



Université du Québec
à Rimouski

**Quantification à haute résolution temporelle de la variabilité
morphologique d'une plage et de l'érosion côtière sur la côte
nord en bordure d'un prototype de protection côtière, Estuaire
maritime du Saint-Laurent (Québec)**

Mémoire présenté dans le cadre du programme de maîtrise en
géographie en vue de l'obtention du grade « Maître ès sciences »

PAR

© Maëva Dolle

Janvier 2022

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI
Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « *Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse* ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.

REMERCIEMENTS

Je tiens tout particulièrement à remercier Pascal Bernatchez, mon directeur, qui m'a donné la chance de mener ce projet de recherche jusqu'au bout. Je suis infiniment reconnaissante pour la confiance qu'il aura su placer en moi tout au long du projet. Je n'aurai pu avoir la chance de travailler dans une équipe aussi formidable sans son appui.

Maude Corriveau, pour ton soutien moral, moteur, et intellectuel. Tu m'as apporté plus de réponse que je n'aurai pu l'imaginer. Tu as été d'une aide incroyable pendant ces trois années.

David Didier, merci pour ton soutien dès le début de la maîtrise. Pour toutes les idées et les pistes de réflexion que tu as pu me donner.

Je remercie bien évidemment tout le laboratoire LDGIZC, pour m'avoir accueilli comme dans une grande famille. Pour tous vos conseils et commentaires. Je remercie en particulier ma chère Catherine Bruyère, qui aura connu le moindre de mes doutes, et qui pourtant n'a cessé de me soutenir (contre quelques bonnes gougères peut-être).

Mes colocataires Frédérique, Alexia et Corentin, sans oublier Alan, notre chat. Sans vous, mener ce projet de A à Z aurait tout bonnement été impossible. Vous m'avez permis de tenir dans les moments les plus durs et vous avez toujours eu confiance en moi.

Ma précieuse amie Chloé Chouinard, sans qui Rimouski n'aurait sans doute jamais été pareil.

Je remercie Thomas Buffin-Bélanger pour m'avoir fait sentir bien à l'UQAR dès mon arrivé, et pour ensuite m'avoir convaincue de rester ici pour faire une maîtrise.

Merci à mon frère et ma grand-mère, qui ont toujours été là malgré la distance.

Maxime et Tiffany, même à distance vous avez su rester près de moi.

Ana, mon éternelle amie, qui aura traversé l'océan pour venir me voir.

Émile, pour ton soutien moral et toute la patience dont tu auras fait preuve, pour tous tes précieux conseils, un grand merci.

Le plus gros merci revient enfin à ma maman, qui a toujours cru en moi. Tu m'as soutenue dans chacune de mes décisions, et ce même si ça m'éloignait de toi encore une fois. Même à distance, tu as été là dans les moments difficiles et tu as toujours eu les bons mots. Je ne serai probablement jamais arrivé au bout sans toi.

Enfin, je tiens à remercier pour sa contribution financière le ministère de la Sécurité publique du Québec qui a appuyé ce travail par le Cadre pour la prévention de sinistres 2013-2020 du gouvernement du Québec [CPS 16-17-09].

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	2
Résumé	15
Chapitre I.	16
Introduction générale	16
1.1 Problématique	16
1.2 Objectifs	20
1.3 Originalité et portée scientifique du projet	21
1.4 Présentation du mémoire	22
Chapitre II.	23
Cadre théorique	23
2.1 La zone côtière	23
2.2 Méthodes pour quantifier l'évolution des plages	28
2.3 Effets des ouvrages de protection sur la géomorphologie des plages	32
2.3.1. Infrastructures longitudinales	33
2.3.2. Infrastructures douces de restauration côtière	35
2.3.2.1. Recharge de plage	35
2.3.2.2. Tubes géotextiles	37
2.3.2.3. Description du système Rolodune	40
Chapitre III.	45
Description de la zone d'étude	45
3.1. Localisation du site d'étude	45

3.2. Contexte géomorphologique.....	48
3.2.1. Conditions hydrodynamiques.....	49
Chapitre IV	50
Évolution rétrospective de la plage de pointe paradis avant expérimentation	50
4.1. Définition de l'état de référence	50
4.1.1. Évolution de la position de la ligne de rivage de la pointe Paradis entre 1931 et 2016	51
4.1.2. Constats généraux de l'évolution rétrospective de la côte avant la mise en œuvre des Rolodunes	65
Chapitre V.	66
Matériel et méthode	66
5.1. Acquisition de données.....	66
5.1.1. Données d'imagerie vidéo.....	68
5.1.2. Données de vagues et de marées	69
5.1.3. Données de topographie	71
5.1.3.1. Système Mobile de LiDAR Terrestre (SMLT).....	72
5.1.3.2. Differential Global Positioning System (DGPS).....	73
5.1.3.3. Photogrammétrie	73
5.1.3.4. Topobathymétrie par imagerie vidéo.....	73
5.1.4. Données météorologiques	74
5.2. Méthode de traitement des données.....	74
5.2.1. Traitement des données d'imagerie vidéo.....	74
5.2.2.1. Analyse spectrale	75

5.2.2.2.	Définition d'un évènement de tempête.....	75
5.2.3.1.	Différentiels topographiques	76
5.2.3.2.	Topobathymétrie : détection de la ligne d'eau instantanée et réalisation de modèle d'élévation.....	76
5.2.3.3.	Profils longitudinaux	79
5.2.3.4.	Profils transversaux	83
5.2.4.	Traitement des données météorologiques	84
5.2.4.1.	Analyse spectrale.....	84
Chapitre VI.....		85
Conditions météo-marines et évolution de la morphologie de la plage entre 2016 et 2018... ..		85
6.1.	Conditions météo-marines.....	85
6.1.1.	Hauteurs et directions des vagues	85
6.1.1.1.	Identification des évènements de tempêtes et conditions de vagues à la côte (RBR) lors de ces évènements	90
6.1.2.	Vitesses et directions moyennes de vents	94
6.2.	Évolution de la position de la ligne de rivage	96
6.2.1.	Suivi de l'évolution de la position de la ligne de rivage de façon annuelle et saisonnière à l'aide des levés LiDAR.....	98
6.2.2.	Suivi de l'évolution de la position de la ligne de rivage de façon hebdomadaire à l'aide des caméras vidéo	106
6.2.2.1.	Erreur liée à la calibration de la caméra	106
6.2.2.2.	Évolution de la position de la ligne de rivage	106
6.3.	Évolution des profils transversaux	112

6.3.2. Évolution morphologique de la plage au niveau du site 1 du système Rolodune ...	118
6.3.3. Évolution morphologique de la plage entre les sites 1 et 2 du système Rolodune ..	120
6.3.4. Évolution morphologique de la plage au niveau du site 2 du système Rolodune ...	121
6.3.5. Évolution morphologique de la plage entre les sites 2 et 3 du système Rolodune ..	124
6.3.6. Évolution morphologique de la plage au niveau du site 3 du système Rolodune ...	130
6.3.7. Évolution morphologique de la plage à l'ouest du site 3 du système Rolodune	132
6.4. Synthèse des résultats	133
6.5. Suivi de l'évolution de la topographie à partir des différentiels LiDAR.....	136
Chapitre VII.....	145
Interprétation, recommandations et Discussion.....	145
7.1. Facteurs influençant l'évolution morphologique de la plage	145
7.2. Efficacité du système Rolodune à réduire l'érosion côtière	147
7.2.1. Évolution géomorphologique de la plage et évolution de la ligne de rivage à proximité du site 1	147
7.2.2. Évolution géomorphologique de la plage et évolution de la ligne de rivage à proximité du site 2	148
7.2.3. Évolution géomorphologique de la plage et évolution de la ligne de rivage à proximité du site 3	149
7.3. Constat de l'évolution morphologique de la plage.....	149

7.4. Recommandations sur le système Rolodune	150
7.5. Type de milieu propice à l'implantation des Rolodunes	155
7.6. Discussion.....	156
Chapitre VIII.....	157
Conclusion	157
Bibliographie	159
Annexes	171
Annexe 1. Sources d'inspiration et croquis du concepteur, M. Laurie Gauthier (Mai 2017)	172
Annexe 2 : Plans des Rolodunes	176
Annexe 3 : Description du SMLT, issue du rapport de Bernatchez, P., Friesinger, S. et Dolle, M., 2018	177
Annexe 4 : Rose des vitesses et directions des vents enregistrés à la station de Baie-Comeau entre 2016 et 2018	180
Annexe 5 : Évolution du trait de côte mesuré à partir des levés LiDAR effectués entre 2016 et 2018 sur la pointe Paradis	183

Table des figures

Figure 1. Le système Rolodune tel que vu le 19 mai 2018 dans le secteur de Pointe-Lebel, Côte-Nord. L'encadré présente une photo acquise sur le terrain au site #2.	19
Figure 2. Profil de plage, (source : LDGIZC)	24
Figure 3. Illustration des indicateurs communément utilisés dans la littérature pour représenter le trait de côte (Boak et Turner, 2005).....	27

Figure 4. Comparaison de profils de plage normaux avec des profils de tempêtes avec mur de protection (a) et sans (b). (Dean, 1986).	33
Figure 5. Exemple d'un tube géotextile de protection côtière (Alvarez et al., 2007 dans Oyegbile et Oyegbile, 2017).....	37
Figure 6. Méthode de protection côtière avec cimentation de sable proposée par Imran, Nakashima et Kawasaki (2017), image modifiée.....	39
Figure 7. Profil de plage datant du 27/06/2017 avec position du système Rolodune (site 3) avec le niveau moyen des mers (NMM).....	40
Figure 8. Photos des rolodunes prises en mai 2018.....	41
Figure 9. Mise en place de l'ancrage des Rolodunes	42
Figure 10. Prise de vue pour l'évolution des travaux des sites 1 et 2, entre le 16 et le 26 juin 2017 dans le secteur de la pointe Paradis, municipalité de Pointe-Lebel.....	43
Figure 11. Localisation de la cellule hydrosédimentaire de la pointe Paradis (Bernatchez, 2017).....	46
Figure 12. Localisation des trois sites des Rolodunes sur la pointe Paradis	47
Figure 13. Calcul de l'indice IBSP (tiré de Van Wiersts, 2012)	48
Figure 14. Localisation des trois unités de gestion PTL-1, PTL2, et PTL-3.....	53
Figure 15. Évolution historique côtière de 2001 à 2016 de l'unité de gestion PTL-1.....	55
Figure 16. Évolution historique côtière de 2001 à 2016 de l'unité de gestion PTL-2.....	58
Figure 17. Évolution historique de la pointe Paradis entre 2001 et 2016.....	59
Figure 18. Évolution historique côtière de 2001 à 2016 de l'unité de gestion PTL-3.....	62
Figure 19. Évolution historique côtière de 2001 à 2016 de l'ensemble du site d'étude.....	64
Figure 20. Période d'acquisition des données à Pointe-Lebel de 2016 à 2018.....	68

Figure 21. En haut : position des caméras à Pointe-Lebel et angle de vue (issue de Didier <i>et al.</i> , 2017). G1 représente la position du capteur RBR 2_3. En bas : prise de vue des caméras est (à gauche) et ouest (à droite).....	69
Figure 22. Position des capteurs de pression sur la pointe Paradis et le long du profil de plage à Pointe-Lebel avec le niveau de pleine mer supérieure de grande marée (PMSGM), le niveau moyen des mers (NMM) et le niveau de basse mer inférieure de grande marée (BMIGM)	70
Figure 23. Localisation de l'AWAC au large de la pointe Paradis ayant servi aux mesures de courant et de vagues.....	71
Figure 24. Cheminement des étapes nécessaires à la sélection de dates pour créer la topobathymétrie	78
Figure 25. Image moyennée (TIMEX) avec une ligne d'eau détectée (rouge) pendant des conditions calmes (Didier <i>et al.</i> , 2017)	79
Figure 26. Tracés de la microfalaise à partir des LiDAR et localisation des transects générés automatiquement à partir de DSAS pour calculer les distances de recul de la microfalaise de la pointe Paradis	81
Figure 27. Tracés de la microfalaise à partir des caméras et localisation des transects générés automatiquement à partir de DSAS pour calculer les distances de recul de la microfalaise de la pointe Paradis	82
Figure 28. Positions des transects utilisés pour l'analyse des profils de plage transversaux au niveau de la pointe Paradis à Pointe-Lebel.....	83
Figure 29. Direction des vagues, niveaux d'eau moyens et hauteurs de vagues enregistrés par l'AWAC à Pointe-Lebel entre juin 2016 et décembre 2018	86
Figure 30. Direction et hauteurs des vagues enregistrées entre juin 2016 et décembre 2018 à Pointe-Lebel.....	87

Figure 31. Roses des vagues pour Pointe-Lebel entre 2016 et 2018. Chaque rose est générée pour une saison différente	89
Figure 32. Série temporelle de la hauteur significative des vagues pour la cellule de pointe Paradis modélisée par WW3 entre 1980 et 2017.....	90
Figure 33. Évènements de tempêtes détectés par valeur seuil, sur les hauteurs de vagues enregistrées par le capteur RBR 2.3, calculés pour le secteur de la pointe Paradis entre 2016 et 2018	91
Figure 34. Rose des vents pour Pointe-Lebel entre juin 2016 et décembre 2018	94
Figure 35. Taux de déplacement du trait de côte pour quatre périodes entre 2001 et 2018 (2001-2016, 2013-2016, 2016-2017 et 2017-2018) en face de chacun des trois sites d'expérimentation.....	96
Figure 36. Distances de déplacement de la microfalaise calculées pour trois périodes entre 2013 et 2018 le long de la pointe Paradis	99
Figure 37. Évolution de la position de la ligne de rivage de la plage de Pointe-Lebel entre juin 2016 et septembre 2018.....	102
Figure 38. Évolution de la position de la microfalaise en avant des trois sites d'expérimentation pour sept périodes entre juin 2016 et juillet 2018.....	103
Figure 39. Évolution de la position de la microfalaise de la pointe Paradis tracée à partir des images issues des caméras AXIS est et ouest	107
Figure 40. Déplacements de la position de la microfalaise à l'est de la pointe devant les sites 1 et 2.	108
Figure 41. Images des tempêtes captées à partir de la caméra AXIS ouest sur la pointe Paradis	110
Figure 42. Caractérisation des conditions hydrodynamiques pendant la tempête du 19 novembre 2017 à Pointe-Lebel. Les conditions hydrodynamiques sont enregistrées par le capteur de pression RBR 2_3	111

Figure 43. Caractérisation des conditions hydrodynamiques pendant la tempête du 28 octobre 2018 à Pointe-Lebel. Les conditions hydrodynamiques sont enregistrées par un capteur de pression RBR 2_3	112
Figure 44. Positions des transects utilisés pour l'analyse des profils au niveau de la pointe Paradis à Pointe-Lebel	113
Figure 45. Profils de plage le long du transect km 4.800. Les ruptures de pente correspondent au sommet de la microfalaise (située autour de 6 m) et à la flexure (située autour de 0 m).....	116
Figure 46. Profils de plage le long du transect km 4.750	117
Figure 47. Profils de plage le long du transect km 4.700	117
Figure 48. Profils de plage le long du transect km 4.650	118
Figure 49. Profils de plage le long du transect km 4.625	119
Figure 50. Profils de plage le long du transect km 4.600	120
Figure 51. Profils de plage le long du transect km 4.575	121
Figure 52. Profils de plage le long du transect km 4.550	122
Figure 53. Profils de plage le long du transect km 4.525	123
Figure 54. Profils de plage le long du transect km 4.500	124
Figure 55. Profils de plage le long du transect km 4.475	125
Figure 56. Profils de plage le long du transect km 4.450	126
Figure 57. Profils de plage le long du transect km 4.425	127
Figure 58. Profils de plage le long du transect km 4.400	128
Figure 59. Profils de plage le long du transect km 4.375	129
Figure 60. Profils de plage le long du transect km 4.350	130
Figure 61. Profils de plage le long du transect km 4.325	131

Figure 62. Profils de plage le long du transect km 4.275	132
Figure 63. Profils de plage le long du transect km 4.225	133
Figure 64. Différentiel de topographie entre le 2016.11.19 et le 2016.08.03.....	137
Figure 65. Différentiel de topographie entre le 2017.05.27 et le 2016.11.19.....	139
Figure 66. Différentiel de topographie entre le 2017.07.26 et le 2017.06.27.....	140
Figure 67. Différentiel de topographie entre le 2018.07.27 et le 2017.11.07.....	141
Figure 68. Différentiel de topographie entre le 2018.07.27 et le 2017.07.26.....	143
Figure 69. Sites 1 et 2 des Rolodunes enfouis sous le pied de glace.....	148
Figure 70. Impact de la tempête sur le littoral	152
Figure 71. Système Rolodune au site 1, le 31 mars 2018.....	153
Figure 72. État des Rolodunes sur les trois sites d'expérimentation en juin 2018	153
Figure 73. Système mobile de LiDAR terrestre (SMLT).....	178
Figure 74. Exemple de modèle tridimensionnel LiDAR utilisé pour le calcul de bilans sédimentaires et proxies dérivés	179
Figure 75. Évolution du trait de côte de la pointe Paradis entre les transects 1 à 4	183
Figure 76. Évolution du trait de côte de la pointe Paradis entre les transects 3 à 4	184
Figure 77. Évolution du trait de côte de la pointe Paradis entre les transects 5 à 10	185
Figure 78. Évolution du trait de côte de la pointe Paradis entre les transects 11 à 13	186
Figure 79. Évolution du trait de côte de la pointe Paradis entre les transects 14	187
Figure 80. Évolution du trait de côte de la pointe Paradis entre les transects 15 à 16	188
Figure 81. Évolution du trait de côte de la pointe Paradis entre les transects 17 à 19	189

Table des tableaux

Tableau 1. Années et sources des images utilisées pour l'évolution historique côtière (Bernatchez, Dolle, et Freisinger, 2019).....	51
Tableau 2. Taux de déplacement mesurés dans l'unité de gestion PTL-1 dans la cellule de Pointe Paradis entre 1931 et 2016 (période ancienne tirée de Bernatchez, 2003).....	54
Tableau 3. Taux de déplacement mesurés dans l'unité de gestion PTL-2 dans la cellule de Pointe Paradis entre 1931 et 2016 (période ancienne tirée de Bernatchez, 2003).....	57
Tableau 4. Taux de déplacement mesurés dans l'unité de gestion PTL-3 dans la cellule de pointe Paradis entre 1931 et 2016.....	61
Tableau 5. Taux de déplacement mesurés dans les unités de gestion PTL-1, PTL-2 et PTL-3 dans la cellule de pointe Paradis entre 2001 et 2016.....	63
Tableau 6. Résumé des sources et des caractéristiques des données ainsi que les traitements appliqués.....	67
Tableau 7. Récapitulatif des conditions de vagues lors de chaque levé LiDAR.....	72
Tableau 8. Nombre de tracés de microfalaise entre juin 2016 et décembre 2018.....	80
Tableau 9. Récapitulatif des tempêtes ayant dépassées le 95ème percentile selon l'enregistrement du capteur RBR 2.3 et/ou engendrées un recul de la microfalaise de pointe Paradis.....	92
Tableau 10. Données de vagues <i>in situ</i> entre 2016 et 2018 mesurées par l'AWAC et le capteur RBR 2_3 et leur écart-type (les valeurs de NME et Hs sont des moyennes)	101
Tableau 11. Données hydrodynamiques de Pointe-Lebel durant les périodes séparant chaque levées topographiques (les dates de fin de période correspondent aux dates de levés)....	114
Tableau 12. Paramètres techniques du capteur laser Riegl VQ-250.....	178

RÉSUMÉ

Dans une perspective de développer de nouvelles solutions pour réduire l'érosion côtière, un prototype novateur, le « Rolodune », a été développé par un résident de la Côte-Nord. Le prototype s'étalant sur 53 m de long a été implanté en juin 2017 sur trois sites présentant des niveaux de sensibilité à l'érosion différents, dans le secteur de la pointe Paradis dans la municipalité de Pointe-Lebel. L'objectif du système Rolodune est de recréer un profil de plage en équilibre. Le rehaussement de la plage par ce système a pour but de réduire le recul de la ligne de rivage. Ce projet vise à évaluer l'efficacité du système Rolodune à réduire l'érosion côtière. Des mesures en continu ainsi que des levées LiDAR et analyses photogrammétriques permettent de mesurer l'évolution de la côte et les conditions hydrodynamiques. Dans le secteur de la pointe Paradis, la plage a évolué en passant d'une côte en progradation entre 1931 et 1996 à une côte fortement en érosion entre 2001 et 2016 avec un taux moyen de déplacement de -1,1 m/an. Des tempêtes consécutives d'octobre à avril 2018 ont engendré des reculs de la microfalaise et entraîné des dommages importants vis-à-vis deux sites d'expérimentation. Ainsi, deux systèmes ont été démantelés alors que le troisième a favorisé une accumulation et la formation d'une berme. Le suivi a permis de constater que 1) la pointe Paradis est continuellement en érosion, 2) la réponse de la plage au régime de vagues du côté est de la pointe est la même avec ou sans Rolodune, tandis que le côté ouest semble se stabiliser et enfin 3) les taux de déplacement de la ligne de rivage anticipés pour la conception des Rolodunes ont été sous-estimés pour assurer le bon fonctionnement du prototype. Il sera donc intéressant de réitérer l'essai en adaptant la conception de nouveaux Rolodunes à la dynamique actuelle du site.

CHAPITRE I.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1 Problématique

Les zones côtières constituent une des zones les plus densément peuplées et développées au monde. D'après McGranahan, Balk, et Anderson (2007), 638 millions de personnes vivent à moins de 10 mètres au-dessus du niveau de la mer. La hausse du niveau marin est aujourd'hui perçue comme une menace majeure pour les zones de basse altitude depuis que le problème du réchauffement planétaire est apparu dans les années 1980 (Nicholls, 2011). Nerem *et al.* (2018) mesure une augmentation globale du niveau d'eau moyen planétaire de 3,4 mm/an, enregistré depuis les années 1990 à partir de données altimétriques satellitaires. Les enjeux côtiers y sont donc multiples : infrastructures routières, bâties, dégradation des habitats côtiers, etc. (Bernatchez *et al.*, 2015). Dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent, les taux de recul moyens depuis les dernières décennies peuvent varier entre $-0,5$ et -2 m/an (Bernatchez et Dubois, 2004). Les processus et agents sont multiples et leur intensité est amplifiée notamment par une exposition plus grande aux vagues de tempête engendrée par la réduction du couvert de glace, la hausse du niveau de la mer et un réchauffement des températures hivernales (Bernatchez et Dubois, 2004; Bernatchez et Fraser, 2012; Senneville *et al.*, 2014; Ruest et al., 2016; Corriveau et al., 2019). Les plages de sable estuariennes sont des systèmes géomorphologiques particulièrement dynamiques avec l'action simultanée des vagues, des marées, des apports de sédiments fluviaux et des glaces en hiver. Cependant, peu de recherches ont été réalisées pour en comprendre les caractéristiques (Dai *et al.*, 2018). Comme le soulignent Turner *et al.* (2016), les ensembles d'observations à long terme qui enregistrent et quantifient la variabilité, les changements ainsi que les tendances morphologiques des plages de sable et que le climat de vagues sont rares. Les études sur la variabilité à haute résolution spatiotemporelle de la morphologie de plage et de la ligne de rivage sont réalisées

principalement dans des domaines océaniques non-sujets à l'influence des glaces (Philips *et al.*, 2017; Segura, Hansen et Lowe, 2018). Pourtant, les littoraux des régions froides représentent environ 1/3 des lignes de rivages mondiales (Byrne et Dionne, 2002). Les processus impliqués dans leur développement, notamment les facteurs climatiques tels que la glace et le gel, marquent la différence avec les littoraux des régions chaudes et tempérées. Ces deux paramètres jouent un rôle important dans le façonnage et l'évolution des côtes des régions froides et tempérées froides (Forbes et Taylor, 1994).

Sur la péninsule de Manicouagan, située sur la Côte-Nord de l'estuaire maritime du Saint-Laurent, au Québec, les falaises meubles reculent à une vitesse de $-0,1$ à $-3,6$ m/an en moyenne depuis environ 70 ans (Bernatchez et Dubois, 2004). On enregistre des taux de recul pouvant atteindre jusqu'à -12 m en bordure de microfalaises sableuses (falaise dont la hauteur est inférieure à 1 m), à Pointe-Lebel, lors d'épisodes de tempête (Dolle, Bernatchez et Friesinger, 2020). Une des réactions des communautés côtières face à l'érosion a été de construire des ouvrages de protection réfléchissants (Dawson *et al.*, 2009). Les ouvrages jusqu'à présent préconisés sont principalement des enrochements et des murs de béton en bordure des côtes du Québec maritime (Sauvé *et al.*, 2020). En raison de la présence de résidences exposées à l'érosion, le pourcentage de côte artificielle sur la péninsule de Manicouagan a augmenté entre 1995 et 2000, passant respectivement de 17,7 % à 23,6 % ou encore de < 1 % à 32 % entre 1931 et 2010 (Carrier, 2001; Bernatchez, 2003).

Il est maintenant reconnu dans la littérature que les ouvrages de protection rigides ont des effets négatifs sur les plages. Parmi eux, on peut citer l'inhibition du transport sédimentaire le long de la côte (épis) ou entre la plage et l'arrière-côte (enrochement, mur de protection) (Kraus, 1988; Nashaei et Biria, 2013) ; la réduction de la largeur de la plage, l'augmentation de la pente de l'avant-plage, les effets de bout (Pilkey et Wright, 1988; Dugan *et al.*, 2011, Bernatchez et Fraser, 2012) ou encore l'affouillement à la base de la structure (Kraus, 1988; Sumer *et al.*, 2005; Bird, 2008). Les méthodes douces sont définies comme des structures moins rigides, conçue pour travailler avec la nature en intégrant la dynamique naturelle du littoral et la mobilité du trait de côte (Réseau Atlantique pour la

Prévention et la Gestion des Risques Littoraux, 2018 et Bayle *et al.*, 2020,). Celles-ci sont rares et se résument principalement aux recharges de plage (Bridges, 1995; Speybroeck *et al.*, 2006), la mise en place de ganivelles et la plantation de végétaux. Ces structures sont construites malgré le manque de connaissances sur la dynamique naturelle des plages avant leur implantation. Il est donc essentiel de comprendre la dynamique des plages naturelles, leur variabilité morphologique saisonnière et annuelle, pourquoi s'érodent-elles, quels facteurs favorisent l'accumulation et dans quelle direction les sédiments sont transportés (vers la mer, la terre ou le long de la côte) (Bird, 2008).

Des structures différentes des structures « standards », appelées *dispositifs alternatifs de stabilisation des rives* sont également utilisées. Ces dispositifs utilisent des matériaux spécifiques ou sont placés dans des configurations particulières le long de la côte, qui les rendent différents des approches standards. Piccot *et al.*, (2012) proposent une durée minimale de 5 ans pour évaluer l'efficacité d'un prototype à remplir son ou ses objectifs originaux. Malheureusement, les bancs d'essai durent rarement plus de quelques années, pour cause de bris ou encore de non-entretien. Le manque de succès peut également être dû à des installations insuffisantes comparées aux conditions hydrodynamiques attendues (Piccot *et al.*, 2012).

Avec la volonté de développer un nouveau système pour limiter l'érosion côtière, un résident de Pointe-Lebel a imaginé un prototype original, le « Rolodune » (**figure 1**).

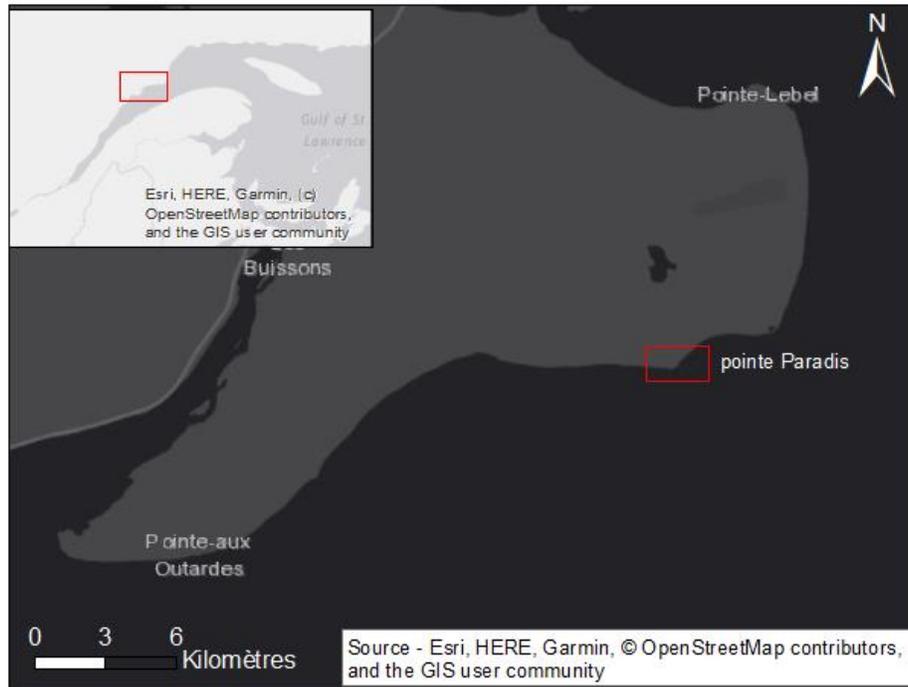


Figure 1. Le système Rolodune tel que vu le 19 mai 2018 dans le secteur de Pointe-Lebel, Côte-Nord. L'encadré présente une photo acquise sur le terrain au site #2.

Ce projet expérimental a été implanté sur trois sites de la plage de pointe Paradis en juin 2017, dans la cellule hydrosédimentaire de la pointe Paradis dans la municipalité de Pointe-Lebel. Le but du système Rolodune est de recréer un profil de plage en équilibre. Selon les concepteurs, sa forme en dents de scie doit casser les vagues, en atténuer significativement l'énergie, et capter les sédiments en transit, favorisant ainsi l'accumulation de sédiments en arrière de la structure (le prototype est décrit en détail dans la section 2.3.2.2. *Description du système Rolodune*).

1.2 Objectifs

L'objectif principal de cette étude est d'évaluer l'efficacité du système Rolodune à limiter l'érosion côtière et de quantifier ses effets sur la géomorphologie de la plage. L'efficacité du prototype se définit par sa capacité à limiter l'impact des vagues sur la portion de plage où il est installé et ainsi favoriser l'accumulation de sédiments pour permettre à la plage de passer d'une dynamique d'érosion à une stabilisation voir à une dynamique d'accrétion. De ceci découle deux sous-objectifs : 1) évaluer l'influence des conditions météo-marines sur la variabilité géomorphologique de la plage et sur l'évolution de la ligne de rivage et 2) évaluer les effets du système Rolodune sur la morphologie de la plage et sur l'évolution de la ligne de rivage (effet de bout, réduction de l'érosion, etc.). Dans le cadre de ce projet, une combinaison de plusieurs méthodes va être utilisée. Entre autres, le suivi par caméras vidéo permettra de quantifier les changements morphologiques avec une haute résolution temporelle (hebdomadaire et bimensuelle) ainsi que de participer à la caractérisation environnementale. Des levés LiDAR, de topobathymétrie, de la photogrammétrie ainsi que des levés GPS-RTK complèteront ces données. Des capteurs de pression implantés dans la plage ainsi qu'un profileur de courant acoustique à effet Doppler (AWAC) au large, permettra d'enregistrer des données de vagues et de niveaux d'eau tout au long de l'expérimentation.

1.3 Originalité et portée scientifique du projet

Le projet expérimental du système Rolodune a été imaginé par M. Laurie Gauthier, qui l'a développé en observant la nature. Le but étant de créer une structure de dune permanente en se servant du vent, du courant et des vagues pour capter le sable. Aucun équivalent n'existe dans la littérature. La forme en « V » reproduit l'angle des billots de bois déposés par la marée, derrière lesquels il a pu observer une accumulation de sédiments. Ce système a pour vocation de diminuer l'énergie des vagues incidentes. Si le prototype s'avère efficace, et ce pour des conditions météo-marines particulières, il sera envisageable de proposer le développement de ce prototype à plus grande échelle pour protéger d'autres sections de côte du Québec maritime.

La portée scientifique de ce projet repose sur le suivi à haute résolution temporelle et spatiale d'une plage de sable soumise au climat froid-tempéré de la région de la Côte-Nord. Ce suivi permettra de quantifier des changements morphologiques de façon bimensuelle, ce qui a rarement été fait au Québec. Bien que certaines études aient à ce jour été réalisées au Québec (Didier *et al.*, 2017, Dider *et al.*, 2020), la majorité des études avec une telle résolution temporelle ont été réalisées en Australie, aux États-Unis ou encore en Europe en bordure de côtes océaniques (Farris et Jeffrey, 2007; Plant *et al.*, 2007; Ojeda, 2008; Segura *et al.*, 2018). Ce projet vient donc augmenter les connaissances sur la variabilité morphologique des plages avec un couvert de glace dans le cadre de l'évaluation d'un prototype de protection côtière. La portée scientifique s'étend également à la problématique de protection de la côte. En effet, dans un contexte où les effets négatifs des structures de protection réfléchives sont de plus en plus mis en avant par les études scientifiques (Lee *et al.*, 2014, Narayan et al., 2016, Al Imran, Nakashima et Kawasaki, 2017), il est d'autant plus important d'avoir des données quantitatives sur l'efficacité de nouveaux prototypes afin de développer de nouvelles solutions moins impactantes sur l'environnement naturel. Le prototype en question se veut non rigide et fait face à des sensibilités à l'érosion différentes, ainsi qu'à une exposition aux deux directions principales de vagues présentes sur le site d'expérimentation. Les résultats de cette recherche permettront d'établir si le

prototype remplit ses fonctions de limitation de l'érosion côtière avec les conditions hydrodynamiques propres aux sites d'expérimentation, ou bien dans le cas échéant, de proposer des modifications à apporter pour améliorer son efficacité. De plus, dans un contexte de changements climatiques, ce projet vient compléter les connaissances en ce qui concerne l'impact des conditions hydrodynamiques actuelles sur les plages estuariennes en milieux tempérés froids.

1.4 Présentation du mémoire

Le Chapitre II. de ce mémoire présente le cadre théorique. Le site d'étude sera présenté dans le Chapitre III. Le Chapitre IV. fait part de l'évolution rétrospective de la plage avant l'expérimentation. La méthodologie est détaillée dans le Chapitre V. Le Chapitre VI. est consacré aux conditions météo-marines et à l'évolution de la morphologie de la plage avant et pendant l'expérimentation tandis que le Chapitre VII. traite de l'interprétation des résultats, et de la discussion. Les recommandations et conclusions sur le système sont présentées dans le Chapitre VIII.

CHAPITRE II.

CADRE THÉORIQUE

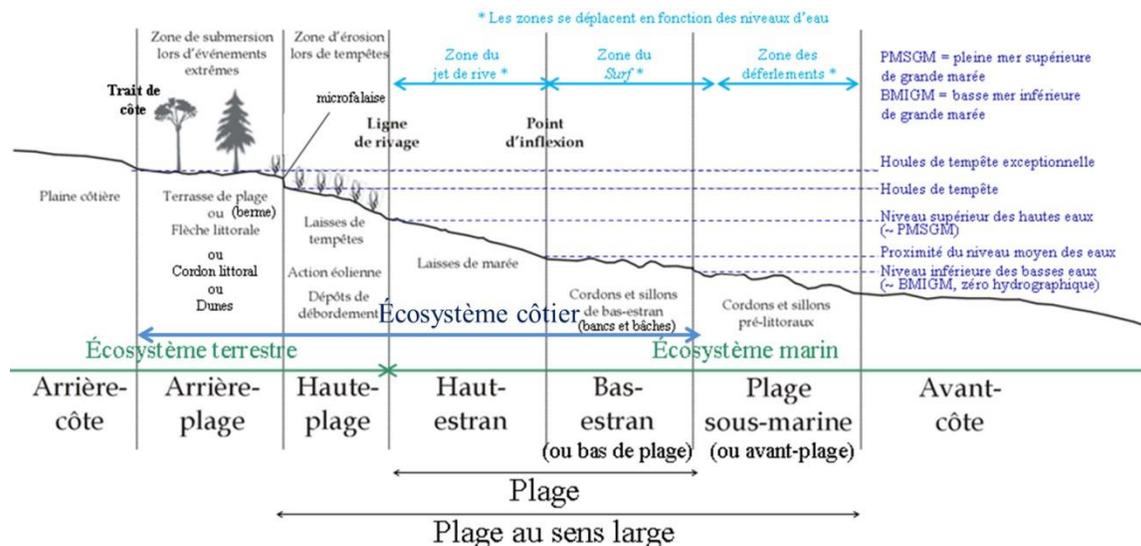
2.1 La zone côtière

2.1.1. Dynamique des plages sableuses

La côte est une zone dont la largeur varie, s'étendant de là où les vagues déferlent jusqu'à la limite d'action marine (dunes, sommet d'une falaise, marais, etc.). Elle consiste en un certain nombre de zones délimitées par différents éléments morphologiques (**figure 2**). C'est également là où se rencontrent et interagissent l'hydrosphère, l'atmosphère ainsi que la lithosphère. Elle est sujette à un large spectre de phénomènes, comme le changement du niveau marin, l'effet des marées, des vagues ou encore des courants marins, des variations de températures, de pressions atmosphériques et l'action des vents. Certaines côtes ont été façonnées par l'érosion, d'autres par déposition (Bird, 2008). Chaque plage se situe dans une cellule hydrosédimentaire, soit dans un compartiment de côte ayant un fonctionnement relativement autonome par rapport aux compartiments voisins (SDAGE, 2005). Leur limite peut parfois se déplacer ou bien la cellule peut recevoir ou perdre des sédiments au profit des cellules adjacentes selon les conditions environnementales. Du point de vue du transport sédimentaire, les limites de la cellule sont donc perméables par rapport à l'unité hydrosédimentaire qui est imperméable. Les limites correspondent généralement à une inversion des dérives littorales ou encore à un cap rocheux. Les cellules peuvent parfois être appelées sous-unités hydrosédimentaires (Drejza, Friesinger, et Bernatchez, 2014).

La zone d'arrière-plage est délimitée par le trait de côte (côté terre) et par le sommet de la microfalaise (côté mer) (Bird, 2008). Cette zone est submergée seulement lors d'évènements extrêmes. Le trait de côte correspond à la limite d'atteinte de submersion des évènements extrêmes. La haute plage se situe entre la base de la microfalaise et la ligne de rivage. Elle est exondée lors des marées basses et submergées lors des tempêtes annuelles

et en partie lors des marées hautes de vive eau. La ligne de rivage correspond au niveau d'atteinte des niveaux supérieurs des hautes eaux, correspondants environ aux pleines mers supérieures de grandes marées (PMSGM) et correspond généralement à la fin de la végétation dense du littoral. Le haut estran correspond à la zone du jet de rive et se situe entre les niveaux supérieurs des hautes eaux (PMSGM) et une rupture de pente (flexure) généralement à proximité du niveau moyen des eaux. Le bas estran se situe entre la flexure et le niveau des basses mers inférieures (Bird, 2008).



D'après Guilcher, 1954 ; Dubois, 1979 ; Bird, 2000 ; Davis & Fitzgerald, 2004 ; Fraser, 2005 ; Daigle *et al.*, 2006 ; Bernatchez & Quintin, 2007.

Figure 2. Profil de plage, (source : LDGIZC)

Une plage peut être composée de sédiments de différentes granulométries tels que du sable, des graviers ou des galets. Elle peut s'étendre du trait de côte jusqu'à la ligne de déferlement des vagues.

Il est important de définir les processus hydrodynamiques qui agissent sur la morphologie des plages, tels que les forçages engendrés par les vagues, les courants, les marées et le vent. Les vagues sont le principal agent responsable des mouvements sédimentaires côtiers, et donc de l'érosion et de l'accrétion côtières. La houle correspond aux vagues générées par le vent. La principale source d'énergie que reçoit la zone littorale

provient de la houle. Cette énergie transmise à la côte est un agent principal de la dynamique littorale (Héquette, 2001). Les vagues génèrent deux types de courants. On parle d'écoulements oscillatoires lorsqu'ils sont générés par la houle. En revanche, les courants que génèrent les vagues sont des courants résiduels, par exemple la dérive littorale, les courants de retour et les courants d'arrachements. Dépendamment des propriétés des vagues arrivant à la côte (hauteur, amplitude, période), leur énergie n'aura pas le même impact sur le transport sédimentaire. En effet, le sens du transport sédimentaire, transversal, vers la côte ou vers le large, conditionne la dynamique de la plage. Le transport sédimentaire se fait par deux modes : le transport par charriage et le transport par suspension. Le transport sédimentaire dépend des conditions de vagues, qui elles même varient selon les saisons. La variabilité saisonnière des conditions de vagues donne lieu à deux types de morphologies de plage : une hivernale et une estivale. En hiver, les vagues de forte énergie provoquent l'érosion de la plage et la formation de barres sur le bas de plage. Au contraire, le profil d'été est caractérisé par la remontée de sable sur le haut de plage par les vagues de faible énergie et la formation de bermes (Jabbar, 2016). Également, l'angle d'incidence des vagues et leur réfraction à la côte provoquent des courants unidirectionnels. Lorsque les vagues arrivent de façon oblique à la côte, celles-ci engendrent ce que l'on appelle une dérive littorale. Celle-ci peut alors transporter les sédiments parallèlement à la côte (Guilcher, 1954). Les courants de retour et sagittaux quant à eux déplacent les sédiments vers le large et favorisent la formation de croissant de plage ou de barres (Dehouck, 2006).

2.1.2. La ligne de rivage

La quantification de la variabilité morphologique d'une plage peut avoir son importance pour diverses raisons : pour la protection côtière, pour calculer le niveau de montée des mers, pour cartographier des zones à risques, pour de la recherche et de la surveillance côtière, etc. (Boak et Turner, 2005). Afin de quantifier l'évolution d'une plage dans le temps, le choix de l'indicateur est important. Comme le soulignent Farris et Jeffrey (2007), il est difficile et coûteux de calculer les changements dans le volume de sédiments pour de large sections de plage. Le changement de position du trait de côte

pourrait donc être un bon proxy pour faire part de la variabilité de toute la plage. C'est en effet la solution pour laquelle optent beaucoup d'auteurs : Farris et Jeffrey, 2007; Burningham et French, 2017; Hasiotis *et al.*, 2017; McSweeney et Shulmeister, 2018; Segura *et al.*, 2018. L'étude de la variabilité spatio-temporelle comprend plusieurs méthodologies qui seront discutées dans la partie suivante. Toutefois, avant de discuter des méthodologies utilisées, il est important de savoir quel indicateur utiliser. En effet, il existe nombre d'indicateurs pouvant référer au trait de côte. Boak et Turner (2005) ont fait une revue de littérature sur les différents indicateurs de trait de côte utilisés dans différentes études (**figure 3**).

- A Bluff top/cliff top
- B Base of bluff/cliff
- C Landward edge of shore protection structure
- D Seaward stable dune vegetation line
- E Seaward dune vegetation line
- F Erosion scarp
- G Storm/debris line
- H An old high tide water level
- I Previous high tide high water level

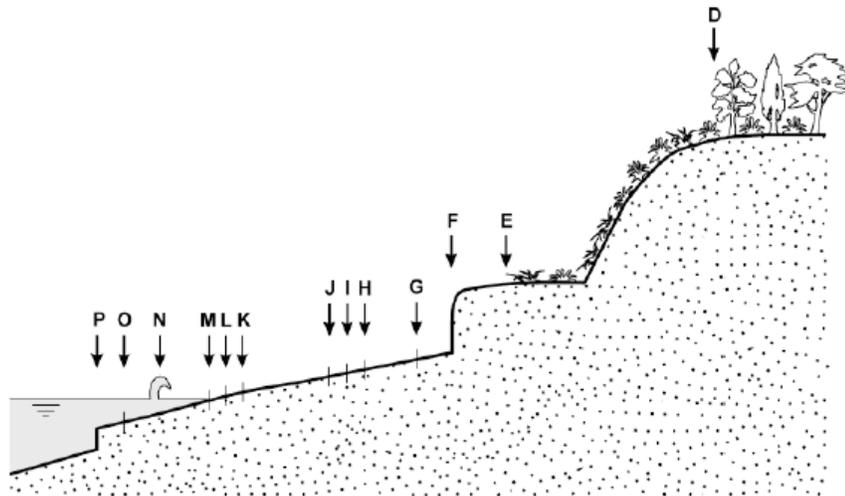
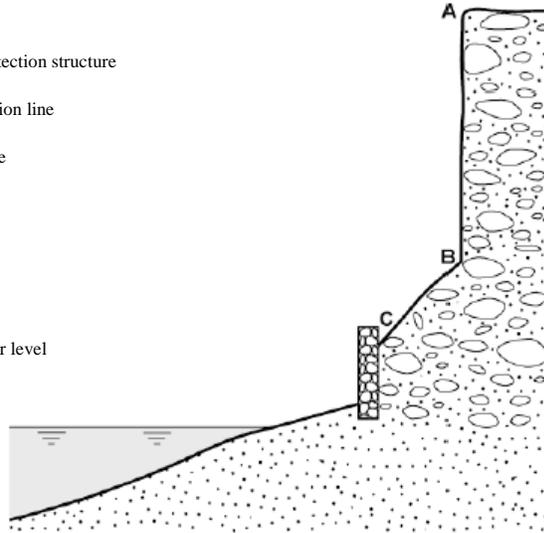


Figure 3. Illustration des indicateurs communément utilisés dans la littérature pour représenter le trait de côte (Boak et Turner, 2005)

On compte sur la figure ci-dessus (**figure 3**) 16 indicateurs différents. On comprend alors l'importance de bien définir ce qu'est le trait de côte pour ensuite être en mesure d'analyser sa variabilité spatio-temporelle. Il faut également s'assurer de pouvoir détecter

cet indicateur parmi les données disponibles. La technique dépendra du type de données accessibles (Boak et Turner, 2005). Le trait de côte peut se définir comme étant « la limite physique entre la terre et la mer » (Dolan *et al.*, 1980). Derrière cette définition en apparence simple se cachent plusieurs complexités. Cette limite est en effet en constante évolution, dû au transport sédimentaire parallèle et perpendiculaire à la côte dans la zone littorale et particulièrement à cause de la nature dynamique des niveaux d'eau au bord de la côte (vagues, marées, vagues de tempêtes, setup, runup, etc.). Cela nécessite donc la prise en compte d'un aspect spatio-temporel dans sa définition (Boak et Turner, 2005). L'important est surtout d'avoir une technique assez précise pour être en mesure de quantifier les variations de la limite choisie comme représentant le trait de côte.

