes. We note that in the context of rough surfaces, it is likely more important to have a spatially dense measurement (i.e. one scan at very high spatial resolution), rather than a coarser scan with more precise individual measurements (i.e., several identical scans averaged together). The former case offers a

- Cliff and inner bank were separated and run in parallel with core point files based on the 2009 data subsampled at 10 cm (1.6 M points).
- Vegetation was removed using the canupo software (Brodu and Lague, 2012). This improves normal estimation quality and reduces computation time as the M3C2 algorithm is only applied on non-vegetated surfaces.
- Normal calculations were done at a fixed scale (D=15 m on the cliff, D=12 m on the bank) using the core point file. Posterior verification showed that $\xi > 20$ for 98 % of the points.
- Following the analysis in section 5.2, a projection scale of d=0.5 cm was used. To speed up the calculation we used a two pass algorithm: a first pass using a maximum length of the projection cylinder of L= 1 m for which 86% of the 2009 core points were projected on the 2011 cloud. A second pass with L=30 m on the 14 % non-projected core points. After these passes, 8% of the 2009 core points could not be projected on the 2011 data due to missing data. This two pass calculation improves by a factor 4 the calculation time compared to using L=30 m on all the core points.

All these steps are automatically scripted and the calculation took ~ 1 hour on a mobile core-i7 CPU. Figure 10 shows the inputs and outputs of the algorithm. Note that the two surveys had significant difference in surface visibility: during the 2011 survey, the water level was 20 cm lower which led to a larger bed exposure, and the cliff was drier which led to a higher number of laser returns at higher elevations. But the vegetation pattern was also different which led to area exposed in 2009 that were no more visible in 2011. These differences in surface visibility are however well accounted for by the algorithm which do not compute a difference if no projection is found in the 2011 data along the normal direction computed in 2009. Hence, there is no need for manual trimming of the data.

The vertical component of the estimated normal vector smoothly tracks large scale changes in surface orientation up to overhanging parts (dark blue in fig. 10c). Because in this example we used a fixed value of D, the small variations in surface orientation observed in fig. 7a are smoothed out. However, the normal correctly rotates from vertical on the river bed to near horizontal on the channel banks. The map of $LOD_{95\%}$ highlights the impact of surface roughness with low values on cliffs and high values on the debris. It also illustrates the effect of point density with sharp transitions in area of scan density changes. The median $LOD_{95\%}$ is 1.87 cm and the median values of n_{2009} and n_{2011} at d=0.5 m are 97 and 61 on the cliff, and 84 and 29 for the bank. The map of significant changes (i.e. n_{2009} and $n_{2011} \geq 4$ and $L_{M3C2} > LOD_{95\%}$) shows that most of the surface changed between 2009 and 2011 (by at least 5.9 mm, the lowest $LOD_{95\%}$). The non-significant changes (24 %) corresponds to areas with very low point density (i.e. high cliff zones), zones in which vegetation is not fully removed and yields locally high values of roughness, truly stable zones or areas where the combination of erosion and sedimentation resulted in no net change. We checked that the blocks with fixed reference targets did not show up as significantly changing.

Finally, the map of surface change shows a very large range of detected absolute changes from 6 mm to 6.96 m. We use a logarithmic color scale to account for the 3 orders of magnitude of detected change. The largest recorded change is - 6.96 m of cliff removed in the area of rock failure and an extension up to + 4.51 m of the corresponding rockfall deposits. This large perturbation triggered erosion of the opposite alluvial bank by up to - 2.7 m and an erosion of the bed by - 0.6 m. Several gullies on the cliff deposited up to +2.5 m of sediment at the cliff foot. We document subtle patterns of bed aggradation of up to +0.93 m of gravels and +0.47 m of cobbles. Several smaller rockfalls up to 1 m deep can be recognized in the cliff. We also document a non-uniform background cliff erosion of -5 to -10 cm over 2 years. While relatively large, this rate is consistent with the weak nature of the

bedrock material, with the large volume of sediment deposited on the gullies fan and observations during surveys of very frequent small rocks falling down the cliff. We note that zones of non-significant surface changes are intertwined with the zone of background cliff erosion. This show that this background cliff erosion is not an artifact of incorrect registration, but a true surface change. We also document a 3.5 m high band of localized erosion (- 0.3 to - 0.15 m) at the base of the cliff in the meander bend corresponding to the location of higher flow velocity.