La position du trait de côte à l'instant t ne représente pas nécessairement adéquatement les conditions « moyennes » ou « normales » et peut donc engendrer une certaine erreur (Smith et Zarillo, 1990; Morton, 1991; List et Farris, 1999). On peut également analyser le trait de côte à une échelle temporelle légèrement plus grande, pour un cycle de marée par exemple, pendant lequel la position verticale et horizontale du trait de côte pourrait varier entre quelques centimètres et plusieurs mètres, dépendamment de la pente de la plage, du marnage, et des conditions météo-marines (Boak et Turner, 2005). Enfin, à une échelle de plusieurs dizaines d'années, la position du trait de côte peut varier d'une centaine de mètres ou plus (Komar, 1998). Il ne faut pas non plus négliger la variabilité de ces paramètres le long de la côte. Pour être en mesure de quantifier la variabilité de tous ces facteurs, il faut donc s'assurer d'utiliser la méthode adéquate.

2.2 Méthodes pour quantifier l'évolution des plages

Les approches méthodologiques utilisées par les géographes pour quantifier la variabilité morphologique d'une plage ou du trait de côte sont relativement diverses. Parmi elles, on peut citer : suivi historique du trait de côte par photos aériennes ou par cartes numérisées (Zviely *et al.*, 2009; Burningham et French, 2017), suivi du profil vertical de la plage au DGPS (Differential Global Positioning System) ou au LiDAR (Light Detection And

Ranging) (Baptista *et al.*, 2008; Yates, Guza et O'Reilly, 2009; Silveira *et al.*, 2013), suivi par caméras vidéo (Plant et Holman, 1997; Uunk, Wijnberg et Morelissen, 2010; Blossier *et al.*, 2016; Didier *et al.*, 2017; Segura *et al.*, 2018).

Toutes ces méthodes visent à quantifier le recul ou l'avancée du trait de côte (en mètre par unité de temps) par rapport à une ligne de référence qui peut être définie de manière différente selon l'objectif de l'étude. L'échelle de temps à laquelle est étudiée la variabilité de sa position peut également varier d'une échelle journalière à une échelle mensuelle ou pluriannuelle (Phillips *et al.*, 2017).

Détection du trait de côte par images aériennes / cartes numérisées

Afin d'évaluer le recul du trait de côte par images aériennes ou par cartes numérisées, la première étape est de cartographier le trait de côte manuellement (impliquant une certaine marge d'erreur). Les taux de recul sont mesurés avec des outils tels que l'extension DSAS (Digital Shoreline Analysis System) dans le logiciel ArcGIS 10.5.1., qui permet de calculer une distance entre deux lignes différentes le long d'un transect (Burningham et French, 2017). Les intervalles auxquels est calculée cette distance varient selon les auteurs. En effet, ceux-ci préconisent des intervalles plus ou moins petits en fonction des figures morphologiques qu'ils veulent (ou non) prendre en compte (telles que des croissants de plage, mesurant une dizaine ou une centaine de mètres). D'autres approches existent, telles que celle utilisée par Zviely *et al.* (2008), qui consiste à tracer un polygone dont les limites inférieures et supérieures sont respectivement une ligne fixe (définie par l'auteur) et le trait de côte. L'aire du polygone est ensuite calculée et comparée à celle des autres polygones. Ainsi, la variabilité de l'aire du polygone représente les fluctuations dans la distance entre le trait de côte et la ligne de référence fixe.

Ces méthodes permettent aux chercheurs et chercheuses d'analyser à l'échelle de plusieurs dizaines d'années, voire de centaine d'années (Zviely *et al.*, 2009) grâce aux photos aériennes prises à l'époque où les sites d'étude n'étaient pas encore équipés de multiples instruments de mesure. Toutefois, la qualité des photos ne permet pas toujours une résolution spatiale optimale, impliquant ainsi des marges d'erreur pouvant être relativement

élevées (par exemple une erreur quadratique de 13 m pour les photos antérieures à 1990 dans Burningham et French (2017)).

Caractérisation par levés GPS-RTK

Les levés au GPS-RTK permettent de caractériser la section de la plage émergée à marée basse, mais aussi celle dans la zone pré littorale peu profonde. Cela consiste généralement à faire des profils perpendiculaires à la plage, séparés par une distance variant selon les études, et selon le type de formes morphologiques en présence (par exemple, avec la présence de croissant de plage, l'intervalle était de 10 m contre 20 m lorsqu'il n'y a pas de croissants dans Sá-Pires *et al.*, 2004). Certains sites d'étude sont suivis depuis plusieurs années. Les profils sont parfois prédéfinis et permettent un suivi continu et régulier dans le temps. Afin de caractériser les changements à courts et à moyens termes, les périodes de levés peuvent varier de journalières à mensuelles. Elles peuvent être effectuées à pied ou bien assistées de véhicules tout terrain (Sá-Pires *et al.*, 2004; Yates, Guza et O'Reilly, 2009). Certains des levés DGPS sont complétés par des levés bathymétriques (Sá-Pires *et al.*, 2004; Yates, Guza, et O'Reilly, 2009; Yates *et al.*, 2011), des profils parallèles à la plage ou encore par le calcul du volume de la plage (Sá-Pires *et al.*, 2004; Silveira *et al.*, 2013). Certains auteurs considèrent que l'évolution du trait de côte peut être un bon proxy pour quantifier la variation du volume de la plage (Farris et Jeffrey 2007; Robinet *et al.*, 2016; Davidson *et al.*, 2017). Lorsque les profils sont réalisés avec un intervalle spatial relativement faible (tous les mètres ou moins), cela peut permettre de réaliser des modèles d'élévations (Silveira *et al.*, 2013).

Détection du trait de côte par images vidéo

Les méthodologies utilisées pour détecter le trait de côte à partir d'images vidéo sont toutes basées sur les mêmes grandes étapes, dans lesquelles chaque étude a ses propres caractéristiques. Ces étapes sont les suivantes :

1. Enregistrements vidéo à partir d'une ou plusieurs caméras installées sur le ou les sites d'études, filmant soit par tranche de 10 minutes par heure (Uun, Wijnberg, et

Morelissen, 2010; Vouskoudas *et al.*, 2011; Segura *et al.*, 2018), soit avec une ou plusieurs images par heure (Almar, Senecha, et Giovanni, 2008; Phillips *et al.*, 2017) ou bien en continu pendant les heures de jour (Didier *et al.*, 2017).

2. Création d'un TIMEX (image d'une vidéo moyennée) à partir de vidéos de 5 ou 10 minutes (Vouskoudas *et al.*, 2011; Uunk, Wijnberg, et Morelissen, 2010; Didier *et al.*, 2017).

3. Correction des images (en raison de la torsion de la lentille) et géorectification afin de leur attribuer des coordonnées en x et en y (Vouskoudas *et al.*, 2011; Didier *et al.*, 2017; Segura *et al.*, 2018).

4. Détection du trait de côte à partir de l'analyse des pixels de l'image. Le ratio entre les couleurs bleues, vertes et rouges est calculé et le maximum d'intensité correspond à la position du trait de côte. La limite se trouve donc entre le sable et l'eau (Uunk, Wijnberg, et Morelissen, 2010; Almar *et al.*, 2012; Didier *et al.*, 2017; Segura *et al.*, 2018), ou parfois entre le sable mouillé et le sable sec (Morris *et al.*, 2007). La détection est réalisée soit pour un cycle de marée complet (Plant et Holman, 1997; Morris *et al.*, 2007) soit pour la marée montante uniquement (Morris *et al.*, 2007; Didier *et al.*, 2017).

Les caméras vidéo permettent une acquisition de données avec une grande résolution temporelle. Elles permettent en effet d'obtenir des données journalières, donnant ainsi la possibilité aux chercheurs et chercheuses d'analyser les changements morphologiques de la plage autant sur le long terme que pour des évènements précis, comme des évènements de tempête. La précision des images produites est relativement élevée (se rapprochant près de la caméra à la précision d'un levé LiDAR) comme le montre Didier *et al.* (2017).

Modélisation de la variabilité d'une plage

Prédire l'impact potentiel d'une séquence de tempêtes extrêmes sur la résilience côtière et sur la vitesse de rétablissement des plages est un objectif fondamental pour les scientifiques et les ingénieur.e.s côtiers. Certains modèles peuvent permettre de prédire la variabilité de la ligne de rivage sur une échelle annuelle, incluant la prédiction du potentiel impact d'une

séquence de tempêtes et du rétablissement subséquent de la plage (Davidson *et al.*, 2017). Les modèles d'équilibre, eux, sont liés aux changements d'état de la plage en réponse aux variations rapides de régime des vagues. Les modèles peuvent rendre compte d'une séquence de tempêtes et requièrent un temps de calcul restreint (Yates *et al.*, 2011). Les modèles sont développés à partir de données de vagues enregistrées sur plusieurs années. Ils sont régis par des équations dont les paramètres principaux sont : l'énergie des vagues (E), le déséquilibre de l'énergie des vagues (ΔE), la localisation du trait de côte (S) ainsi que la vitesse de chute ($\Delta\Omega$) (Yates, Guza, et O'Reilly, 2009; Yates *et al.*, 2011; Davidson *et al.*, 2017). D'autres modèles tels que celui de Robinet *et al.* (2016) prennent en compte le régime météorologique par saison, corrélé à la position du trait de côte (préalablement établi par des levés GPS-RTK). La tendance au long terme de la série temporelle simulée est ensuite retirée afin d'analyser seulement la variabilité interannuelle (Robinet *et al.*, 2016).

Dans une optique de protection côtière, ces méthodes peuvent servir à quantifier les effets d'ouvrages de protection sur la géomorphologie des plages. En effet, le type et la forme des infrastructures vont conditionner la réponse morphodynamique de la plage.

2.3 Effets des ouvrages de protection sur la géomorphologie des plages

Les ouvrages de protection côtière sont divers dans leur forme et leur matériau et leur fonctionnement. Leur classification peut parfois être difficile lorsqu'ils tendent à être versatiles. La classification suivante distingue les structures longitudinales, en particulier les solutions dites « rigides ». Il en va ensuite des solutions dites « douces ». Les solutions « rigides » ont généralement pour but de fixer la ligne de rivage, tandis que les méthodes douces sont conçus pour travailler avec la nature en intégrant les dynamiques naturelles du littoral et la mobilité de la ligne de rivage (Atlantic Network for Coastal Risks Management, Overview of soft coastal protection solutions, 2017). Le système Rolodune, sujet principal de ce mémoire, sera présenté dans une section apart.

2.3.1. Infrastructures longitudinales

Bernatchez *et al.* (2008) montre la relation directe entre la présence d'ouvrage de protection et le déficit sédimentaire associé. L'artificialisation du littoral conduit au déséquilibre sédimentaire des plages (Bernatchez *et al.*, 2008). Les côtes artificielles ont un trait de côte qui ne peut migrer latéralement. Par conséquent, c'est le haut estran qui s'érode, dans sa largeur, mais aussi verticalement (Bernatchez et Fraser, 2012). La présence d'un mur vertical provoque la réflexion des vagues mobilisant les sédiments en direction du large, ce qui résulte en une perte nette (Bernatchez *et al.*, 2008; Hedge, 2010). Bien qu'une structure de protection puisse diminuer le recul du trait de côte, le déficit sédimentaire qui en découle directement en avant et en bordure des ouvrages augmente la vulnérabilité des plages aux événements de tempête (Bernatchez *et al.*, 2011). Si le bilan sédimentaire de la plage est trop faible, celle-ci ne pourra plus absorber l'énergie des vagues pendant les événements de tempêtes et donc diminuer leurs impacts. De façon naturelle, les profils de plage ont tendance à s'aplatir au niveau de la zone de surf, formant ainsi des barres au large avec les sédiments remobilisés. (**figure 4**) (Dean 1986).

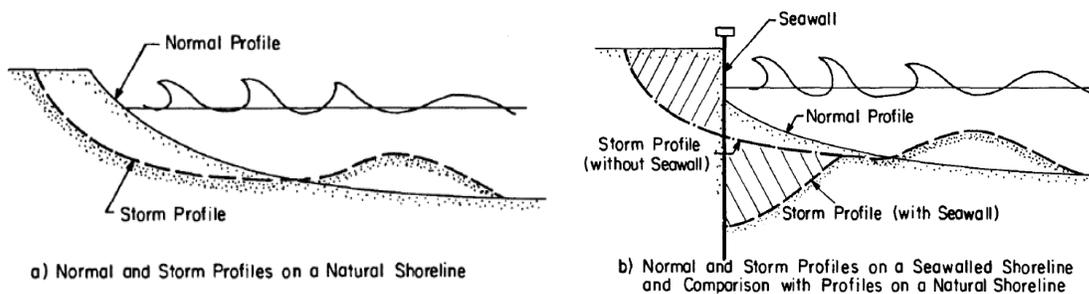


Figure 4. Comparaison de profils de plage normaux avec des profils de tempêtes avec mur de protection (a) et sans (b). (Dean, 1986).

De plus, les coûts d'entretien de ces structures de protection sont augmentés par la destruction progressive des matériaux à cause de l'affouillement qui se crée à leur base (Taborda, R., Magalhães, F., Ângelo, C., 2005 dans Zimmermann C., Dean R.G.,

Penchev V., Verhagen H.J. (eds)). Hedge (2010) décrit les structures rigides comme dispendieuses, non écoresponsables et généralement massives en taille.

Lorsque l'on construit un mur vertical sur une plage sujette à de l'érosion, on cherche à contrer les conséquences de l'érosion, soit la perte de sédiment et le recul du trait de côte, et non pas la nature même du problème. On doit donc s'attendre à ce que l'érosion continue malgré la présence du mur. On observe alors la disparition progressive de la plage du côté mer du mur : on parle d'érosion passive. En revanche, lorsque la présence d'un mur accentue la réflexion des vagues et augmente donc la vitesse à laquelle la plage disparaît, on parle d'érosion active (Dean, 1986; Pilkey et Wright, 1988; Nordstrom, 2014). Lorsque les sédiments sortent de la cellule hydrosédimentaire, on parle alors de perte pour le système littoral (Dean, 1986). La construction de mur de protection sur le bas de plage en érosion stoppe l'apport sédimentaire (McCormick *et al.*, 1984 *in* Pilkey et Wright, 1988). Pour compenser, le sable provient des plages adjacentes, causant ainsi plus d'érosion sur celles-ci que s'il n'y avait pas de mur de protection (Walton et Sensabaugh, 1979; Dean et Maurmeyer, 1983 *in* Pilkey et Wright, 1988). Lorsque les murs de protection sont isolés, un des problèmes documentés par Pilkey et Wright (1988) est l'effet de bout, soit l'érosion présente à chaque extrémité du mur. Cette érosion force les propriétaires voisins à eux aussi construire un mur de protection pour limiter l'érosion due au premier mur (Pilkey et Wright, 1988).

La réponse des plages face aux murs de protection peut être très variable en fonction du type de côte ou des conditions hydrodynamiques (Pilkey et Wright, 1988). Cependant de manière générale, d'après une étude menée sur la côte est des États-Unis et à Puerto Rico dans plus de 34 communautés, Pilkey et Wright (1988) montrent que plus la stabilisation à l'aide de mur de protection est dense le long de la côte, plus étroites sont les plages.

La relation entre submersion et côte artificialisée est également significative lorsque l'on s'intéresse aux événements de tempêtes ayant engendré de hauts niveaux d'eau et des dommages aux résidences et bâtis (Didier *et al.*, 2015). En outre, il existe une relation positive entre la submersion de l'arrière-plage et les taux de déficit sédimentaire

(Bernatchez *et al.*, 2011). En effet, ces déficits signifient que la largeur et la hauteur du haut estran sont réduites. Ces points de faiblesses correspondent aux portions de côte aménagées avec des structures rigides verticales. Les relations entre les structures rigides verticales et la submersion sont donc non négligeables (Bernatchez *et al.*, 2011).

2.3.2. Infrastructures douces de restauration côtière

2.3.2.1. Recharge de plage

La recharge de plage consiste à nourrir en sédiment le système côtier en érosion. Une fois rehaussée, la capacité de la plage à dissiper l'énergie des vagues est augmentée, ce qui permet de réduire l'effet des tempêtes et de protéger les structures à proximité. Les sédiments, une fois déposés sur la plage, vont être remaniés et déplacés sous l'effet des courants et des vagues (Dean, 2003; Bird et Lewis, 2015). L'ajout de végétaux peut également aider à capter et stabiliser les sédiments ajoutés (Bachand et Comptois, 2016). Nourrir la plage en sédiment consiste à placer de grandes quantités de sable de bonne qualité sur la partie sèche de la plage. Le dépôt sur la partie sèche de la plage génère de manière générale l'élargissement de la berme en direction de la plage, et le rechargement en sédiment de la dune stabilise la dune elle-même en augmentant sa hauteur et son volume, tout en améliorant la valeur de son habitat (Pinto et Silveira, 2018). Ajouter des sédiments au système plage-dune (dans la portion active de la plage) via une recharge peut contribuer au rétablissement partiel ou total du budget sédimentaire côtier à un endroit donné pendant une période de temps donnée (Pinto et Silveira, 2018). Les plages gardent leur état naturel tout en devenant plus résilientes aux aléas côtiers. Leurs valeurs esthétiques et récréotouristiques sont donc ainsi également préservées (Bachand et Comptois, 2016).

Les recharges peuvent être utilisées dans des situations d'urgence comme une solution locale et de courte durée (par exemple après un événement de tempête), ou bien à l'échelle régionale avec une stratégie de gestion à long terme (atténuation d'érosion ou de vulnérabilité à la hausse du niveau marin) (Hamm *et al.*, 2002; USAID, 2009). D'après les plus vieilles sources de données, la première recharge remonterait au début des années 1920

aux États-Unis, aux années 50 au Royaume-Uni, et à 1950 au Portugal (Hamm et al., 2002). S'en suivirent l'Allemagne en 1951, puis d'autres pays d'Europe tels que la France (début des années 1960), la Belgique et l'Italie (fin des années 1960), les Pays-Bas (1970), le Danemark (1974) et l'Espagne (début des années 1980). En 2002, la proportion totale de recharge en Europe s'élève à 28 millions de m³, ce qui représente environ le même volume que celui pour les projets fédéraux aux États-Unis. Cependant, il est à noter que le degré d'expérience entre chaque pays est très variable (plusieurs dizaines voire centaines de recharges en Allemagne, Espagne et Pays Bas, comparativement à l'unique recharge ayant été entreprise actuellement en Irlande) (Hamm *et al.*, 2002).

Au Québec, le recours aux recharges de plage est encore peu exploité. Plusieurs facteurs peuvent expliquer l'hésitation de la population à se tourner vers ces techniques douces comme solution aux problèmes d'érosion côtière. Parmi eux, on peut citer : le manque de connaissances concernant le fonctionnement et la mise en œuvre des recharges, l'entretien récurrent nécessaire, les investissements que cela implique et le doute quant aux résultats attendus. Pourtant, des analyses coûts-avantages montrent que les solutions douces telles que les recharges de plages sont plus avantageuses que les ouvrages de protections rigides (Tecsult, 2008; Circé, 2015). Dans un objectif de protection des berges, les recharges ainsi que la revégétalisation sont souvent considérées comme dispendieuses, en particulier à cause de l'entretien requis par la suite. Pourtant, d'après Roche (2011), le coût d'un enrochement serait de 7 000\$/m linéaire.

La faisabilité de ce type d'intervention dépend de paramètres géomorphodynamiques tels que l'érosion sur le long terme, le degré d'exposition de la plage, sa localisation, sa longueur, les sources sédimentaires ainsi que les vitesses de transport sédimentaire longitudinal et transversal. Elle est également contrôlée par les conditions de vagues, de marées et de courants. De même, un certain nombre de facteurs peuvent influencer le comportement et l'évolution d'une recharge de plage : la taille des grains, la présence d'infrastructures côtières, l'existence de recharge de plage sur des plages adjacentes ou

encore les variations de l'orientation du trait de côte (Davis, Wang et Silverman, 2000). Le degré de succès de la recharge de plage est donc spécifique à chaque site.

2.3.2.2. Tubes géotextiles

La technologie des tubes géotextiles a évolué d'une solution alternative pour devenir aujourd'hui une solution efficace et répandue. Ils sont utilisés comme solution à plus ou moins long terme ou bien comme solution d'urgence et agissent comme des brise-vagues. Combiné à la turbulence hydrodynamique qu'ils créent, cela permet au sable de se déposer le long de la côte et ainsi de ralentir ou de stopper l'érosion. Les tubes peuvent être positionnés le long de la ligne de rivage, être incorporés à une dune artificielle ou encore être placés dans l'eau pour servir de jetées ou d'épis (Mitra, 2015). Un des avantages des tubes géotextiles est la possibilité de modifier leur installation pour s'adapter aux réponses morphologiques de la plage. Les tubes sont composés de tissus géosynthétiques de hautes résistances qui laissent passer l'eau à travers des pores tout en retenant le matériel qui le remplit (**figure 5**).



Figure 5. Exemple d'un tube géotextile de protection côtière (Alvarez et al., 2007 dans Oyegbile et Oyegbile, 2017)

Ils sont aujourd'hui largement utilisés, car ils demandent peu en termes de temps, de coût et de durée de construction et d'installation (Lee *et al.*, 2014). C'est une structure imperméable,

remplie de sable ou bien de matériel dragué à proximité du site. La conception du tube peut se faire avec un tube interne ou externe. Le tube interne peut être fait de polypropylène ou de polyéthylène tissé ou non-tissé, qui agit comme un filtre pour retenir le matériel de fine granulométrie. Une doublure extérieure, tissée et de haute résistance, fabriquée en polyester, est ajoutée pour retenir le poids du matériel qui remplit les tubes ainsi que pour la résistance à la pression lors du remplissage jusqu'à atteindre la hauteur de tube souhaitée. Son diamètre et sa longueur dépendent des conditions du site où il va être installé. Lors de la conception, il faut également tenir compte de la résistance à l'exposition aux rayons UVs, à l'abrasion, aux déchirures, etc. (Shin et Kim, 2016). Afin de contrer à la détérioration du textile dû aux rayons UVs, Imran, Nakashima et Kawasaki (2017) proposent de recouvrir les tuyaux par une cimentation de sable utilisant la méthode de précipitation des carbonates induite de façon microbienne (MICP). De cette façon, la surface du tube géotextile ne s'abîmera pas et la côte continuera d'être protégée (**figure 6**).

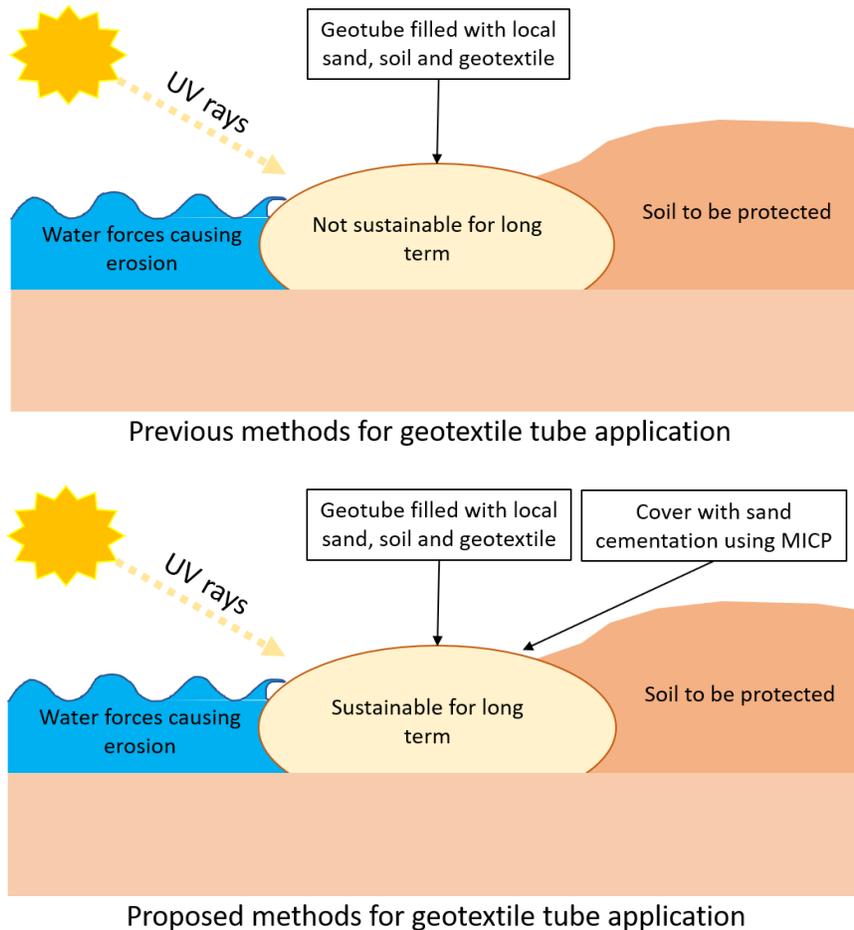


Figure 6. Méthode de protection côtière avec cimentation de sable proposée par Imran, Nakashima et Kawasaki (2017), image modifiée

Un exemple d'application a eu lieu sur la côte nord de Yucatan, au Mexique. Ils ont choisi d'installer des tubes géotextiles submergés dans une plage sableuse afin de dissiper les vagues incidentes ainsi que de préserver l'équilibre dynamique de la ligne de rivage. L'expérience montre une réelle efficacité quant à l'accrétion observée au bout de 18 mois (+0,45 m à +0,90 m) (Lee *et al.*, 2014).

2.3.2.3. Description du système Rolodune

Le système Rolodune est un prototype placé sur la partie supérieure de la plage (**figure 7**). Il consiste en un assemblage de tuyaux longs de 6 m avec un diamètre de 0,75 m. Le matériau utilisé est du Polyéthène Haute Densité (P.E.H.D). Les tuyaux ont une double paroi et sont percés de trois trous rectangulaires. Les ouvertures, orientées vers le haut une fois les Rolodunes placés, mesurent 61 x 45 cm. Les tuyaux sont raccordés ensemble par des coudes d'un angle de 22,5°, donnant à la structure générale une forme légèrement en dents de scie (**figure 8**). Le détail des plans ainsi que les schémas conceptuels des Rolodunes se trouve dans les Annexe 1. Sources d'inspiration et croquis du concepteur, M. Laurie Gauthier (Mai 2017) et Annexe 2 : Plans des Rolodune.

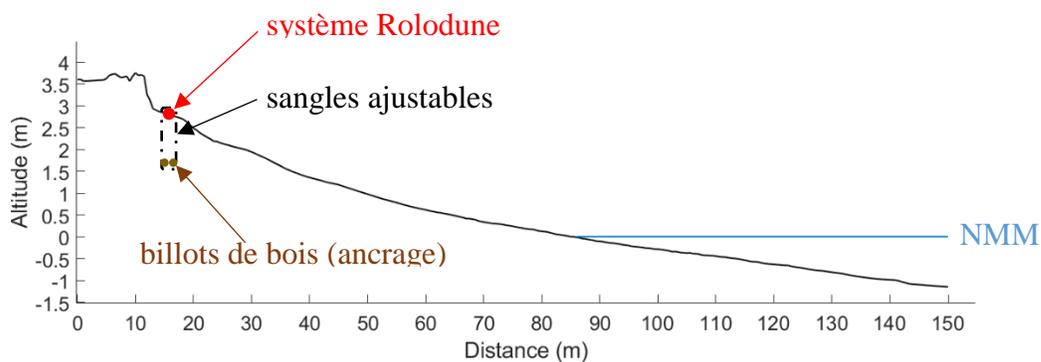


Figure 7. Profil de plage datant du 27/06/2017 avec position du système Rolodune (site 3) avec le niveau moyen des mers (NMM)



Figure 8. Photos des rolodunes prises en mai 2018

L'ancrage du système se fait par des billots de bois (deux troncs pour chaque tuyau), enterrés à 1,2 m de profondeur et attachés aux rolodunes par quatre sangles ajustables (avec un cliquet mécanique) (**figure 9**). Une fois les billots posés dans le fond de la tranchée, celle-ci est remblayée avec les matériaux d'excavation, puis compactée à l'aide d'une pelle mécanique. Les tuyaux des Rolodunes sont ensuite posés en surface. Lorsqu'ils sont remplis d'eau et de sable, les Rolodunes peuvent peser jusqu'à 3 tonnes.



Figure 9. Mise en place de l'ancrage des Rolodunes

Un site est composé de huit unités. Un bouchon vient fermer les tuyaux à chaque extrémité. Lors de l'installation, des rangées de sapins ont également été fixées en arrière des Rolodunes : une directement derrière la structure, qui suit donc sa forme en dent-de-scie, et une plus en arrière, parallèle aux tuyaux. Au niveau des coudes, un sapin est placé perpendiculairement aux Rolodunes, entre les deux rangées de sapins. Ces rangées de sapins (**figure 10F**) servent à retenir le sable lorsque les vagues passent au-dessus des tuyaux, par exemple lors de grandes marées et des tempêtes. Avec le temps, les tuyaux seront réajustés grâce aux sangles pour maintenir leur position. L'installation des Rolodunes s'est effectuée durant la période du 16 au 26 juin 2017 (**figure 10**).



Figure 10. Prise de vue pour l'évolution des travaux des sites 1 et 2, entre le 16 et le 26 juin 2017 dans le secteur de la pointe Paradis, municipalité de Pointe-Label

L'objectif du système Rolodune est de recréer un profil de plage en équilibre. L'équilibre dynamique de la plage décrit la tendance de la géométrie de la plage à fluctuer autour d'un équilibre, qui lui aussi change avec le temps, mais beaucoup plus lentement (Dean, 2005). La forme en dents de scie du système Rolodune devrait capter et retenir les sédiments en transit et atténuer significativement l'énergie. Le rehaussement de la plage par ce système devrait limiter le recul de la ligne de rivage en favorisant l'accumulation de sédiment en arrière de la structure.

CHAPITRE III.

DESCRIPTION DE LA ZONE D'ÉTUDE

3.1. Localisation du site d'étude

La pointe Paradis fait partie de la péninsule de Manicouagan, sur la Côte-Nord de l'estuaire maritime du Saint-Laurent au Québec, Canada (**figure 11**). La péninsule, délimitée à l'ouest par la rivière aux Outardes et à l'est par la rivière Manicouagan, se trouve dans un climat tempéré froid et est soumise aux processus glaciels qui peuvent avoir un impact considérable sur l'évolution de sa morphologie (Bernatchez et Dubois, 2008). Cette unité primaire est subdivisée en quatre cellules définies par les dérives littorales principales (Bernatchez, 2003). La pointe Paradis fait partie de la cellule hydrosédimentaire de la pointe Paradis, à l'Est de la péninsule (**figure 11**). Le prototype Rolodune a été implanté en juin 2017 sur trois sites présentant des niveaux de sensibilité à l'érosion ainsi qu'une exposition aux vagues différentes, dans le secteur de la pointe Paradis dans la municipalité de Pointe-Label. Ce secteur d'étude ainsi que ses conditions hydrodynamiques ont déjà fait l'objet d'une publication en 2017 (Didier *et al.*, 2017). Le site 1 est le plus à l'est, à l'est de la pointe (**figure 12**). Il est orienté est-sud-est et fait face à de forts taux d'érosion. Le site 2 est également situé à l'est de la pointe, à 17 m à l'ouest du site 1. Il est orienté est-sud-est et fait également face à des taux d'érosion relativement élevés. Enfin, le site 3, le plus à l'ouest, est situé sur la pointe. Il est orienté sud-sud-est et fait face à de faibles taux d'érosion relativement aux sites 1 et 2. Malgré la proximité des sites 1 et 2, ces derniers seront considérés dans ce mémoire comme deux sites différents, en cohérence avec les plans de conception, ainsi que pour apporter des conclusions sur chaque structure individuelle mise en place dans la plage.

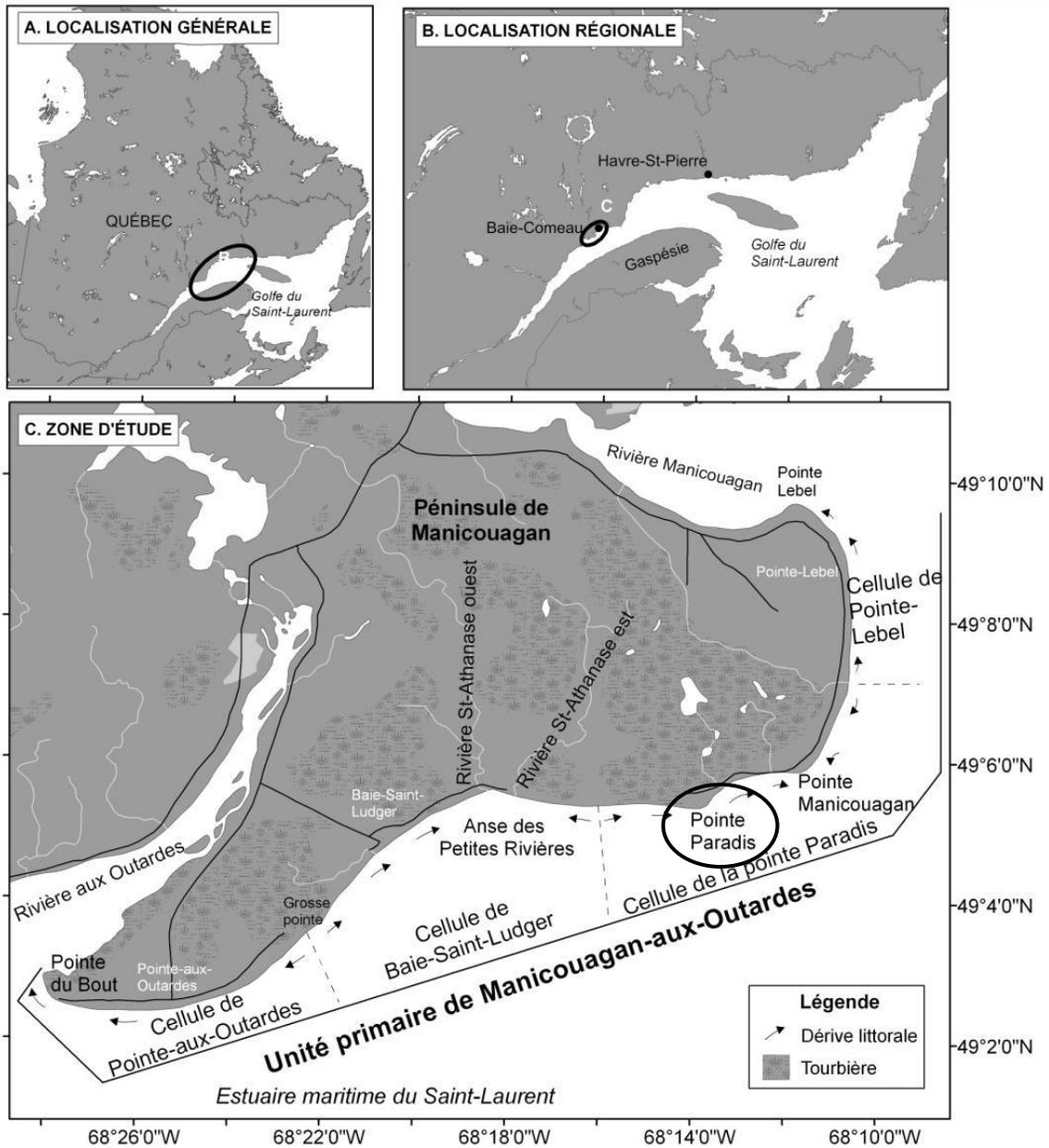


Figure 11. Localisation de la cellule hydrosédimentaire de la pointe Paradis (Bernatchez, 2017)

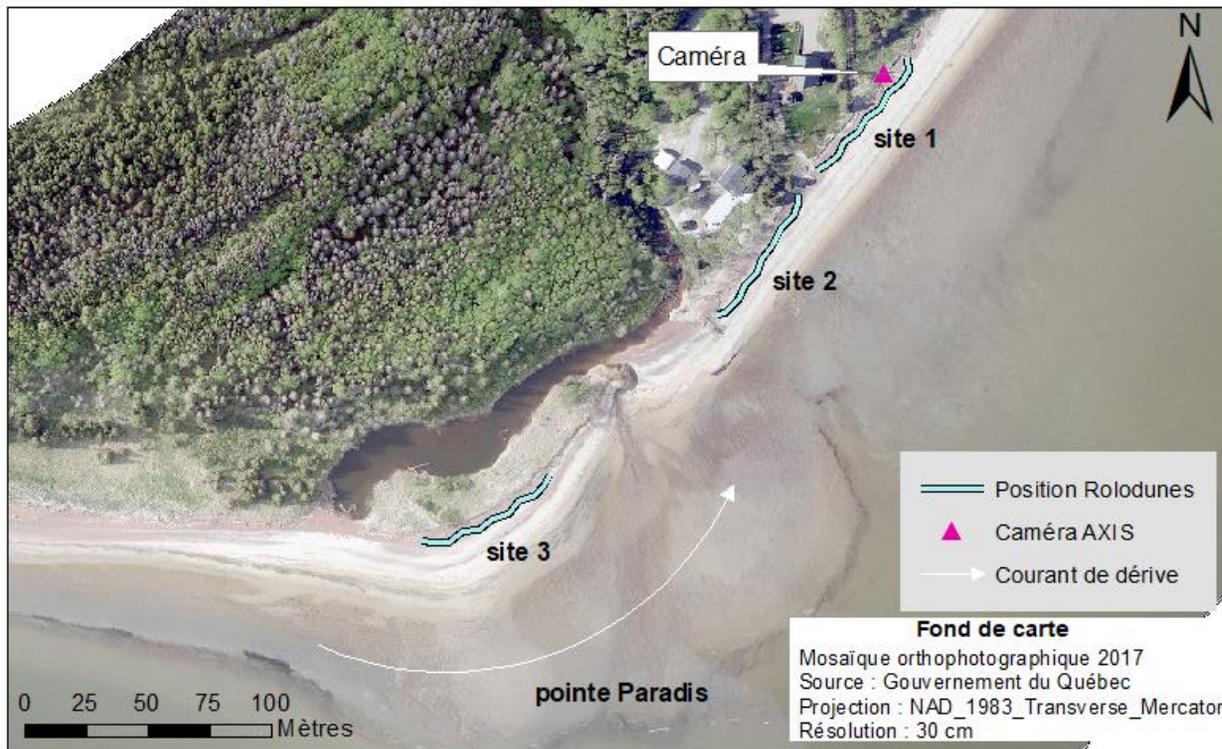


Figure 12. Localisation des trois sites des Rolodunes sur la pointe Paradis

3.2. Contexte géomorphologique

La pointe Paradis a déjà fait l'objet de plusieurs recherches, notamment par Van Wierts en 2012 et Bernatchez entre 1995 et 2003 (Bernatchez, 2003) et en 2019. Ceci nous permet de faire un récapitulatif des caractéristiques relativement récentes du site. Pour l'ensemble de la cellule de pointe Paradis, la largeur de la plage mesurée lors de la caractérisation générale de la disponibilité sédimentaire par Van Wierts (2012) à une moyenne de 20,3 m (min : 0,4 m, max : 39,7 m) en 2010. Le volume du haut estran est en moyenne de 25,6 m³/m de plage et l'Indice de Bilan Sédimentaire (IBSP) oscille entre 0 et 63,7 avec une moyenne de 24 (Van Wierts, 2012) (**figure 13**). Par le sens de la dérive d'ouest en est, les sédiments de la pointe Paradis sont très probablement transportés jusqu'au ruisseau situé à l'est de la pointe, puis accumulés sur la plage de l'anse à la Peinture, à l'est de la pointe Paradis (Van Wierts, 2012).

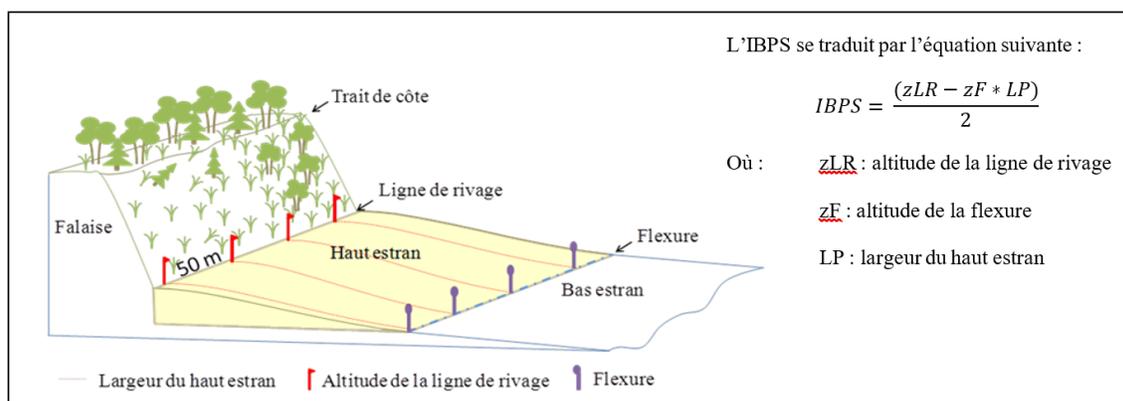


Figure 13. Calcul de l'indice IBSP (tiré de Van Wierts, 2012)

La largeur moyenne de la plage de la pointe Paradis est passée de 29 m en 1931 à 38 m en 1965, puis à 23 m en 1996 et enfin à 15 m en 2016. Il semble donc avoir un déficit sédimentaire de la pointe Paradis sur le long terme. Selon Bernatchez, Dolle, et Friesinger (2019), ce déficit serait dû à une réduction de l'apport sédimentaire de la falaise dans le secteur amont de la cellule hydrosédimentaire en raison de sa stabilisation. En 2010, 32 % de la longueur de la ligne de rivage de la cellule hydrosédimentaire de la pointe Paradis était anthropisée par des enrochements ou des brises lames. Ces infrastructures ont été implantées afin de réduire l'érosion côtière qui, sur la Côte-Nord en général, résulte de

processus divers qui peuvent varier en fonction des saisons. Les principaux processus affectant cette partie de la côte sont la suffosion ainsi que les glissements superficiels en bordure de la falaise alors qu'en bordure des terrasses de plage, se trouvant par endroit au pied de la falaise, l'action des vagues est le principal agent morphologique (Bernatchez et Dubois, 2004; Dolle, Bernatchez et Friesinger, 2020).

3.2.1. Conditions hydrodynamiques

Au niveau de la pointe Paradis, les marées sont semi-diurnes et méso-tidales, variant entre 3 et 4,3 m (entre 1,2 m et 2,4 m en altitude géodésique, car le niveau moyen de l'eau est de 1,8 m), et allant jusqu'à 4,9 m pendant les marées de vives-eaux (3,1 m d'altitude géodésique) (Didier *et al.*, 2017). Durant l'année, les vents incidents alternent entre les directions sud-est et sud-ouest. On retrouve dans la direction des vagues incidentes, ces deux directions prédominantes : est-sud-est au printemps-été et sud-ouest en automne-hiver, comme nous le verrons en détails dans la partie 6.1.1. Les vagues au large ont une hauteur moyenne annuelle de 0,51 m avec une période moyenne annuelle de 4,27 s.

La pointe Paradis est composée d'un bas estran de sable fin dont la batture mesure jusqu'à 3,5 km et d'un haut estran dont la pente est relativement abrupte, caractéristique d'une plage réfléchive (Bernatchez, 2003). Cette complexité de forme, qui se traduit par une plage dissipative avec haut estran réfléchif, se retrouve rarement dans les études de cas que l'on peut voir dans la littérature (Andriolo *et al.*, 2018).

CHAPITRE IV

ÉVOLUTION RÉTROSPECTIVE DE LA PLAGE DE POINTE PARADIS AVANT EXPÉRIMENTATION

4.1. Définition de l'état de référence

Afin d'évaluer l'efficacité du système, il est nécessaire d'établir non seulement un état de référence topographique de la plage avant l'implantation des ouvrages, mais aussi de comprendre le fonctionnement du système côtier au sein de la cellule hydrosédimentaire.

L'état de référence est l'état du milieu auquel les données récoltées vont être comparées. Il s'agit donc d'effectuer une analyse de l'évolution rétrospective du littoral de la cellule hydrosédimentaire de la pointe Paradis à partir de photographies aériennes multidates et de données LiDAR. Il est cependant bien de prendre en compte dans cette étude que l'état du milieu au début de la période de suivi est déjà le résultat d'effets cumulés de différentes perturbations du passé. La période analysée pour établir l'état de référence de la plage, de 2001 à 2016, vient compléter et mettre à jour l'évolution de la ligne de rivage réalisée par Bernatchez (2003). L'intérêt d'établir l'état de référence est de mieux comprendre le fonctionnement du système côtier à moyen et long termes et d'avoir une meilleure compréhension des éléments qui seront suivis à court terme.

Cette approche permettra de mieux identifier les causes des changements mesurés et s'ils sont véritablement associés à l'implantation du système Rolodune ou bien à d'autres phénomènes naturels (Bernatchez, Dolle, et Freisinger, 2019).

4.1.1. Évolution de la position de la ligne de rivage de la pointe Paradis entre 1931 et 2016

Dans le cadre du rapport final du suivi morphosédimentologique de la plage dans la cellule de pointe Paradis présenté au ministère de la Sécurité publique du Québec en juillet 2020 (voir Bernatchez, Dolle, et Friesinger, 2020), le taux de déplacement historique du trait de côte en m/an de la pointe Paradis a été calculé à partir de photographies aériennes de 2001, 2007, 2013 et 2016 (**tableau 1**). Cette analyse vient compléter celle réalisée par Bernatchez (2003) pour les périodes de 1931 à 1945, 1945 à 1965 et de 1965 à 1996.

Le calcul du taux de déplacement de la ligne de rivage ou du trait de côte des falaises a été réalisé à l'aide du logiciel DSAS 4.4 (Digital Shoreline Analysis System) développé par la Commission Géologique des États-Unis (USGS) (Thieler *et al.*, 2009). Utilisé dans ArcGIS 10.4.1., le logiciel DSAS a permis le tracé automatique de transects perpendiculaires aux lignes de rivage de différentes dates tous les 25 m, permettant de calculer une distance entre deux lignes de rivage. Cette distance a ensuite été ramenée à un taux de variation annuelle pour chaque période (**tableau 1**).