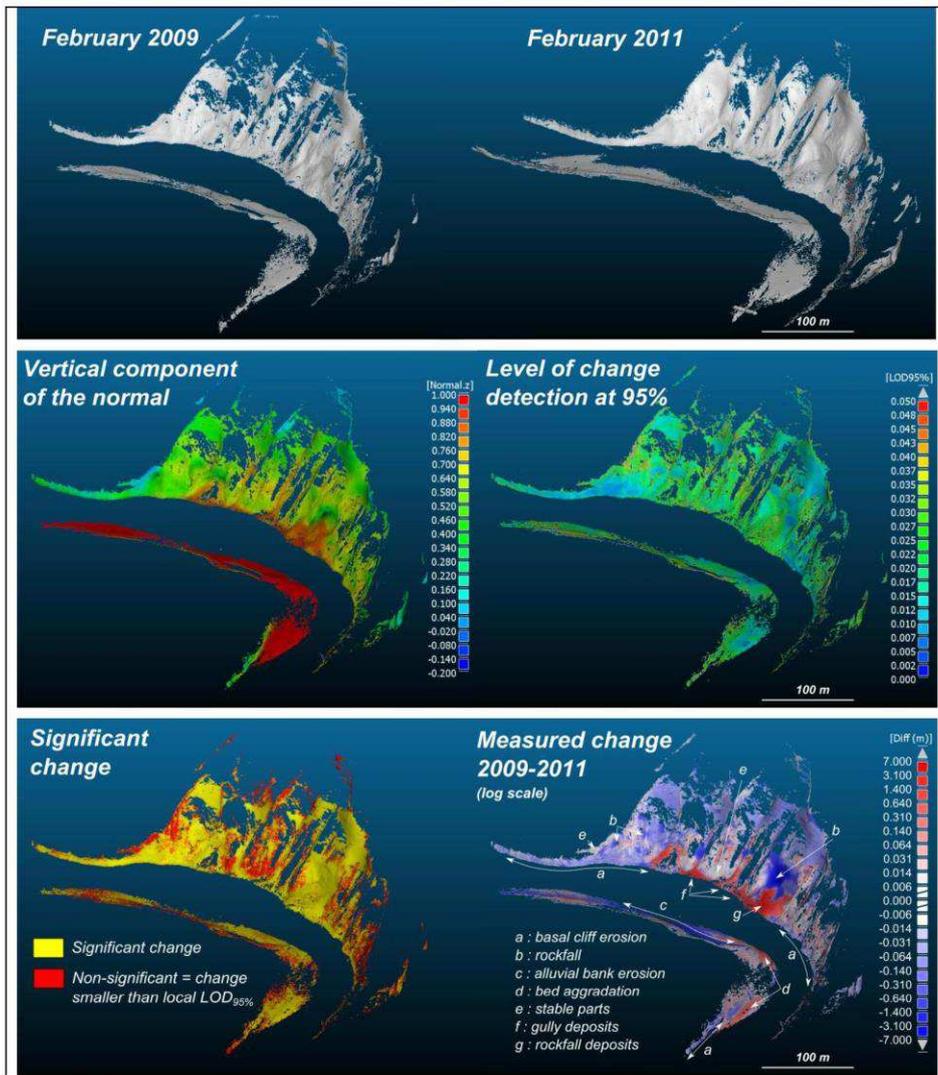


Figure 10: Application of the M3C2 algorithm to the Rangitikei canyon data. Raw input data are the February 2009 and 2011 surveys shown here without vegetation for clarity. The normal orientation are computed from the 2009 data at a fixed scale ($D=15$ m for the cliff, and 12 m for the inner bank). The $LOD_{95\%}$ is given by eq. (1) and includes a component of 5.88 mm due to registration uncertainty (1.96×3 mm). A change is considered statistically significant when the $LOD_{95\%}$ is smaller than the measured change and that a minimum of 4 points were used to compute the average position of each cloud. Surface change is presented in logarithmic scale with a minimum value of 6 mm corresponding to the minimum detectable change.

6 Discussion

6.1 Comparison with existing techniques

Compared to existing techniques, the M3C2 algorithm introduces several new elements that both simplify the comparison of point clouds of natural environments in 3D, but also open up the possibility to detect very small surface changes and assess whether they are statistically significant. Key advantages compared to existing techniques such as the Difference of Dem (DOD), cloud-to-cloud (C2C) or cloud-to-mesh (C2M) are:

6.1.1 The M3C2 method do not require gridding or meshing of the point cloud.

In the absence of data in the compared cloud (due to changes in occlusion, survey extent or vegetation), the DoD and the C2M method would interpolate the data. The C2C method would generate spurious results (Girardeau-Montaut et al., 2005). The M3C2 algorithm simply does not compute a difference in the absence of an intersection with the compared cloud along the normal direction. The method is thus extremely robust to missing data and greatly simplifies the treatment of point cloud as no manual trimming is needed prior to difference computation. If vegetation is present, automated classification methods now exist (Brodu and Lague, 2012) to remove it efficiently. As the latest generation of point cloud visualization softwares (e.g. Cloudcompare, EDF R&D, 2011) do not require surface mesh for visualisation (fig. 1, 7 and 11 are all produced without mesh), there is no need to systematically mesh the high density clouds generated from TLS or advanced photogrammetric techniques (e.g. Structure From Motion).

6.1.2 The M3C2 method operates in 3D.

A lot of the philosophy behind 2D DoD calculations has been used to construct the M3C2 algorithm, in particular the emphasis on spatially variable confidence intervals (Brasington et al., 2000; Fuller et al., 2003; Lane et al., 2003; Milan et al., 2007; Wheaton et al., 2009; Schürch et al., 2011). However, since it fully works in 3D, the M3C2 method alleviates a key limitation of the DoD technique. This makes M3C2 more appropriate for TLS and photogrammetric data in complex 3D environments. Note that the M3C2 method can be directly used as a substitute of the DoD technique for 2D surfaces by using a grid of core points (easily generated with CloudCompare), imposing a vertical normal (which makes calculation extremely fast) and a projection scale d slightly larger than the grid spacing (to approximate the averaging over one square pixel). The resulting calculation is a grid of points with several scalars attached to it (vertical difference, $LOD_{95\%}$, significance of change, roughness...) that can all be turned into raster grids. An interpolation may be needed after the calculation if some core points could not be projected due to missing data, but it is safer to do it at this stage, rather than on the raw data.

6.1.3 The M3C2 method is accurate and estimates its local accuracy

Synthetic tests show that the method can accurately recover the mean surface change of noisy surfaces by using an estimate (mean or median) of the local average position of each cloud. The method is thus robust to changes in point density and point cloud noise, which is not the case for the C2C method (Girardeau-Montaut et al., 2005). C2M or mesh-to-mesh techniques can be as accurate as the M3C2 method, but none to our knowledge offers the possibility to locally estimate a confidence interval. The $LOD_{95\%}$ can be used to test for the statistical significance of a measured change given the co-registration error, surface roughness and point cloud density. An indirect, but desirable, consequence is that surfaces with remaining vegetation points will have a high $LOD_{95\%}$ compared to surrounding points. In the case of incorrectly aligned scans obtained from two different viewpoints of the same survey, the resulting point cloud is characterized by an artificial roughness (e.g. Schürch et al., 2011) that can be significantly larger than the true surface roughness (or instrumental noise). Because this

roughness is locally estimated and used in the $LOD_{95\%}$ estimate, this incorrect scan alignment is implicitly factored in the comparison process. Although we did not present the results, a robust estimate of the average point cloud position can be obtained by using the median rather than the mean value. This helps removing the impact of outliers such as bits of vegetation that were not fully removed during classification. Estimating a confidence interval in that case requires a slower bootstrap estimate (Appendix B).

6.2 Current limits and margins for improvement

Simplifying and improving the accuracy of 3D point cloud comparison comes at the cost of larger calculation times compared to existing techniques (especially the C2C method). The use of core points significantly speeds up the calculation and produces results (fig. 10) that have a resolution more desirable for interpretation than raw data with very pronounced variations in point density. In our test data, given that we use a projection scale of 50 cm (i.e. a radius of 25 cm), there would be little interest in using a core point spacing smaller than 10 cm (which already represents some degree of oversampling).