Tableau 1. Années et sources des images utilisées pour l'évolution historique côtière (Bernatchez, Dolle, et Friesinger, 2019)

Sources de l'imagerie	Année de prise de vue des photographies aériennes	Échelle ou résolution
Orthophotographie (Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles)	2001	1 :40 000
Imagerie satellitaire Ikonos-2	2007	1 m
Mosaïques orthophotographiques (Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles)	2013	30 cm
Mosaïques orthophotographiques (Ministère Pêches et Océans Canada)	2016	30 cm

Le site d'étude est divisé en trois secteurs, correspondant aux unités de gestion définies par le comité d'experts sur l'érosion du gouvernement du Québec (Dubois *et al.*, 2006) (**figure 14**). Les transects commencent à l'extrémité ouest de l'unité de gestion PTL-1 et sont nommés en fonction de leur position par rapport à l'origine (de km 0 à l'extrémité ouest de PTL-1 jusqu'au km 5.325 à l'extrémité est de l'unité PTL-3).

Les Tableau 2, Tableau 3, Tableau 4 et Tableau 5 reprennent les taux de recul du trait de côte (TC) ou de la ligne de rivage (LR) calculés par Bernatchez (2003) d'une part et par Bernatchez, Dolle, et Friesinger, (2019) d'autre part. Ces taux sont calculés pour chaque type de côtes dans les trois unités de gestion.

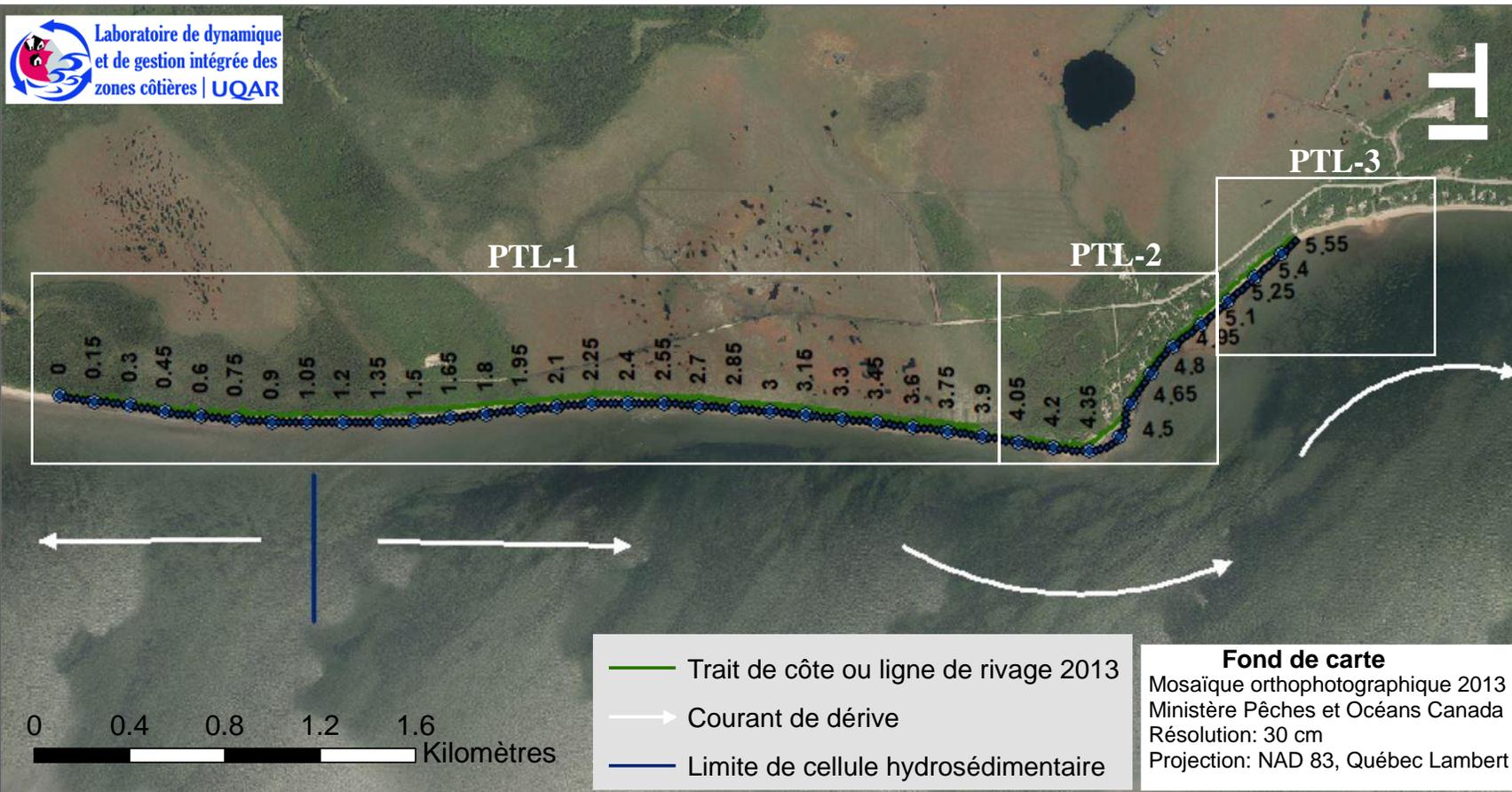


Figure 14. Localisation des trois unités de gestion PTL-1, PTL2, et PTL-3

Tableau 2. Taux de déplacement mesurés dans l'unité de gestion PTL-1 dans la cellule de Pointe Paradis entre 1931 et 2016 (période ancienne tirée de Bernatchez, 2003)

PTL-1 (km 0 – km 3.975)				
Zones	Type de côte	Période	Localisation	Migration du TC ou LR (m/an)
Zone 1	Falaise meuble	1931 - 1965	Entre km 0 et km 0.475	-0,3
		1965 - 1996		-0,9
		2001 - 2016		-0,6
		2013 - 2016		-1,14
		2001 - 2007		-0,85
		2007 - 2013		-0,28
Zone 2	Terrasse de plage	2001 - 2007	Entre km 0.5 et km 1.8	-1,14
		2007 - 2013		-0,71
	Falaise meuble	1931 - 1965	Entre km 0.5 et km 1.8	-0,3
		1965 - 1996		-0,2
		2001 - 2007		-0,52
		2007 - 2013		-0,18
2013 - 2016	-1,02			
Zone 3	Falaise meuble	1931 - 1965	Entre km 1.825 et km 2.475	-0,3
		1965 - 1996		-0,2
		2001 - 2007		-1,27
		2007 - 2013		-0,26
		2013 - 2016		-0,29
		2001 - 2016		-0,61
Zone 4	Falaise meuble	1931 - 1965	Entre km 2.5 et km 3.8	-0,3
		1965 - 1996		-0,2
		2001 - 2007		-0,35
		2007 - 2013		-0,39
		2013 - 2016		-0,32
		2001 - 2016		-0,31
	Terrasse de plage	2001 - 2007	Entre km 2.5 et km 3.525	-0,46
		2007 - 2013	Entre km 2.5 et km 3.525	-0,39
		2013 - 2016	Entre km 3.55 et km 3.8	1,42

Zone 5	Terrasse de plage	2001 - 2016	Entre km 3.825 et km 3.975	-0,4
		2001 - 2007		-1,04
		2007 - 2013		-0,18
		2013 - 2016		0,45

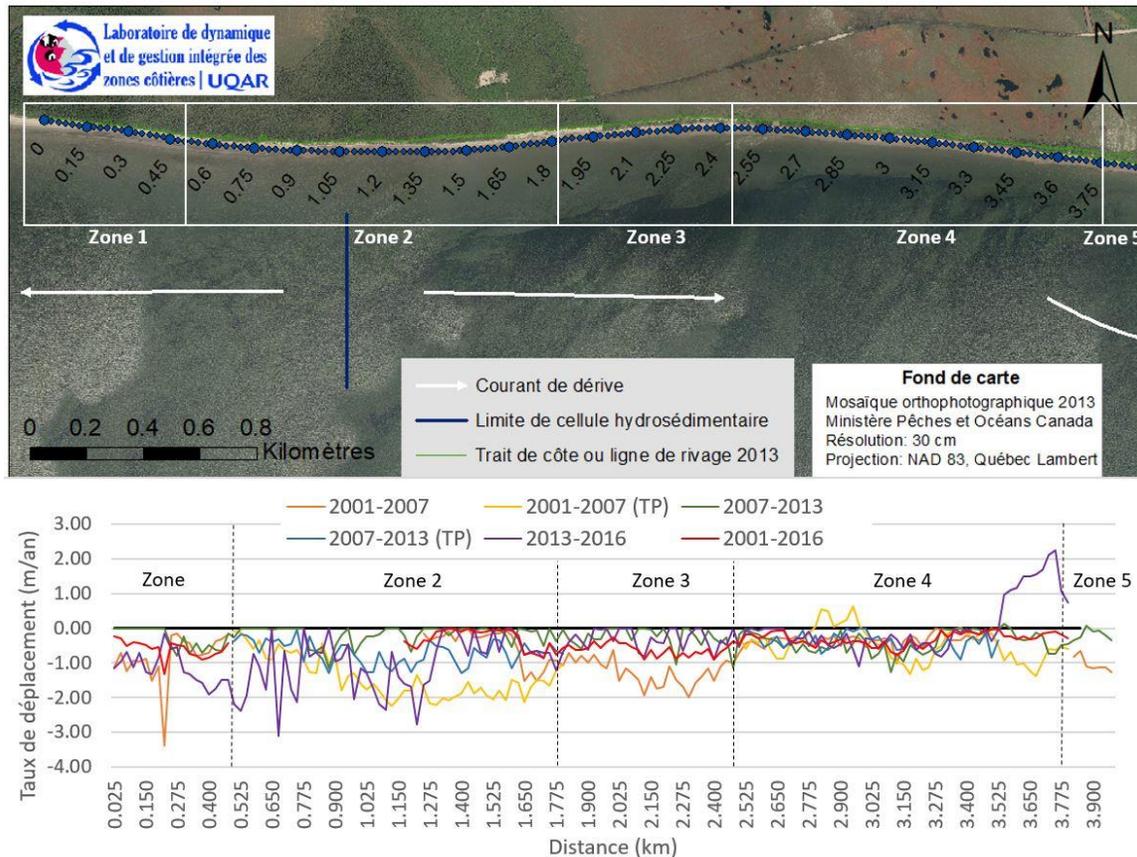


Figure 15. Évolution historique côtière de 2001 à 2016 de l'unité de gestion PTL-1

L'unité de gestion PTL-1 est caractérisée par une falaise meuble. On retrouve à sa base des sédiments fins prodeltaïques, surmontés par des sédiments sableux littoraux. À partir du km 2.025 et vers l'est, la falaise est coiffée d'un important dépôt tourbeux (figure 15). À l'extrémité ouest de l'unité de gestion PTL-1, entre 1931 et 1965, la falaise meuble semble être relativement stable. En effet, le taux de recul enregistré est de - 0,3 m/an. Ce taux s'accélère entre 2001 et 2016 puis très rapidement entre 2013 et 2016, atteignant un recul de - 1,14 m/an. La falaise a ensuite reculé de - 0,85 m/an et - 0,28 m/an en moyenne durant les périodes 2001-2007 et 2007-2013, respectivement (Bernatchez, Dolle, et Friesinger, 2019).

Entre les km 0.5 et 1.8, la terrasse de plage s'est érodée en moyenne de - 0,88 m/an entre 2001 à 2016 jusqu'à disparaître complètement sur l'imagerie de 2016. La falaise meuble se trouvant derrière a elle aussi reculé, à raison de - 0,31 m/an. Cependant, en raison de la disparition progressive de la terrasse de plage, le taux de recul entre 2013 et 2016 s'est intensifié, jusqu'à atteindre - 1,02 m/an (**figure 15**).

La falaise meuble directement à l'est du km 1.8 a connu le taux de recul le plus important avec - 1,27 m/an entre 2001 et 2007. Les taux ont par la suite diminué avec - 0,29 m/an de 2013 à 2016 pour arriver à une moyenne de - 0,61 m/an entre 2001 et 2016.

La falaise meuble se situant entre les km 2.5 et 3.8 a connu des taux de recul de - 0,31 m/an pour la période 2001-2016. Entre 2001 et 2007, la terrasse de plage au pied de la falaise entre les km 2.5 et 3.525 a reculé de - 0,39 m/an, en moyenne. Celle située entre les km 3.55 et 3.8 a connu, quant à elle, un taux d'accumulation de + 1,42 m/an de 2013 à 2016 et ne figurait pas sur les photos aériennes de 2013.

Enfin, la portion la plus à l'est de l'unité de gestion PTL-1 montre également une accumulation pour la période 2013-2016 de + 0,45 m/an, réduisant ainsi le taux de recul moyen sur toute la période d'étude à - 0,4 m/an (le taux étant de - 1,04 m/an entre 2001 et 2007) (Bernatchez, Dolle, et Friesinger, 2019).

On constate donc une érosion marquée de la falaise meuble, particulièrement à l'ouest de l'unité de gestion entre les km 0.5 et 1.8 durant la période 2013-2016 (**figure 15**). D'autre part, on observe une accumulation de la terrasse de plage entre les km 3.55 et 3.8, ainsi qu'à l'extrémité est pour la période récente de 2013-2016. En prenant en considération le sens de la dérive littorale, on pourrait supposer que le sable érodé des falaises a pu être transporté jusqu'à la plage à l'est de l'unité de gestion PLT-1 sans toutefois aller au-delà puisque comme nous le verrons pour l'unité PTL-2, le bilan est plutôt négatif pour ce secteur.

Tableau 3. Taux de déplacement mesurés dans l'unité de gestion PTL-2 dans la cellule de Pointe Paradis entre 1931 et 2016 (période ancienne tirée de Bernatchez, 2003)

PTL 2 (km 4 – km 4.975) : englobe toute la pointe Paradis				
Zone	Type de côte	Période	Localisation	Migration du TC ou LR (m/an)
Zone 1	Terrasse de plage	1931 - 1996	Entre km 4 et km 4.275	-0,1
		2001 - 2007		- 1,57
		2007 - 2013		0,74
		2013 - 2016		1,63
		2001 - 2016		-0,60
Zone 2	Terrasse de plage (site 3)	1931 - 1996	Entre km 4.3 et 4.350	0,7
		2001 - 2007		-1,87
		2007 - 2013		0,02
		2013 - 2016		-0,74
		2001 - 2016		-0,89
Zone 3	Terrasse de plage	1931 - 1996	Entre 4.375 et 4.525	0,7
		2001 - 2007		-1,45
		2007 - 2013		-4,51
		2013 - 2016		-6,68
		2001 - 2016		-3,72
Zone 4	Terrasse de plage (site 1 et 2)	1931 - 1996	Entre 4.550 et km 4.675	0,2
		2001 - 2007		1,08
		2007 - 2013		-1,05
		2013 - 2016		-4,99
		2001 - 2016		-0,99
Zone 5	Terrasse de plage	1931 - 1996	Entre km 4.7 et km 4.975	0,2
		2001 - 2007		-1,01
		2007 - 2013		-0,16
		2013 - 2016		1,76
		2001 - 2016		-0,11
Unité complète	Terrasse de plage	2001 - 2007	Unité complète	-0,99
		2007 - 2013		-1,22
		2013 - 2016		-1,02
		2001 - 2016		-1,09

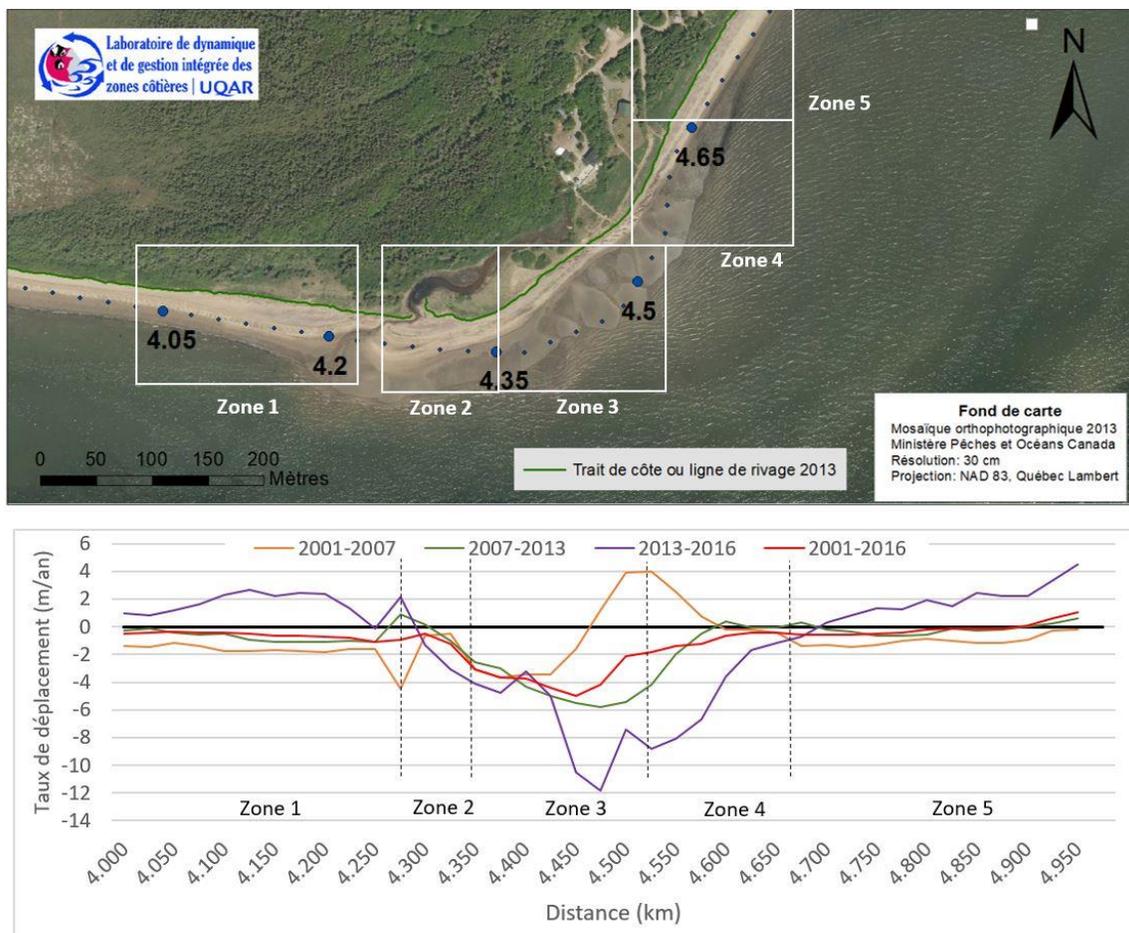


Figure 16. Évolution historique côtière de 2001 à 2016 de l'unité de gestion PTL-2

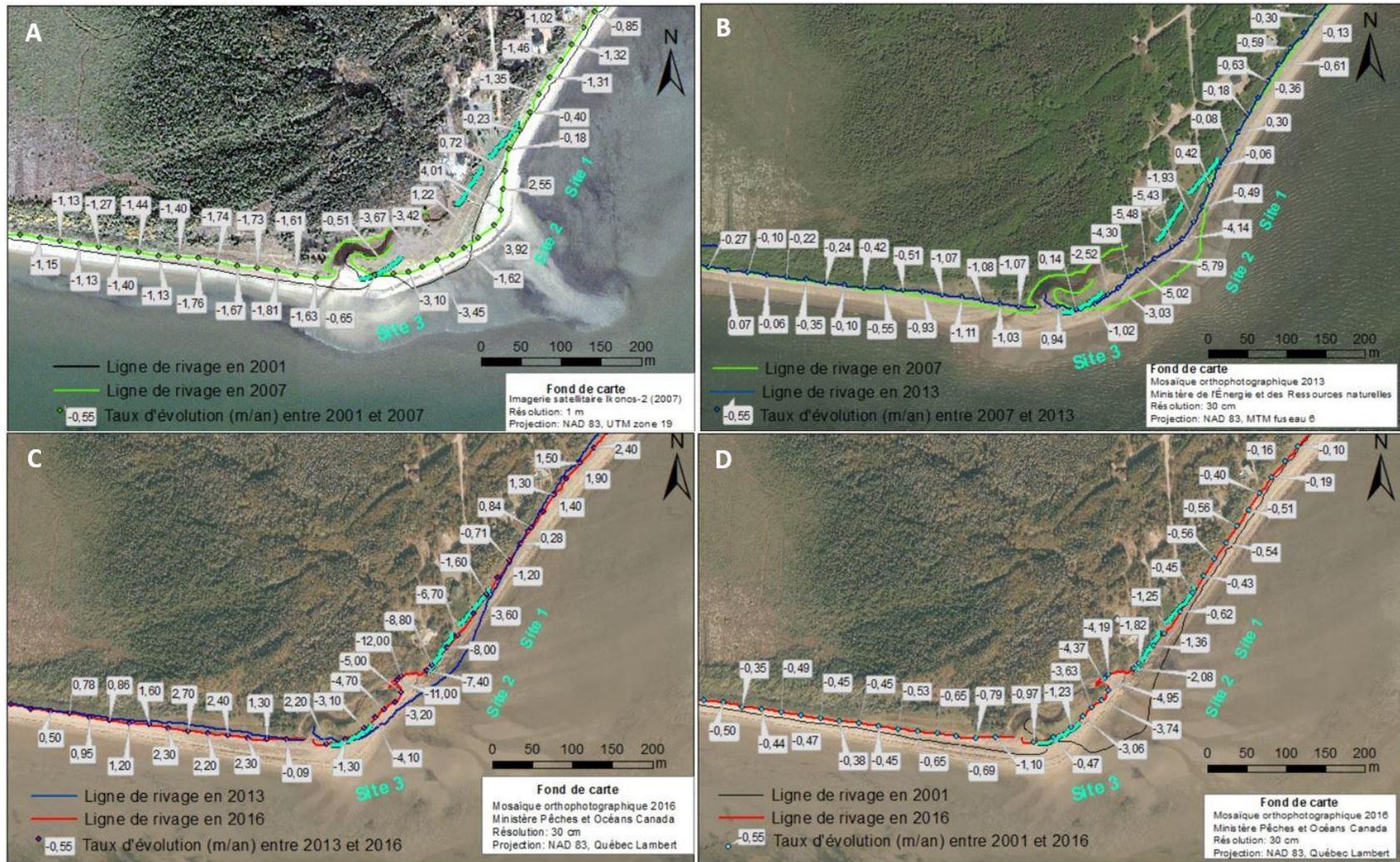


Figure 17. Évolution historique de la pointe Paradis entre 2001 et 2016

L'unité de gestion PTL-2 englobe l'entièreté de la pointe Paradis (**figure 16 et figure 17**). Bernatchez (2003) mesure une avancée de la partie centrale de l'unité de + 0,7 m/an au cours de la période 1931-1996. En revanche, la partie ouest s'est érodée à raison de - 0,1 m/an et la partie est s'est accumulée à une vitesse de + 0,2 m/an. Lorsque l'on regarde l'unité au complet, on peut remarquer une plus forte accumulation entre 1931 et 1965 qu'entre 1965 et 1996. Ensuite, le taux entre 1998 et 2001 a été enregistré grâce à des stations de mesure installées en 1998 et indique un taux de recul de - 1 à - 2,5 m/an en moyenne (Bernatchez, 2003).

Entre les km 4.375 et 4.675, la terrasse de plage à l'extrémité est de la pointe Paradis a reculée en moyenne de - 2,46 m/an entre 2001 et 2016 (**figure 17D**), et jusqu'à - 12 m entre 2013 et 2016 lors d'un recul extrême événementiel (**figure 17C**). C'est également dans ce secteur que les sites 1 et 2 des rolodunes ont été implantés. Pour la durée totale de l'étude et pour la totalité de l'unité de gestion, on observe un taux de recul moyen de - 1,09 m/an (**tableau 3**).

Des forts vents d'est génèrent des vagues auxquelles la pointe Paradis, orientée est-sud-est, est très exposée. Sur un fetch de près de 350 km, les vents d'est-nord-est peuvent également générer de grosses vagues au large qui atteignent par la suite la plage (Didier *et al.*, 2017). Les évènements de tempête semblent engendrer des reculs relativement importants, ce qui laisse penser que la plage est très sensible aux vagues de tempête.

Tableau 4. Taux de déplacement mesurés dans l'unité de gestion PTL-3 dans la cellule de pointe Paradis entre 1931 et 2016

PTL 3 (km 5 – km 5.625)				
Zone	Type de côte	Période	Localisation	Migration du TC ou LR (m/an)
Zone 1	Terrasse de plage	1931 - 1965	Entre km 5 et km 5.100	-0,80
		2001 - 2007		-0,96
		2007 - 2013		1,07
		2013 - 2016		6,84
		2001 - 2016		1,41
Zone 2	Basse falaise meuble	2001 - 2007	Entre km 5.150 et km 5.175	-0,44
		2013 - 2016		-0,6
Zone 3	Terrasse de plage	2001 - 2007	Entre km 5.200 et 5.300	-0,34
		2007 - 2013		-0,33
		2013 - 2016		-0,38
		2001 - 2016		-0,34
Zone 4	Falaise meuble	1931 – 1965	Entre km 5 et km 5.625	-0,4
		1965 - 1996		-0,8
	Terrasse de plage et basse falaise meuble	2001 - 2007		-0,45
		2007 - 2013		-0,02
		2013 - 2016		1,07
		2001 - 2016		-0,03

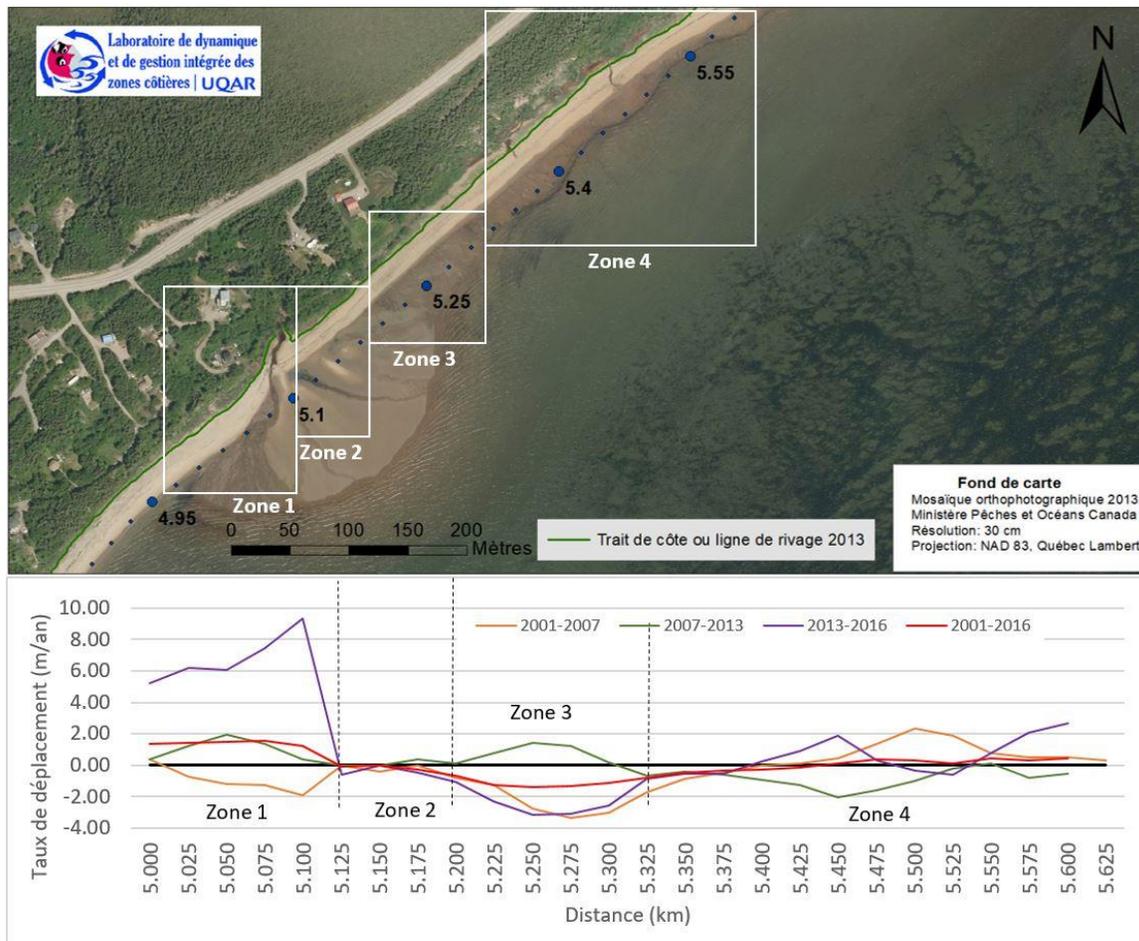


Figure 18. Évolution historique côtière de 2001 à 2016 de l'unité de gestion PTL-3

L'unité de gestion PTL-3 mesure environ 600 m et peut se diviser en trois secteurs avec deux terrasses de plage à l'est et à l'ouest d'un cours d'eau et une falaise meuble d'environ 50 m de longueur (**figure 18**). La terrasse de plage à l'ouest du cours d'eau était en érosion de 2001 à 2007 puis s'est trouvée être en accumulation depuis 2007, particulièrement entre 2013 et 2016 avec un taux d'accumulation élevé de + 6,84 m/an. Bernatchez (2003) a constaté la formation d'une flèche littorale à l'embouchure du cours d'eau au km 5.510. Lorsqu'on met en relation les reculs de la pointe Paradis entre 2007 et 2016 et l'accumulation de la flèche, il s'avère que les plus forts reculs de la pointe correspondent à de l'accumulation au niveau de la flèche. Toujours à l'ouest du cours d'eau, la basse falaise s'est érodée de - 0,44 m/an et - 0,6 m/an entre 2001 et 2007, et entre 2013 et 2016, respectivement.

La terrasse de plage située à l'est du cours d'eau montre un taux de recul moyen de - 0,34 m/an entre 2001 et 2016. Les petits secteurs en érosion à l'est correspondent à des zones en accumulation à l'ouest, en lien avec la dérive littorale.

À l'échelle de l'unité, de l'érosion, de la stabilité et une accumulation ont été observées (**figure 18**). Le taux de recul entre 2001 et 2007 fut de - 0,45 m/an, de - 0,02 m/an entre 2007 et 2013 et enfin le taux d'accumulation entre 2013 et 2016 fut de + 1,07 m/an (**tableau 4**).

Tableau 5. Taux de déplacement mesurés dans les unités de gestion PTL-1, PTL-2 et PTL-3 dans la cellule de pointe Paradis entre 2001 et 2016

PTL 1, PTL 2 et PTL 3			
Type de côte	Période	Localisation	Migration du TC ou LR (m/an)
Toutes confondues	1931 – 1965	Unités de gestion PTL 1, PTL 2 et PTL 3	-0,1
	1965 - 1996		-0,53
	2001 - 2007		-0,74
	2007 - 2013		-0,41
	2013 - 2016		-0,41
	2001 - 2016		-0,5

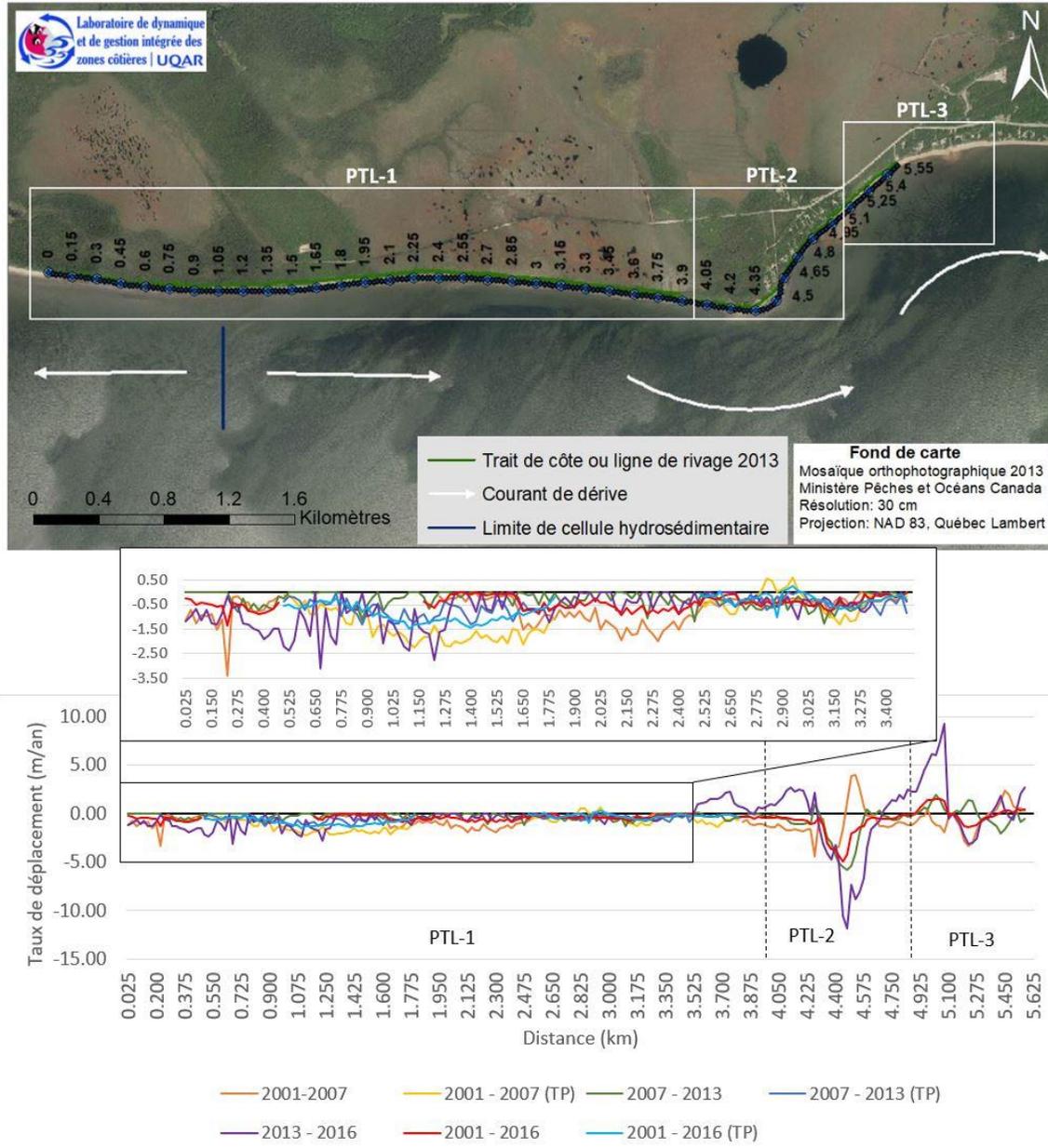


Figure 19. Évolution historique côtière de 2001 à 2016 de l'ensemble du site d'étude

Lorsque l'on regarde les trois unités de gestion, on constate que toutes sont en moyenne en érosion, et ce pour toute la période de l'étude (**figure 19**). Les taux de recul moyens les plus forts étant mesurés durant la période de 2001 à 2007 (**tableau 5**).

La tendance générale à l'érosion se tempore par endroit où l'on peut observer de l'accumulation dans des zones adjacentes à des zones d'érosion. Ceci s'explique par la dérive littorale ouest-est. On peut donc supposer que les sédiments de la falaise meuble à

l'ouest de la pointe Paradis (PTL-1) alimentent la terrasse de plage située plus à l'est, mais elle du côté ouest de la pointe. Du côté est de la pointe (PTL-2), les sédiments quant à eux se déplacent encore plus à l'est sur la terrasse de plage (PTL-3). Ce côté de la pointe est le plus exposé aux vagues et donc enregistre les plus forts taux d'érosion.

4.1.2. Constats généraux de l'évolution rétrospective de la côte avant la mise en œuvre des Rolodunes

La pointe Paradis est en érosion généralisée depuis au moins 1996. Les taux de recul les plus importants sont survenus lors de la période récente entre 2013 et 2016. L'évolution de la largeur de la plage à l'est de la pointe Paradis indique aussi un déficit sédimentaire sur le long terme. En effet, la largeur de la plage est passée respectivement de 29 m en 1931 à 38 m en 1965, puis à 23 m en 1996 (Bernatchez, 2003). En 2016, la largeur de la plage était de 15 m. Les résultats indiquent que le déficit sédimentaire sur le long terme est lié notamment à une stabilisation de la falaise dans le secteur amont de la cellule hydrosédimentaire (secteur ouest) et donc à une réduction des apports sédimentaires provenant de la falaise. La réactivation de la falaise dans la partie extrême ouest de l'unité PTL-1 et les forts taux de recul mesurés entre 2013 et 2016 n'ont pas été suffisants pour alimenter en sédiments la pointe Paradis. Les sédiments se sont plutôt accumulés immédiatement à l'ouest de la pointe. De plus, la réduction du couvert de glace et pratiquement l'absence du pied de glace de bas estran depuis 1998 dans cette région serait aussi à l'origine du déficit sédimentaire des plages. Le pied de glace de haut estran agit comme une structure rigide en réfléchissant les vagues, ce qui favorise l'érosion du bas de plage (Bernatchez et Dubois, 2004).

Cet environnement exposé aux tempêtes est aussi affecté par des marées atteignant régulièrement des niveaux entre 3 et 4,3 m (entre 1,2 m et 2,4 m en altitude géodésique, car le niveau moyen de l'eau est de 1,8 m) et connaît des niveaux d'eau extrêmes jusqu'à 4,9 m (3,1 m d'altitude géodésique) (Didier *et al.*, 2017). Les courants peuvent atteindre 3 m/s, ce qui montre que c'est un endroit fort en énergie. Les sédiments peuvent migrer vers l'aval de la dérive littorale assez rapidement et engendrer de l'érosion en amont de celle-ci.

CHAPITRE V.

MATÉRIEL ET MÉTHODE

5.1. Acquisition de données

Afin d'évaluer l'efficacité du système Rolodune à limiter l'érosion de la plage, l'évolution spatio-temporelle de celle-ci est quantifiée durant la période juste avant et pendant l'expérimentation. Pour cela, les données de vagues et de topographies antérieures à l'installation des rolodunes vont être utilisées pour déterminer la morphologie de la plage et de la position de la ligne de rivage ainsi que les conditions météo-marines préexpérimentation. La synthèse des données utilisées, leurs caractéristiques et leurs périodes d'acquisition sont présentées dans le **tableau 6** et la **figure 20**. Le but de la recherche étant d'évaluer l'efficacité du système, dans une optique de comparaison, il est important de déterminer l'évolution de la plage avant et après la mise en place de la structure, mais également de savoir si les conditions météo-marines sont similaires ou non.

Tableau 6. Résumé des sources et des caractéristiques des données ainsi que les traitements appliqués

Source de données	Instruments	Résolution spatiale	Précision	Type de données utilisées	Fréquence d'acquisition	Type de traitement ou d'analyse	Utilisation
Données météorologiques	Station météo de Pointe-Lebel	/	/	Vitesse et direction de vent, Pression atmosphérique	Horaire et journalière	Analyse spectrale	Caractérisation des conditions météorologiques
Données de vagues et de marées	AWAC	Hs : 1cm Dir : 2°	Hs : 1 cm Dir : 0.1 °	Hauteur des vagues (H), direction de vagues (θ)	2Hz, moyenné à l'heure	Analyse spectrale	Caractérisation du climat de vagues
	2 capteurs de pression RBR	Hs = 1 cm Tp = 2 s Tm = 2 s	Hs : 1 cm Tp : 0.1 s Tm = 1 s	Hauteurs significatives (Hs), Période de pic (Tp), Niveau d'eau total (NE)	4Hz		
Données d'imagerie vidéo	2 Caméras Axis	2592 x 1944 pixels	Max ± 3 m à 230 m de la caméra	Vidéos	Vidéos en continu pendant les heures de jour	Création de TiMEX Extraction de la position de la LdR à différents moments de la marée	Création des topobathymétries et suivi de la plage (*voir données topographiques)
Données topographiques	DGPS	1 point / 0,5 m	z = 15mm	Profils transversaux et longitudinaux	Sporadique	Analyse de l'évolution des profils dans le temps Analyse de la topographie entre différentes dates Extraction de profils transversaux Tracés de profils longitudinaux Analyse de la topographie entre différentes dates Extraction de profils transversaux Tracés de profils longitudinaux	Caractérisation de l'évolution de la morphologie de la plage et de la position de la ligne de rivage
	LiDAR terrestre	300 000 points / sec	x =25 mm y =25 mm z =25 mm	Modèles d'élévation Profils topographiques	Saisonnière		
Données topobathymétriques	Caméra AXIS + Capteurs RBR		x= 10 mm y= 10 mm	Modèles d'élévation	Bimensuelle		
Données photogrammétriques	Appareil photo modèle RICOH GR II	Variable selon le levé	Variable selon le levé	Modèles 3D	Sporadique		

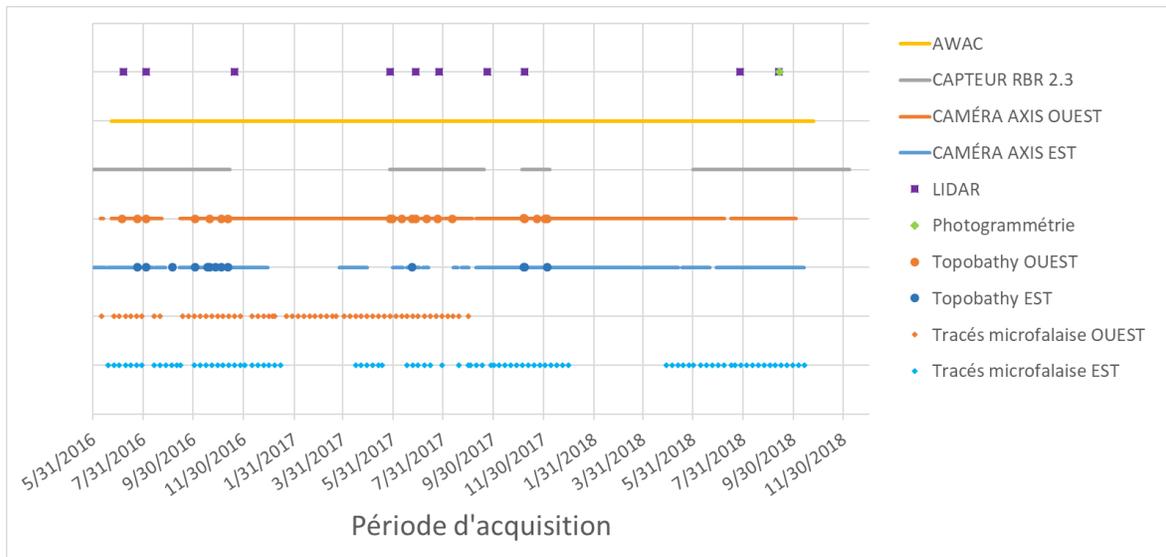


Figure 20. Période d'acquisition des données à Pointe-Lebel de 2016 à 2018

5.1.1. Données d'imagerie vidéo

Deux caméras AXIS ont été installées sur le site de Pointe-Lebel le 8 juin 2016 (**figure 21**). Celles-ci sont fixées sur un mat à 12,08 m au-dessus du niveau moyen des mers, situé originellement à environ 5 m de la plage (Didier *et al.*, 2017). Chaque caméra couvre un angle de 84°. La vue totale des deux caméras couvre ~ 180°. Une zone d'ombre variant de 1 m (au pied de l'installation) à 10 m (au pied de la plage) se trouve entre les deux caméras (**figure 21**). Les caméras enregistrent pendant les heures de jour à une fréquence de 4 Hz (2592 x 1944 pixels) (Didier *et al.*, 2017). En raison de l'érosion de la microfalaise sur laquelle le mat se situait, ce dernier a dû être déplacé à deux reprises, impliquant une nouvelle calibration. Les caméras ont finalement dû être retirées le 7 décembre 2018 en raison du recul trop important de la microfalaise.

Ces données seront utilisées pour la création de modèles d'élévation, en combinaison avec les données de niveaux d'eau totaux (vague + marée + surcote) issues des capteurs RBR (voir section 5.1.3. *Données de topographies*). Les images permettent également de caractériser les conditions environnementales, notamment les événements de tempête et les conditions glacielles, et le suivi des sites 1 et 2 (le site 3 est hors champ).

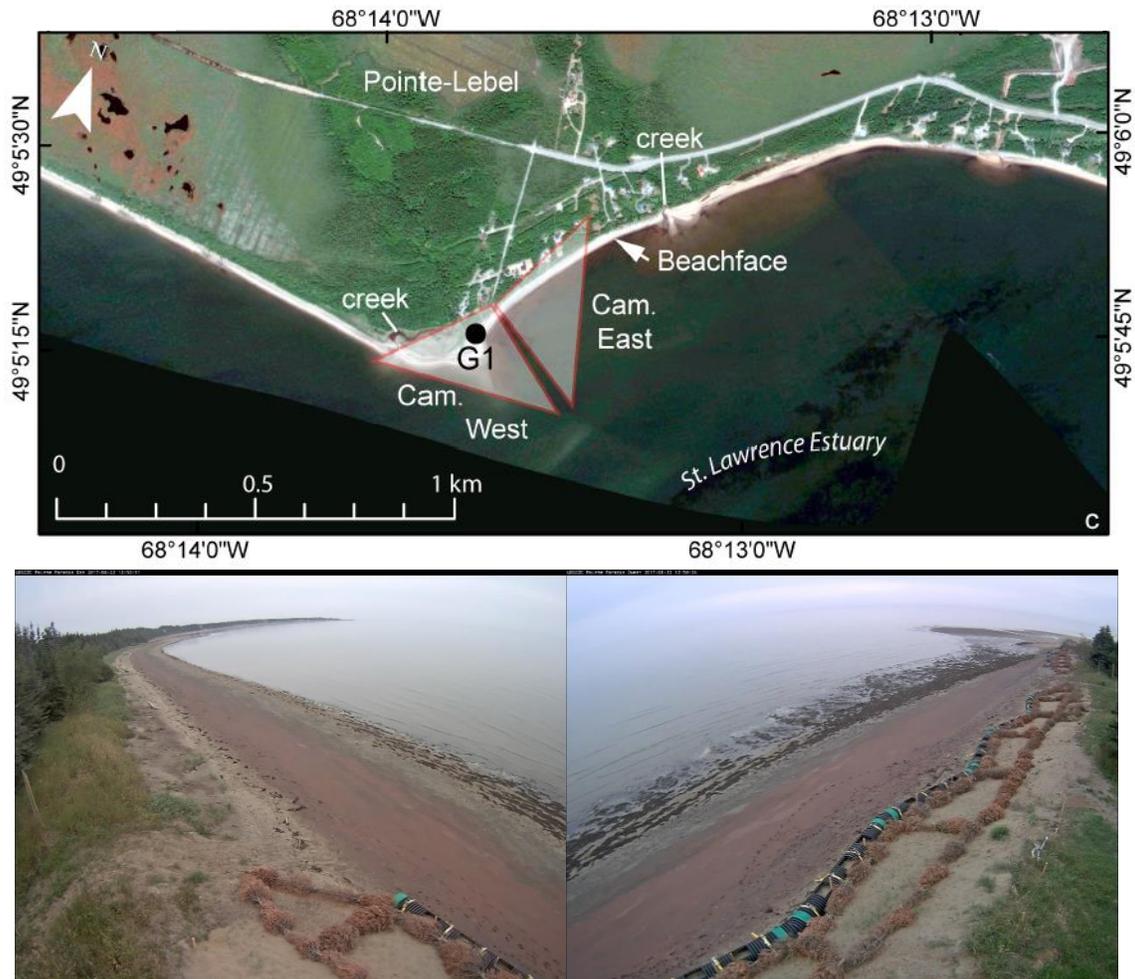


Figure 21. En haut : position des caméras à Pointe-Lebel et angle de vue (issue de Didier *et al.*, 2017). G1 représente la position du capteur RBR 2_3. En bas : prise de vue des caméras est (à gauche) et ouest (à droite).