Our elementary method of normal estimation could be improved by using a curved surface rather than a plane to better track high frequency changes in normal orientation (e.g. Mitra and Nguyen, 2003; Lalonde et al., 2005; Li et al., 2010). However, the estimation of normal orientation on self-affine surfaces is a challenge in itself. The choice of the scale of normal calculation is also depends on the specific user application (e.g., individual blocks vs whole rockfall deposit). In these cases, the metrics ζ offers a posterior assessment of the accuracy of normal orientation for the user-defined scale D (or range of scales). We also note that our choice of external points for orienting the normal might fail in very complex 3D surfaces, and advanced methods for checking the normal orientation consistency might be needed.

The parametric estimate of the $LOD_{95\%}$ (eq. 1) is a first attempt to capture the effects of surface roughness, position uncertainty and registration error. Yet, the position uncertainty will vary as a function of distance from the scanner, incidence angle and surface reflectance (e.g. Soudarissanane et al., 2009, 2011). Similarly the registration will not generally be isotropic and spatially uniform. An improvement of eq. (1) would be to factor in these spatial variations. Another issue raised in our analysis is the need for statistics dedicated to the comparison of self-affine surfaces. Such statistics may explain why a simple Gaussian estimate yields reasonable $LOD_{95\%}$ at small scale but fails at large scales on rough surfaces.

6.3 Additional applications of the M3C2 method

The M3C2 algorithm can be used for the simplification of point clouds by local averaging (using the mean) or outlier removals (median). For this a core point file with any desired point spacing and geometry can be constructed and projected on the raw point cloud by comparing the raw data with itself. The projection scale d will define the averaging scale. Several scalars of interest can be attached to the core point such as the slope angle (vertical component of the normal vector) (fig. 10), the surface roughness or the point density (fig. 1b). The M3C2 algorithm can also be used to compute normal vectors at the most planar scale on any point cloud.

7. Conclusion

This paper has introduced a new method called Multiscale Model to Model Cloud Comparison (M3C2) for direct point cloud comparison in 3D. The algorithm has been designed for accurate orthogonal distance measurement between two point clouds. It differs from techniques based on the matching of homologous parts yielding a displacement field. It significantly improves on existing

distance measurement solutions by being 3D, avoiding meshing or gridding steps and being robust to missing data or changes in point density between surveys. Roughness is a key element that is measured and used at every step of the calculation. The normal can be automatically defined at a scale consistent with the local roughness. Local averaging around each point further reduces the influence of the surface roughness. Finally, M3C2 also uses a local measure of the cloud roughness and point density to estimate a parametric confidence interval, and test for the statistical significance of measured changes. To our knowledge, no algorithm has ever combined such a complete array of features to operate in 3D.

The M3C2 algorithm was applied to a 500 m survey of a complex 3D meandering river canyon characterized by large changes in surface roughness and different patterns of occlusion. We showed that the detrended roughness $\sigma(D)$ of various surfaces exhibits self-affine behaviour. This important observation has profound consequences for the choice of the two scales that the user must define to use the M3C2 algorithm :

- For the normal scale D , we found that the orientation uncertainty decreases rapidly with $\xi(D)=D/\sigma(D)$ (eq. 5). A rule of thumb is that the uncertainty becomes negligible in the comparison process when D is 20-25 times the roughness estimated at scale D . Given that the relationship between $\sigma(D)$ and D depends on the type of surface (fig. 6), there is no way to predict a priori the exact scale D above which $\xi(D)>25$. In the case of variable surface roughness the user can thus define a range of scales: the optimal normal scale is automatically chosen as the most planar scale. In our study case, this method yields optimal scales that can vary over nearly two orders of magnitude (0.5 - 15 meters) depending on the surface roughness and geometry. For 97 % of them, the optimal scale verifies $\xi(D)>25$.
- For the projection scale d over which each cloud is averaged, we demonstrated that the self-affine nature of the surface limits the reduction in the level of change detection $LOD_{95\%}$ when d increases. We also showed that for large roughness surfaces (e.g. rockfall debris), the predicted $LOD_{95\%}$ is too small when d is greater than 1-2 m and incorrectly predicts a statistically significant change, when none occurred. These effects could be due to Gaussian statistics being inappropriate for self-affine surfaces. Statistical bootstrapping, supposedly more adequate for these situations, does not provide a better estimate (Appendix B). Considering these effects, d should be chosen to be large enough to average a minimum of 20 pts (e.g., $d \sim 15$ cm for a point density of 1 pt/cm²) but small enough to avoid a degradation of the measurement resolution by spatial averaging. The exact value of d will depend on the user application, point density and surface complexity.

Registration error based on fixed targets was consistently within 2-3 mm (at 1 std) over 5 surveys covering 3 years. This is roughly 1 order of magnitude lower than previously reported typical registration errors in similar environments. This results from the use of a precise and accurate TLS (Leica Scanstation 2) and GCPs rather than cloud matching techniques for registration (Appendix A). Applying the M3C2 in this context showed that the $LOD_{95\%}$ ranges from 6 mm to ~ 6 cm, of which 6 mm represents the registration error component. The lowest $LOD_{95\%}$ corresponds to flat cliff area where the averaging effect reduces the uncertainty due to instrumental noise and surface roughness to a sub-mm component. The map of distance measurement shows that the M3C2 can efficiently detect changes covering 3 order of magnitudes (6 mm - 7 m) along orientations that track large scale surface variations. It also highlights areas in 3D where the measured change is not significant.

An implementation of the M3C2 algorithm is available as an open source/free software on the main author's website² and can be applied to any source of point cloud data (TLS, photogrammetry, GPS, bathymetric data...) and geometry. It can be used in place of the DoD technique on 2D surfaces to avoid a complex and risky gridding phase. Scripting allows for automatic processing of large batch of surveys without supervision. Used in combination with powerful classification softwares (Brodu and Lague, 2012) and visualisation/processing tools (EDF R&D, 2011), it can help unlocking the scientific potential of very large point cloud datasets.

Appendix A: ICP registration

Tryouts of raw ICP registration only on the whole scene led to significantly poorer registration than with targets. For instance, using targets as reference points (but not in the registration process) lead to position error systematically larger than 1 cm. Choosing manually only densely scanned 3D elements on the scene such as large blocks, overhanging parts of the cliff slightly improved position error on targets, but never to the point that the registration error was better than 5 mm. This is not unexpected as the standard ICP works well for smooth overlapping 3D surfaces scanned at very high resolution (i.e. the corner of a room), but can have a large remaining uncertainty on noisy 2D surfaces (Salvi et al., 2007; Bae and Lichti, 2008). Given that a standard ICP (Besl and McKay, 1992) is based on a closest point measurement, it potentially suffers from the same drawbacks presented in section 3.4 and fig. 4. From a practical point of view, we found that ICP registration is also an overall longer process than target-based registration: while targets have to be moved in the field (but this can be done during scanning), the registration is instantaneous (and can be checked in the field), while ICP registration requires to clean and highlight manually parts of the scene that respect ideal conditions. Moreover, ICP registration cannot be used for high precision surface change measurement in contexts where most of the elements of the scene might actually change (see section 5). We conclude that ICP registration will not yield high-precision registration (i.e., < 1 cm) in natural environment, and that it is best (when possible) to use a local network of fixed targets evenly spread out in the scene on objects that are known to be fixed.

Appendix B: Bootstrap confidence intervals

Eq. (1) requires several assumptions to be valid. When using the median instead of the mean for projecting along the surface normal, it is even more difficult to define a confidence interval analytically. For these reasons, we have implemented an optional bootstrap estimate of the confidence interval (Efron, 1979). This technique amounts to generating a large number of random resamples of the data, drawn with replacement, in order to estimate the statistic of interest (here the value of the distance and its standard deviation) from these resamples. Under mild conditions the bootstrap value converges to the correct one given a large enough number of resamples. We use the percentile bootstrap estimate at the $x\%$ confidence level given by the product of the standard deviation of the bootstrapped distance and the z -statistics at $x\%$ (i.e. 1.96 for $x=95\%$). This method is expected to be more precise than the parametric one as it does not rely on any specific assumption about the underlying statistics of the data.