5.1.2. Données de vagues et de marées

Les conditions hydrodynamiques ont été mesurées entre mai 2016 et décembre 2018 via deux capteurs de pression RBR et un AWAC (Acoustic Wave And Current meter). Les capteurs RBR sont situés au pied de la plage, proche de la rupture de pente de l'estran ($z = 0,15$ m) et à 330 m au large ($z = -1,52$ m) (**figure 22**). L'AWAC, mesurant les vagues au large, est situé à 14 m de profondeur au sud-est de Pointe-Lebel (**figure 23**). Les paramètres de vague utilisés dans l'analyse sont la hauteur significative (H_s), la direction moyenne des vagues (θ) et le niveau moyen des eaux (η).

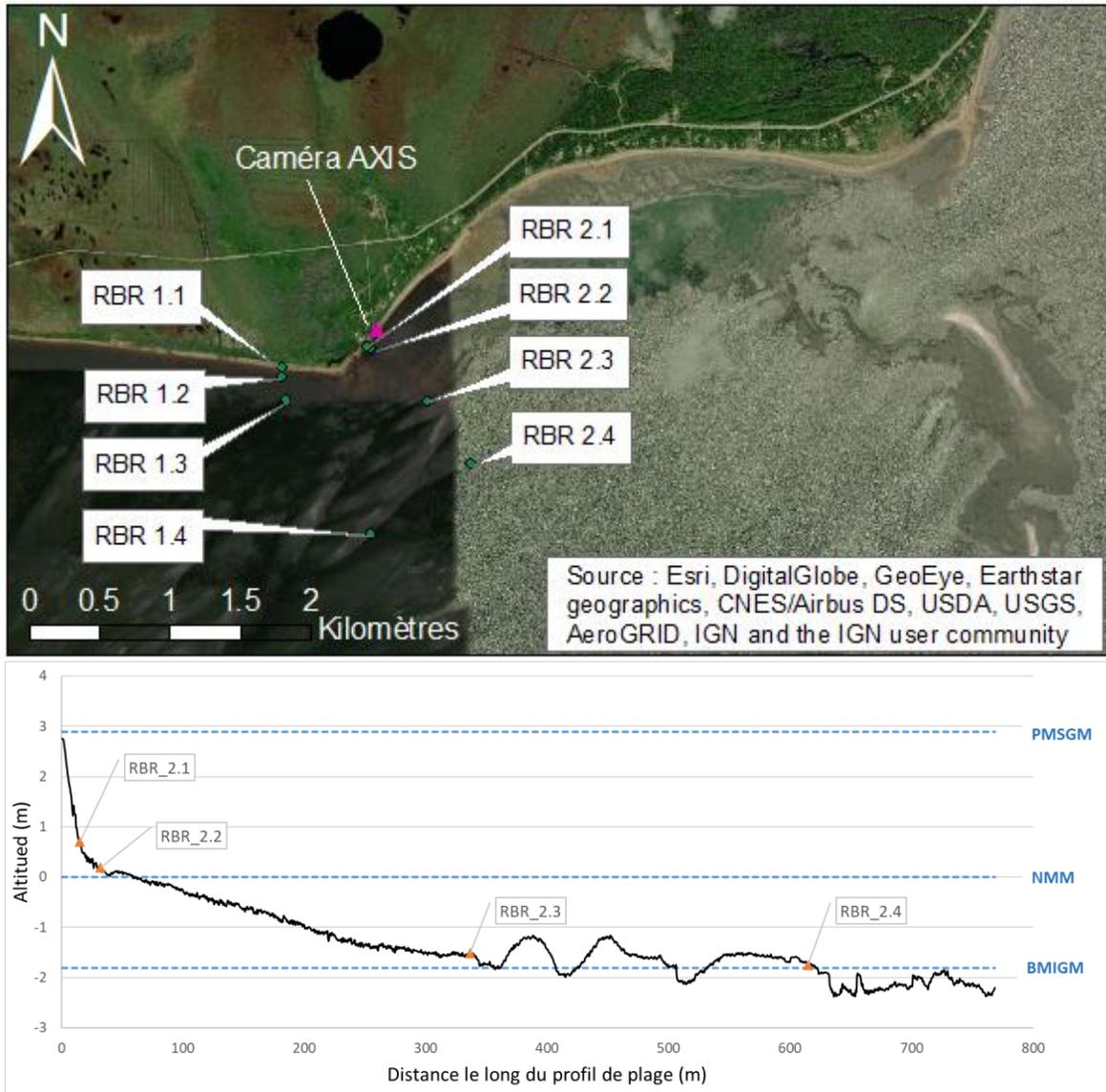


Figure 22. Position des capteurs de pression sur la pointe Paradis et le long du profil de plage à Pointe-Lebel avec le niveau de pleine mer supérieure de grande marée (PMSGM), le niveau moyen des mers (NMM) et le niveau de basse mer inférieure de grande marée (BMIGM)

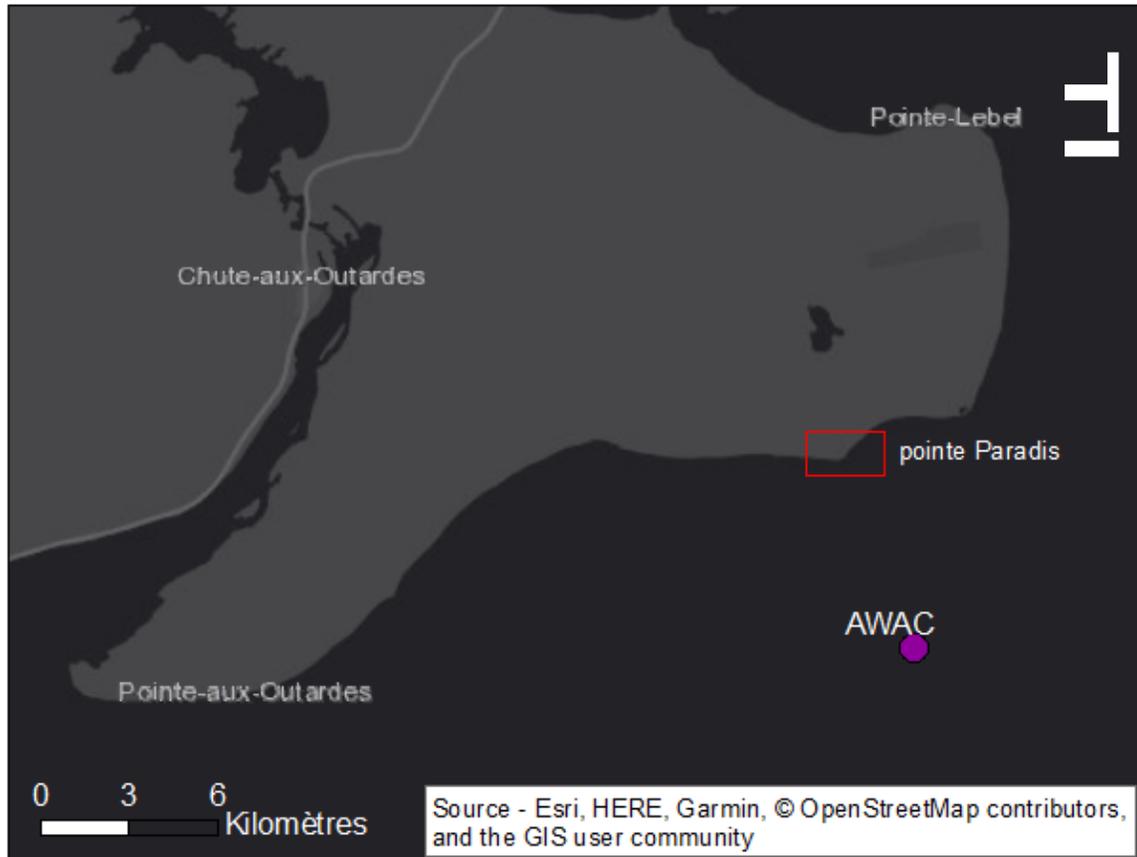


Figure 23. Localisation de l'AWAC au large de la pointe Paradis ayant servi aux mesures de courant et de vagues

5.1.3. Données de topographie

Les données topographiques sont obtenues à partir de LiDAR terrestres, de profils tracés au GPS-RTK, de photogrammétrie et de la réalisation de topobathymétries. Les données couvrent une période allant de juin 2016 à décembre 2018 (**tableau 7**). L'objectif est d'établir une relation entre les différentes conditions météo-marines et la réponse géomorphologique de la plage ainsi que la réponse des Rolodunes face à ces dernières.

Tableau 7. Récapitulatif des conditions de vagues lors de chaque levé LiDAR

Date de levé LiDAR	Niveau d'eau moyen (NE) (m)	Hauteur moyenne de vagues (Hs) (m)	Niveau d'eau maximum (NE max) (m)	Hauteur maximum de vagues (Hs max) (m)
2016/06/07	0.0806	0.1973	1.805	0.4686
2016/08/03	0.3318	0.1507	1.392	0.1127
2016/11/19	Pas de données RBR			
2017/05/27	Pas de données RBR			
2017/06/27	0.2607	0.0622	2.335	0.1108
2017/07/26	-0.115	0.2050	1.552	0.3674
2017/09/22	Pas de données RBR			
2017/11/07	0.1696	0.0865	2.19	0.436
2018/07/27	0.0534	0.1222	1.698	1.1769

5.1.3.1. Système Mobile de LiDAR Terrestre (SMLT)

Les données topographiques ont été acquises grâce au Système Mobile de LiDAR Terrestre (SMLT) développé par le Laboratoire de Dynamique et de Gestion Intégrée des Zones Côtières (LDGIZC), à l'Université du Québec à Rimouski (UQAR). Van-Wierts *et al.* (2017) ainsi que Bernatchez (2017) présentent les détails du système, la méthode d'acquisition des données ainsi que leur traitement (Annexe 3 : Description du SMLT, issue du rapport de Bernatchez, P., Friesinger, S. et Dolle, M., 2018). Au total, 9 levés LiDAR ont été effectués : trois en 2016 (07 juin, 03 août, et 19 novembre), cinq en 2017 (27 mai, 27 juin, 26 juillet, 22 septembre et 07 novembre) et enfin un en 2018 (27 juillet). Tous les levés ont été réalisés à marée basse. Parmi les levés réalisés en 2017, celui de mai a été effectué la veille de la mise en place des rolodunes. La période des travaux s'étalant du 16 au 26 juin 2017, le levé du 27 juin a été fait directement après la fin des travaux.

Une classification manuelle des points a été réalisée afin d'exclure les bâtiments et la végétation dans le but d'obtenir une surface libre d'obstacle. Cette étape est réalisée dans

l'extension LP360 du logiciel ArcGIS 10.4.1. Par la suite, le nuage de points peut être utilisé pour exporter les fichiers raster, lesquels contiennent les données topographiques. La résolution spatiale du raster peut varier. En effet, il se peut qu'au moment du scan, une végétation dense ou autre facteur créer une zone d'ombre et donc limite la prise de points. Cela peut diminuer la résolution de la zone scannée lors de l'interpolation spatiale des points.

5.1.3.2. Differential Global Positioning System (DGPS)

Des profils au DGPS (Differential Global Positioning System) ont été réalisés le long du sommet et de la base de la microfalaise en décembre 2018. Ces profils nous permettent de connaître avec précision la position respective du haut et du bas de la microfalaise.

5.1.3.3. Photogrammétrie

La photogrammétrie est une technique d'acquisition de données topographiques, réalisée ici à partir d'un cerf-volant sur lequel est fixé un appareil photo de haute résolution. Le fonctionnement est expliqué en détail dans Micheletti, Chandler et Lane (2015). Deux levées au cerf-volant ont été réalisées à Pointe-Lebel le 19 mai et le 12 septembre 2018. Malheureusement, la qualité du levé de mai 2018 est insuffisante et ne permet pas aux données d'être exploitées sans avoir dépassé un seuil d'erreur raisonnable. La surface couverte est d'autant plus grande, car le cerf-volant est en mesure de survoler une plus grande partie de la plage, contrairement au SMLT qui est contraint aux zones accessibles à marées basses. Les conditions de vagues pendant le levé photogrammétrique sont les suivantes :

- Niveau d'eau moyen, NE = 0.0465 m
- Hauteur moyenne de vague, Hs = 0.0533 m
- Niveau d'eau maximum, NE max = 2.116 m
- Hauteur maximum de vagues, Hs max = 0.837 m

5.1.3.4. Topobathymétrie par imagerie vidéo

La création des modèles d'élévation est basée sur la combinaison de technique de détection de la ligne de rivage et des conditions hydrodynamiques du site. La méthode

utilisée a été développée par Didier *et al.* (2017) et permet d'analyser l'évolution de la position de la ligne de rivage ainsi que la topographie de la plage à haute fréquence.

5.1.4. Données météorologiques

Les données météorologiques sont issues de la station météo localisée à l'aéroport de Baie-Comeau à Pointe-Lebel (coordonnées 49°7.95'N, 68°12.264'O). Les paramètres utilisés sont la vitesse et la direction du vent. Les données de vent vont permettre d'établir une éventuellement corrélation entre le régime de vagues observé et les vents prédominants. En effet, Didier *et al.* (2017) parle de vents du nord-nord-est générant des vagues ayant un fort impact en termes d'érosion de la plage.

5.2. Méthode de traitement des données

5.2.1. Traitement des données d'imagerie vidéo

Les données issues des caméras vidéo vont être utilisées à plusieurs fins. Tout d'abord, elles permettent de faire un suivi environnemental des conditions météo-marines présentes sur le site en tout temps. Cela aide à la compréhension de phénomènes pouvant être observés avec des données prises par d'autres instruments. D'un autre côté, il est possible de créer de la topobathymétrie, c'est-à-dire un modèle d'élévation, en combinant les images prises par les caméras et les niveaux d'eau enregistrés par les capteurs de pression. La démarche est expliquée en détail dans la partie 5.2.3.2 *Topobathymétrie*. Enfin, étant donné que les caméras filment en continu pendant les heures de jour, tous les jours, des captures d'écran, prises une fois par semaine, ont été utilisées pour tracer la limite de la microfalaise, alors visible depuis la caméra. La méthode est expliquée dans la partie 5.2.3.3. *Profils longitudinaux*.

5.2.2. Traitement des données de vagues

5.2.2.1. Analyse spectrale

L'analyse spectrale aura pour but de quantifier différents paramètres de la série temporelle tels que la périodicité, l'amplitude et la cyclicité. Entre autres, l'analyse de Fourier permet de mettre en évidence la cyclicité en transformant le signal temporel en un spectre de fréquences. Le groupement de paramètres tels que la direction et la hauteur significative H_s des vagues (valeurs calculées par analyse spectrale à partir des variations de pression enregistrées par l'AWAC) permet de réaliser des roses de vagues, montrant ainsi la répartition des directions et hauteurs de vagues pendant une période donnée.

5.2.2.2. Définition d'un évènement de tempête

La définition d'un évènement de tempête nécessite la prise en compte de plusieurs paramètres. Tout d'abord, il faut définir une hauteur seuil que les vagues dépasseraient lors de certains évènements. Ensuite, il faut fixer une durée minimale durant laquelle les vagues persistent à une hauteur supérieure au seuil fixé, avec une période minimum séparant chaque évènement. Le seuil est généralement déterminé en choisissant une valeur correspondant à un percentile : 95^{ème} percentile (Splinter *et al.*, 2014, Mortlock et Goodwin, 2015, Christie *et al.*, 2018) ou 99^{ème} percentile (Ferreira *et al.*, 2010; Shand *et al.*, 2011; Bruvingt *et al.*, 2017). La durée minimale séparant chaque évènement permet de s'assurer de ne pas diviser une tempête en deux, même si la hauteur significative des vagues passe brièvement en dessous de la valeur seuil (Mortlock et Goodwin, 2015). La durée d'une tempête à Pointe-Lebel est déterminée en se basant sur les données de vagues simulées entre 1980 et 2017 à partir du modèle numérique WaveWatch III (WW3). Cette modélisation permet d'avoir un plus grand échantillon que s'il était basé seulement sur les données issues des capteurs *in situ*. Pour cette étude, le 95^{ème} percentile sera utilisé comme valeur seuil pour la définition d'une tempête. La durée minimale séparant deux tempêtes étant de 24h.

5.2.3. Traitement des données de topographie

5.2.3.1. Différentiels topographiques

La création de différentiels topographiques permet une visualisation de la distribution des taux d'érosion et d'accumulation sur le site d'étude. Pour cela, un raster est soustrait à un raster d'une date antérieure dans le logiciel ArcGIS 10.5.1. Le raster final est ensuite classifié avec différents intervalles correspondants aux taux d'évolution verticaux de la plage (accumulation ou érosion). Des différentiels vont être réalisés à des fréquences plurimensuelles et annuelles de façon à avoir différentes résolutions temporelles. Ceux-ci vont permettre d'analyser l'évolution des zones proches des Rolodunes, à savoir si elles sont en érosion continue ou si elles s'engraissent durant certaines périodes de l'année.

5.2.3.2. Topobathymétrie : détection de la ligne d'eau instantanée et réalisation de modèle d'élévation

La création de topobathymétrie consiste en la combinaison de données d'imagerie vidéo issues des deux caméras AXIS et de niveaux d'eau enregistrés par les capteurs de pression RBR situés dans la plage. Cette combinaison permet de réaliser des modèles d'élévation d'une précision similaire à celles des LiDARs. Cette méthode est basée sur la détection de la limite eau/sable sur la plage (Didier *et al.*, 2017).

Dans un premier temps, une sélection des dates optimales pour l'analyse est nécessaire. En effet, un niveau d'eau (NE) supérieur à 1,6 m est requis pour couvrir une portion de plage raisonnable ainsi que des vagues (Hs) inférieures à 0,20 m pour maximiser la netteté de la limite de déferlement des vagues. Une fois que les journées avec les conditions de vagues requises sont sélectionnées, il faut vérifier la fonctionnalité des caméras pendant ces mêmes journées, entre 06h00 du matin et 18h00 le soir pour avoir les heures d'ensoleillement. Lorsque la sélection des dates est finie, la dernière étape est de s'assurer d'avoir au moins deux dates par mois (ou une date tous les 15 jours). Dans les cas où cette dernière condition ne serait pas remplie, la recherche est réitérée en changeant les paramètres de vagues afin d'obtenir un plus grand spectre de conditions.

Les nouvelles conditions sont calculées à partir de l'écart type de la période T pour laquelle aucune date n'a été sélectionnée (**équations 1 et 2**). Les nouveaux paramètres seront donc :

$$NE_{\sigma} = NE - \sigma (NE_T) \quad (1)$$

avec NE_{σ} le nouveau niveau d'eau minimal calculé à partir de σ l'écart type du niveau d'eau correspondant à la période problématique et NE_T le niveau d'eau moyen de la période problématique et

$$Hs_{\sigma} = Hs + \sigma (Hs_T) \quad (2)$$

Avec Hs_{σ} la nouvelle hauteur de vagues maximale calculée à partir de σ l'écart type de la hauteur des vagues correspondant à la période problématique, Hs_T la hauteur significative de vague moyenne de la période problématique.

Cette étape est répétée jusqu'à avoir sélectionné les dates avec les meilleures conditions pour une représentation bimensuelle (**figure 24**).

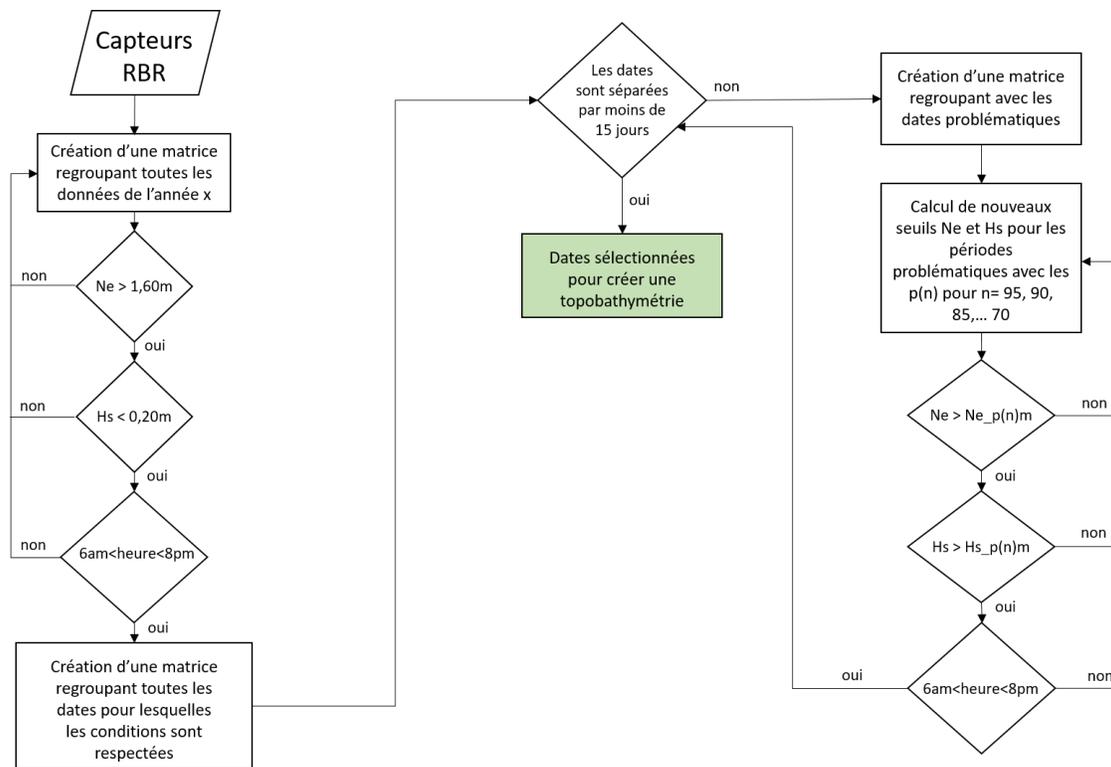


Figure 24. Cheminement des étapes nécessaires à la sélection de dates pour créer la topobathymétrie

Une fois les dates sélectionnées, l'analyse des images peut être réalisée sur Matlab. Des images moyennées et géorectifiées (TIMEX) sont produites à partir des vidéos de 5 minutes prises par les caméras AXIS pendant la durée d'une marée montante. Les images sont ensuite transformées dans un système géoréférencé. La détection de la ligne d'eau se base sur la présence de swash à la jonction entre l'eau et le sable. Dans un premier temps, les lignes d'eau sont extraites de façon automatique basée sur le ratio de couleur bleu, vert et rouge ($B + V/R$) avec B, V et R la valeur d'intensité des pixels des canaux bleu, vert et rouge, respectivement. La ligne d'eau représente un minimum local dans le ratio $B + V/R$ avec les valeurs faibles (ratio < 1) correspondant à la plage tandis que les valeurs plus élevées (ratio > 1) correspondent à la surface de l'eau. L'étape qui s'en suit est la détection de la ligne d'eau et son identification sur l'image TIMEX. La technique est basée sur la forme du swash sur la plage le long de la côte et détecte la limite entre l'eau et la terre (**figure 25**) (Almar *et al.*, 2012; Didier *et al.*, 2017).

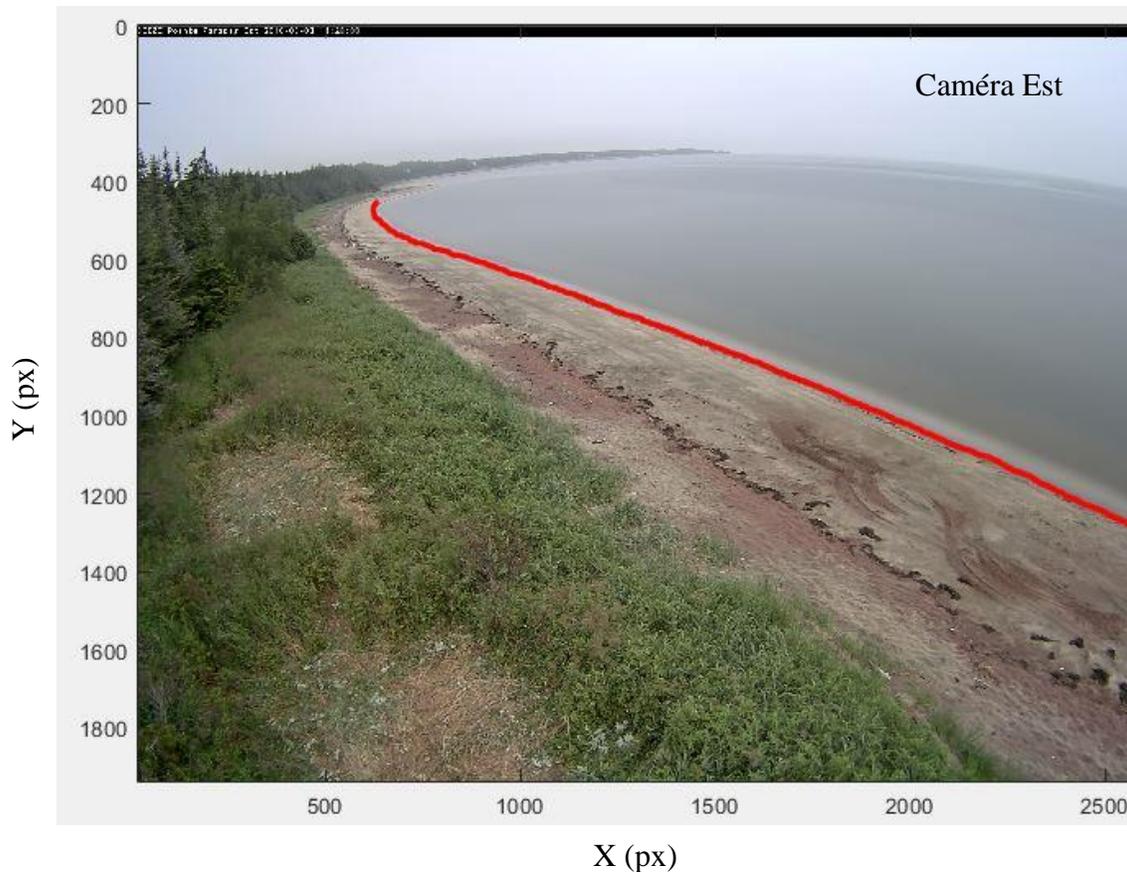


Figure 25. Image moyennée (TIMEX) avec une ligne d'eau détectée (rouge) pendant des conditions calmes (Didier *et al.*, 2017)

Une fois les lignes d'eau détectées pour la durée totale de la marée montante, celles-ci sont exportées dans le logiciel ArcGIS 10.5.1. Afin de pouvoir créer un modèle d'élévation à partir de toutes les lignes détectées sur les images TIMEX, une altitude constante, correspondant au niveau d'eaux successifs, est attribuée à chacune de ces lignes. Enfin, les lignes sont interpolées afin de créer le modèle d'élévation. L'aire que couvre le modèle d'élévation correspond à la surface couverte par les lignes.

5.2.3.3. Profils longitudinaux

L'évolution spatio-temporelle de la microfalaise est réalisée de façon hebdomadaire entre juin 2016 et décembre 2018 (**figure 26**) ainsi qu'à partir des neuf levés LiDAR et du levé par cerf-volant (**figure 27**). Les images extraites des caméras AXIS est et ouest sont géoréférencées pour pouvoir tracer la limite visible de la microfalaise (d'une longueur

totale moyenne de 200 m). Le recul est ensuite calculé grâce au logiciel DSAS (Digital Shoreline Analysis System) dans le logiciel ArcGIS 10.5.1. Les distances de recul, mesurées tous les 5 m le long de la plage, ont été calculées à partir de la position d'une ligne de référence. Ici, il s'agit du trait de côte de 2013 (**tableau 8**). Il est à noter qu'en raison d'un problème de projection, aucun tracé n'a pu être extrait à partir de la caméra ouest en 2018.

Tableau 8. Nombre de tracés de microfalaise entre juin 2016 et décembre 2018

Année	2016		2017		2018	
Caméras AXIS	OUEST	EST	OUEST	EST	OUEST	EST
Nombre de tracés sur snaps	25	29	35	15	0	27
Nombre de tracés sur LiDAR	3		3		2	
TOTAL	28	32	38	18	2	29

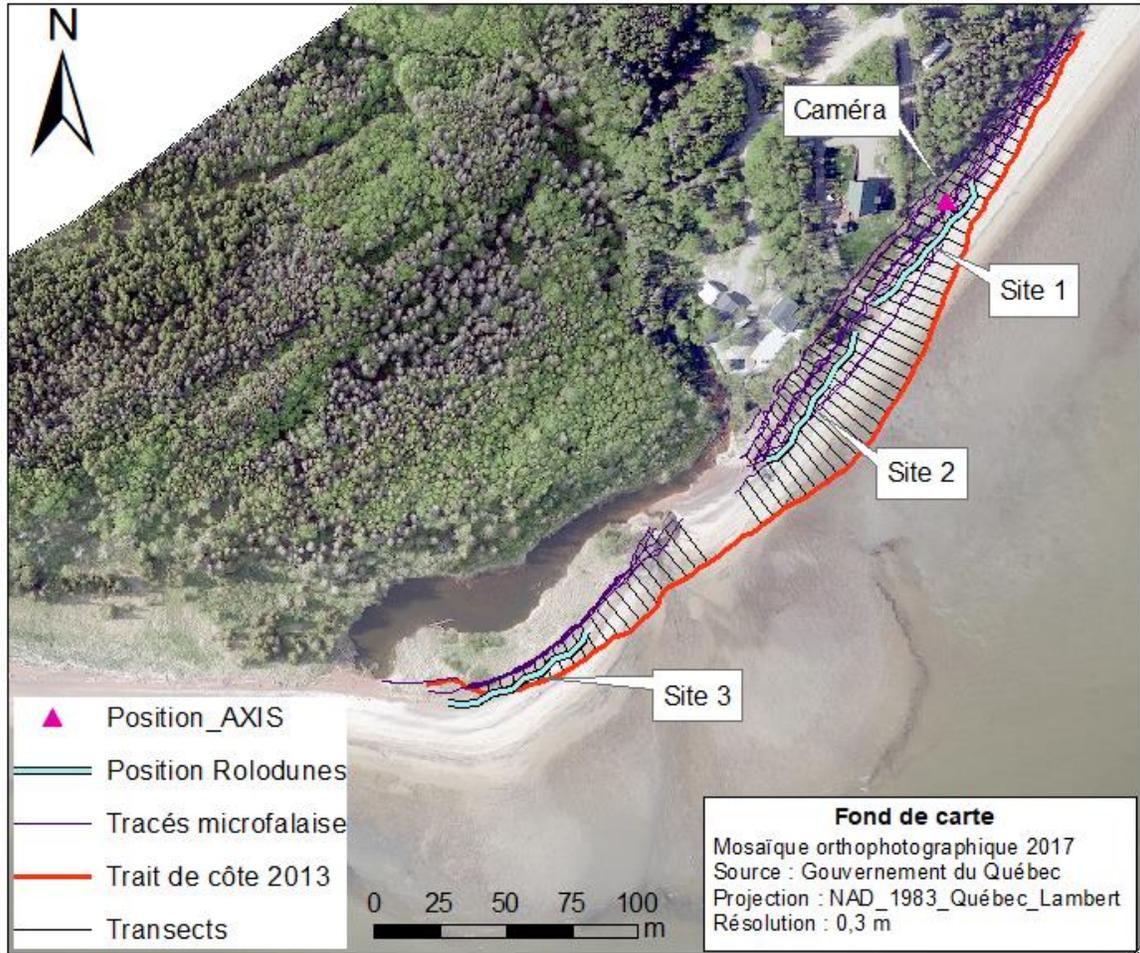


Figure 26. Tracés de la microfalaise à partir des LiDAR et localisation des transects générés automatiquement à partir de DSAS pour calculer les distances de recul de la microfalaise de la pointe Paradis

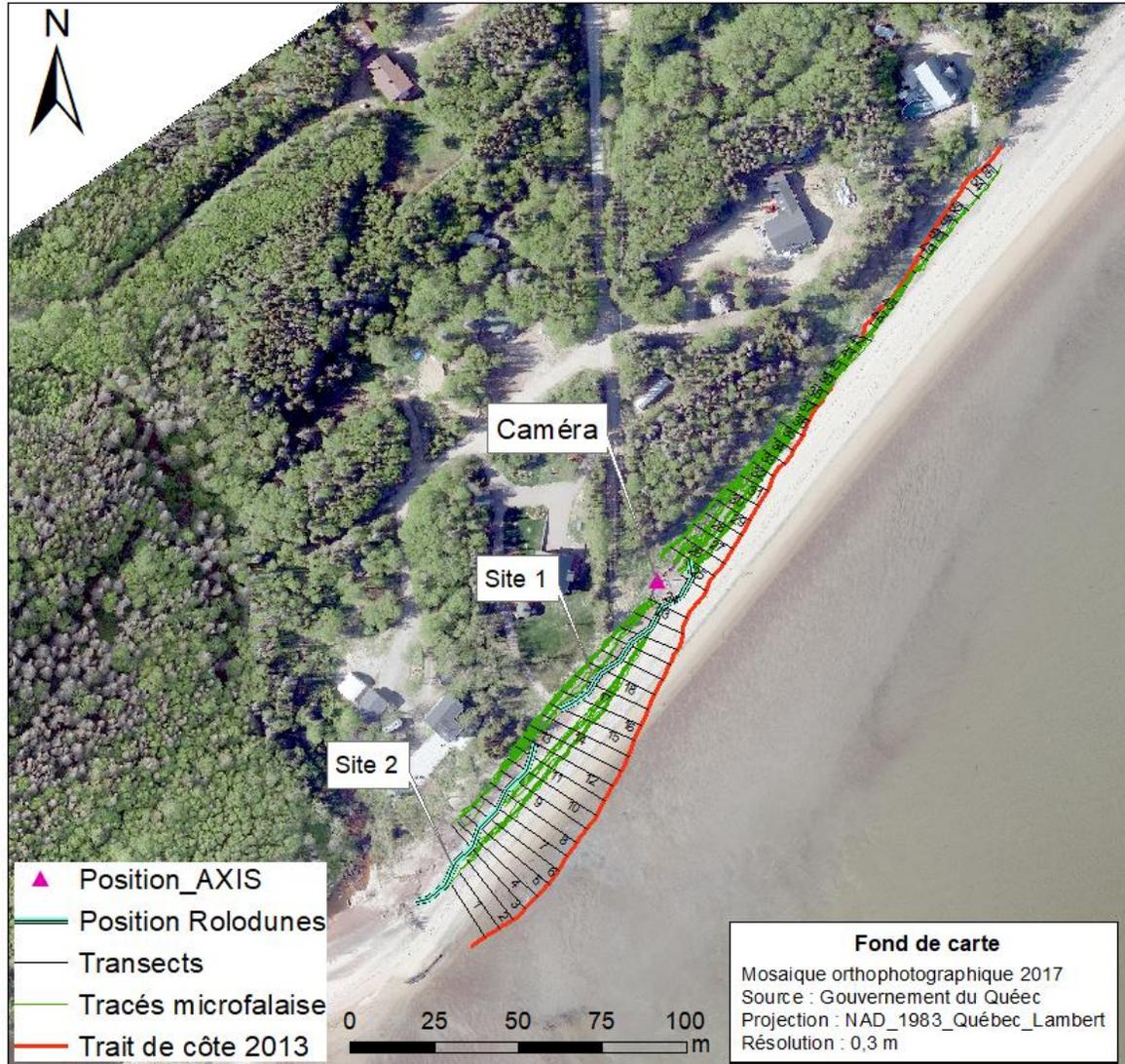


Figure 27. Tracés de la microfalaïse à partir des caméras et localisation des transects générés automatiquement à partir de DSAS pour calculer les distances de recul de la microfalaïse de la pointe Paradis

5.2.3.4. Profils transversaux

Les mêmes transects que ceux utilisés dans Dolle, Bernatchez et Friesinger (2020) ont été utilisés pour extraire dix-neuf profils topographiques longs de 150 m au niveau des sites d'expérimentation. Les profils sont extraits de neuf levés LiDAR (07 juin, 03 août et 11 novembre 2016; 27 mai, 27 juin, 26 juillet, 22 septembre et 07 novembre 2017, et enfin le 27 juillet) et d'un levé photogrammétrique (le 12 septembre 2018) (**figure 28**). Ces profils vont par la suite permettre l'analyse de l'évolution spatiotemporelle du profil de plage et de la microfalaise en calculant les taux d'évolution verticale et horizontale de la plage.

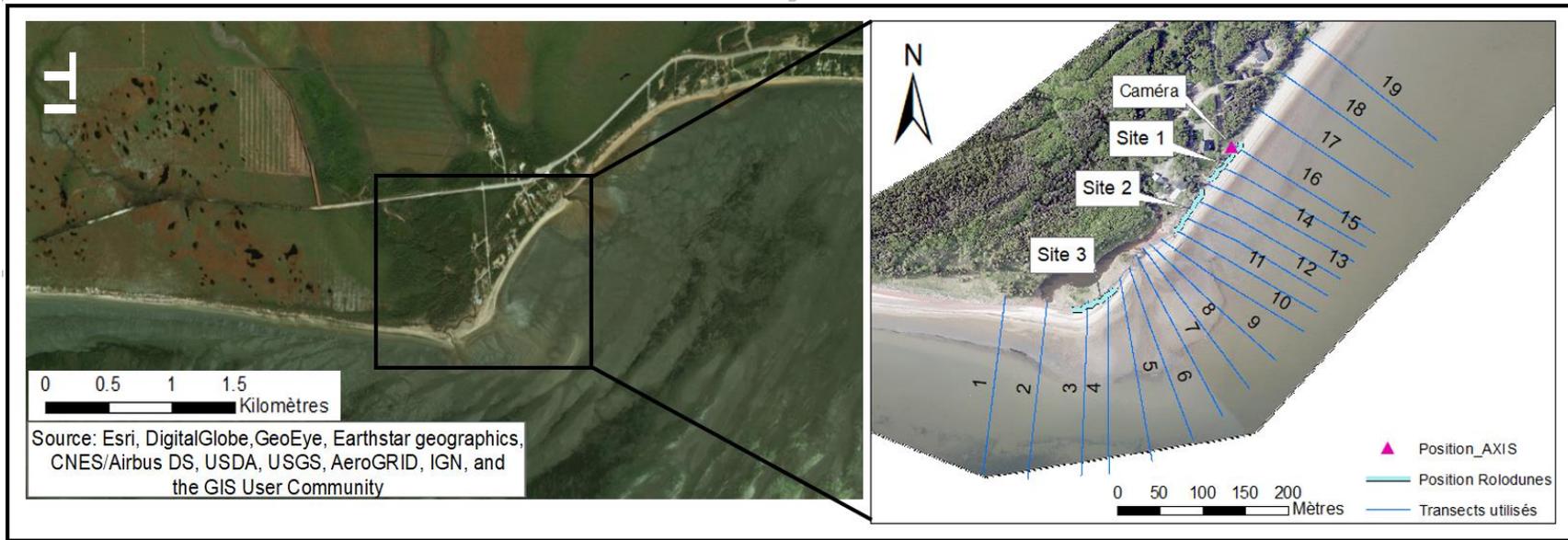


Figure 28. Positions des transects utilisés pour l'analyse des profils de plage transversaux au niveau de la pointe Paradis à Pointe-Lebel

5.2.4. Traitement des données météorologiques

5.2.4.1. Analyse spectrale

De même que pour les vagues, l'analyse spectrale des séries temporelles de vent va permettre de quantifier la direction et la vitesse des vents enregistrés à proximité du site d'étude. L'analyse de la périodicité de la direction des vents sera mise en lien avec celle des vagues.

CHAPITRE VI.

CONDITIONS MÉTÉO-MARINES ET ÉVOLUTION DE LA MORPHOLOGIE DE LA PLAGE ENTRE 2016 ET 2018

6.1. Conditions météo-marines

La période avant expérimentation se définit comme étant de juin 2016 (début des données de vagues enregistrées par les capteurs RBR) à juin 2017 (juste avant l'implantation des Rolodunes). La période pendant l'expérimentation s'étend de juin 2017 à décembre 2018.

6.1.1. Hauteurs et directions des vagues

Les niveaux d'eau enregistrés au large pendant la période totale de juin 2016 à décembre 2018 oscillent entre - 1,50 m et 2,70 m. À noter que le niveau 0 est obtenu en soustrayant la valeur moyenne des niveaux d'eau au niveau d'eau obtenu par le capteur. L'AWAC a enregistré un niveau d'eau moyen de 0,21 m (écart type de 0.985 m), avec une hauteur moyenne des vagues de 0,16 m (écart type de 0.44 m). La hauteur de vague maximale enregistrée est de 4,35 m, le 15 mars 2017 (**figure 29**). La direction des vagues entre 2016 et 2018 alterne en moyenne entre 112°N et 240°N, soit est-sud-est et sud-ouest, (**figure 30**).