Our test showed that the bootstrap and parametric $LOD_{95\%}$ predicted by eq. (1) when $n>4$ can differ for any given point by 20 % for the flat cliff and cobble, and up to 25 % for the debris. But they are identical when averaged over all the cloud points. Given that the bootstrap approach significantly increases the computation time, we have not found a practical advantage to using it. If a significant proportion of outliers is expected, the median should be used instead of the mean as a way to

² <http://www.geosciences.univ-rennes1.fr/spip.php?rubrique95>

approximate the central position of each cloud. In that case the parametric LOD is not available and bootstrapping is a way to still get an estimate of the confidence interval.

Acknowledgments:

Daniel Girardeau-Montaut is greatly acknowledged for his ongoing development of the open source/free software CloudCompare, and his inspirational work on point cloud comparison. The authors are indebted to Stephane Bonnet and Nicolas Le Dantec for field assistance. Jean-Jacques Kermarrec and Pascal Rolland provided technical assistance in Rennes (Fr). Tim Davies, Vanessa Tappenden and Cathy Higgins are acknowledged for their help at the University of Canterbury (N-Z). Philippe Davy provided insights into the statistics of self-affine surfaces. This research was supported by a Marie Curie International Outgoing Fellowship within the 7th European Community Framework Programme (PIOF-GA-2009-254371) to D. Lague. Additional funding was provided by the CNRS/INSU (projet blanc, projet EC2CO) and the University of Rennes through the CPER 2008-2013. We thank the editor and three anonymous reviewers for their careful analysis of this work.

References

- Abellán, A., Jaboyedoff, M., Oppikofer, T., Vilaplana, J.M., 2009. Detection of millimetric deformation using a terrestrial laser scanner: experiment and application to a rockfall event. *Natural Hazards and Earth System Science* 9 (2), 365–372.
- Abellán, A., Calvet, J., Vilaplana, J.M., Blanchard, J., 2010. Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring. *Geomorphology* 119 (3-4), 162–171.
- Aberle, J., Nikora, V., 2006. Statistical properties of armored gravel bed surfaces. *Water Resources Research* 42 (11), 1–11.
- Alba, M., Fregonese, L., Prandi, F., Scaioni, M., Valgoi, P., 2006. Structural monitoring of a large dam by terrestrial laser scanning. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* 36 (part 5).
- Aryal, A., Brooks, B. A., Reid, M.E., Bawden, G.W., Pawlak, G.R., 2012. Displacement fields from point cloud data: Application of particle imaging velocimetry to landslide geodesy. *Journal of Geophysical Research* 117 (F1), 1–15.
- Bae, K.-H., Belton, D., Lichti, D.D., 2009. A closed-form expression of the positional uncertainty for 3D point clouds. *IEEE transactions on pattern analysis and machine intelligence* 31 (4), 577–90.
- Bae, K.-H., Lichti, D.D., 2008. A method for automated registration of unorganised point clouds. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 63 (1), 36–54.
- Besl, P.J., McKay, N.D., 1992. A method for registration of 3-D shapes. *IEEE Transactions on pattern analysis and machine intelligence* 14 (2), 239–256.
- Boehler, W., Vicent, M.B., Marbs, M., 2003. Investigating Laser Scanner Accuracy. In: *Proceedings of XIXth XIPA Symposium*, Antalya, Turkey.
- Borradaile, G.J., 2003. *Statistics of Earth Science Data: their distribution in space, time, and orientation*. Springer-Verlag, Berlin.
- Brasington, J., Rumsby, B.T., McVey, R. a., 2000. Monitoring and modelling morphological change in a braided gravel-bed river using high resolution GPS-based survey. *Earth Surface Processes and Landforms* 25 (9), 973–990.
- Brodu, N., Lague, D., 2012. 3D terrestrial lidar data classification of complex natural scenes using a multi-scale dimensionality criterion: Applications in geomorphology. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 68, 121–134.
- Butler, J.B., Lane, S.N., Chandler, J.H., 2001. Characterization of the Structure of River-Bed Gravels Using Two-Dimensional Fractal Analysis 1. *Mathematical Geology* 33 (3), 301–330.
- Cignoni, P., Rocchini, C., 1998. Metro: measuring error on simplified surfaces. *Computer Graphics Forum* 17 (2), 167–174.
- EDF R&D, T.P., 2011. CloudCompare (version 2.3) [GPL software]. Retrieved from <http://www.danielgm.net/cc/>.
- Efron, B., 1979. Bootstrap Methods: Another Look at the Jackknife. *The Annals of Statistics* 7 (1), 1–26.
- Feder, J., 1988. *Fractals*. Plenum Press, New-York, London.
- Fuller, I.C., Large, A.R.G., Charlton, M.E., Heritage, G.L., Milan, D.J., 2003. Reach-scale sediment transfers: an evaluation of two morphological budgeting approaches. *Earth Surface Processes and Landforms* 28 (8), 889–903.

- Girardeau-Montaut, D., Roux, M., Marc, R., Thibault, G., 2005. Change detection on points cloud data acquired with a ground laser scanner. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* 36 (Part 3), 30–35.
- Gordon, S., Lichti, D., Stewart, M., 2001. Application of a high-resolution, ground-based laser scanner for deformation measurements. *Symposium A Quarterly Journal In Modern Foreign Literatures*, 23–32.
- Gosliga, R., Van, Lindenbergh, R., Pfeifer, N., 2006. Deformation analysis of a bored tunnel by means of terrestrial laser scanning. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information* 36 (Part 5).
- Heritage, G.L., Milan, D.J., 2009. Terrestrial laser scanning of grain roughness in a gravel-bed river. *Geomorphology* 113, 4–11.
- Hodge, R., 2010. Using simulated Terrestrial Laser Scanning to analyse errors in high-resolution scan data of irregular surfaces. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 65 (2), 227–240.
- Hodge, R., Brasington, J., Richards, K., 2009a. In situ characterization of grain-scale fluvial morphology using Terrestrial Laser Scanning. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 954–968.
- Hodge, R., Brasington, J., Richards, K., 2009b. Analysing laser-scanned digital terrain models of gravel bed surfaces: linking morphology to sediment transport processes and hydraulics. *Sedimentology* 56 (7), 2024–2043.
- Kazhdan, M., Bolitho, M., Hoppe, H., 2006. Poisson Surface Reconstruction. In: Pothier, K., Sheffer, A. (Eds.), *Eurographics Symposium on Geometry Processing*.
- Lalonde, J.-F., Unnikrishnan, R., Vandapel, N., Hebert, M., 2005. Scale Selection for Classification of Point-sampled 3-D Surfaces. *Proceedings of the fifth international conference on 3-D digital imaging and modeling* 285–292.
- Lane, S.N., Westaway, R.M., Hicks, D.M., 2003. Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surface Processes and Landforms* 28 (3), 249–271.
- Leica, 2011. Cyclone 7.2 : http://hds.leica-geosystems.com/en/Leica-Cyclone_6515.htm (last accessed august 2012).
- Li, B., Schnabel, R., Klein, R., Cheng, Z., Dang, G., Jin, S., 2010. Robust normal estimation for point clouds with sharp features. *Computers & Graphics* 34 (2), 94–106.
- Lichti, D.D., Gordon, S.J., Tipdecho, T., 2005. Error models and propagation in directly georeferenced terrestrial laser scanner networks. *Journal of surveying engineering* 131 (4), 135–142.
- Mechelke, K., Kersten, T.P., Lindstaedt, M., 2007. Comparative investigations into the accuracy behaviour of the new generation of Terrestrial Laser Scanning systems. In: *Optical 3-D Measurement Techniques VIII*.
- Milan, D.J., Heritage, G.L., Hetherington, D., 2007. Application of a 3D laser scanner in the assessment of erosion and deposition volumes and channel change in a proglacial river. *Earth Surface Processes and Landforms* 32 (11), 1657–1674.
- Mitra, N.J., Nguyen, A., 2003. Estimating surface normals in noisy point cloud data. *Proceedings of the nineteenth conference on Computational geometry* 322–328.
- Monserrat, O., Crosetto, M., 2008. Deformation measurement using terrestrial laser scanning data and least squares 3D surface matching. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 63 (1), 142–154.
- Olsen, M.J., Johnstone, E., Driscoll, N., Ashford, S. A., Kuester, F., 2009. Terrestrial Laser Scanning of Extended Cliff Sections in Dynamic Environments: Parameter Analysis. *Journal of Surveying Engineering* 135 (4), 161–169.
- Olsen, M.J., Johnstone, E., Kuester, F., Driscoll, N., Ashford, S. A., 2011. New Automated Point-Cloud Alignment for Ground-Based Light Detection and Ranging Data of Long Coastal Sections. *Journal of Surveying Engineering* 137 (1), 14–25.
- Olsen, M.J., Kuester, F., Chang, B.J., Hutchinson, T.C., 2010. Terrestrial Laser Scanning-Based Structural Damage Assessment. *Journal of Computing in Civil Engineering* 24 (3), 264–272.
- O'Neal, M.A., Pizzuto, J.E., 2011. The rates and spatial patterns of annual riverbank erosion revealed through terrestrial laser-scanner surveys of the South River, Virginia. *Earth Surface Processes and Landforms* 36 (5), 695–701.
- Renard, F., Voisin, C., Marsan, D., Schmittbuhl, J., 2006. High resolution 3D laser scanner measurements of a strike-slip fault quantify its morphological anisotropy at all scales. *Geophysical Research Letters* 33 (4), 33–36.
- Rosser, N.J.J., Petley, D.N.N., Lim, M., Dunning, S. a. A., Allison, R.J.J., 2005. Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 38 (4), 363–375.
- Rychkov, I., Brasington, J., Vericat, D., 2012. Computational and methodological aspects of terrestrial surface analysis based on point clouds. *Computers & Geosciences* 42, 64–70.