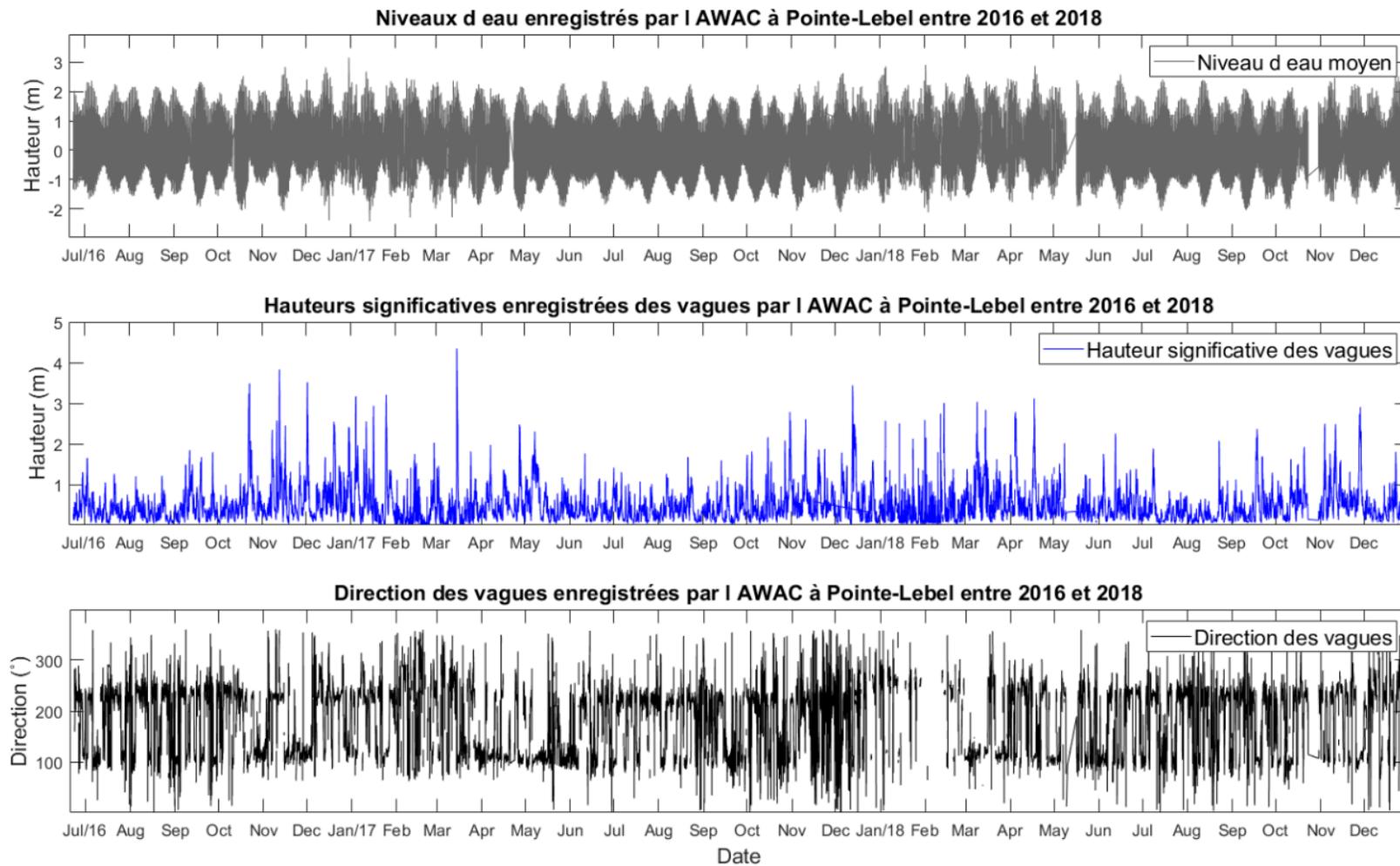


Figure 29. Direction des vagues, niveaux d'eau moyens et hauteurs de vagues enregistrés par l'AWAC à Pointe-Lebel entre juin 2016 et décembre 2018

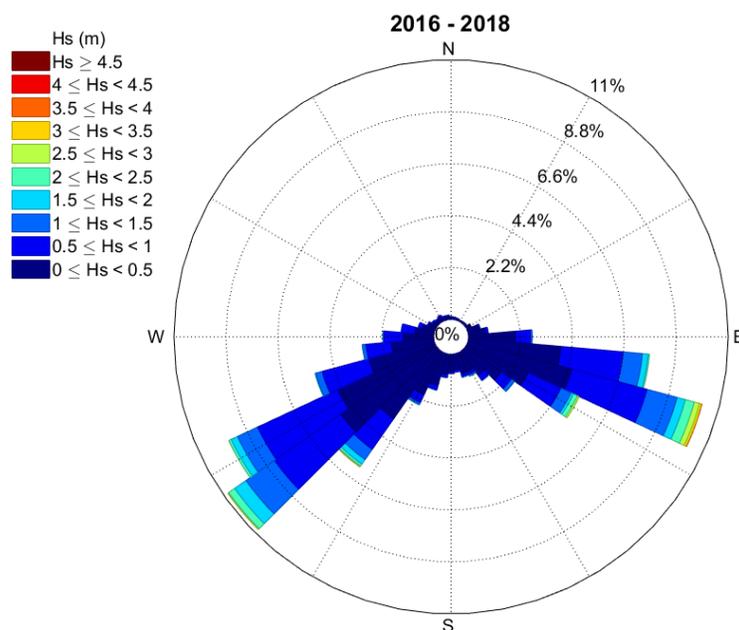
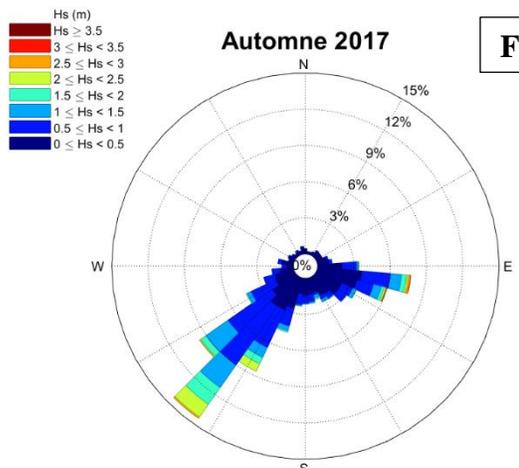
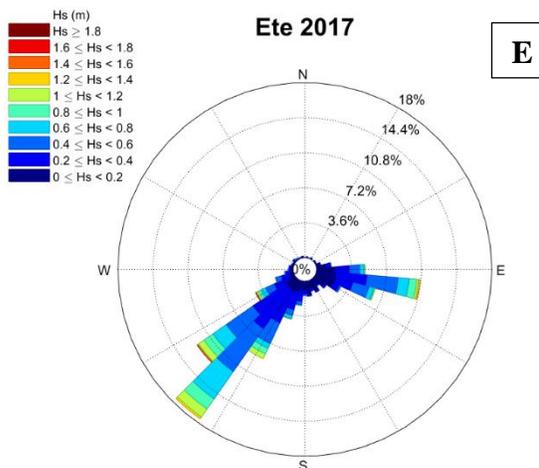
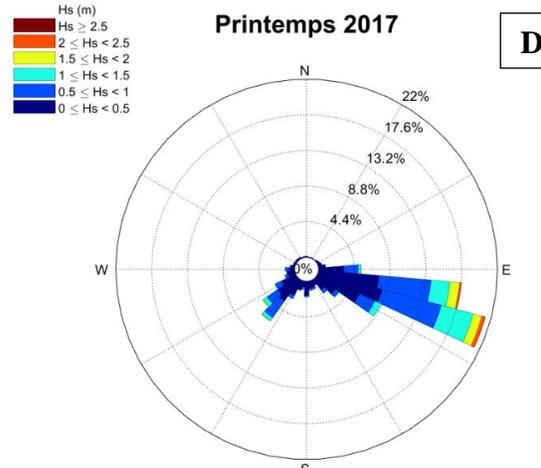
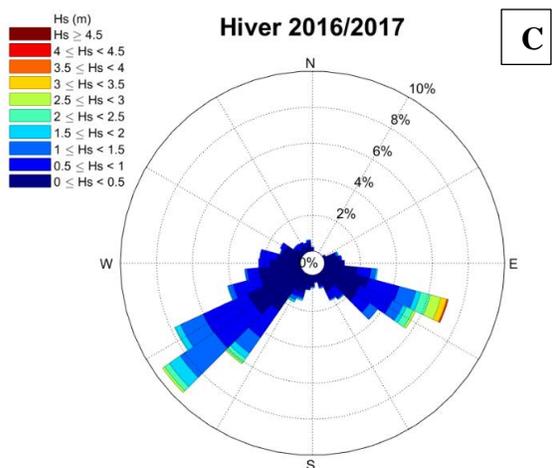
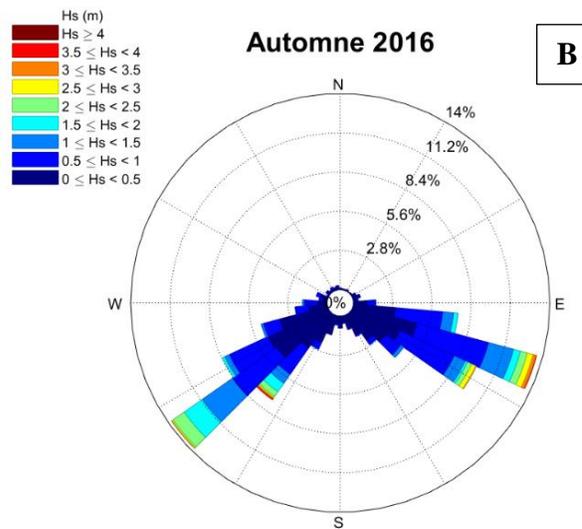
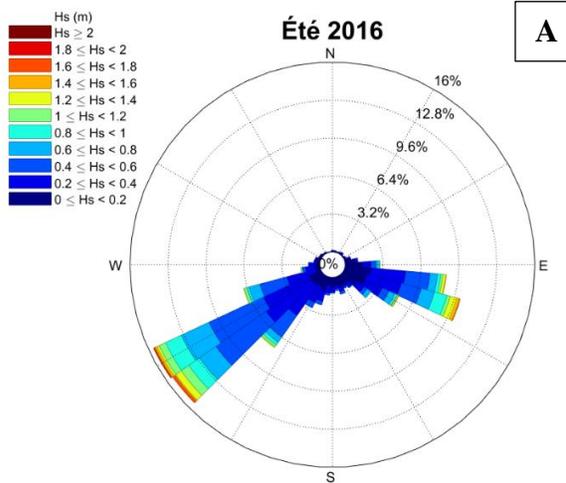


Figure 30. Direction et hauteurs des vagues enregistrées entre juin 2016 et décembre 2018 à Pointe-Lebel

Des roses des vagues ont été générées pour chacune des saisons des années 2016 à 2018 à partir des mesures acquises par l'AWAC. Sur chaque rose des vagues apparaissent deux directions principales de vague : une direction venant du sud-ouest, l'autre de l'est-sud-est. L'une ou l'autre direction est prédominante selon la saison. Durant les printemps 2017 et 2018 (printemps 2016 manquant) (**figure 31D et H**), les vagues proviennent principalement de l'est-sud-est, avec des vagues d'une hauteur maximale de 4,35 m en 2017 et 3,5 m en 2018. Pendant les étés 2016, 2017 et 2018 (**figure 31A, E et I**), les vagues proviennent principalement du sud-ouest, avec des maximums de 2 m, 1,8 m et 2,5 m en 2016, 2017 et 2018, respectivement. En automne, les vagues sont relativement plus hautes. En 2016 (**figure 31B**), les vagues semblent autant provenir du sud-ouest que de l'est-sud-est (jusqu'à 4 m). En revanche, pour les automnes 2017 (**figure 31F**) et 2018 (**figure 31J**), il apparaît clairement que les vagues proviennent en majorité du sud-ouest. En hiver, une encore plus grosse part des vagues provient du sud-ouest (**figure 31C, G et K**). Cependant, les vagues les plus hautes enregistrées proviennent de l'est-sud-est.



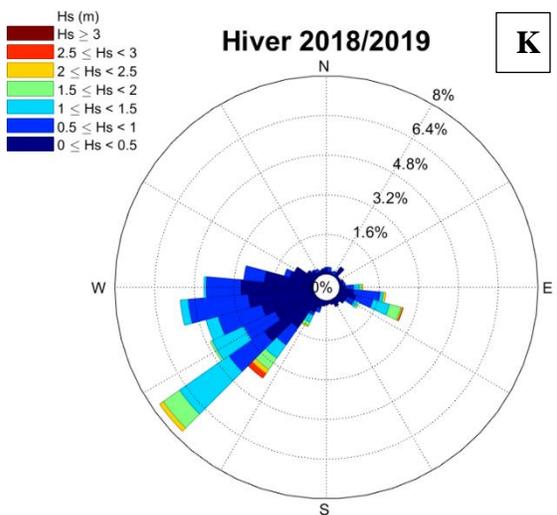
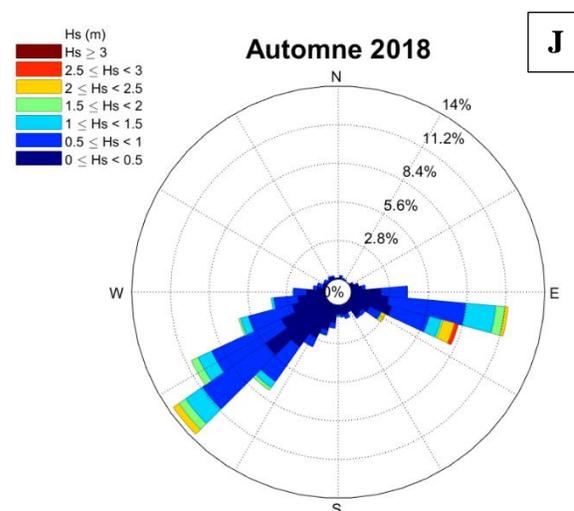
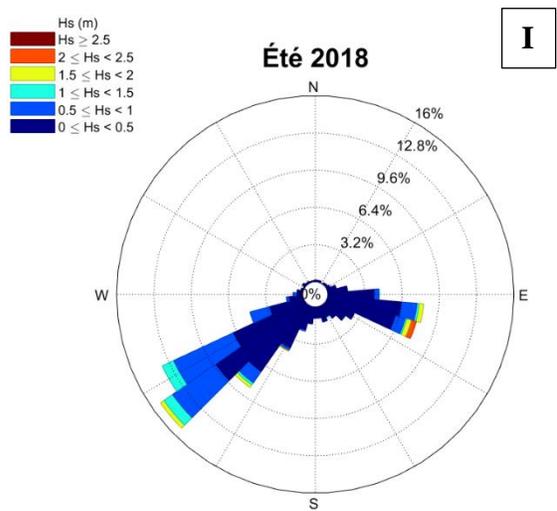
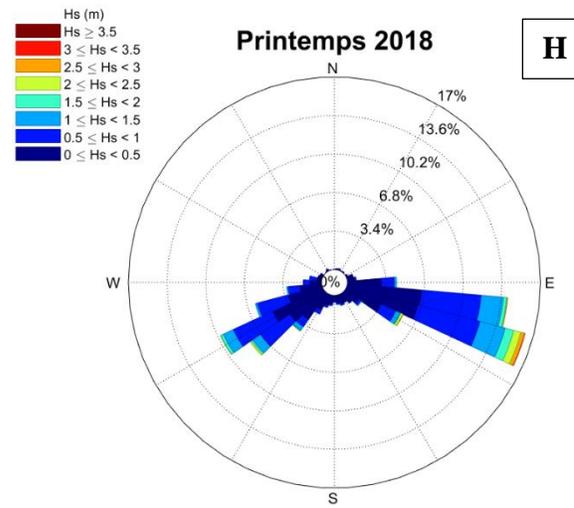
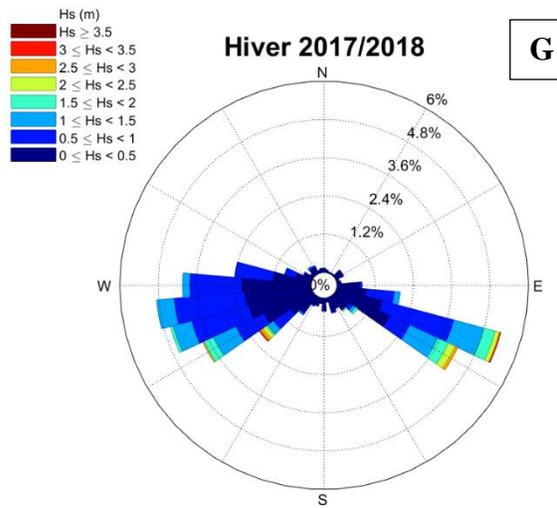


Figure 31. Roses des vagues pour Pointe-Lebel entre 2016 et 2018. Chaque rose est générée pour une saison différente

Après une analyse de la direction des vagues de façon saisonnière, il apparaît que la direction prédominante alterne selon les saisons : est-sud-est au printemps et à l'automne, et sud-ouest en été et en hiver. Cependant, les vagues les plus hautes proviennent toujours de la direction est-sud-est. Il est donc intéressant de regarder si les tempêtes touchant la pointe Paradis sont caractérisées ou non par des vagues de tempêtes provenant majoritairement de la direction est-sud-est.

6.1.1.1. Identification des événements de tempêtes et conditions de vagues à la côte (RBR) lors de ces événements

Un seuil de tempête a été calculé à partir de la série temporelle de hauteurs de vagues significatives de 1980 à 2017 issues du modèle numérique WW3, pour la cellule de la pointe Paradis. Le point pris pour les calculs se situe à 17.3 km au nord-est de l'AWAC, à une profondeur de -158 m. La valeur moyenne du 95^{ème} percentile est de 0,94 m avec un écart type de 0,09 m (**figure 32**). Ce seuil nous permet d'isoler les événements de tempêtes dont la hauteur significative des vagues dépasse cette valeur seuil (**figure 33**).

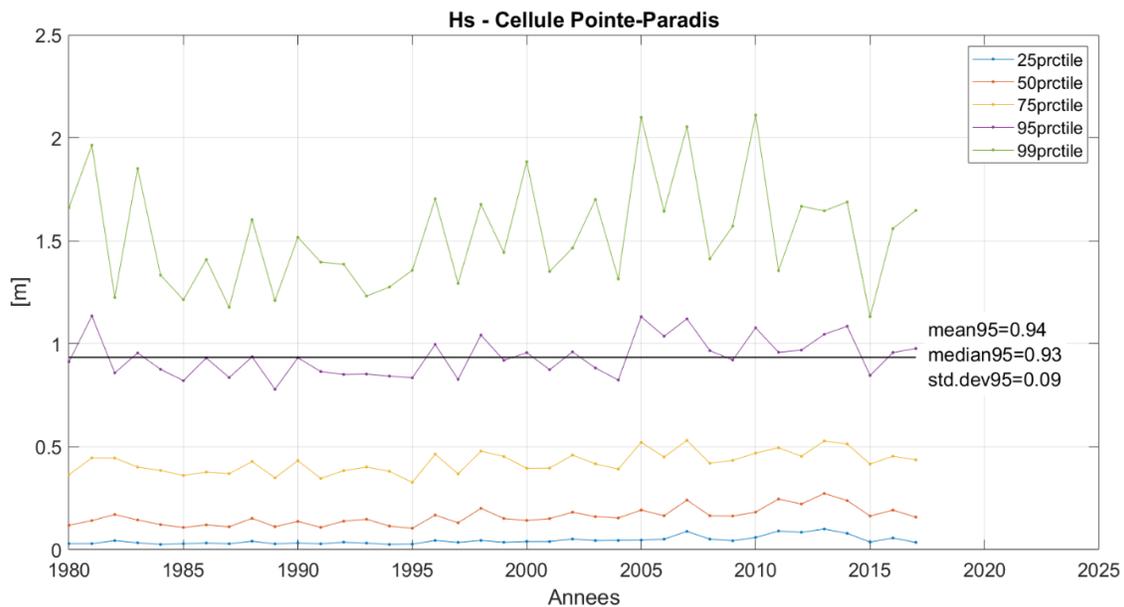


Figure 32. Série temporelle de la hauteur significative des vagues pour la cellule de pointe Paradis modélisée par WW3 entre 1980 et 2017

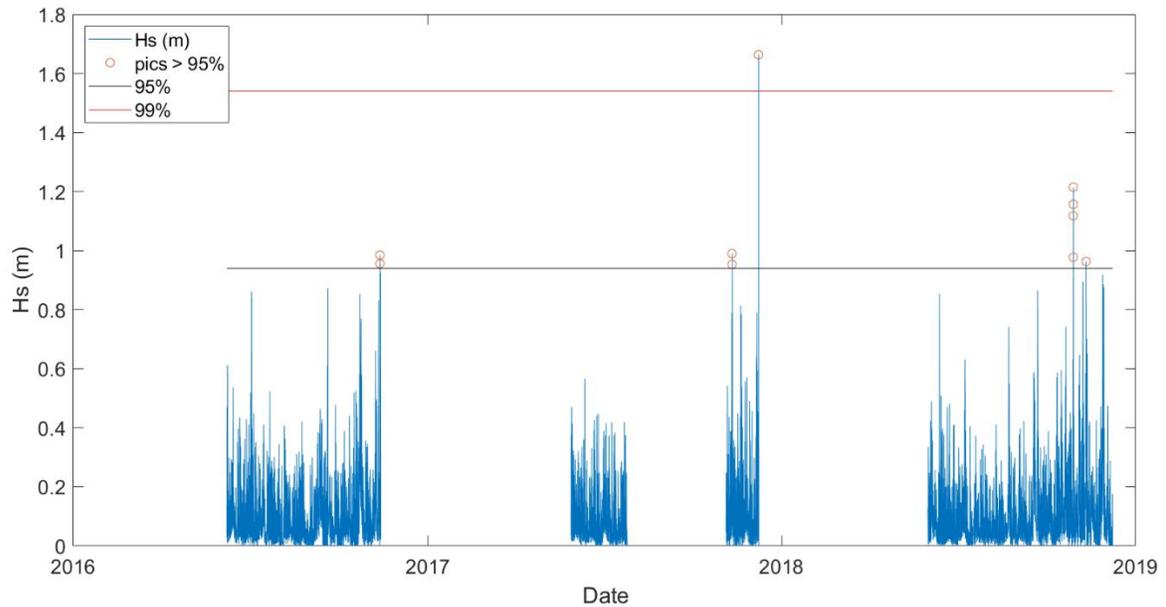


Figure 33. Évènements de tempêtes détectés par valeur seuil, sur les hauteurs de vagues enregistrées par le capteur RBR 2.3, calculés pour le secteur de la pointe Paradis entre 2016 et 2018

Depuis le début de l'expérimentation, cinq tempêtes ont été identifiées grâce au seuil du 95^{ème} percentile appliqué aux hauteurs de vagues enregistrés par le capteur RBR 2.3 (**figure 33**). Toutefois, il est important de rappeler ici que les vagues enregistrées par le capteur RBR 2.3 situé proche de la côte sont sensiblement atténuées de par leur dissipation du large vers la cote, comme le montre Didier *et al.*, 2017. Il y a donc une incertitude liée à l'utilisation de ces données qui explique que seulement cinq tempêtes ont été détectées via ce seuil. Cependant, d'autres tempêtes ont pu être identifiées à l'aide des caméras AXIS même si elles n'ont pas été enregistrées par les RBR, mais ont tout de même engendré un recul visible de la microfalaie. En effet, comme vu dans la **figure 20**, les capteurs n'ont pas enregistré en continu, car d'une part, ils sont retirés pendant la période hivernale, et d'autre part, il y a très probablement eu un souci lors de la maintenance pour l'automne 2017 (capteurs enfouis ou inatteignables, et donc les capteurs ont manqué de batteries). Le **tableau 9** récapitule les paramètres des tempêtes enregistrés par les capteurs RBR et/ou les AWAC (hauteurs significatives et directions des vagues). La tempête du 04-05 avril 2018 s'est déroulée pendant la nuit, les valeurs renseignées sont donc une moyenne calculée du 04 avril à 19h jusqu'au 05 avril à 06h (heures manquantes sur les caméras). La

deuxième tempête d'avril a duré deux jours (les 17 et 18 avril 2018), le tableau mentionne l'heure à laquelle les vagues les plus hautes ont été enregistrées pour chaque journée.

Tableau 9. Récapitulatif des tempêtes ayant dépassées le 95ème percentile selon l'enregistrement du capteur RBR 2.3 et/ou engendrées un recul de la microfalaise de pointe Paradis

Date de tempête (*détectées grâce au 95 ^{ème} percentile)	Heure de la tempête	Hauteurs significatives des vagues (m)		Niveau moyen des eaux (m)		Directions des vagues (AWAC) (°N)	Dépas- sement du 95 ^{ème} percentile	Recul de la microfalaise
		RBR 2_3	AWAC	RBR 2_3	AWAC			
12/11/2016*	12 :09	0,985	1,24	1,7	1,1	233	OUI	NON
16/11/2016	19 :02	/	2,46	/	1,7	112	?	OUI
30/12/2016	13 :02	/	2,42	/	1,5	118	?	OUI
10/11/2017*	19 :32	0,99	2,16	1,6	1,4	220	OUI	NON
19 /11/2017	09 :02	0,81	1,69	2,4	-0,9	110	NON	OUI
08/12/2017*	00 :20	1,66	0,5	1,7	-1,37	186	OUI	NON
04-05/04//2018	nuît	/	2,20	/	2,4	113.5	?	OUI
17/04/2018	14 :02	/	3,12	/	2	111	?	OUI
18/04/2018	01 :02	/	1,88	/	1,9	113	?	OUI
28/10/2018*	14 :16	0,98	1,21	1,6	1,8	/	OUI	OUI
10/11/2018*	20 :14	0,96	1,56	2,6	2,1	102.3	OUI	NON

Il est intéressant de remarquer que parmi les tempêtes détectées grâce à la valeur seuil de 0,94 m (95^{ème} percentile), seule la tempête du 28 octobre 2018 a engendré un recul (**tableau 9**). La seule autre tempête répertoriée dans la catégorie ayant provoquée un recul de la microfalaise (19/11/2019) n'enregistre pas des vagues dépassant 0.94 m, mesurées au RBR. Malheureusement, les informations sur les hauteurs significatives des vagues mesurées proche de la côte (RBR 2_3) des 4 autres tempêtes ayant provoquées un recul (16/11/2016, 30/12/2016, 04-05/05/2018, 17-18/04/2018) sont manquantes, mais on constate des vagues entre 1.88 m et 3.12 m au large à l'AWAC. En revanche, elles ont toutes en commun leur angle d'incidence, qui oscille entre 110 et 118°, soit une direction est-sud-est : direction que l'on retrouve comme prédominante pendant les saisons d'automne et de printemps dans la **figure 31**. Malheureusement, quatre des cinq tempêtes identifiées grâce à la caméra AXIS n'ont pas été enregistrées par les capteurs RBR (16/11/2016, 30/12/2016, 04-05/04/2018 et 17-18/04/2018), on ne peut donc savoir si les

vagues à la côte ont dépassé ou non 0,94 m, d'autant qu'elles ont toutes engendré un recul de la microfalaise.

La tempête du 04-05 avril 2018 a entraîné la destruction du site 1 du système Rolodune, c'est également cette tempête qui enregistre le plus haut niveau d'eau au large (**tableau 9**). Le 1er octobre 2018, la municipalité de Pointe-Lebel a récupéré les tuyaux du site 2 à la demande du ministère de l'Environnement. À partir de cette date, seul le système Rolodune du site 3 était toujours en place, et ce jusqu'au mois de juillet 2020 où il a finalement été retiré à son tour.

6.1.2. Vitesses et directions moyennes de vents

Les données de vents ont été enregistrées à la station météo de Baie-Comeau. Une rose des vents a été réalisée à partir des vitesses et des directions des vents enregistrés pour la période de juin 2016 à décembre 2018 (**figure 34**).

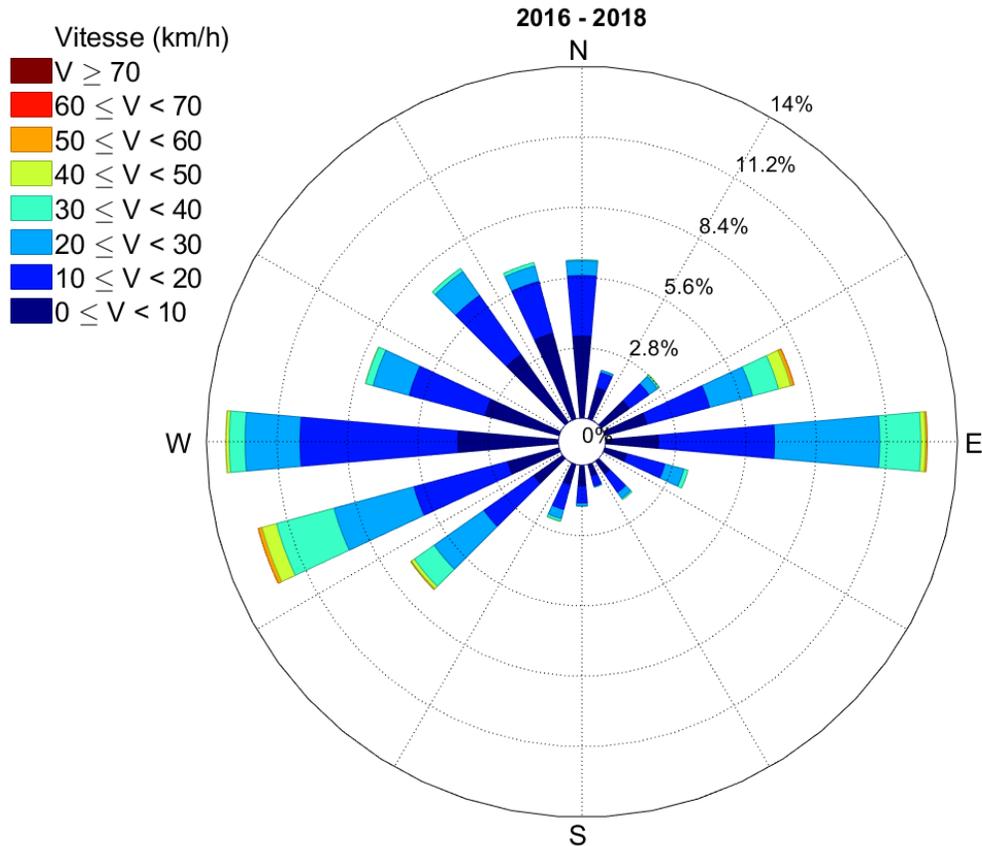


Figure 34. Rose des vents pour Pointe-Lebel entre juin 2016 et décembre 2018

On peut constater que la provenance des vents les plus forts est principalement divisée entre l'est-nord-est et l'ouest-sud-ouest, avec des vitesses maximales enregistrées de plus de 70 km/h. La plus grande proportion des vents étant comprise dans des vitesses oscillantes entre 0 et 30 km/h (le 95^{ème} percentile équivalent à 34 km/h). Ces directions correspondent aux directions des vagues observées (sud-ouest et est-sud-est). Lorsque l'on regarde de façon saisonnière (figures présentées en **Annexe 4** : Rose des vitesses et directions des vents), on remarque que durant les printemps, les vents proviennent majoritairement de l'est avec des vents jusqu'à 50 km/h, avec cependant des vitesses

maximales provenant de l'ouest (jusqu'à 60 km/h). Au contraire, les vents proviennent majoritairement de l'ouest durant les étés, avec des maximales enregistrées avec plus de 60 km/h. La répartition directionnelle des vents en automne est similaire à celle de l'été. On constate par ailleurs des vitesses globalement moins élevées (comprises entre 0 et 30km/h pour la majeure partie). Enfin, on observe des vents d'ouest en hiver avec des vitesses pouvant dépasser les 50 km/h.

6.2. Évolution de la position de la ligne de rivage

La **figure 35** reprend les taux de déplacement (m/an) mesurés depuis 2001 au niveau de la pointe Paradis. Les mesures prises entre 2001 et 2016 ainsi qu'entre 2013 et 2016 ont été prises sans la présence des Rolodunes, mais pour faciliter la comparaison, les taux de déplacement sont présentés en fonction de chaque site pour chacune des périodes de mesures.

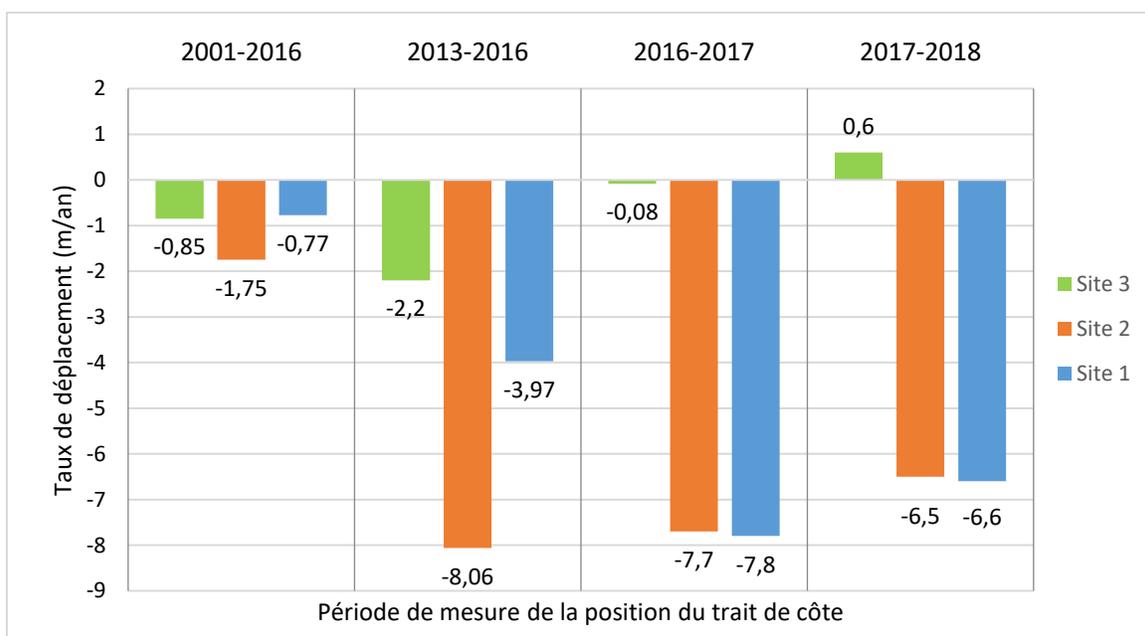


Figure 35. Taux de déplacement du trait de côte pour quatre périodes entre 2001 et 2018 (2001-2016, 2013-2016, 2016-2017 et 2017-2018) en face de chacun des trois sites d'expérimentation

La première période de mesure d'une durée de 15 ans, entre 2001 et 2016, montre des taux de déplacement variant entre - 0,77 m/an et - 1,75 m/an. Les sites 1 et 3 ont des taux de déplacement similaires tandis que le site 2 présente un taux de recul deux fois plus rapide. Ces taux sont par ailleurs cohérents avec ceux mentionnés par Bernatchez et Dubois (2004). En effet, les taux de reculs mesurés sur la côte nord de l'estuaire maritime depuis les cinquante dernières années varient en moyenne entre - 0,15 m/an et - 3,9 m/an.

Si l'on regarde de plus près les 3 dernières années de cette période, soit de 2013 à 2016, on constate que les taux de reculs augmentent drastiquement. Au niveau du site 1, soit le plus

à l'est, le taux de recul atteint quasiment - 4 m/an. C'est plus de trois fois le taux de recul mesuré entre 2001 et 2016. Le constat est encore plus dramatique au niveau du site 2 : on passe de - 1,75 m/an à - 8,06 m/an, c'est presque cinq fois supérieur au taux de 2001-2016. Enfin, au niveau du site 3, on remarque encore une fois une augmentation du taux de recul de 2,5 fois le taux mesuré entre 2001 et 2016. Cette augmentation drastique peut s'expliquer tout d'abord par le fait que lorsque l'on réduit la période de mesure, des événements extrêmes tels que des tempêtes, qui ont pu provoquer d'importants reculs, sont moins dissipés dans la série temporelle. Ici, on passe d'une période de mesure de quinze ans à une période de trois ans. Cela induit donc que des valeurs extrêmes ont plus d'influence sur la moyenne. D'autre part, il se peut que durant la période de 2013 à 2016, les événements de tempêtes aient été plus fréquents. Senneville *et al.* (2014) montrent que les taux d'englacement ont réduit de 1,53 % entre les saisons 1998-1999 et 2012-2013. Le complexe glaciaire voit donc son rôle de protection de la côte réduit face aux conditions hydrodynamiques hivernales.

Pour la période plus récente de 2016 à 2017, les vitesses de recul des sites 1 et 2 sont très élevées et relativement similaires (- 7,8 m/an et - 7,7 m/an, respectivement). En revanche, le site 3 montre un recul quasiment nul de - 0,08 m/an. Maintenant, si l'on compare la période 2013-2016 avec 2016-2017, on observe des changements très différents au sein de chaque site. Le site 1 a vu son recul quasiment multiplié par deux tandis que le site 2 garde une vitesse de recul relativement constante (légèrement inférieur), bien que très élevée. Le site 3 montre quant à lui un déplacement annuel proche de 0. Bien que le site 3 n'est jamais subit une trop grande érosion comparativement aux sites 1 et 2, il apparaît ici que le site est en quasi-stabilisation. Ceci pourrait être dû à un éventuel apport sédimentaire venant des falaises deltaïques situées à l'ouest (en raison de la dérive littorale d'ouest en est).

Enfin, la dernière période où les vitesses de recul ont été mesurées s'étant de 2017 à 2018. On peut observer le même schéma que pour la période 2016-2017, c'est-à-dire avec les sites 1 et 2 montrant d'importants reculs, et le site 3 montrant des valeurs proches de 0. Ici, le site 3 se trouve même en accumulation avec + 0,6 m/an. Les sites 1 et 2 quant à eux gardent des vitesses de recul très élevées, bien que réduites d'un mètre comparé à l'année

précédente. Le site 1 est encore une fois le site le plus en érosion avec un recul de - 6,6 m (- 6,5 m mesuré devant le site 2).

De manière globale, il apparaît que dans les deux dernières années, les reculs sur la section est de la pointe sont huit à neuf fois supérieurs à ceux situés au niveau de la pointe. La pointe ouest quant à elle voit ses taux de reculs diminués jusqu'à être positif entre 2017 et 2018.

6.2.1. Suivi de l'évolution de la position de la ligne de rivage de façon annuelle et saisonnière à l'aide des levés LiDAR

Grâce à l'outil DSAS dans le logiciel ArcGIS 10.5.1., il est possible de calculer une distance de déplacement entre la position du sommet de la microfalaise à une date t et une ligne de référence, ici correspondant aux dates de levés LiDAR et à la position du trait de côte en 2013, respectivement. La **figure 36** représente les distances de déplacement de la microfalaise entre juillet 2013 et août 2016, juillet 2017 et juillet 2018. Il est à noter qu'un cours d'eau est présent au niveau de la pointe, aucune hauteur de microfalaise n'est donc disponible du transect 20 au transect 25.

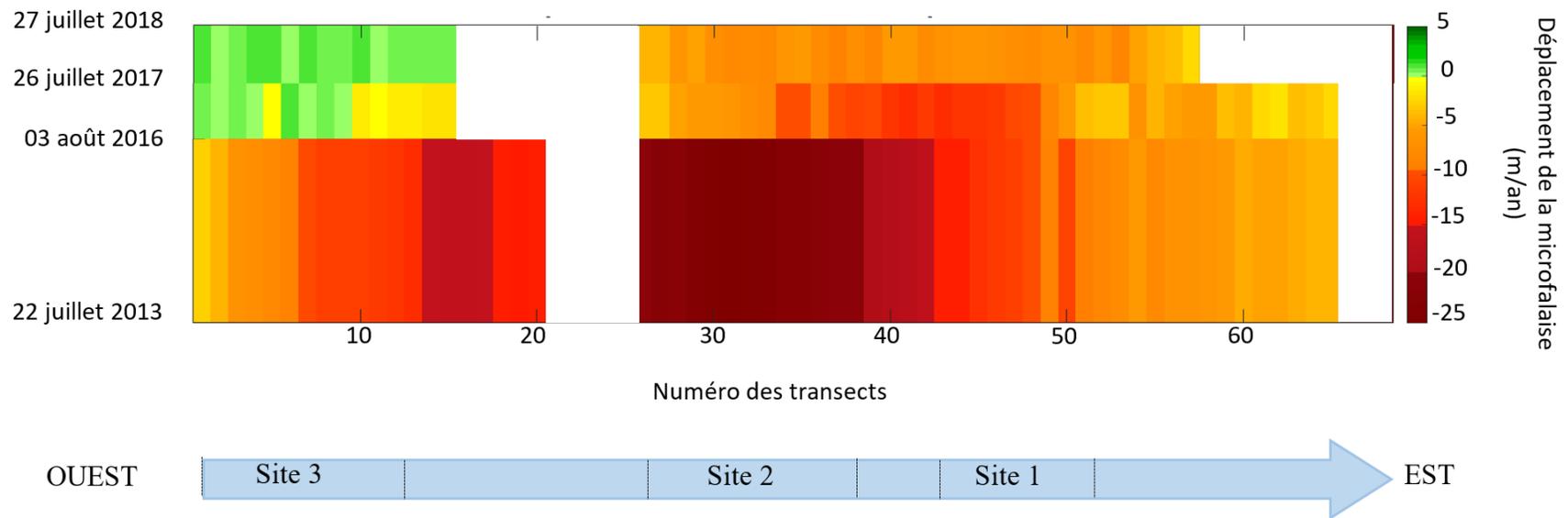


Figure 36. Distances de déplacement de la microfalaise calculées pour trois périodes entre 2013 et 2018 le long de la pointe Paradis

Dans un premier temps, on peut constater qu'il y a eu une très forte érosion entre 2013 et 2016, peu importe les sites. Du transect 0 au transect 20, au niveau de la pointe, la distance de recul augmente graduellement, allant de 0 m à l'ouest jusqu'à environ - 15 m plus à l'est. On mesure également jusqu'à - 25 m en face des transects 25 à 40 (actuellement en face du site 2). Enfin, entre les transects 42 à 50, on observe une distance de recul similaire à la pointe, allant de - 8 m à - 20 m pour diminuer quelque peu vers l'est (entre 0 et - 5 m, des transects 51 à 68).

En revanche, lorsque l'on regarde entre 2016 et 2017, on constate une tout autre dynamique en face de la pointe (entre les transects 0 et 15). Les distances mesurées oscillent entre - 2 m et + 2 m environ. Cela signifie que la dynamique de la pointe Paradis s'est modifiée depuis 2016. Elle est désormais sujette à une faible érosion, voire à de l'accumulation. Pour comprendre ce changement de dynamique, il est nécessaire de s'intéresser aux apports sédimentaires adjacents et à leur propre dynamique. En effet, la réactivation de la falaise située à l'ouest de la pointe pourrait engendrer un apport sédimentaire suffisant pour réduire le déficit observé entre 2013 et 2016. Lorsque l'on regarde toute la partie à l'est du cours d'eau, on constate que la microfalaise est partout en érosion, avec des distances de recul plus élevées entre les transects 25 et 50, soit directement là où ont été placés les sites 1 et 2. Plus à l'est du transect 50, la distance de recul varie entre 0 et - 5 m. Entre 2017 et 2018, les répartitions d'érosion et d'accumulation sont assez similaires. Toutefois, aucune érosion n'est observée au niveau du site 3, sur la pointe. L'est de la pointe a quant à elle des distances de reculs plutôt homogènes le long des sites 1 et 2, d'environ - 5 m (**figure 36**).

Afin de mieux comprendre l'hydrodynamique de chaque année durant l'expérimentation sur la pointe Paradis, les paramètres de vagues ont été calculés à partir de mesures *in situ* collectées grâce aux capteurs RBR et à l'AWAC (**tableau 10**).

Tableau 10. Données de vagues *in situ* entre 2016 et 2018 mesurées par l'AWAC et le capteur RBR 2_3 et leur écart-type (les valeurs de NME et Hs sont des moyennes)

	AWAC				RBR			
	NME (m)	Std (m)	Hs (m)	Std (m)	NME (m)	Std (m)	Hs (m)	Std (m)
2016	0,216	0,979	0,513	0,467	0,163	0,117	0,119	0,956
2017	0,159	0,985	0,521	0,443	0,152	0,121	0,126	0,965
2018	0,120	0,966	0,473	0,386	0,170	0,126	0,123	0,958

Lorsque l'on compare les paramètres entre 2016 et 2017, on remarque que le niveau moyen des eaux (NME) est plus élevé en 2016 qu'en 2017. Inversement, la hauteur moyenne significative des vagues (Hs) mesurées par l'AWAC et le capteur RBR est plus élevée en 2017 qu'en 2016. Pour ce qui est des paramètres de vagues en 2017 et 2018, on remarque que le niveau moyen des eaux au large de 2018 est plus faible qu'en 2017 tandis qu'il est plus élevé à la côte. Pour ce qui est de la hauteur moyenne significative des vagues mesurées par l'AWAC et le capteur RBR, celle-ci est plus élevée en 2018 qu'en 2017 (**tableau 10**).

Les données moyennes de chaque année permettent difficilement d'attribuer le changement de la dynamique de la plage à l'un ou l'autre des paramètres, car ceux-ci ne sont pas significativement différents d'après leur écart-type. En effet, comme on a pu le voir dans le **tableau 9**, les reculs enregistrés sur la pointe Paradis sont dus à des événements de tempêtes, et non pas à un régime de vague moyen.

À partir des levés LiDAR, quatre positions de la microfalaise ont pu être extraites sur une période d'un an précédent la mise en plage des Rolodunes (avant le 26 juin 2017), et six après leur installation. Au total, dix positions ont été extraites entre 2016 et 2018 : 9 levés LiDAR et 1 levé par cerf-volant (photogrammétrie) (**figure 37**).

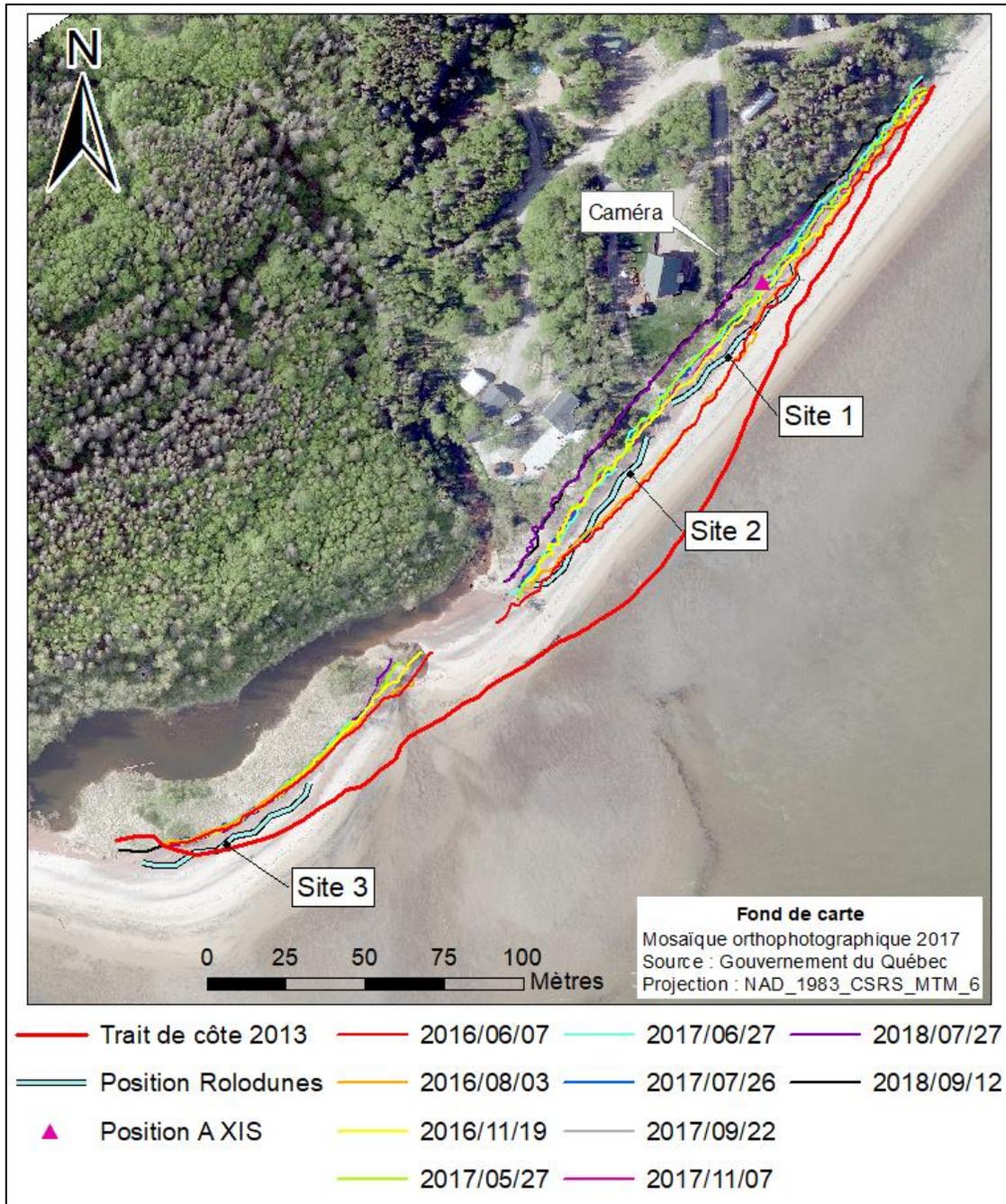


Figure 37. Évolution de la position de la ligne de rivage de la plage de Pointe-Lebel entre juin 2016 et septembre 2018

On peut d’ores et déjà constater deux grands reculs à l’est au niveau des sites 1 et 2. Le premier à lieu entre le 03 août 2016 et le 19 novembre 2016 avec un recul maximum de

- 2 m entre les sites 1 et 2 (**figure 37**). Le deuxième recul à lieu entre le 07 novembre 2017 et le 27 juillet 2018.

En effet, en raison de l'orientation est-sud-est de la pointe, son côté est est particulièrement exposé aux vagues générées au large par les forts vents d'est. Comme le montre le **tableau 9**, les tempêtes associées à un recul de la microfalaise sont systématiquement caractérisées par des vagues ayant une direction incidente comprise entre 110° et 118°, soit une direction est-sud-est. Il est donc clair que la pointe Paradis semble considérablement sensible aux événements de tempête dont les vagues sont générées par les vents d'est, même si ce ne sont pas des tempêtes extrêmes (par exemple lors de l'événement du 19 novembre 2016 avec des vagues de 0,80 m, **tableau 9**). De plus, comme nous le verrons dans la partie suivante, la pente très abrupte de la plage explique très certainement la réponse morphologique de la plage face aux vagues incidentes.

Afin de quantifier de façon précise les déplacements de la ligne de rivage mesurés à l'aide des levés (LiDAR et cerf-volant), la Figure 38. Évolution de la position de la microfalaise en avant des trois sites d'expérimentation pour sept périodes entre juin 2016 et juillet

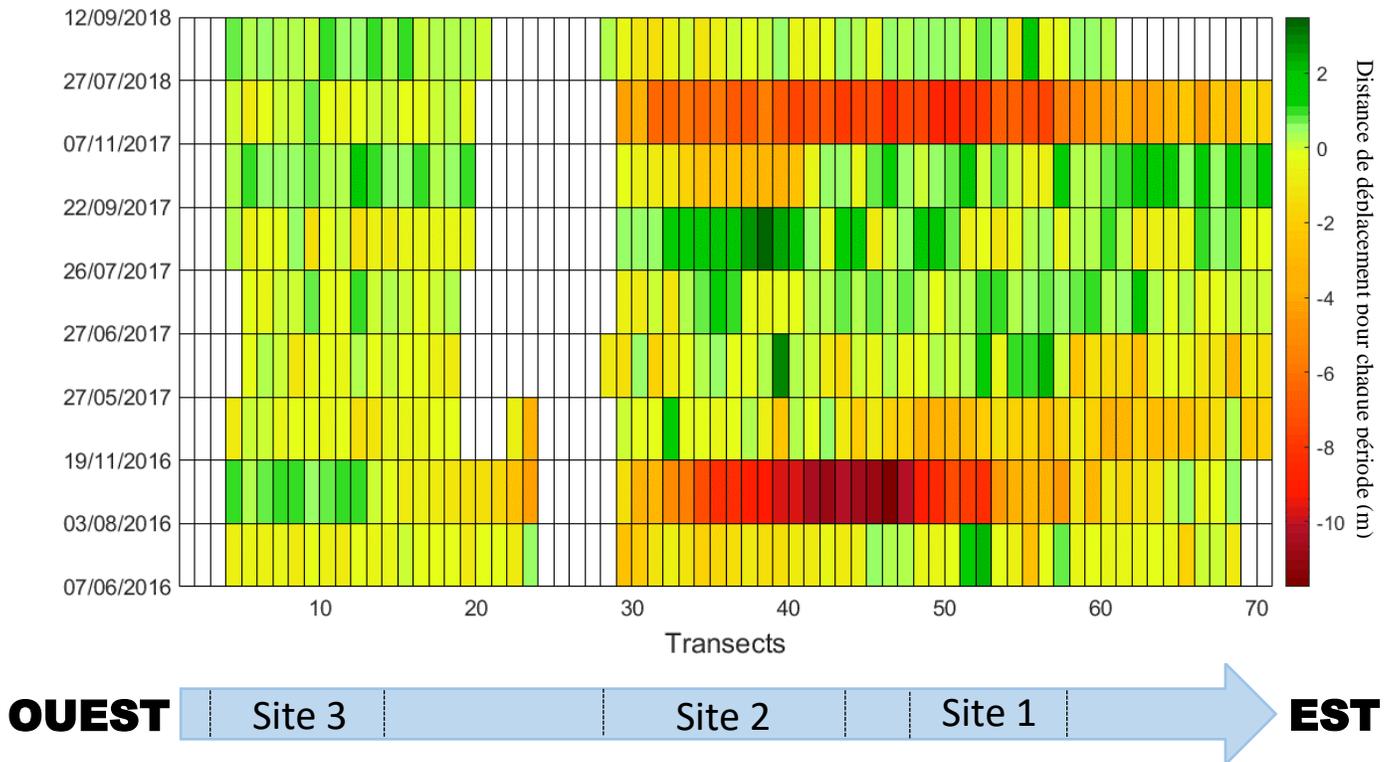


Figure 38. Évolution de la position de la microfalaise en avant des trois sites d'expérimentation pour sept périodes entre juin 2016 et juillet 2018

2018 **figure 38** représente les distances de déplacements de la microfalaise entre chaque levé (de juin 2016 à septembre 2018).

Entre juin et août 2016, les reculs oscillent entre - 1 m et + 1 m au niveau du site 3, des distances de reculs variant entre 0 et - 4 m devant le site 2 et enfin des déplacements de - 1 m à + 2 m au niveau du site 1. À l'est du site 1, les déplacements sont situés entre 0 et - 1 m, mais dont trois des transects (66 à 69) montrent un recul de - 2 m ainsi qu'une légère avancée (**figure 38**). Les taux de déplacements mesurés entre les mois d'août et novembre 2016 montrent une tout autre distribution. Le site 3 est très différent des sites 1 et 2. En effet, directement en avant du site 3, les distances de déplacement sont positives. Par ailleurs, les déplacements deviennent négatifs directement à l'est du site 3 (entre le site 2 et 3). Les distances de reculs deviennent ensuite relativement élevées directement en avant du site 2 et devant la moitié ouest du site 1 : entre - 5 et - 11 m. Devant le site 1, les déplacements varient entre - 11 et - 2 m, d'ouest en est, respectivement (**figure 38**). Durant les premiers mois d'automne, on a donc une différence qui se dessine entre les deux côtés de la pointe. Le côté est étant en apparence beaucoup plus sensible à l'érosion.

Entre novembre 2016 et mai 2017, période englobant la période hivernale, les côtés ouest et est de la pointe se différencient moins que pendant l'automne. On retrouve des déplacements proches de 0 voir des valeurs positives devant le site 3. Devant les sites 1 et 2, les distances de déplacement oscillent entre + 2 m et - 5 m, avec cinq transects seulement enregistrant des valeurs positives (le transect 33 avec + 2 m et les transects 38, 41, 43 et 70 avec des distances de déplacement comprises entre 0 et + 1 m) (**figure 38**).

En 2017, les périodes disponibles sont de mai à juin, de juin à juillet, de juillet à septembre, de septembre à novembre, de novembre 2017 à juillet 2018 novembre et pour finir une période de juillet 2018 à septembre 2018.

Entre le 22 septembre et le 07 novembre 2017, on distingue qu'à l'ouest, du transect 0 au transect 20, qui englobent donc le site 3, les déplacements de la microfalaise sont tous positifs (entre + 0,2 et + 1 m, appart pour le transect 12 avec une avancée de 1,46 m). Lorsque l'on se dirige vers l'est, on constate que les distances de recul augmentent graduellement. Entre les transects 29 et 42, les reculs sont inférieurs à - 2m. Cependant, entre les transects 34 et 40, soit au niveau du site 2, les reculs oscillent entre - 2,65 m et

- 3,39 m. Ensuite, au niveau du site 1, entre les transects 50 à 57, les reculs diminuent et deviennent uniquement positifs à partir du transect 47, donc à l'est du site 1 (**figure 38**).

Entre le 07 novembre 2017 et le 27 juillet 2018, les déplacements de la microfalaise sont très distincts entre l'ouest et l'est. Cette dynamique est semblable à celle observée durant la période du 03 août 2016 au 19 novembre 2016. L'ouest (du transect 0 à 20) est caractérisé par des déplacements positifs, assez homogènes, entre + 0,23 m et + 1,48 m. En revanche, à l'est du cours d'eau, la microfalaise est face à d'importants reculs. On mesure entre - 3,80 m et - 8,89 m. En face du site 2 (transect 29 à 42), le recul atteint jusqu'à - 7,6 m et oscillent entre - 7 m et - 8,8 m entre les sites 1 et 2. Ensuite, en face du site 1 (transects 46 à 58), les reculs oscillent entre - 5,4 m et - 8,9 m. Enfin, les reculs diminuent légèrement plus à l'est (de -1 m à - 4,4 m) (**figure 38**).

Enfin, entre le 07 juillet et le 12 septembre 2018, on retrouve à l'ouest une dynamique similaire à celle de la période du 22 septembre - 07 novembre 2017. La microfalaise se déplace de + 0,07 m à + 0,98 m. En face du site 2, les distances de déplacement oscillent entre - 1,4 m et + 0,4 m. Entre les sites 1 et 2, celle-ci se déplace entre - 0,54 m et + 0,50 m. Enfin, au niveau du site 1, les déplacements sont plus larges : - 1,1 m à + 1,6 m (**figure 38**).

Le site 1 présente des périodes avec alternance d'avancée et de recul. Deux périodes sont marquées par de fortes érosions, du mois d'août au mois de novembre 2016, ainsi qu'entre novembre 2017 et juillet 2018. Durant les mois d'étés, la position de la ligne de rivage en avant du site 1 est relativement hétérogène, avec des distances oscillantes globalement entre - 2,6 m et + 2 m. Le site 2 est le site présentant la plus grande amplitude dans les distances de déplacement de la ligne de rivage avec jusqu'à 10,8 m. Les deux périodes marquées par une forte érosion sont du mois d'août au mois de novembre 2016, et du mois de novembre 2017 au mois de juillet 2018. Le site 3 semble subir un déplacement moyen nul sur toute la période, avec des périodes d'accumulation visibles durant chaque été (particulièrement les étés 2016 et 2018) ainsi qu'à l'automne 2017. Chaque site se comporte donc de façon très différente suivant les périodes de l'année.

6.2.2. Suivi de l'évolution de la position de la ligne de rivage de façon hebdomadaire à l'aide des caméras vidéo

6.2.2.1. Erreur liée à la calibration de la caméra

Dues aux caractéristiques inhérentes des caméras, les mesures optiques sont sujettes à une distorsion de l'image. La calibration des caméras permet d'estimer ces paramètres et donc d'élaborer un modèle de conversion cartographique des images à des points de coordonnées au sol (Didier *et al.*, 2017).

La taille du pixel le long de la côte augmente avec la distance à la caméra. Dans une zone inférieure à 230 m, les projections de chaque pixel des dimensions de la caméra aux coordonnées géographiques x-y résultent en une empreinte de pixel au sol de 1 cm x 1 cm proche des caméras. Cette valeur augmente jusqu'à 2,8 m dans la direction le long de la côte tandis qu'elle ne dépasse pas 0,5 m dans la direction perpendiculaire à la côte. Les analyses étant limitées à une distance de 230 m, ceci permet de garder les erreurs planimétriques inférieures à 1 m. Pour cette étude, le calcul de l'incertitude des tracés donne une erreur quadratique de 0,54 m.

Une des solutions envisagées pour optimiser l'analyse de la position de la microfalaise serait d'élever la caméra sur le mat pour augmenter sa couverture spatiale.

6.2.2.2. Évolution de la position de la ligne de rivage

Grâce au suivi hebdomadaire de l'évolution de la position de la microfalaise, il est possible de cibler précisément les événements ayant provoqué d'importants reculs. Pour des raisons logistiques dues à un problème de calibration de la caméra, il n'a malheureusement pas été possible d'extraire des profils longitudinaux de la microfalaise à partir de la caméra ouest pour l'année 2018. Cependant, il est possible à partir de la carte ci-dessous (**figure 39**) d'observer les grands reculs successifs faisant suite à des événements de tempêtes. Chaque position de microfalaise a été tracée à partir d'images issues des caméras, extraites de façon hebdomadaire (dans la mesure de la disponibilité des données).

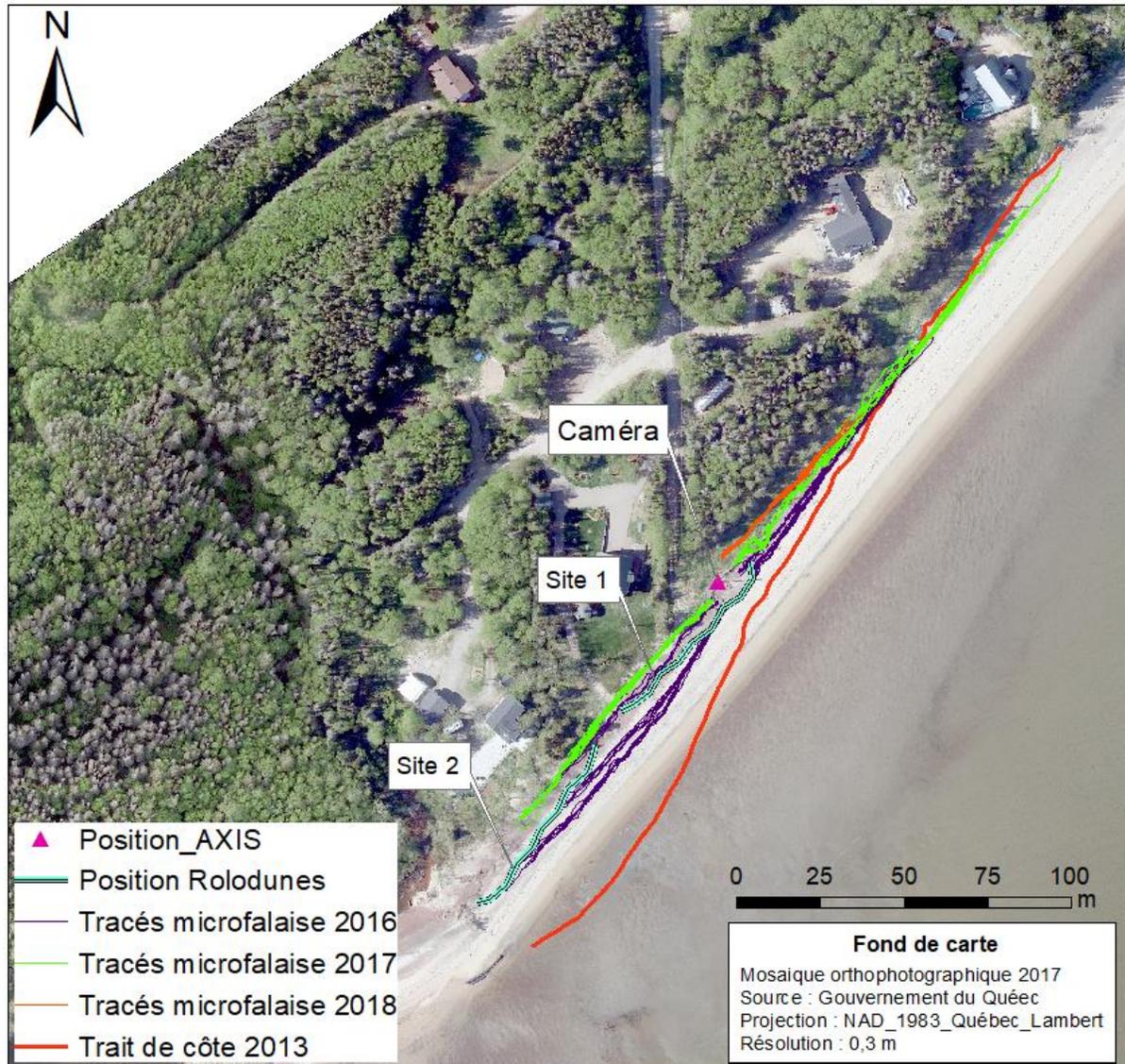


Figure 39. Évolution de la position de la microfalaise de la pointe Paradis tracée à partir des images issues des caméras AXIS est et ouest

À l'ouest de la caméra, on peut distinguer deux reculs en 2016, les 16 novembre et 30 décembre (**figure 39**). Les reculs sont moins nets à l'est de la caméra, où un seul recul se distingue clairement. On peut également constater que la limite est des tracés tend vers une seule et même ligne tandis que les tracés des microfalaises à l'ouest semblent s'écarter les

uns des autres. En 2017 et 2018, les reculs sont moins facilement identifiables.

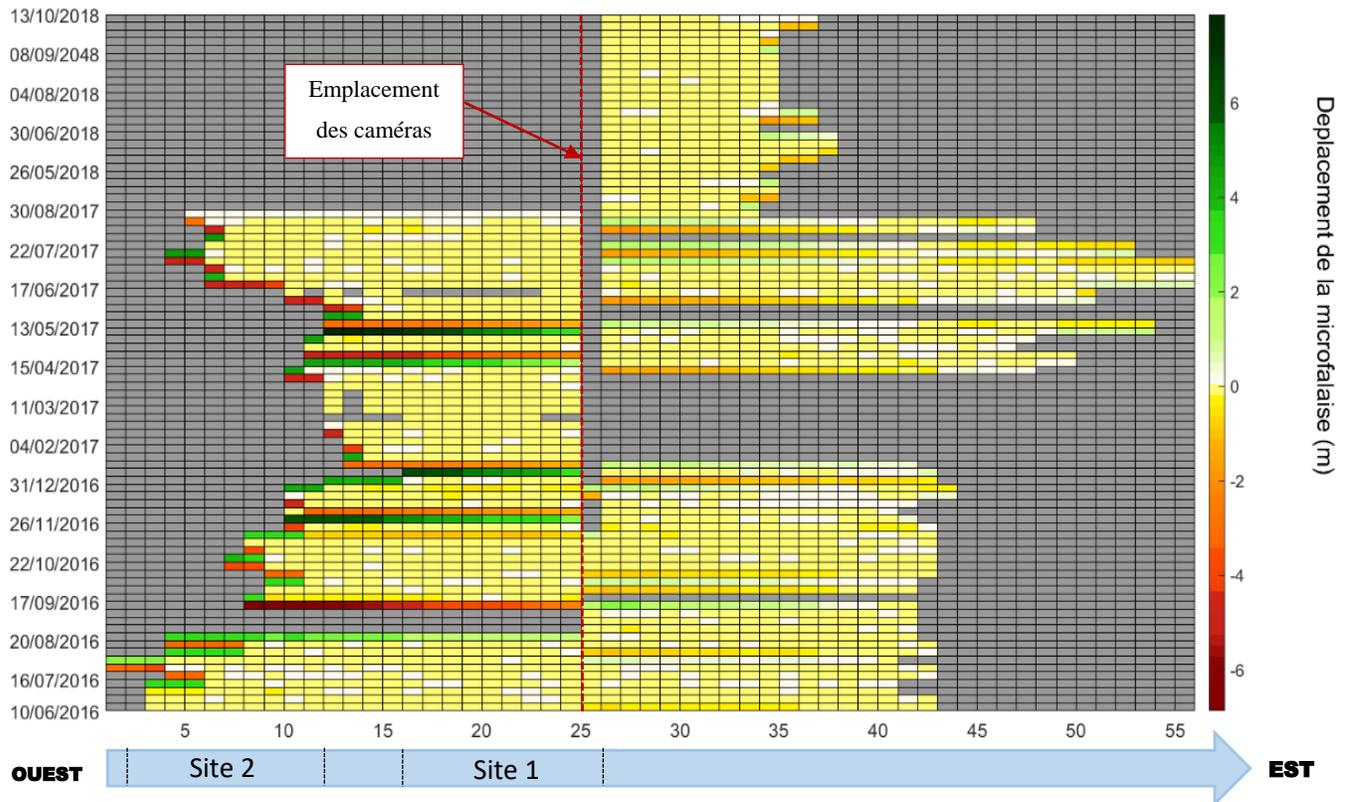


Figure 40. Déplacements de la position de la microfalaise à l'est de la pointe devant les sites 1 et 2.

La **figure 40** représente le déplacement de la microfalaise d'une date à une autre pour lesquelles la microfalaise a été tracée. Chaque transect est espacé de 5 m. Le transect 0 se situe 115 m à l'ouest de la caméra, qui se situe elle-même au niveau du transect 25. Le transect le plus à l'est (transect 56) se situe à environ 155 m à l'est de la caméra. Le site 1 des rolodunes est en face des transects 16 à 25 tandis que le site 2 est en face des transect 1 à 12. On peut d'ores et déjà constater que le côté le plus à l'ouest (des transects 1 à 25) a été sujet à plus de reculs comparés au côté est. Entre les mois de juin et septembre 2016, toute la microfalaise se comporte de façon relativement similaire avec des déplacements variant entre + 0,5 m et - 1 m. On observe cependant une avancée à l'ouest entre le 20 et le 27 août 2016. Celle-ci est plus prononcée lorsque l'on se déplace vers l'ouest avec un maximum de + 3 m. S'en suit un recul prononcé entre le 14 et le 17 septembre 2016, variant

entre - 2 m et - 6,5 m, de la caméra jusqu'au transect 8. Entre novembre 2016 et juin 2017, chaque avancée observée à l'ouest de la caméra est suivie par un recul subséquent, visible avec les bandes de couleur verte et rouge, respectivement. On observe les séquences avancées/reculs pour les périodes suivantes : du 26 novembre au 10 décembre 2016, du 7 au 21 janvier 2017, du 15 au 23 avril 2017 et enfin du 6 au 17 mai 2017, soit sur des périodes de 12 jours en moyenne. Entre chacune de ces périodes, les déplacements de la microfalaise oscillent autour de zéro. À l'est des caméras, aucun changement drastique dans la dynamique de la microfalaise n'est observable comme à l'ouest. Un total de huit périodes de reculs d'environ - 2 m sont observables pour le côté est : du 06 au 13 août 2016, du 24 septembre au 1^{er} octobre 2016, du 08 au 15 août 2016, du 31 décembre 2016 au 07 janvier 2017, du 08 au 15 avril 2017, du 10 au 17 juin 2017, du 15 au 22 juillet 2017, et enfin du 05 au 12 août 2017.

Depuis le début de l'expérimentation, plusieurs tempêtes ont frappé la plage de Pointe-Lebel. Les principales, identifiées à l'aide des caméras AXIS, ont eu lieu le 16 novembre 2016, le 30 décembre 2016 (avant la mise en place des rolodunes), le 19 novembre 2017, le 05 avril 2018, la nuit du 17 au 18 avril et enfin le 28 octobre 2018 (**figure 41**). La tempête du 5 avril 2018 a entraîné la destruction du système rolodune au site 1. Le 01 octobre 2018, la municipalité de Pointe-Lebel a récupéré les tuyaux du site 2 en raison de sa position sur le bas de plage. En effet, les événements de tempêtes ont entraîné son déplacement de plusieurs mètres jusqu'au bas de plage, le rendant totalement inefficace (Dolle, Bernatchez et Frieisinger, 2020). Depuis cette date, seul le site 3 est toujours en place.



Figure 41. Images des tempêtes captées à partir de la caméra AXIS ouest sur la pointe Paradis

Des capteurs RBR étaient en fonction durant deux des six tempêtes identifiées. Ces données ont permis de caractériser les conditions hydrodynamiques à la côte lors de ces

événements. La tempête du mois de novembre 2017 est caractérisée par un niveau d'eau supérieur à 2 m et des vagues de 0,80 m, ainsi que des vagues infragravitaires de 0,1 m (**figure 42**). La tempête du 28 octobre 2018 est caractérisée par un niveau d'eau de 1,6 m et des vagues de 1,2 m et des vagues infragravitaires de 0,4 m (**figure 43**). Ces données sont issues du capteur de pression RBR 2_3.

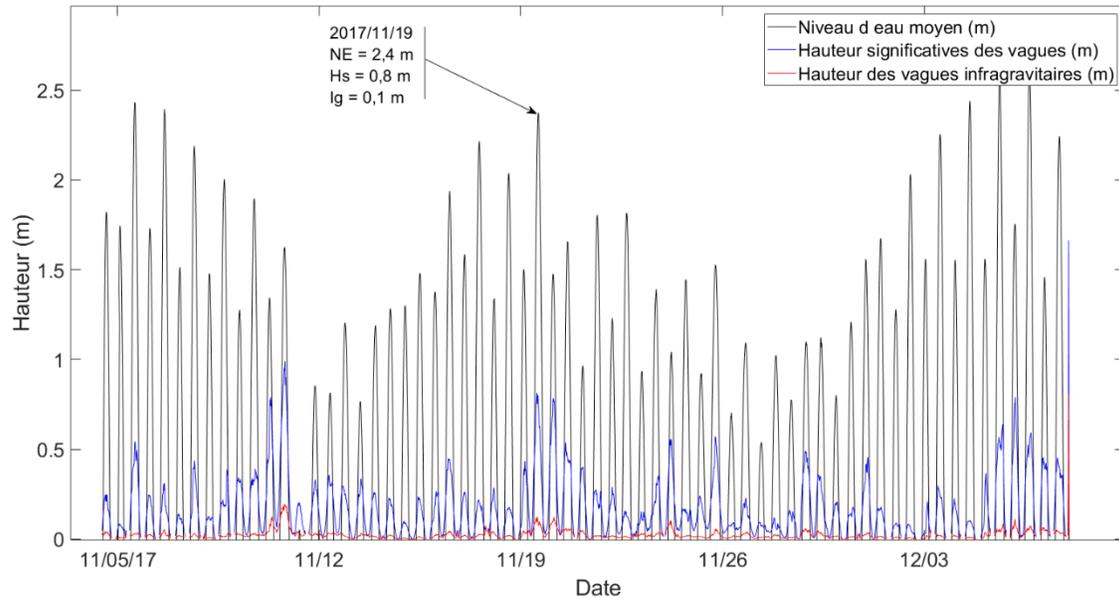


Figure 42. Caractérisation des conditions hydrodynamiques pendant la tempête du 19 novembre 2017 à Pointe-Lebel. Les conditions hydrodynamiques sont enregistrées par le capteur de pression RBR 2_3

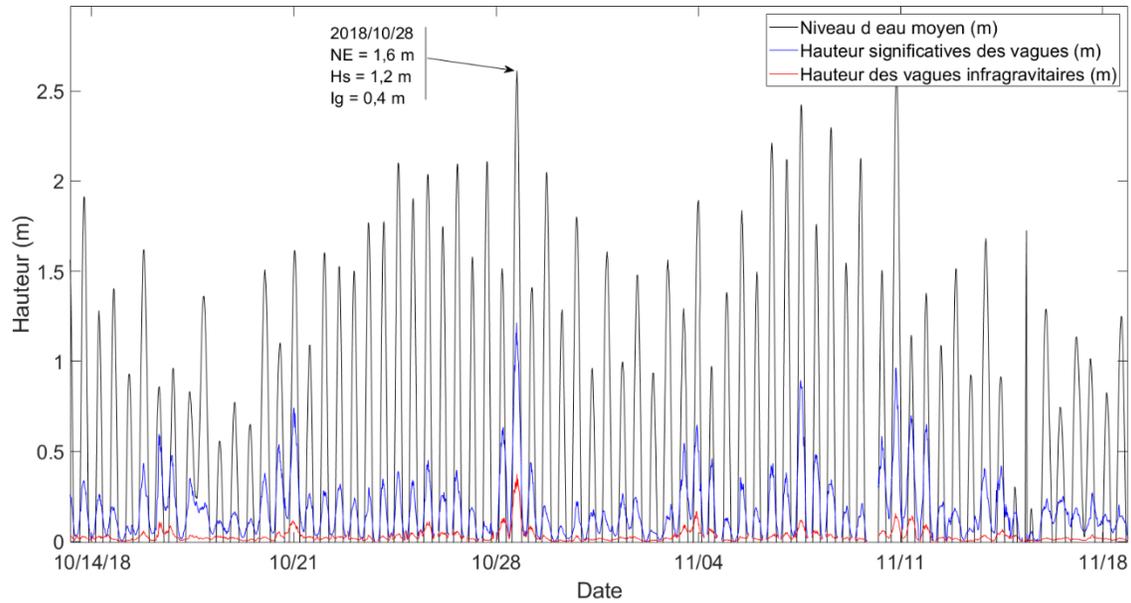


Figure 43. Caractérisation des conditions hydrodynamiques pendant la tempête du 28 octobre 2018 à Pointe-Lebel. Les conditions hydrodynamiques sont enregistrées par un capteur de pression RBR 2_3

6.3. Évolution des profils transversaux

Le recul ou l'avancée du trait de côte n'illustrent qu'une partie des mouvements de la plage. En effet, en plus de sa migration latérale, la plage s'engraisse ou bien s'érode verticalement au cours du temps. Afin de mieux comprendre les mouvements de la plage, vingt-et-un profils longs de 150 m ont été extraits tout le long de la plage, de façon perpendiculaire à celle-ci. Les profils ont été extraits de neuf levés LiDAR : (07 juin, 03 août et 11 novembre 2016; 27 mai, 27 juin, 26 juillet, 22 septembre et le 07 novembre 2017, et enfin le 27 juillet 2018) et d'un levé par cerf-volant (datant du 12 septembre 2018). Chaque profil est identifié par une distance en kilomètre correspondant à sa position, d'ouest en est, le long du secteur à l'étude sur la pointe Paradis (**figure 44**).

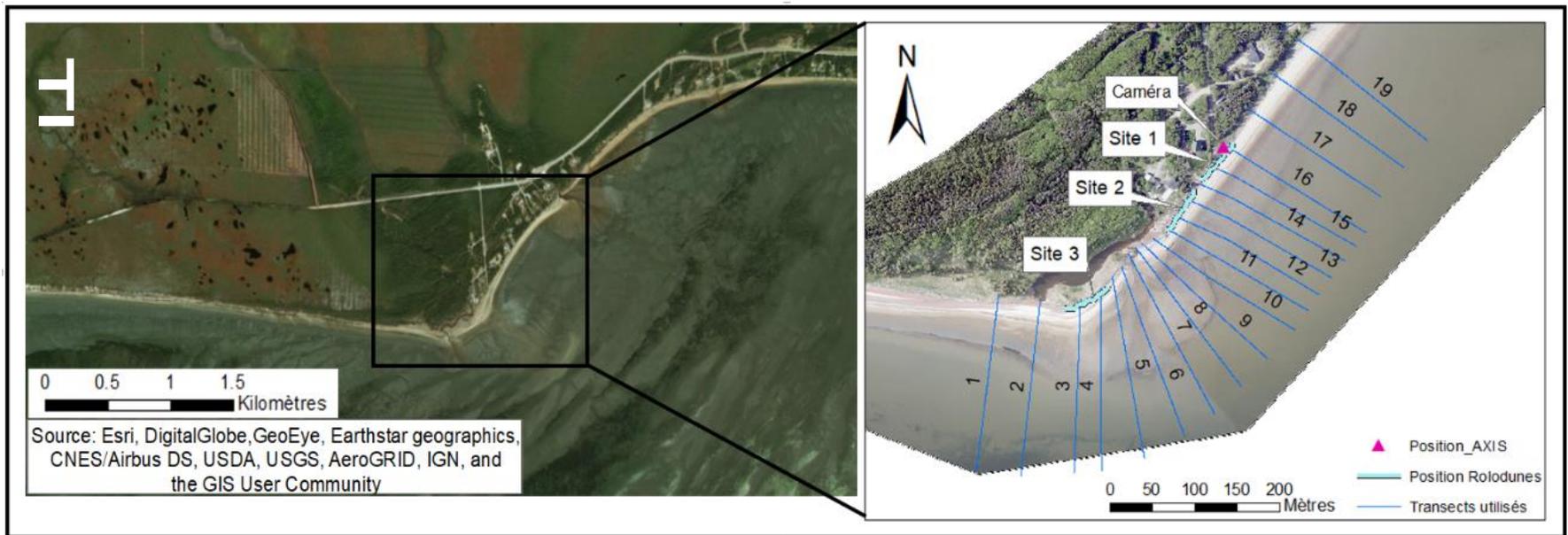


Figure 44. Positions des transects utilisés pour l'analyse des profils au niveau de la pointe Paradis à Pointe-Lebel

Il est à noter que certains profils ne sont pas complets. Lors des levés LiDAR, la végétation présente peut masquer une partie du sol scanné. De la même manière, l'interpolation du modèle d'élévation sur le bas de plage peut parfois mener à certaines irrégularités. Malgré une classification manuelle des points, il se peut que certaines zones présentent des zones d'ombres ou bien encore trop d'aspérités comme c'est le cas pour le levé au cerf-volant. Dans le cas échéant, ces portions ont été coupées des profils extraits.

L'évolution de chaque profil est décrite par rapport à des indicateurs géomorphologiques, soit la position du sommet de la microfalaise et celle de la flexure. La microfalaise correspond à une rupture de pente située entre 2,5 m et 5 m d'altitude (dépendamment du profil) et la flexure, également identifiée par une rupture de pente, se situe entre 0 et 0,5 m d'altitude. Ces indicateurs sont localisés sur la **figure 45** seulement afin de ne pas surcharger les figures de profils suivants. Les 21 profils sont regroupés en sept zones d'est en ouest soit : à l'est du site 1, au niveau du site 1, entre les sites 1 et 2, au niveau du site 2, entre les sites 2 et 3, au niveau du site 3 et enfin à l'ouest du site 3.

Le tableau ci-dessous (**tableau 11**) résume les conditions hydrodynamiques (niveau moyen des eaux (NME), hauteurs significatives des vagues (Hs) et direction de vagues incidentes (Dir)) pour toutes les périodes entre les levés LiDAR ainsi que les évènements potentiellement morphogènes enregistrés. Le détail des évènements morphogènes se trouve dans le **tableau 9** dans la partie *6.1.1 Identification des évènements de tempête*. Il est important de noter que le nombre de jours de chaque période peut différer entre les données de l'AWAC et celles du capteur RBR. Cette différence s'explique par des périodes de fonctionnement des instruments qui ne sont parfois pas les mêmes en raison d'arrêt de fonctionnement du capteur, de pertes de données ou encore de période de maintenance.

Tableau 11. Données hydrodynamiques de Pointe-Lebel durant les périodes séparant chaque levées topographiques (les dates de fin de période correspondent aux dates de levés)

Données AWAC							
Période	Date début	Date fin	Nb de jours	NME	Hs	Dir	Évènement morphogène
1	07/06/2016	03/08/2016	42	0,17	0,39	180,5	-
2	04/08/2016	19/11/2016	107	0,21	0,51	184,6	16/11/2016
3	20/11/2016	27/05/2017	194	0,20	0,56	171,6	30/12/2016
4	28/05/2017	27/06/2017	31	0,12	0,41	164,9	-
5	28/06/2017	26/07/2017	29	0,10	0,38	185,4	-
6	27/07/2017	22/09/2017	58	0,08	0,39	175,8	-
7	23/09/2017	07/11/2017	46	0,06	0,55	173,5	-
8	08/11/2017	27/07/2018	255	0,21	0,51	183,5	19/11/2017, 04/04/2018 et 18/04/2018
9	28/07/2018	12/09/2018	47	0,08	0,31	193,1	-

Données RBR						
Période	Date début	Date fin	Nb de jours	NME	Hs	Évènement morphogène
1	07/06/2016	03/08/2016	58	0,12	0,18	-
2	04/08/2016	19/11/2016	100	0,12	0,15	16/11/2016
3	20/11/2016	27/05/2017	194	-	-	30/12/2016
4	28/05/2017	27/06/2017	31	0,11	0,23	-
5	28/06/2017	26/07/2017	28	0,10	0,14	-
6	27/07/2017	22/09/2017	54	0,12	0,13	-
7	23/09/2017	07/11/2017	4	0,15	0,14	-
8	08/11/2017	27/07/2018	87	0,13	0,13	19/11/2017, 04/04/2018 et 18/04/2018
9	28/07/2018	12/09/2018	47	0,09	0,04	-

5.2.5. Évolution morphologique de la plage à l'est du site 1

Les 10 profils extraits au niveau du km 4.8, soit tout à l'est, montrent que la plage est restée relativement stable depuis juin 2016 (**figure 45**). La pente reste constante tout en ayant une avancée d'environ + 3 m au niveau de la flexure et de presque + 5 m à 2,5 m d'altitude.

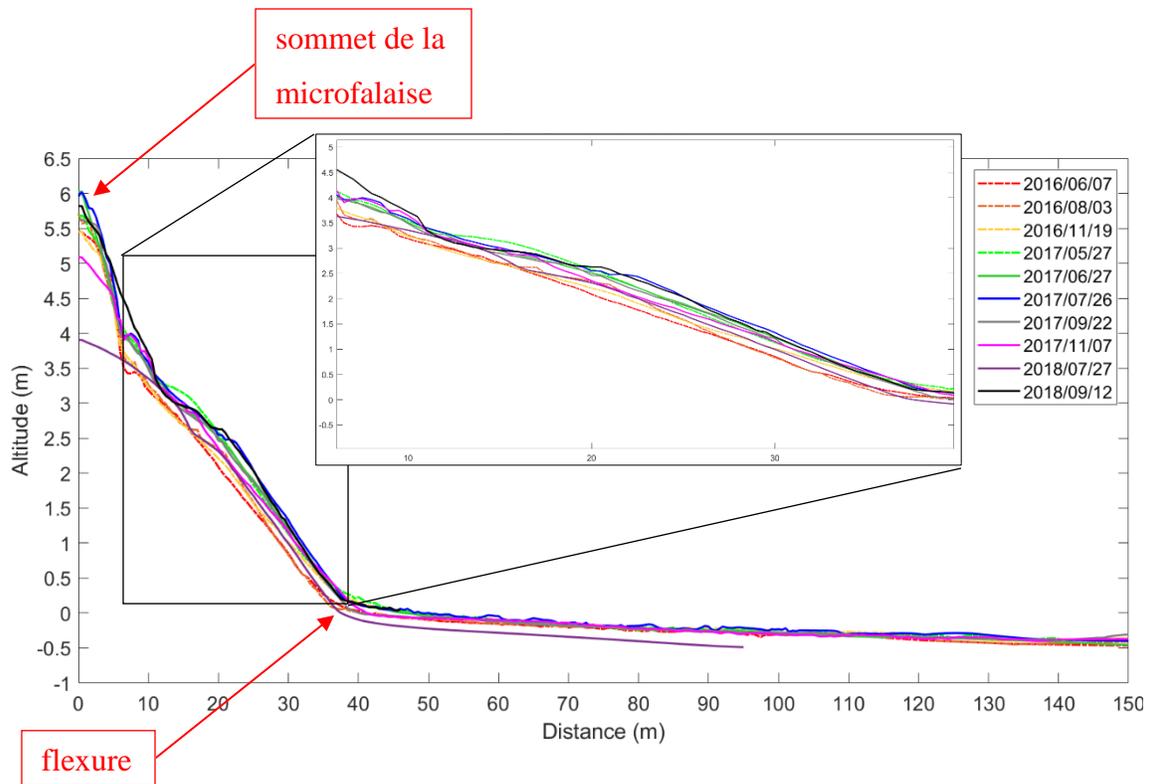


Figure 45. Profils de plage le long du transect km 4.800. Les ruptures de pente correspondent au sommet de la microfalaise (située autour de 6 m) et à la flexure (située autour de 0 m)

De même que pour les profils le long du km 4.8, la plage est restée stable tout en gardant le même angle de pente le long du profil km 4.750 (**figure 46**). Entre juin et août 2016, il semble y avoir un point d'équilibre autour de 26 m (le long du profil). Entre 17 m et 26 m, la plage s'engraisse, et entre 26 m et la flexure, la plage s'érode, dans des proportions équivalentes. Les profils d'août 2016, septembre 2017 et septembre 2018 sont très similaires. Enfin, lorsque l'on regarde entre juin 2016 et septembre 2018, on retrouve ce même point de rotation à 26 m, avec une accumulation et une érosion proportionnelle sur une dizaine de mètres de part et d'autre de ce point.

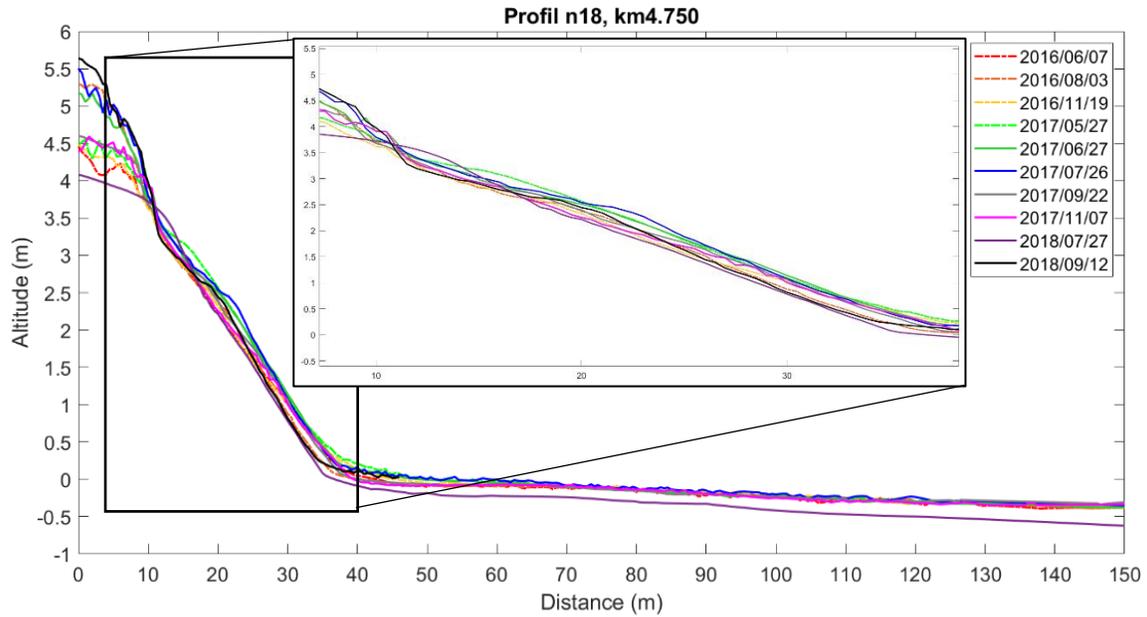


Figure 46. Profils de plage le long du transect km 4.750

Contrairement aux deux figures précédentes, on voit très bien le déplacement du haut estran au cours du temps. Entre les mois d'août et novembre 2016, on mesure un gros recul de - 6 m, atteignant même jusqu'à - 8 m par endroit (**figure 47**).

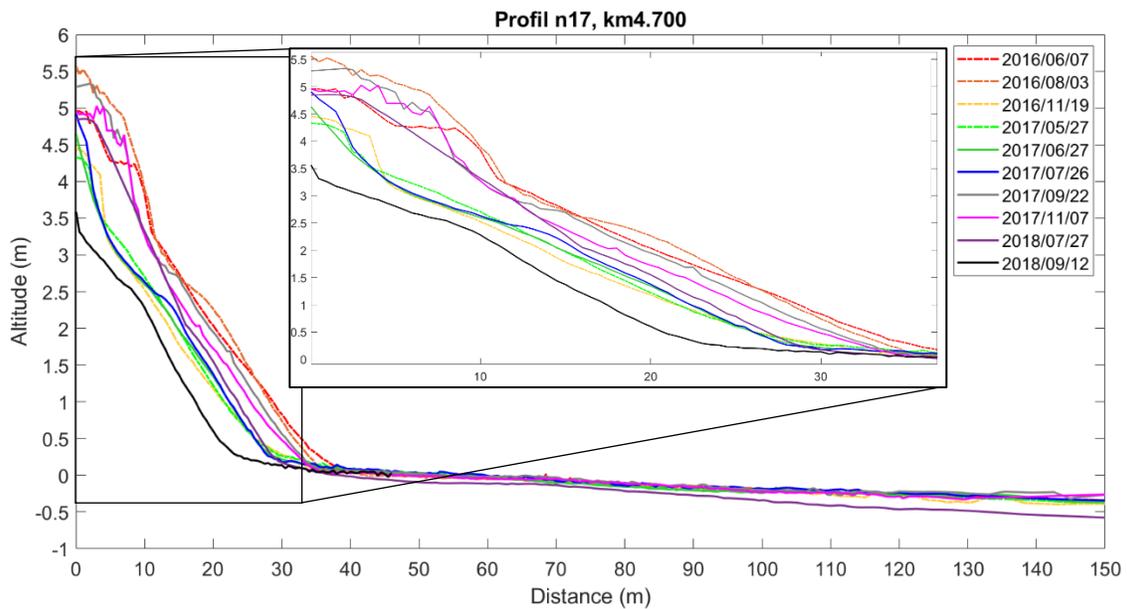


Figure 47. Profils de plage le long du transect km 4.700

La pente est toujours aussi abrupte après le recul. En revanche, entre le mois d'août 2016 et le mois de juillet 2017, le haut de plage a migré de presque + 2 m vers la mer. Jusqu'au mois de septembre, c'est de près de + 4 m que le haut de plage s'avance, pour enfin reprendre sa position du mois d'août 2016 avec + 2 m entre septembre et novembre 2017. En l'espace d'un an et trois mois, la plage s'est donc érodée de - 8 m pour ensuite quasiment retrouver sa position initiale. Entre novembre 2017 et juillet 2018, on observe un recul de - 5 m de la flexure, ce qui rend la pente de la plage encore plus abrupte et donc accentue l'effet réfléchissant de celle-ci. Enfin, entre juillet et septembre 2018, tout le haut de plage subit un nouvel épisode d'érosion : on mesure jusqu'à - 6 m de recul.

6.3.2. Évolution morphologique de la plage au niveau du site 1 du système Rolodune

Pour le profil 18 au km 4.650 qui se situe sur la partie est du site 1, on mesure un premier recul de - 4 m entre les mois de juin et de novembre 2016 (**figure 48**).

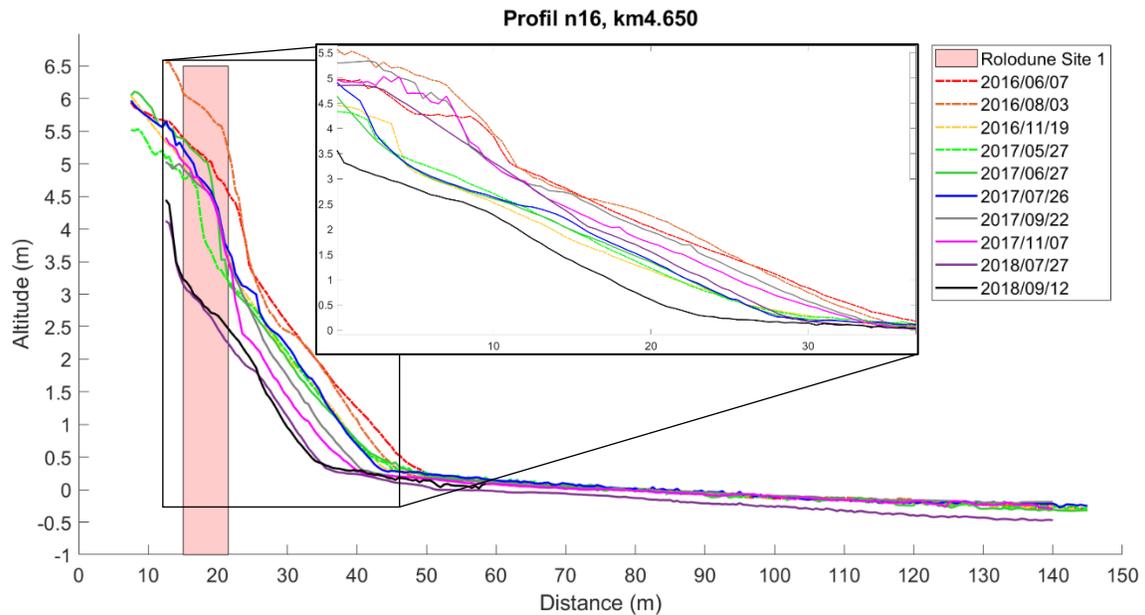


Figure 48. Profils de plage le long du transect km 4.650

Ce premier recul est dû à la tempête de novembre 2016. Entre les mois de septembre et novembre 2017, la flexure recule de - 3 m, accentuant la pente de la plage. Ensuite, du mois de novembre 2017 au mois de juillet 2018, tout le haut de plage recule de - 5 m.