- Salvi, J., Matabosch, C., Fofi, D., Forest, J., 2007. A review of recent range image registration methods with accuracy evaluation. *Image and Vision Computing* 25 (5), 578–596.
- Schürch, P., L. Densmore, A., J. Rosser, N., Lim, M., W. McArdeell, B., 2011. Detection of surface change in complex topography using terrestrial laser scanning: application to the Illgraben debris-flow channel. *Earth Surface Processes and Landforms* 36 (14), 1847–1859.
- Soudarissanane, S., Lindenbergh, R., Menenti, M., Teunissen, P., 2009. Incidence angle influence on the quality of terrestrial laser scanning points. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information XXXVIII*, P, 183–188.
- Soudarissanane, S., Lindenbergh, R., Menenti, M., Teunissen, P., 2011. Scanning geometry: Influencing factor on the quality of terrestrial laser scanning points. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 66 (4), 389–399.
- Soudarissanane, S., Van Ree, J., Bucksch, A., Lindenbergh, R., 2007. Error budget of terrestrial laser scanning: influence of the incidence angle on the scan quality. *Proceedings 3D-NordOst* 1–8.
- Teza, G., Galgaro, A., Zaltron, N., Genevois, R., 2007. Terrestrial laser scanner to detect landslide displacement fields: a new approach. *International Journal of Remote Sensing* 28, 3425–3446.
- Teza, G., Pesci, A., Genevois, R., Galgaro, A., 2008. Characterization of landslide ground surface kinematics from terrestrial laser scanning and strain field computation. *Geomorphology* 97 (3-4), 424–437.
- Wawrzyniec, T.F., McFadden, L.D., Ellwein, A., Meyer, G., Scuderi, L., McAuliffe, J., Fawcett, P., 2007. Chronotopographic analysis directly from point-cloud data: A method for detecting small, seasonal hillslope change, Black Mesa Escarpment, NE Arizona. *Geosphere* 3 (6), 550.
- Wheaton, J.M., Brasington, J., Darby, S.E., Sear, D.A., 2009. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. *Earth Surface Processes and Landforms* 35 (2), 136–156.
- Yang, C., Medioni, G., 1992. Object modelling by registration of multiple range images. *Image and Vision Computing* 10 (3), 145–155.
- Zeibak, R., Filin, S., 2007. Change detection via terrestrial laser scanning. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing XXXVI*, Par, 430–435.