Cette érosion est due au cumul de deux tempêtes ayant eu lieu en avril et octobre 2018. Enfin, entre juillet et septembre 2018, on peut voir une légère accumulation au-dessus du point d'équilibre à 26 m et une légère érosion en dessous de celui-ci. Au total, la plage aura reculé de près de 10 m entre 2016 et 2018.

Les profils du km 4.625 sont très similaires à ceux du km 4.650. On peut très bien voir sur cette figure, dans la zone rosée correspondant à l'emplacement du site 1 des Rolodunes, deux pics le long du profil du 26 juillet 2017 (**figure 49**).

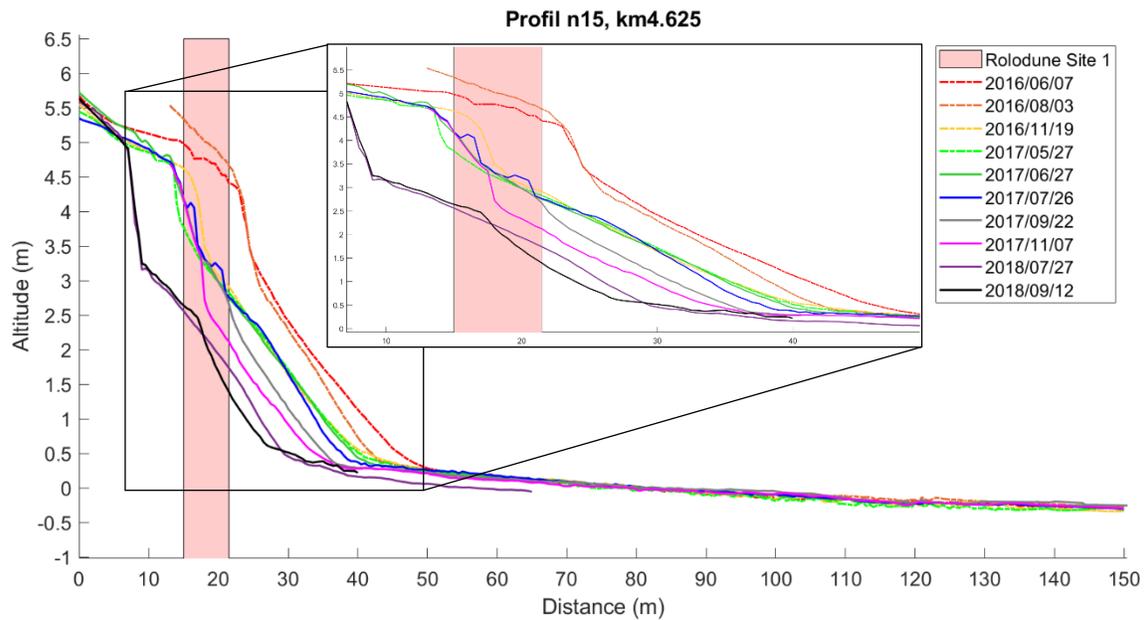


Figure 49. Profils de plage le long du transect km 4.625

Le premier pic (le plus à gauche) dans la zone Rolodune correspond à la rangée de sapins installés derrière le Rolodune afin de retenir les sédiments et le deuxième pic correspond à la structure même du Rolodune (le tuyau). Entre les profils de mai et juillet 2017 (qui précèdent et suivent directement l'installation du système), la plage s'est légèrement érodée verticalement, soit en moyenne de - 0,08 m entre la distance de 15 m et 40 m de l'origine.

De façon globale, on peut constater que la microfalaise et la flexure ont subi deux reculs majeurs comme mentionnés ci-dessus. Le premier recul s'est produit entre août et novembre 2016 et le second, entre juillet 2017 et juillet 2018. Le recul associé à la première tempête est d'environ - 10 m et de - 12 m pour la deuxième. Le profil de novembre 2017 montre un recul de la flexure d'environ - 2 m et un abaissement moyen de la plage de - 0,6 m par rapport au mois de juillet 2017 tandis que la position de la microfalaise reste inchangée. Ce recul asymétrique accentue d'autant plus la pente de la plage.

Il est à noter que le site d'expérimentation a été démantelé lors de la tempête du 5 avril 2018.

6.3.3. Évolution morphologique de la plage entre les sites 1 et 2 du système Rolodune

La distance séparant les sites 1 et 2 est de l'ordre d'une quinzaine de mètres.

Le long du km 4.6, la plage a subi une érosion verticale moyenne de - 0,11 m entre la distance de 20 et 45 m de l'origine entre mai et juin 2017 (**figure 50**).

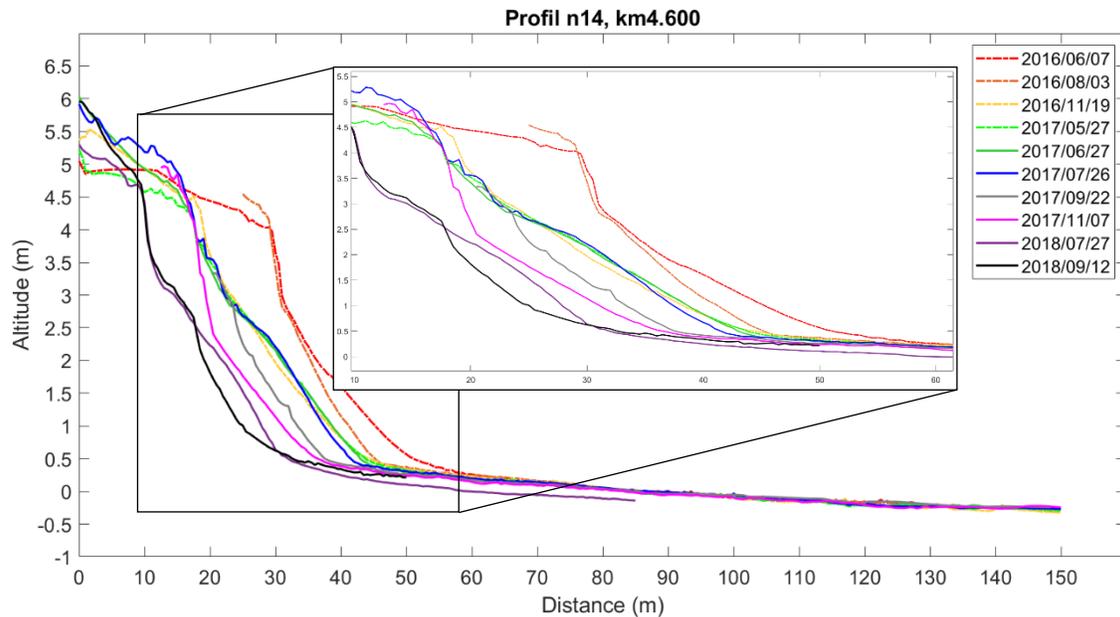


Figure 50. Profils de plage le long du transect km 4.600

De même que pour les profils du km 4,625, on constate que la microfalaise et la ligne de rivage ont subi deux reculs majeurs entre août et novembre 2016 ainsi qu'entre juillet 2017 et juillet 2018. La plage, entre la flexure et la microfalaise, a reculé au total de - 15,8 m, soit environ un taux de - 7,8 m/an entre 2016 et 2018. Les profils de début et de fin des étés 2016 et 2018 sont caractérisés par un recul de la flexure de - 6 m et - 5 m, respectivement. Globalement, le recul de la flexure et du sommet de la microfalaise est relativement similaire, ce qui fait en sorte que la pente de la plage demeure similaire.

6.3.4. Évolution morphologique de la plage au niveau du site 2 du système Rolodune

Le long du profil km 4.575 entre mai et juillet 2017, il y a eu un abaissement moyen de - 0,25 m sur la partie inférieure de la plage entre la distance 25 m et 40 m de l'origine et une forte accumulation sur la partie supérieure du profil (**figure 51**).

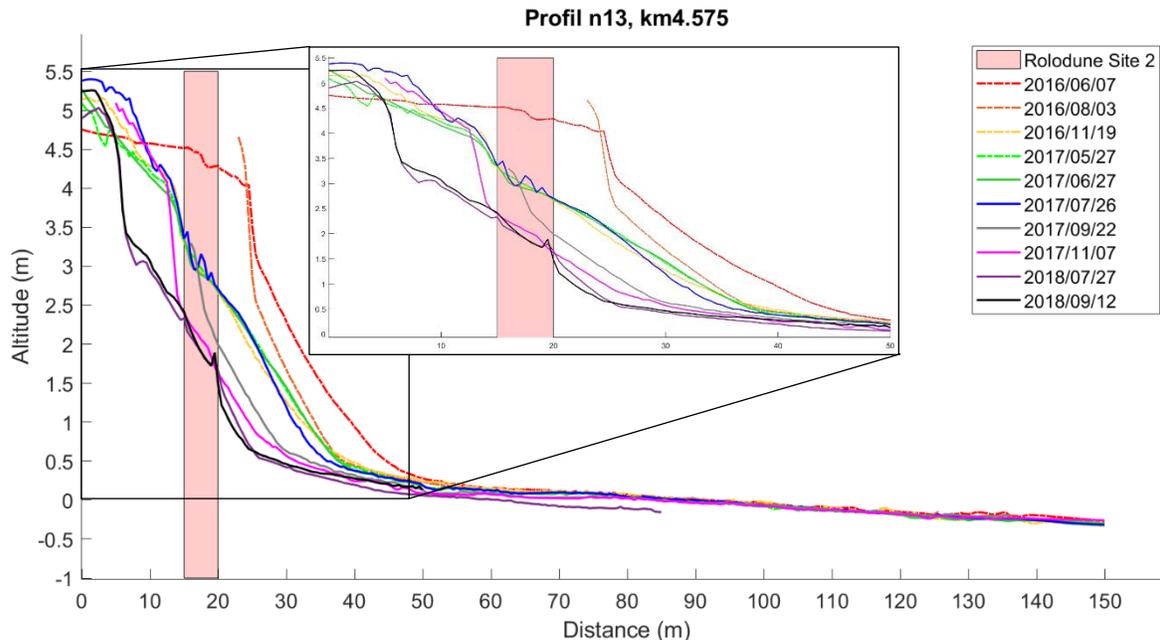


Figure 51. Profils de plage le long du transect km 4.575

Les reculs engendrés par les deux tempêtes sont encore une fois visibles sur le profil km 4,575. La flexure recule une première fois de - 9 m entre les mois de juin et août 2016,

puis de - 5 m entre juillet et novembre 2017 et à nouveau de - 5 m entre novembre 2017 et septembre 2018. Au total, le recul de la flexure entre 2016 et 2018 a été de - 19 m, soit environ un taux de - 9,5 m/an. La position du sommet de la microfalaise a quant à elle subi un premier gros recul de - 20 m entre août et novembre 2016, puis s'est avancée de + 5 m jusqu'en novembre 2017 pour finalement reculer une nouvelle fois de - 5 m jusqu'en septembre 2018.

Les profils du km 4.550 sont relativement similaires aux profils du km 4.575 avec deux reculs majeurs (**figure 52**).

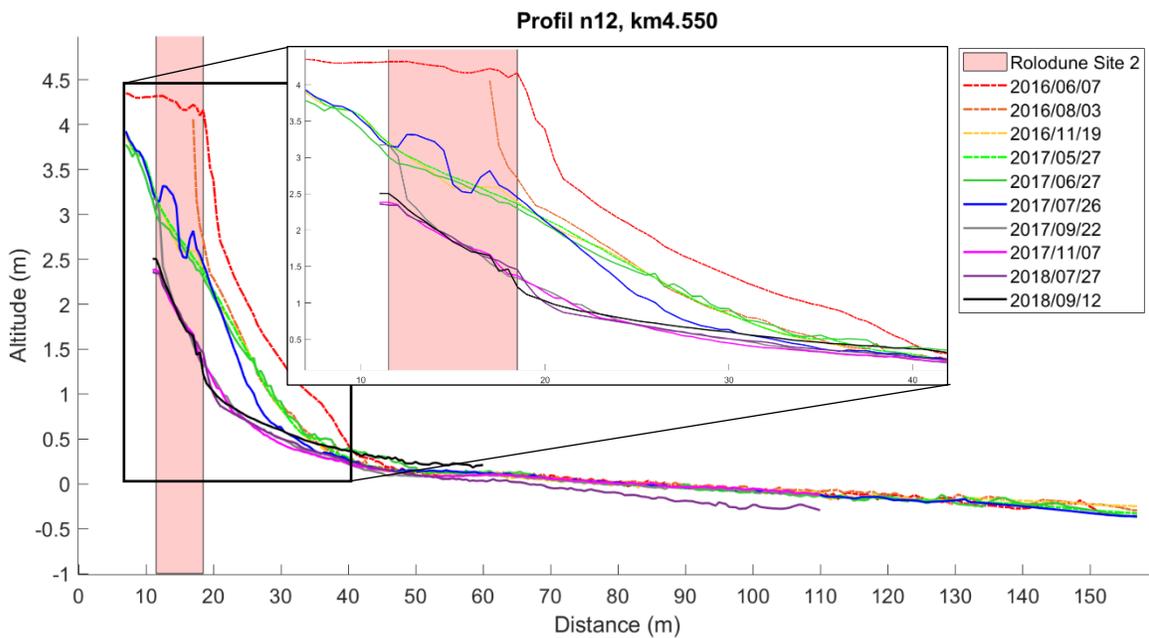


Figure 52. Profils de plage le long du transect km 4.550

Entre les mois de juin et d'août 2016, on enregistre un recul de - 3 m. Les travaux de mise en place des Rolodunes peuvent avoir accentué l'abaissement que l'on observe entre les profils de juin et juillet 2017. Aussi, on distingue bien entre 10 et 20 m deux pics consécutifs (la rangée de sapin et le Rolodune). Entre juillet et septembre 2017, le haut de plage recule de - 6 m. Enfin, les profils de septembre 2017 jusqu'à septembre 2018 varient peu. Un petit creusement est visible entre 19 et 23 m le long du profil de novembre 2017 à

juillet 2018. De juillet et septembre 2018, la plage s'engraisse de + 0,1 m verticalement à parti de 20 m le long du profil.

Sur les profils du km 4.525, l'érosion verticale de la plage entre mai et juillet 2017 est en moyenne de - 0,30 m entre les distances 15 et 40 m de l'origine (**figure 53**).

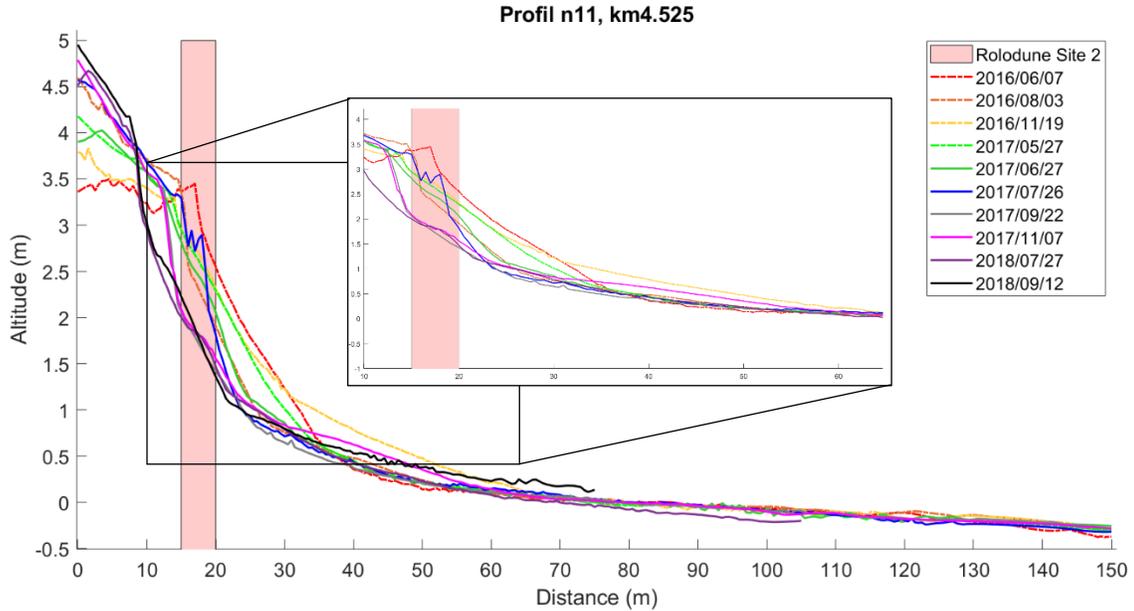


Figure 53. Profils de plage le long du transect km 4.525

Le niveau de la plage s'abaisse de près d'un mètre près de la flexure en juillet 2017. On peut remarquer que la pente s'accroît avec l'érosion de la partie médiane et inférieure de la plage. Lorsque l'on regarde l'ensemble des profils, les reculs associés aux deux tempêtes sont moins nets. Néanmoins, on peut voir que la plage s'est érodée entre juin et août 2016 puis ré-engraissée du mois d'août au mois de novembre 2016. Entre novembre 2016 et juillet 2017, la flexure et le sommet de la microfalaise ont reculé de - 3 m. Enfin, entre les mois de juillet 2017 et septembre 2018, seulement le sommet de la microfalaise a reculé : d'abord de - 3 m en novembre 2017, puis de - 2,50 m en juillet 2018.

Pour rappel, le site 2 a été récupéré le 01 octobre 2018 par la municipalité de Pointe-Label à la suite d'une demande du ministère de l'Environnement.

6.3.5. Évolution morphologique de la plage entre les sites 2 et 3 du système Rolodune

Le long du km 4.5, entre juin 2016 et mai 2017, on peut voir une migration vers la mer de la plage (jusqu'à + 2 m), puis un recul de - 5 m entre mai 2017 et septembre 2018 (figure 54).

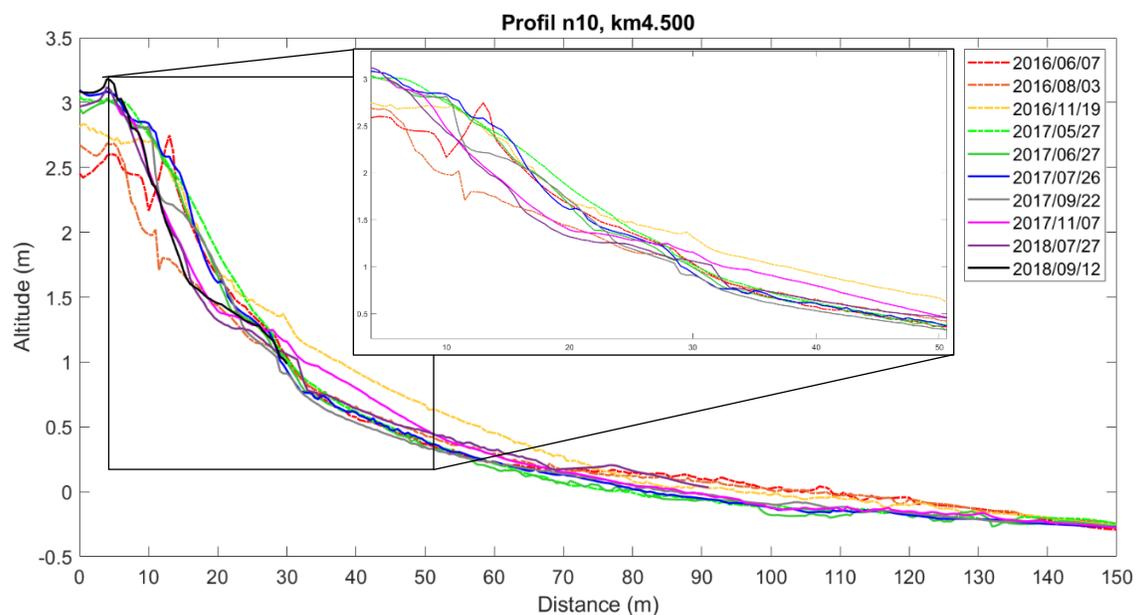


Figure 54. Profils de plage le long du transect km 4.500

Entre mai et juillet 2017, la plage a subi en moyenne une érosion verticale de - 0,15 m entre les distances 18 et 25 m de l'origine, avec un maximum de - 0,26 m à 25 m de l'origine. Entre juin 2016 et septembre 2018, le haut de plage a reculé au total de - 3 m. Le sommet de la microfalaise a gagné + 0,5 m d'altitude, probablement en raison des dépôts de débordement lors d'une tempête (figure 54).

Le long du km 4.475, on observe tout d'abord une accumulation verticale de + 0,15 m entre juin et août 2016 (**figure 55**).

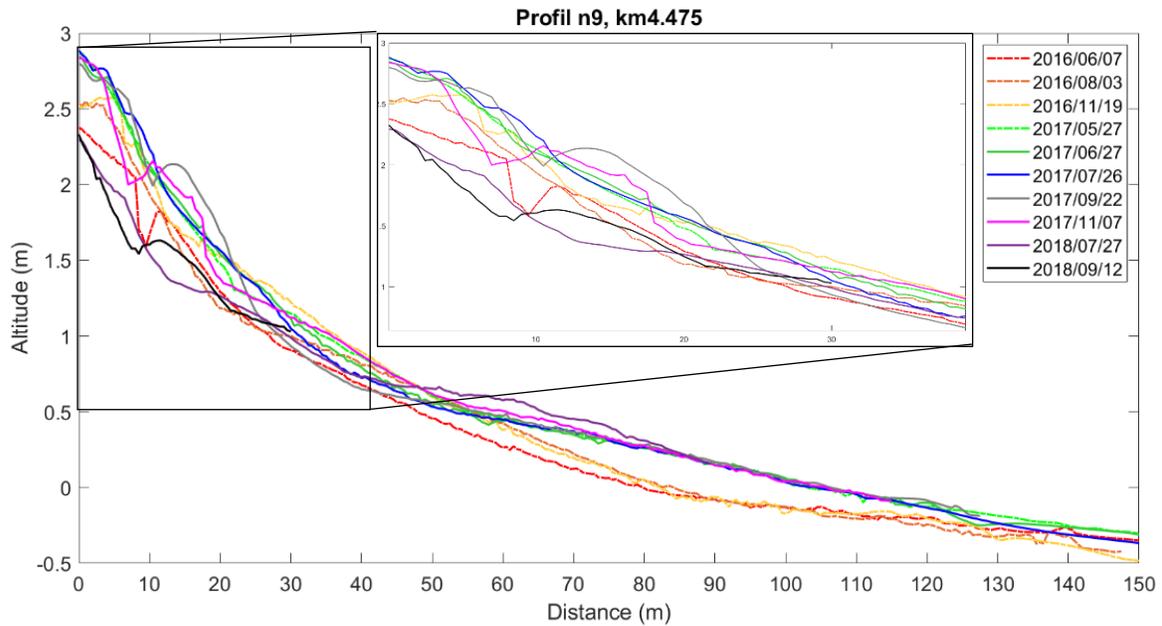


Figure 55. Profils de plage le long du transect km 4.475

Ensuite, entre août et novembre 2016, une accumulation de + 0,30 m a lieu entre 10 et 45 m. De 2016 à 2017, on peut voir une nette accumulation sur le bas estran, d'un maximum de + 0,25 m. De juillet à septembre 2017, une berme se forme entre 10 et 25 m le long du profil, puis migre côté mer entre septembre et novembre 2017. De novembre 2017 à juillet 2018, tout le profil de plage est en érosion et perd environ - 0,10 m d'altitude. La berme disparaît également. Celle-ci se reforme entre les mois de juillet et de septembre 2018, mais d'une épaisseur moindre.

Les profils le long du km 4.450 ressemblent aux profils du km 4.475. Ils semblent osciller autour d'un point situé à 30 m de l'origine (**figure 56**).

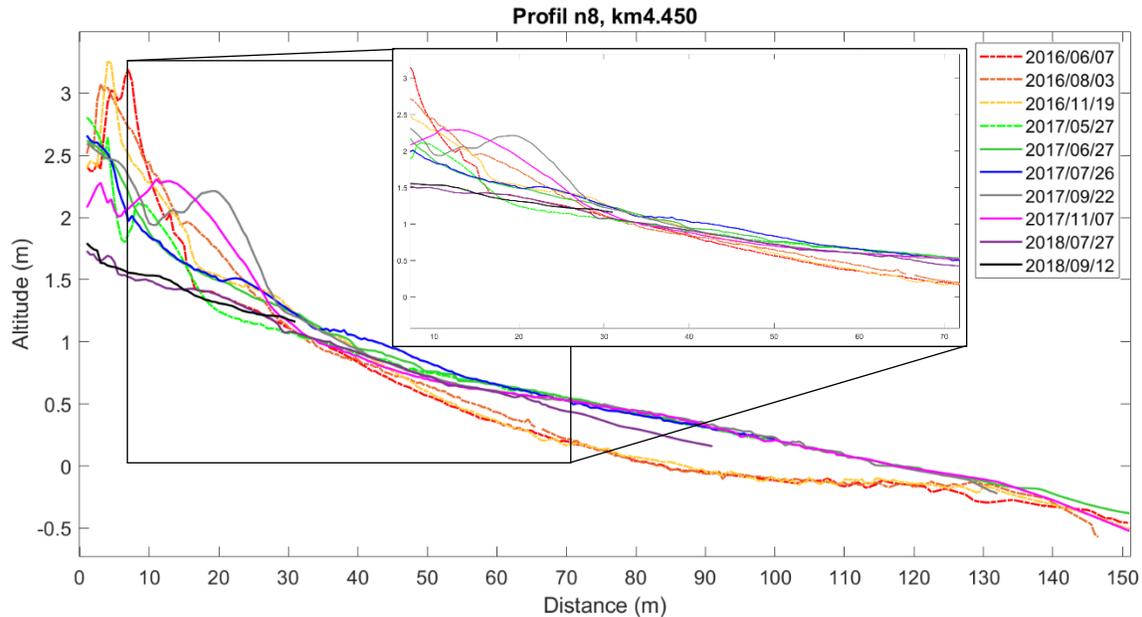


Figure 56. Profils de plage le long du transect km 4.450

On peut distinguer une nette différence d'altitude du bas de plage (entre 30 et 150 m) entre les profils de 2016 et ceux de 2017/2018, avec un engraissement allant jusqu'à + 0,30 m entre 80 et 90 m. Entre les mois de juin et d'août 2016, une berme se forme entre 10 et 30 m de l'origine. Entre novembre 2016 et mai 2017, on peut observer une érosion de - 0,30 m entre 0 et 40 m et une accumulation de + 0,30 m verticalement également sur le reste du profil. Entre juillet et septembre 2017, la berme se reforme entre 10 et 30 m. De septembre à novembre, elle se déplace côté terre d'environ 6,5 m. À partir de juillet 2018, cette accumulation disparaît complètement.

Les profils le long du km 4.425 ressemblent aux deux précédents excepté une évolution plus marquée de l'altitude du bas estran. Une légère accumulation verticale d'environ + 0,30 m est mesurée de juin à août 2016, entre 20 et 40 m le long du profil (**figure 57**).

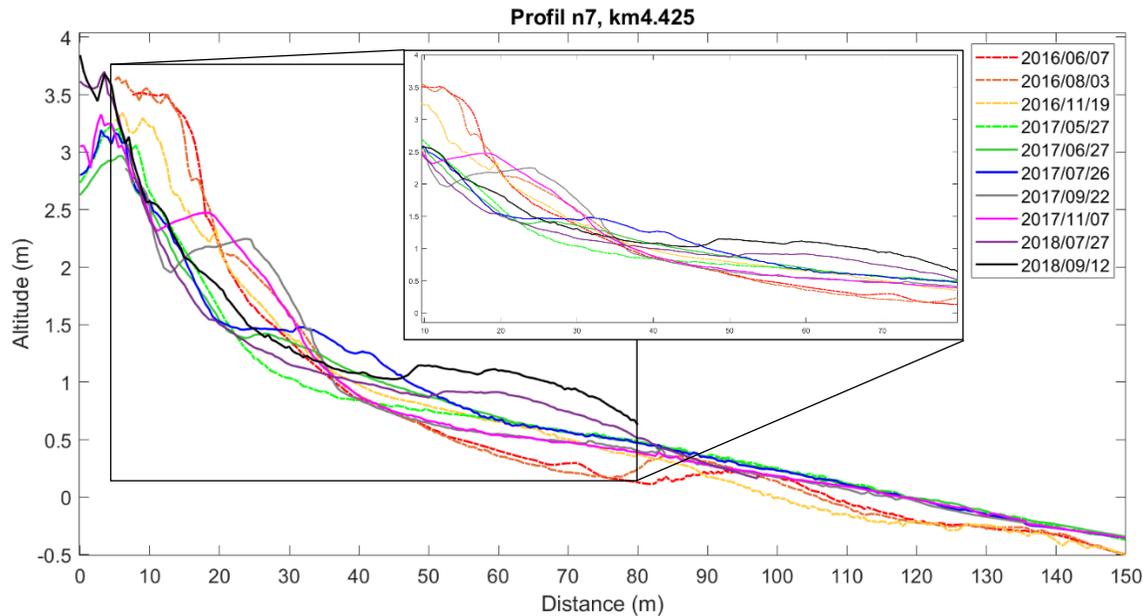
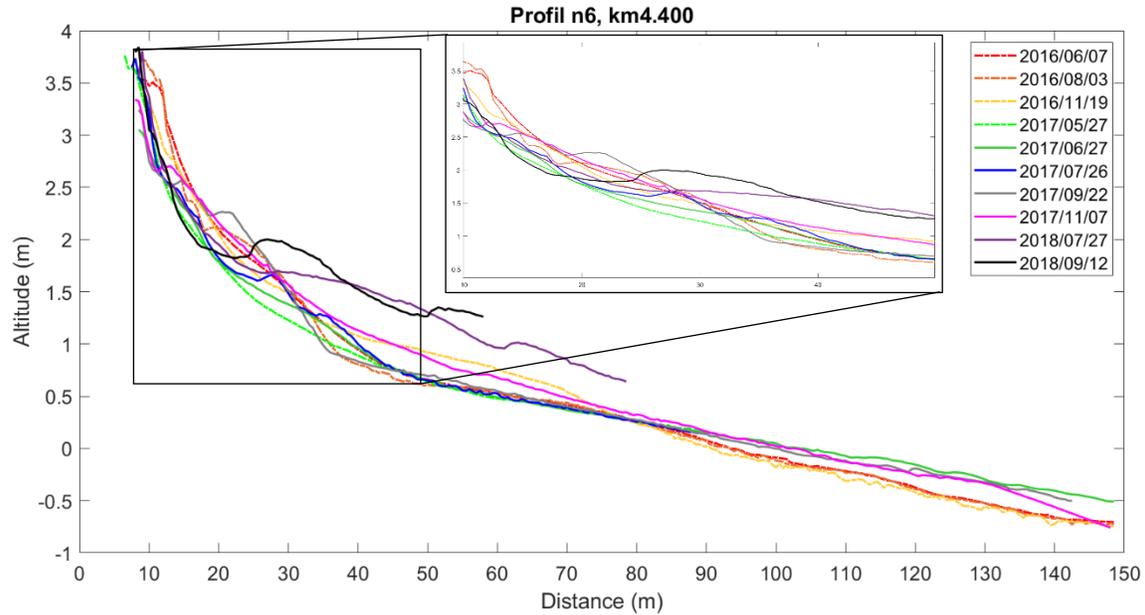


Figure 57. Profils de plage le long du transect km 4.425

Entre août et novembre 2016, entre 80 et 120 m le long du profil, une érosion verticale atteignant jusqu'à - 0,30 m est mesurée. Un gros recul est visible entre novembre 2016 et mai 2017 : entre le sommet de la microfalaise et 55 m, le haut de plage recule quasiment 8 m, tandis que la plage s'accumule verticalement de + 0,25 m à partir de 55 m. Ce recul est dû à la tempête de décembre 2016. En juin 2017, on peut voir une berme se former entre 20 et 60 m, qui s'accumule au cours du mois de juillet. À partir du mois de juillet, on retrouve le point d'équilibre à 35 m le long du profil. De juillet à septembre 2017, on mesure une accumulation verticale de + 0,60 m au-dessus du point et une érosion verticale de - 0,60 m entre 32 et 60 m. La tendance inverse s'observe entre septembre et novembre 2017, pour s'inverser une deuxième fois entre novembre 2017 et juillet 2018. Enfin, entre juillet et septembre 2018, le profil reste relativement similaire, avec une accumulation verticale de + 0,20 m tout le long du profil.

Le long du km 4.400, le point d'équilibre est assez bien visible autour de 30 m. Entre novembre 2016 et mai 2017, la plage s'érode verticalement d'environ - 0,25 m (figure 58).



Entre mai et juillet 2017, il semble se former deux accumulations de sable entre 20 et 40 m le long du profil. Entre juillet et septembre 2017, entre 15 et 36 m, une berme de 0,50 m d'altitude se forme. Durant la même période, la plage s'érode verticalement de - 0,35 m entre 30 et 45 m. Entre septembre et novembre 2017, la tendance s'inverse. La berme se reforme entre novembre 2017 et juillet 2018 et migre côté terre entre juillet et septembre 2018.

Le long du profil 7, km 4.375, on mesure une érosion verticale de - 0,30 m du sommet de la microfalaise jusqu'à 23 m le long du profil entre juin et août 2016 et une accumulation de + 0,10 m entre 23 et 40 m (**figure 59**).

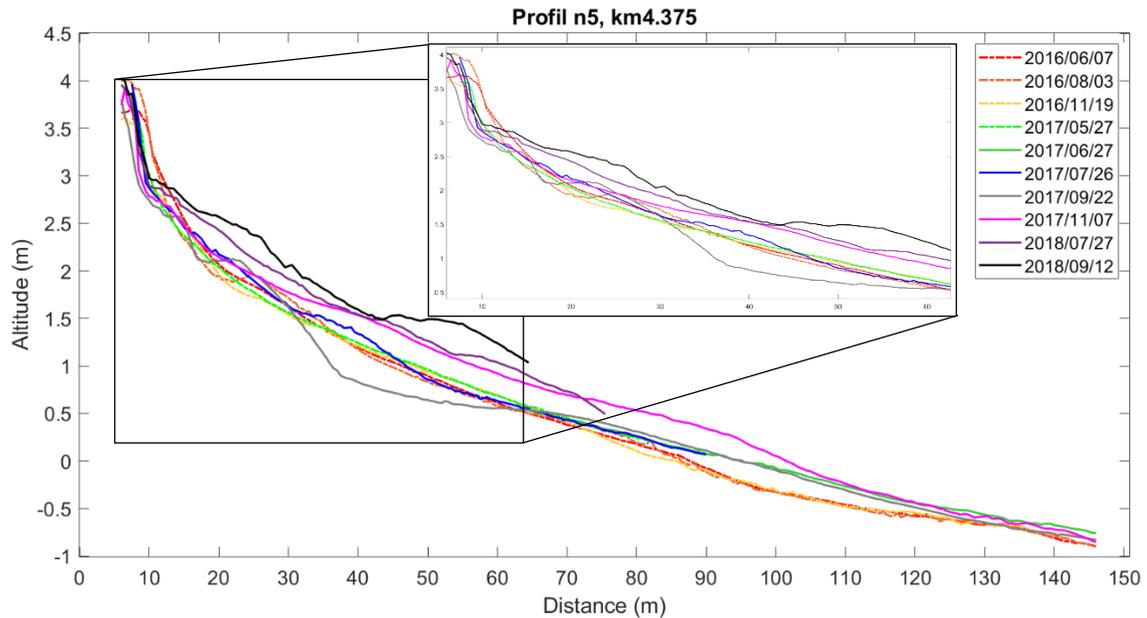


Figure 59. Profils de plage le long du transect km 4.375

Cette accumulation est ensuite érodée entre août et novembre 2016. Entre juin et juillet 2017, la plage s'engraisse de + 0,15 m quasiment tout le long du profil. De juillet à septembre en revanche, on constate un creusement entre 30 et 65 m le long du profil avec une érosion verticale atteignant jusqu'à - 0,60 m. De septembre à novembre 2017, ce creusement est comblé et le reste du profil s'est accumulé de + 0,20 m. Enfin, le profil de septembre 2018 semble montrer la formation d'une berme entre 40 et 60 m le long du profil. Globalement entre 2016 et 2018, la plage a gagné en altitude.

6.3.6. Évolution morphologique de la plage au niveau du site 3 du système Rolodune

Sur les profils du km 4,350, de juin à août 2016, une accumulation se forme entre 30 et 45 m le long du profil, ainsi qu'une légère érosion entre 45 et 65 m (**figure 60**).

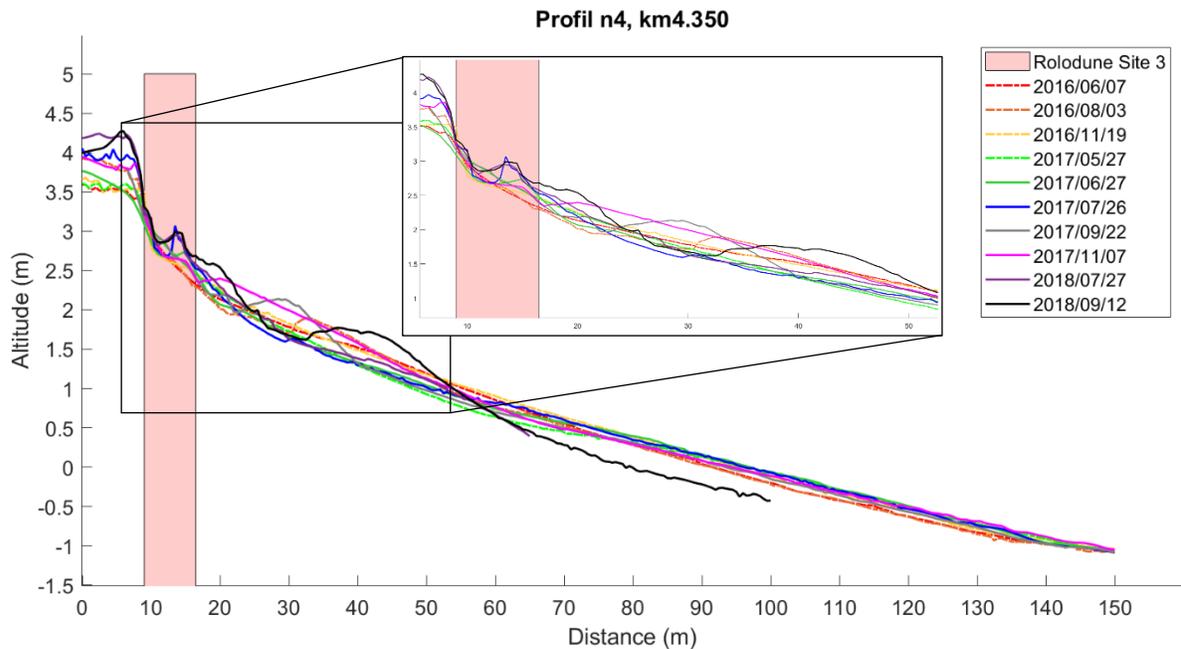


Figure 60. Profils de plage le long du transect km 4.350

Entre août et novembre 2016, la plage s'engraisse de à partir de 60 cm d'environ + 0,10 m verticalement. À l'inverse, la plage s'érode verticalement de - 0,20 m entre novembre 2016 et mai 2017. Du mois de mai au mois de juin 2017, la plage gagne + 0,10 m d'altitude entre 38 et 50 m. On peut voir ensuite une berme se former entre 20 et 40 m le long du profil de juillet à septembre 2017. Entre septembre et novembre, la plage s'engraisse de + 0,30 m entre 18 et 65 m le long du profil et on ne distingue plus de berme. De novembre 2017 à juillet 2018, la plage subit une érosion considérable entre 15 et 55 m de - 0,20 à - 0,35 m. Cependant, une accumulation se forme juste au niveau du Rolodune. Enfin, on constate que la berme se reforme de juillet à septembre 2018 entre 30 et 55 m alors que la plage se creuse de - 0,40 m du côté mer.

Les profils le long du km 4.325 sont relativement similaires à ceux du km 4.350. On peut voir un abaissement, à partir de la distance de 35 m de l'origine, sur la partie inférieure de la plage et sur le bas estran. Inversement, l'altitude de la plage augmente progressivement entre juin 2016 et juillet 2017 pour ensuite diminuer jusqu'en juillet 2018 (figure 61).

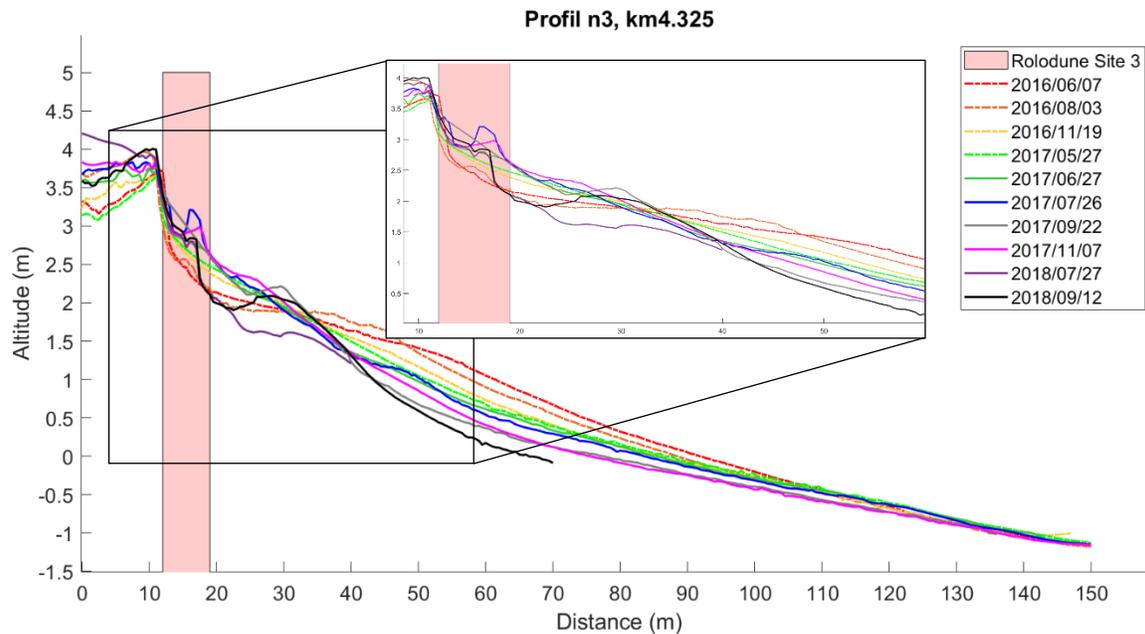


Figure 61. Profils de plage le long du transect km 4.325

Au mois de juillet et août 2018, on constate un surcreusement directement en avant des rolodunes de l'ordre de - 0,5 m comparativement au profil de novembre 2017. Cependant, on peut voir un rehaussement de + 0,45 m entre la distance de 20 et 40 m de l'origine le long du profil.

Le site 3 des rolodunes est le seul site expérimental toujours en place en 2018. La position de la microfalaise en arrière du système sur les deux profils semble relativement stable. La pointe étant orientée S-SE, elle est moins directement impactée par les vagues générées par les vents d'est. Entre 2016 et 2018, il apparaît une nette augmentation de son altitude, passant de 3,5 m à 4,22 m pour le profil km 4,350 et de 3,7 m à 4 m pour le profil km 4,325, respectivement. En effet, l'accumulation verticale estivale compense l'érosion verticale hivernale, le ratio de chaque année est donc positif. Mentionnons que la vitesse de

déplacement de la microfalaise vis-à-vis les rolodunes du site 3 a varié de -1,30 à 3,10 m/an entre 2013 et 2016. La microfalaise est donc demeurée relativement stable pendant l'expérimentation. En revanche, on constate un surcreusement juste en avant des structures qui pourraient être dues aux Rolodunes.

6.3.7. Évolution morphologique de la plage à l'ouest du site 3 du système Rolodune

À l'ouest du site 3, le long du km 4.275, on peut voir qu'entre juin et novembre 2016, la plage s'érode de - 7 à - 8 m (**figure 62**).

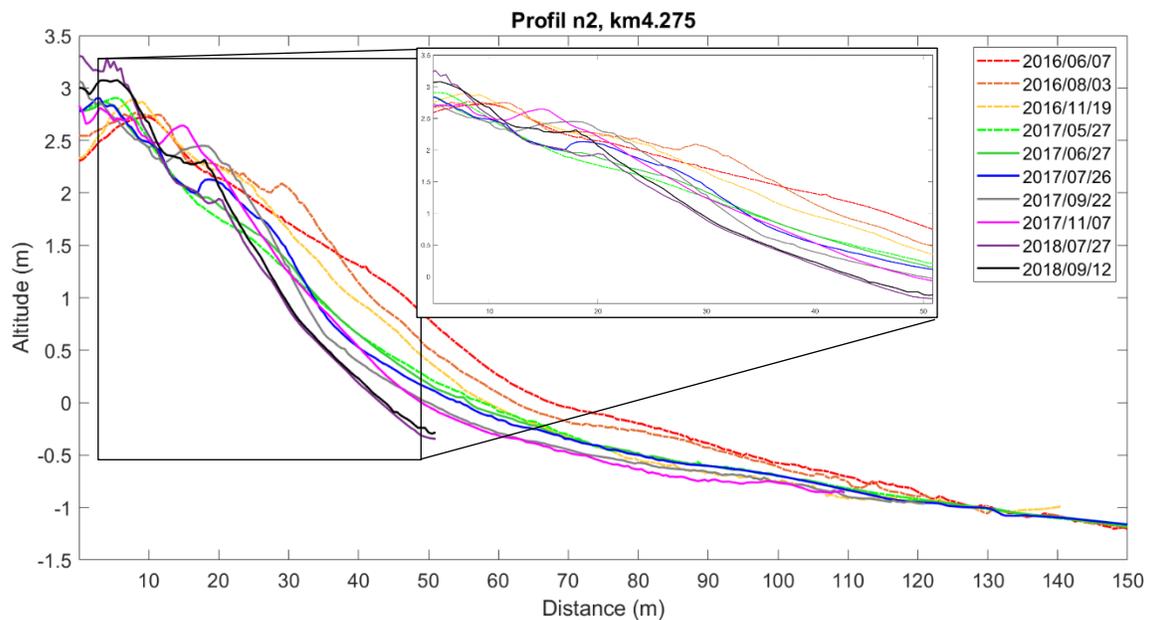


Figure 62. Profils de plage le long du transect km 4.275

Entre novembre 2016 et mai 2017, la plage s'érode verticalement d'environ 0,30 m entre 0 et 60 m le long du profil. Entre mai, juin et juillet 2017, on retrouve se point d'équilibre autour de 32 m, avec en amont et en aval, la plage qui s'accumule et s'érode, respectivement. Ensuite, entre les mois de juillet et septembre 2017, une berme se forme entre 10 et 25 m le long du profil. Elle migre ensuite côté terre et gagne en hauteur jusqu'en novembre 2017. En revanche, lorsque l'on regarde les profils de 2018, elle a complètement disparu et la plage a reculée de - 3 m.

Au km 4.225, le haut de plage s'est accumulé entre 10 et 32 m jusqu'à + 0,40 m verticalement et s'est érodée de - 0,20 m de 32 m jusqu'à la flexure (**figure 63**).

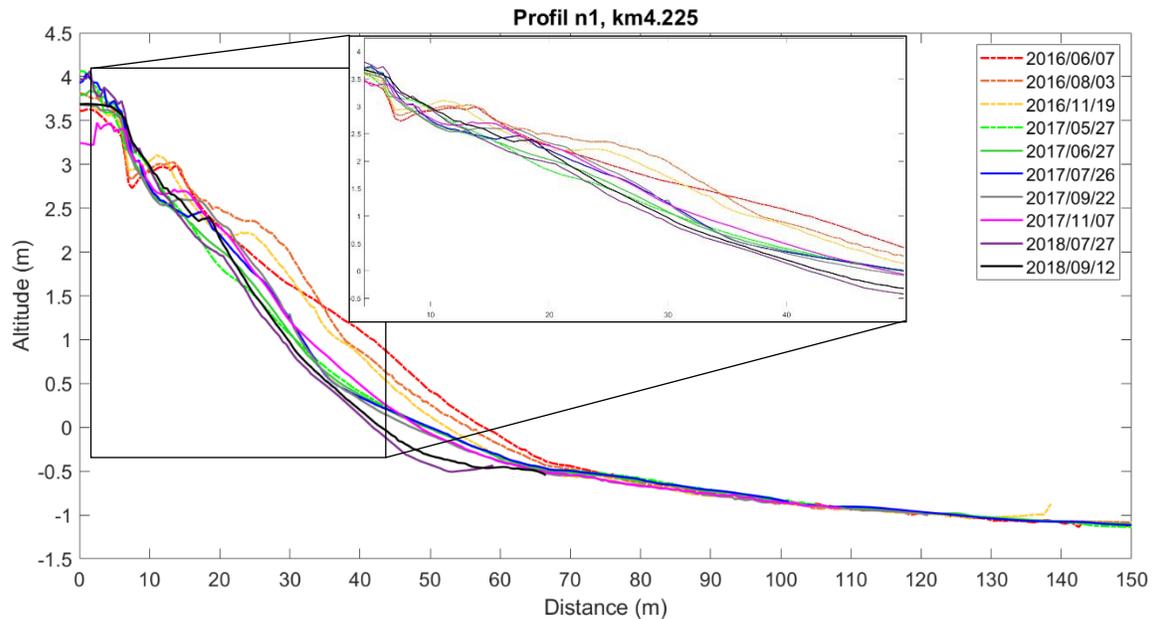


Figure 63. Profils de plage le long du transect km 4.225

Du mois d'août au mois de novembre 2016, la plage s'est encore érodée verticalement d'environ - 0,10 m. On observe un gros recul de la plage entre novembre 2016 et mai 2017 de près de - 8 m. Entre 10 et 35 m le long du profil, de mai à septembre, la plage s'est accumulée verticalement de + 0,30 m. Le profil semble s'aplanir entre 30 et 45 m avec une accumulation entre septembre et novembre 2017. La plage subit un second gros recul (- 4 m) entre novembre 2017 et juillet 2018, puis une légère avancée d'un mètre entre juillet et septembre 2018.

6.4. Synthèse des résultats

De manière globale sur l'ensemble des 19 profils, on peut regrouper ceux-ci selon plusieurs groupes. Une figure montrant l'évolution du trait de côte en vue aérienne pour chacun des groupes est présentée dans l'Annexe 5 : Évolution du trait de côte mesuré à partir des levés LiDAR effectués entre 2016 et 2018 sur la pointe Paradis. Les profils 1, 2 et 3 montrent un abaissement et un recul progressif de la plage. Les profils 3 et 4 se situent sur le site 3 des Rolodunes. Le profil 4 montre une évolution complètement différente des profils 1, 2 et 3.

On observe en effet que le bas estran garde la même altitude tandis qu'une accumulation se forme de 20 à 40 m le long du profil entre septembre et novembre 2017, s'érode, puis se reforme entre juillet et septembre 2018, dix mètres plus bas.

Ensuite, sur la pointe Paradis, les profils 5 et 6 sont similaires avec la plage qui recule peu, mais avec le haut estran qui gagne en altitude à partir de novembre 2017. Les profils 3 à 6 sont touchés par une avancée significative de la microfalaise lors de trois périodes au cours de l'expérimentation.

- Du 03 août 2016 au 19 novembre 2016 : le haut estran des profils 3 à 6 gagne en sédiment entre 10 et 20 m le long du profil. De plus, ceci est associé à une érosion du bas estran pour les profils 3 et 4 (entre 30 et 100 m), ce qui correspondrait à un transfert des sédiments du bas estran vers le haut estran. Le long des profils 5 et 6, le bas estran s'érode seulement entre 30 et 40 m.
- Du 22 septembre 2017 au 07 novembre 2017 : le bas estran des profils 3 et 4 à tendance à s'aplanir. Pour le profil 5, le bas estran semble gagner en sédiments entre 25 et 100 m. Il en est de même pour le profil 6, mais le haut estran de celui-ci s'érode, on peut donc également penser à un transfert de sédiments du haut vers le bas estran.
- 27 juillet 2018 au 12 septembre 2018. Du profil 3 au profil 5, toute la plage gagne en sédiments. Le profil 6 quant à lui est identique à la période précédente avec un transfert de sédiments du haut vers le bas estran.

Le profil 7 montre globalement un transfert de sédiment entre le haut et le bas estran tout au long de la période. Ces sept profils présentent toutefois une chose en commun : une berme se forme systématiquement entre les mois de juillet à septembre (2017 et 2018) et quelquefois entre septembre et novembre 2017. Au niveau du site 3, soit au niveau des profils 3 et 4, la berme se forme entre 20 et 50 m de l'origine du profil. Cependant, lorsque l'on s'éloigne à l'est ou à l'ouest de la pointe, la berme semble se former plus près du trait de côte, soit environ entre 10 et 25 m le long du profil. Pour les profils 8 et 9, on distingue deux positions assez nettes du bas estran entre 2016 et 2017/2018. C'est également seulement le long de profils 4 à 9 que l'on observe un engraissement du bas estran. Au

niveau des profils 10 et 11, le mois de novembre 2016 est caractérisé par une augmentation de l'altitude du bas estran (+ 0.40 m).

Plus à l'est, un groupe de 6 profils (du profil 12 au profil 17) se démarque par un recul constant dont deux reculs nets liés aux tempêtes de novembre et décembre 2016 ainsi que celles d'octobre 2018 et d'avril 2018. Ces profils englobent les sites 1 et 2 des Rolodunes. Pendant les deux périodes comprenant les tempêtes, les profils évoluent de façon quasiment identique :

- Du 03 août 2016 au 19 novembre 2016 : on voit le recul de la microfalaise et du même fait un abaissement du haut-estran, avec le bas-estran restant quasiment intact.
- Du 07 novembre 2017 au 27 juillet 2018 : recul du haut estran associé à un abaissement du bas estran.

Pour finir, les deux derniers profils les plus à l'est, les profils 18 et 19, montrent très peu d'évolution entre 2016 et 2018. Le profil 18 présente de légères oscillations et le profil 19 montre une légère accumulation au cours des deux années (entre 0 et 1 m). Il apparaît donc que la partie de la plage la plus touchée par les tempêtes est la partie est de la pointe, directement exposée aux vagues de tempêtes. Les sédiments mobilisés par les vagues sont ensuite transportés par la dérive d'ouest en est pour aller s'accumuler au niveau des profils 18 et 19 et plus à l'est.

Comparaison des profils avec les sites témoins

À l'est de la pointe Paradis, les profils 11 à 17 ont une évolution relativement similaire. Ils sont tous orientés quasiment de la même façon. Parmi eux, les profils 14 et 17 sont sur une portion de plage sans Rolodune. Pour autant, ils montrent une évolution de la plage identique aux profils avec Rolodune. Pour rappel, les profils 14 et 17 sont positionnés respectivement directement entre les sites 1 et 2 et directement à l'est du site 1. Les deux sites étant très proches, ceci explique que l'ensemble des sept profils évoluent de la même manière. Les profils 17 et 18 sont également orientés de la même façon que ceux cités précédemment, pour autant, leur évolution est tout à fait différente, ne traduisant quasiment aucun recul. Ils sont respectivement à 50 et 75 m à l'est du site 1, ce qui peut laisser penser

que l'impact des vagues diminue au-delà de cette distance lorsque l'on se déplace vers l'est. Entre les sites 2 et 3, les profils 5 à 10 évoluent tous de manières assez différentes, en gardant toutefois une logique d'évolution. Le profil 9, situé à 50 m à l'ouest du site 2, diffère totalement du profil 11 situé sur le site 2, tandis que le profil 10 présente des similitudes avec ce dernier. En effet, plus on se rapproche des Rolodunes, plus les profils sans Rolodune tendent à être similaires aux profils avec Rolodune. L'orientation de la pointe (donc une exposition aux vagues variable) ainsi que la présence du cours d'eau peuvent être à l'origine de cette évolution graduellement différente de ces six profils. L'évolution de la plage au niveau du profil 5 est assez différente de celle du profil 4 (tous deux sur le site 3 des Rolodunes). Enfin, les profils 1 et 2 qui sont situés respectivement à 25 et 50 m à l'ouest du profil 3 (site 3), orientés sud-ouest, ont une évolution très similaire au profil 3. Les profils 3 et 4 quant à eux sont différents, avec le sommet de la microfalaise qui ne recule quasiment pas.

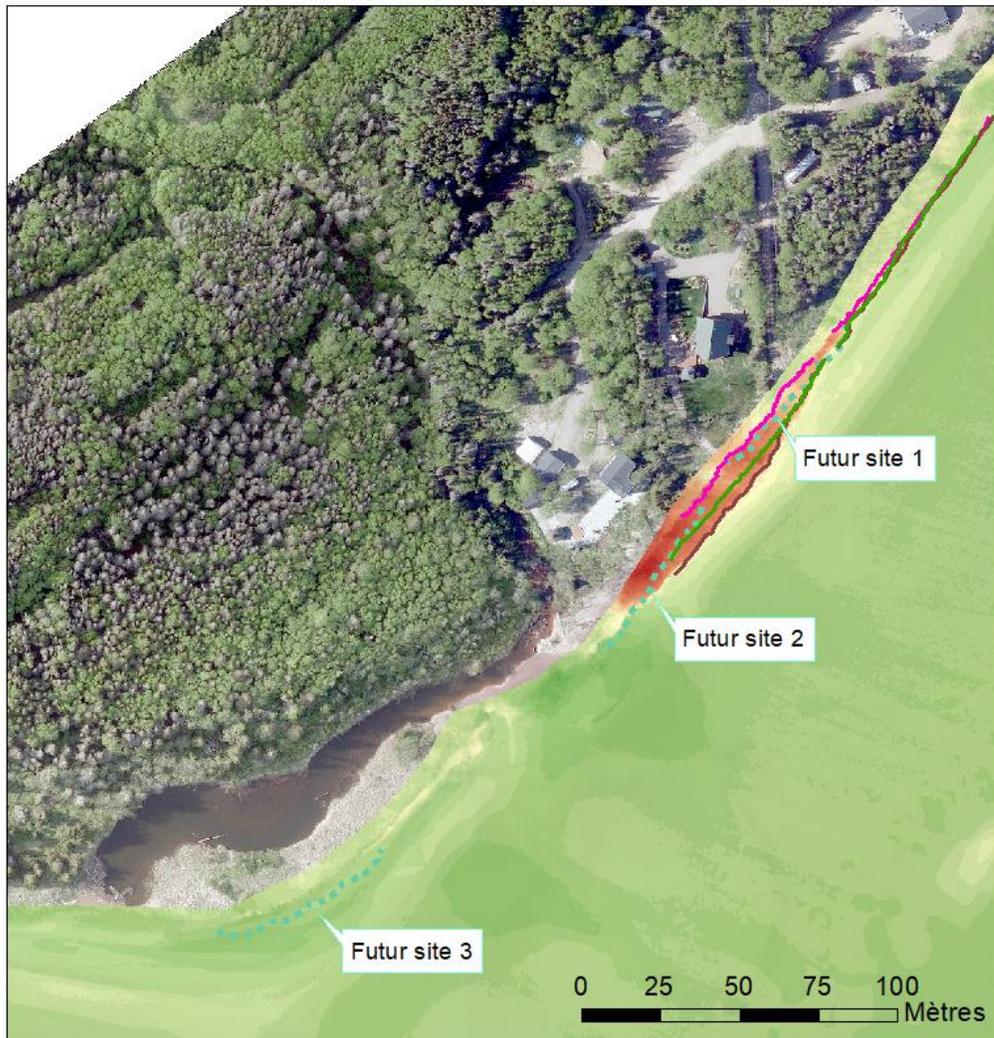
Les profils permettent de mesurer de manière précise l'évolution du profil transversal de la plage au cours du temps et tout le long de celle-ci. À présent, nous allons regarder la plage d'un point de vue aérien grâce aux LiDARs, avec lesquels il est possible d'observer les fluctuations verticales avec une vue d'ensemble.

6.5. Suivi de l'évolution de la topographie à partir des différentiels LiDAR

Les différentiels présentés dans cette partie ont été calculés pour cinq périodes différentes : août à novembre 2016, novembre 2016 à mai 2017, juin à juillet 2017, novembre 2017 à juillet 2018 et enfin juillet 2017 à juillet 2018. Il est à noter qu'en raison de problèmes techniques, le différentiel entre juillet 2017 et novembre 2017 n'a pas pu être exploité.

Le différentiel LiDAR réalisé pour la période entre le 03 août et le 19 novembre 2016 permet d'observer une zone fortement touchée par l'érosion, directement en avant de sites 1 et 2 (**figure 64**). Comme vue dans la partie 6.2.2. *Suivi de l'évolution de la position de la ligne de rivage de façon hebdomadaire à l'aide des caméras vidéo*, un événement de tempête a eu lieu le 16 novembre 2016 avec des vagues de plus de 2 m. Non seulement la

limite de microfalaise nous permet d'observer un recul horizontal de l'ordre de 10 m, mais le différentiel permet également de quantifier l'érosion verticale causée par la tempête.



Différentiel 2016.11.19 - 2016.08.03
Variations verticales (m)

■ -3.50 - -3.0	■ -1.99 - -1.80	■ -0.79 - -0.60	■ 0.40 - 0.59
■ -2.99 - -2.80	■ -1.79 - -1.60	■ -0.59 - -0.40	■ 0.60 - 0.79
■ -2.79 - -2.60	■ -1.59 - -1.40	■ -0.39 - -0.20	■ 0.80 - 0.99
■ -2.59 - -2.40	■ -1.39 - -1.20	■ -0.19 - 0	■ 1.0 - 1.19
■ -2.39 - -2.20	■ -1.19 - -1.0	■ 0 - 0.19	■ 1.20 - 1.40
■ -2.19 - -2.0	■ -0.99 - -0.80	■ 0.20 - 0.39	

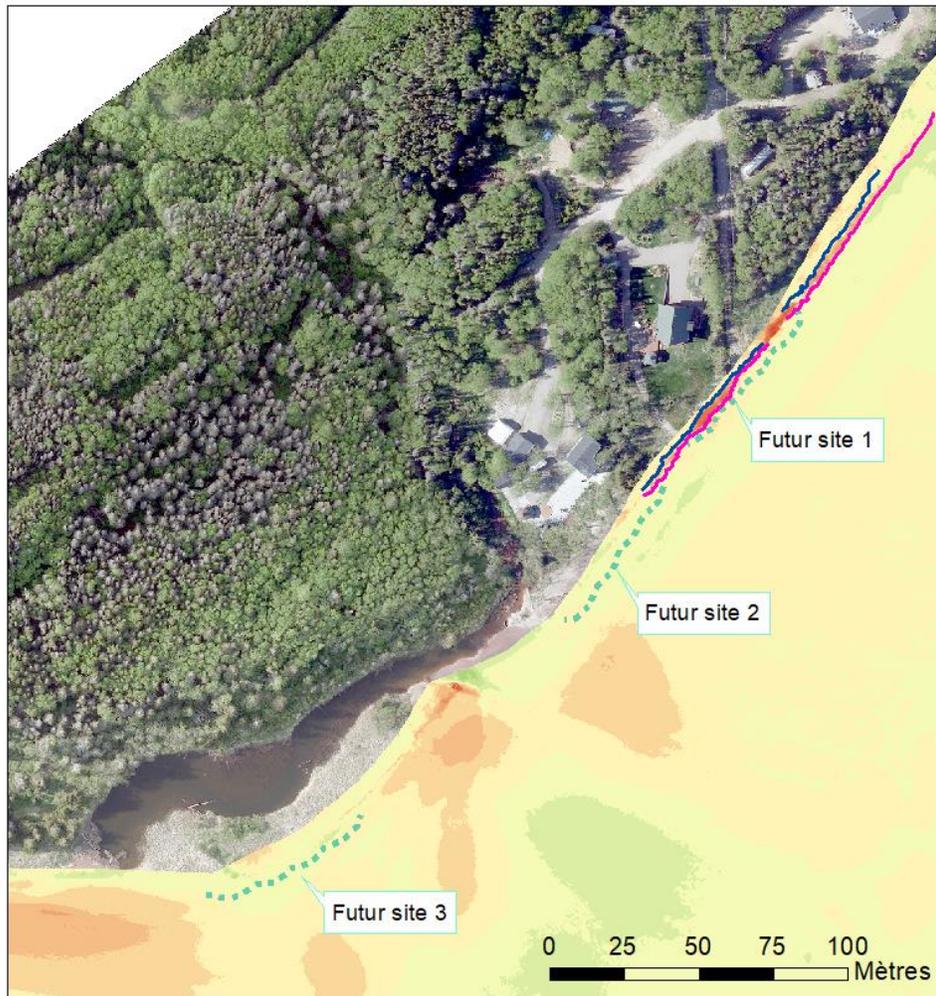
— Limite mf 2016.09.17 — Limite mf 2016.11.12 — Limite mf 2016.11.19



Figure 64. Différentiel de topographie entre le 2016.11.19 et le 2016.08.03

L'érosion verticale maximale observée est de - 3,40 m, directement en avant du site 2, correspond au recul de la microfalaise. L'étendue de la zone ainsi que le degré d'érosion diminuent lorsque l'on se déplace vers l'est, jusqu'à être nul à l'est du site 1. En combinaison avec le différentiel, les tracés de la microfalaise permettent d'apprécier les différentes étapes dans le recul de la microfalaise. L'évènement du 16 novembre a effectivement causé une partie du recul observable au niveau des sites 1 et 2, mais une première partie s'était fait éroder entre le mois de septembre et le 16 novembre (jusqu'à - 5 m devant le site 2) (**figure 64**). Entre les sites 2 et 3, la zone est caractérisée par des nuances de vert, signifiant un apport sédimentaire. Le cours d'eau situé entre les deux sites a pu remanier les sédiments pour les déposer à ce niveau. Au niveau de la pointe, devant le site 3, et à l'ouest de celui-ci, les variations verticales sont positives (jusqu'à + 0,80 m). Ces sédiments peuvent être en partie apportés par la tempête, car on constate une bande d'érosion atteignant jusqu'à - 0,79 m tout autour du site 3.

Entre le 19 novembre 2016 et le 05 mai 2017 (**figure 65**), une autre tempête a touché la pointe Paradis, le 30 décembre 2016. On peut encore une fois observer une érosion verticale, mais ici concentrée d'ouest en est du (futur) site 1. L'érosion verticale maximale mesurée est de - 2 m et est associé au recul de la microfalaise. De plus, la limite de la microfalaise nous montre que le recul de celle-ci est d'environ - 4 m. La zone entre les futurs sites 1 et 2 a également subi de l'érosion, mais celle-ci diminue progressivement jusqu'à être quasiment nul vis-à-vis du site 2. L'évolution de la topographie au niveau du site 3 durant la période entre novembre 2016 et mai 2017 est quasiment nulle, contrairement aux zones situées directement à l'est et à l'ouest du site. En effet, une érosion verticale de presque - 0.80 m est mesurée, ce qui indique que le côté ouest de la pointe a également subi une forte érosion. Les tracés des microfalaises du 19 novembre et du 31 décembre combinés au différentiel laissent à penser que l'évènement de tempête du 30 décembre 2016 est en grande partie responsable de l'érosion observée en face du site 1 et plus à l'est.



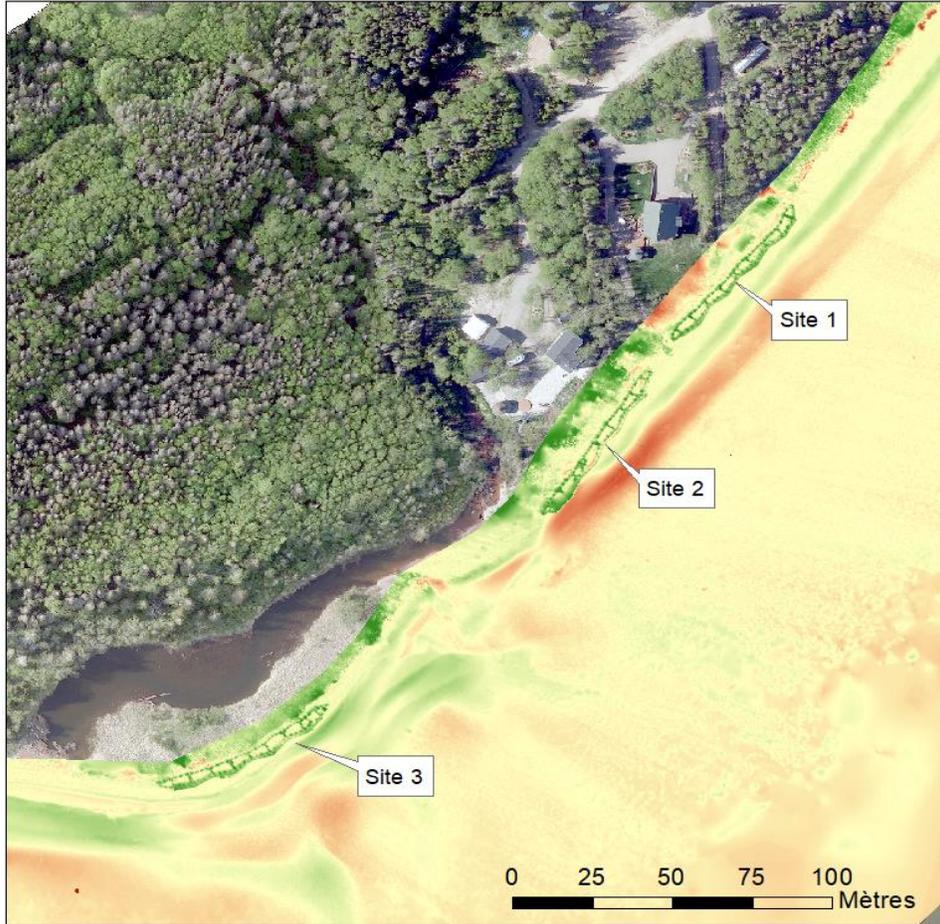
Différentiel 2017.05.27 - 2016.11.19
Variations verticales (m)



Figure 65. Différentiel de topographie entre le 2017.05.27 et le 2016.11.19

Sur la **figure 66**, le différentiel nous montre l'évolution morphologique de la plage juste avant (27.06.2017) et juste après (26.07.2017) l'installation des Rolodunes. Ce différentiel nous permet de voir avec précision l'emplacement des Rolodunes et des rangées de sapins fixées derrière. La couleur vert foncé permet de les identifier (gain en

élévation comparativement au LiDAR antérieur). On remarque également qu'en avant des sites 1 et 2, une bande d'érosion est présente sur le bas de plage. Cette érosion verticale, de presque - 2 m par endroit, peut être due à un transfert de sédiments de la partie inférieure de la plage vers la partie médiane.



Différentiel 2017.07.26 - 2017.06.27

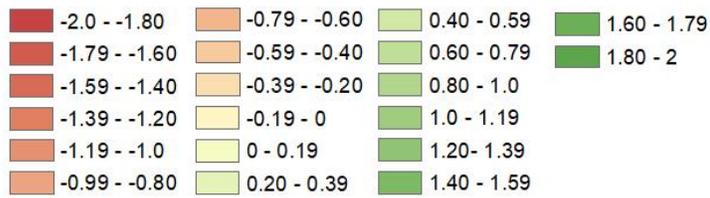
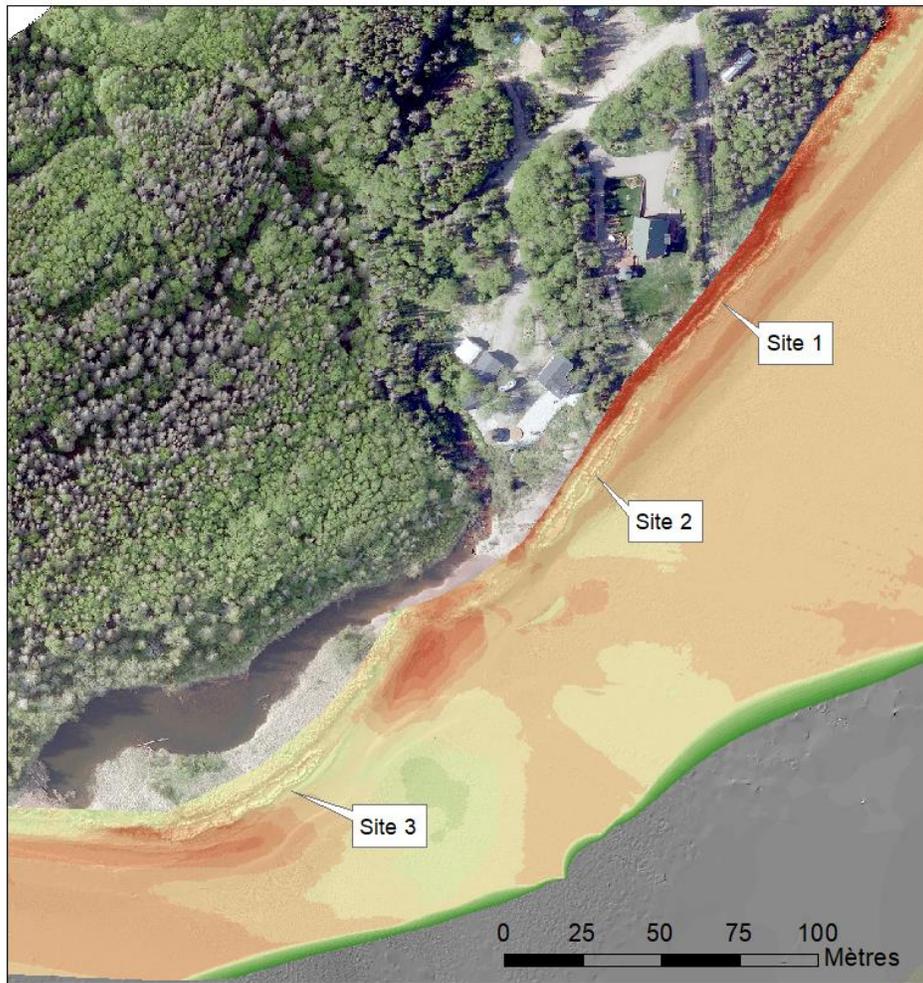


Figure 66. Différentiel de topographie entre le 2017.07.26 et le 2017.06.27

Entre le 07 novembre 2017 et le 27 juillet 2018, l'érosion semble s'étaler d'ouest en est (**figure 67**). Une première bande d'érosion marquée est visible en avant du site 1 et également plus à l'est. Une deuxième bande est visible en arrière des sites 1 et 2 avec une érosion verticale d'environ - 1,6 m et un maximum de - 2 m en arrière du site 1 associé au recul de la microfalaise.



Différentiel 2018.07.27 - 2017.11.07
Variations verticales (m)

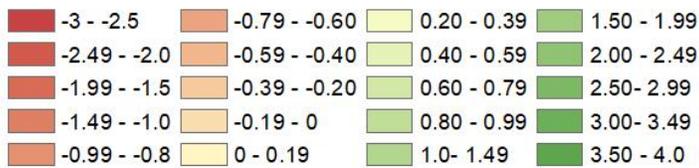
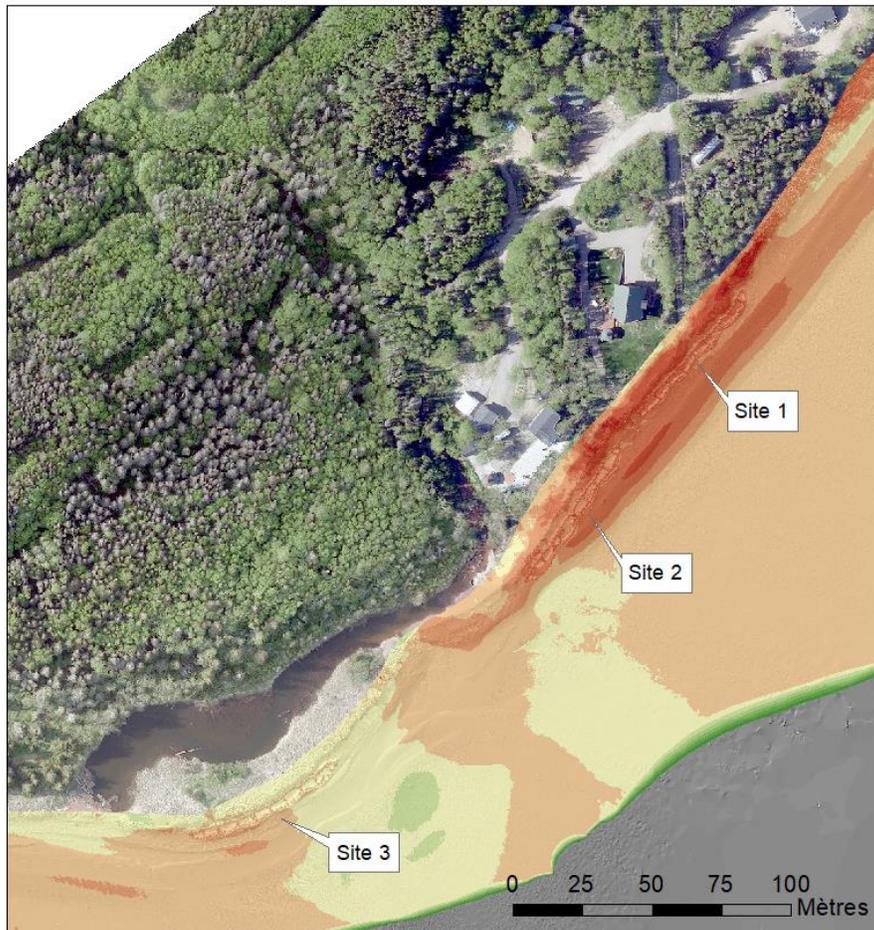


Figure 67. Différentiel de topographie entre le 2018.07.27 et le 2017.11.07

L'arrière du site 1 est compris dans la zone d'érosion probablement due aux événements de tempêtes de novembre 2017 ainsi que celles d'avril 2018 ayant dans le même temps occasionné la disparition des rangées de sapins en arrière du système. Ensuite, une autre zone est visible entre les sites 2 et 3, avec environs - 1 m d'érosion verticale. L'ouest de la pointe est également touché par l'érosion, car on peut voir que la partie ouest du site 2 est dans une zone où l'érosion verticale a été de - 1 m. Entre le mois de novembre 2017 et le mois de juillet 2018, deux tempêtes consécutives ont été enregistrées. Celles-ci ont eu lieu les 19 novembre 2017 et 04-05 avril 2018. Cette deuxième tempête ayant complètement endommagé les tuyaux du site 1, celui-ci n'était plus protégé par les Rolodunes pendant le reste de la période. Encore une fois, la zone située en avant du site 3 semble être quelque peu épargnée de l'érosion en comparaison au reste de la plage.



Différentiel 2018.07.27 - 2017.07.26
Variations verticales (m)

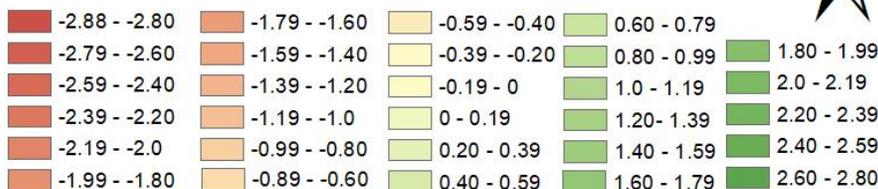


Figure 68. Différentiel de topographie entre le 2018.07.27 et le 2017.07.26

La **figure 68** permet d'évaluer l'évolution de toute la plage entre l'installation des Rolodunes (juillet 2017) et la fin de l'expérimentation avec le LiDAR de juillet 2018. Un an s'est écoulé entre les deux LiDAR. Ce que l'on peut voir, c'est que la répartition des zones d'érosion et d'accumulation est très similaire à celles observées à la **figure 67**. Cela voudrait dire que la plage a peu évolué entre le 07 novembre 2017 et le 27 juillet 2018, mis

à part une érosion plus prononcée encore en arrière du site 1. De même que pour le différentiel précédent, on constate qu'une grande majorité de la plage s'est érodée. Le côté est a particulièrement été touché avec une large bande d'érosion englobant les sites 1 et 2 avec jusqu'à - 3 m derrière le site 1. Ceci peut s'expliquer par le recul de la microfalaise (observé grâce aux profils transversaux) qui en disparaissant, laisse une différence d'altitude de plusieurs mètres de hauteur. Une autre bande d'érosion longe le devant des sites 1 et 2 des Rolodunes. L'érosion que l'on voit entre les sites 2 et 3 peut être due au passage du ruisseau. La partie est du site 3 semble moins touchée avec des valeurs proches de zéro, tandis que l'ouest du site s'est érodé de - 1 à - 2 m.

La combinaison des profils transversaux et des différentiels nous permet de mettre en évidence une érosion significative et continue du côté est de la pointe Paradis. La pointe est quant à elle beaucoup moins impactée, et voit même se former une berme au début de chaque automne.

CHAPITRE VII.

INTERPRÉTATION, RECOMMANDATIONS ET DISCUSSION

Dans ce chapitre, nous allons voir quels sont les facteurs et comment ils influencent l'évolution morphologique de la plage de pointe Paradis. Nous ferons ensuite quelques recommandations pour améliorer le système Rolodune, et enfin nous discuterons des limites de cette étude.

7.1. Facteurs influençant l'évolution morphologique de la plage

La plage est un système côtier complexe régi par de nombreux paramètres. Dans l'estuaire du Saint-Laurent, les principaux agents physiques de la dynamique côtière sont les marées, les vagues (hauteurs, directions ...), et la formation de glace en hiver (Drapeau, 1992). Dans cette partie, nous allons voir dans quelles mesures ces différents paramètres ont pu avoir une influence sur l'évolution morphologique de la plage de la pointe Paradis.

Tout d'abord, les caractéristiques mêmes de la plage vont conditionner sa morphologie (Wang, J., You, Z-J., et Liang, B., 2020). Par exemple, la portion haute de la plage de la pointe Paradis est une plage dite réfléchive, avec une pente très abrupte. Les vagues sont ainsi réfléchies sur le haut de plage et favorisent la mise en suspension des sédiments qui seront transportés par les courants de dérive ou bien lors de tempête. Ces profils abrupts sont constatés particulièrement à l'est de la pointe, au niveau de l'implantation des sites 1 et 2, où la plage est sujette aux niveaux de sensibilité à l'érosion les plus fort enregistrés.

Dans un deuxième temps, l'orientation de la plage et l'angle d'incidence des vagues sont deux facteurs concomitants. En effet, les vagues qui semblent avoir le plus gros impact, c'est-à-dire de provoquer les plus gros reculs, sont caractérisées par un angle d'incidence compris entre 90° et 120° (**tableau 9**). Ces vagues, provenant donc de l'est-

sud-est, arrivent perpendiculairement au côté est de la pointe, la frappant de plein fouet lors d'épisodes plus énergétiques. Cette zone correspond une nouvelle fois au côté de la pointe où ont été implantés les sites 1 et 2 des Rolodunes.

En plus de leur angle d'incidence, la hauteur significative des vagues a elle aussi son rôle à jouer dans l'évolution morphologique de la plage. On a pu constater que les plus hautes vagues enregistrées proviennent de la direction est-sud-est et que les reculs mesurés ont été provoqués par des vagues ayant une hauteur significative minimum de 1,21 m mesurée au large à l'AWAC (**tableau 9**) lors des épisodes de tempêtes. Cependant, on constate qu'il est nécessaire que les conditions de directions d'incidence est-sud-est et de hauteurs significatives ($H_s > 1,20\text{m}$) soient simultanées pour provoquer un recul.

Toutefois, ce ne sont pas les seuls facteurs modifiant la morphologie de la plage. L'effet cumulé de plusieurs événements de forte énergie empêche la plage de retrouver un profil d'équilibre, tel qu'on a pu l'observer au cours du mois d'avril 2018. Un événement isolé ne provoquera pas toujours de recul, comme on a pu le voir dans le **tableau 9**, il s'agit plutôt de l'effet cumulé de la séquence des tempêtes au cours de la saison. Les conditions hydrodynamiques saisonnières conditionnent donc le taux de déplacement de la ligne de rivage et le rétablissement ou non du profil d'équilibre de la plage (Biausque, M. et Sénéchal, N., 2019).

Certains autres facteurs, tels que les vagues infragravitaires et le couvert de glace ont également un impact sur la morphologie de la plage (Senneville *et al.*, 2014, Bertin *et al.*, 2018). Malgré le fait que ces paramètres ont été suivis par caméras vidéo pendant la durée de l'expérimentation, leur analyse n'a pas été réalisée dans le cadre de cette étude. Ce sont donc également des pistes d'amélioration pour d'éventuelles futures études lors d'une expérimentation similaire d'une plage sableuse. Tous les éléments cités ci-dessus doivent être pris en compte lors de la conception d'un prototype à vocation de réduire l'érosion côtière pour maximiser son efficacité.

7.2. Efficacité du système Rolodune à réduire l'érosion côtière

7.2.1. Évolution géomorphologique de la plage et évolution de la ligne de rivage à proximité du site 1

Les profils transversaux ainsi que les différentiels d'élévation montrent que dans l'ensemble, la portion de plage située en avant du site 1 a subi de forts reculs pendant toute la période d'expérimentation. Malgré la présence de Rolodune, la plage ne semble pas moins protégée de l'érosion lors de tempêtes. En deux ans, le haut de plage a reculé d'une vingtaine de mètres tout en gardant le même profil abrupt. Les périodes hivernales sont les périodes pendant lesquelles la plage subit le plus d'érosion. Celle-ci est continue, mais le taux de déplacement n'est cependant pas constant. Les zones à l'ouest du site 1 et au niveau du site 2 sont également très touchées comme nous pourrons le voir dans les sections suivantes.

Comme on a pu le constater dans la partie 6.2.2. plusieurs tempêtes ont touché la pointe Paradis pendant l'expérimentation. Certaines ont même eu comme conséquence des dégâts matériels aux sites 1 et 2 des Rolodunes. Grâce aux enregistrements caméras, nous avons pu identifier le jour et l'heure à laquelle le site 1 a été démantelé. Les vagues ont frappé le site le 04 avril 2018 tôt le matin. Un pied de glace était soudé aux tuyaux des Rolodunes du site (**figure 69A**). Les vagues ont soulevé et arraché le pied de glace, soulevant et déplaçant du même coup les tuyaux (**figure 69B**). En combinaison avec les données extraites de l'AWAC à ce même moment, il est possible de quantifier les conditions météo-marines présentes pendant la tempête. Pendant la nuit du 04 au 05 avril 2018, les hauteurs de vagues maximales mesurées au large par l'AWAC étaient de 2,80 m avec un niveau d'eau de 2,30 m. Les vents venaient de l'est avec des rafales atteignant 70 km/h. Les vagues incidentes venaient de la direction est-sud-est. Juste avant la tempête, les Rolodunes étaient ancrés sous la glace (**figure 69A**).

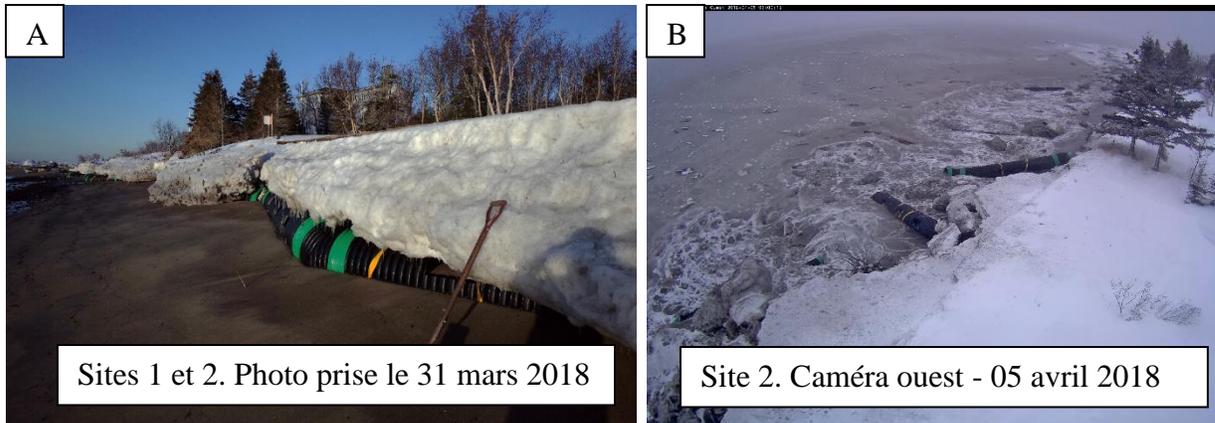


Figure 69. Sites 1 et 2 des Rolodunes enfouis sous le pied de glace.

7.2.2. Évolution géomorphologique de la plage et évolution de la ligne de rivage à proximité du site 2

Le site 2 est orienté de la même façon que le site 1 (faisant face au sud-est) et est situé à 15 m à l'ouest de celui-ci. Par conséquent, les observations faites sont relativement similaires à celles faites pour le site 1. L'érosion mesurée est du même ordre de grandeur et les périodes de reculs plus marqués sont les mêmes.

On constate, en regardant les profils situés au niveau du site 2, que la pente s'accroît durant l'été 2017 suite à une érosion plus marquée de la partie médiane et inférieure de la plage. Malgré la présence des Rolodunes, les tempêtes marquent un recul du haut de plage d'au moins - 5 m. On note cependant un léger engraissement du bas de plage de juillet à septembre 2018, qui est probablement dû à un transfert de sédiment du haut de plage.

Contrairement au site 1, le site 2 n'a pas été démantelé à la suite de la tempête du 04-05 avril 2018. En revanche, la répétition des différents événements de tempêtes a provoqué un léger roulement des Rolodunes vers le bas de plage et le recul de la microfalaise, les rendant ainsi inefficaces. La municipalité de Pointe-Lebel a donc décidé de les retirer le 01 octobre 2018. Le site 2 aura donc été en place six mois de plus que le site 1. Malgré cela, aucune observation en faveur de l'efficacité des Rolodunes n'a été faite.

7.2.3. Évolution géomorphologique de la plage et évolution de la ligne de rivage à proximité du site 3

Comparativement à l'est de la pointe, la pointe elle-même semble relativement stable dans le temps. Entre 2016 et 2017, le taux de déplacement mesuré est de - 0,08 m/an contre une avancée de + 0,6 m/an entre 2017 et 2018. Il y aurait donc une tendance à l'accumulation. Lorsque l'on regarde plus en détail au sein de chaque année, on remarque que les plus fortes accumulations sont observées durant les périodes estivales. Il est certain que l'orientation de la pointe joue un rôle dans les taux de déplacements relativement faibles qui ont été mesurés. Celle-ci fait face au sud-ouest, et n'est ainsi pas directement affectée par les vagues incidentes provenant majoritairement de l'est-sud-est. Elle fait cependant face aux vagues venant du sud-ouest qui s'avèrent toutefois être moins associées aux événements de tempêtes comme le montre le **tableau 9**. On a également pu constater la formation d'une berme entre les mois de juillet à septembre 2018.

Cette tendance à l'accumulation depuis 2017 pourrait laisser penser que les Rolodunes ont un effet positif sur la réduction du recul de la microfalaise.

7.3. Constat de l'évolution morphologique de la plage

La pointe Paradis est en constante érosion avec, comme on a pu le voir, des reculs pouvant atteindre - 12 m à la suite d'événements de tempêtes. Le côté est de la pointe, où ont été implantés les Rolodunes (sites 1 et 2), est le plus touché par l'érosion. Les conditions hydrodynamiques sont caractérisées par une direction de vagues incidentes prédominante venant de l'est-sud-est pendant le printemps et l'automne. Leurs hauteurs peuvent atteindre des valeurs supérieures à 3 m. Ces conditions ne permettent pas aux sédiments de s'accumuler sur la plage. On a également pu constater sur ces sites que la ligne de rivage, la plage et la flexure reculent de façon quasiment homogène à la suite des événements de tempêtes, gardant ainsi ce même profil abrupt. Le recul de la microfalaise a atteint par endroit - 20 m entre 2016 et 2018. En revanche, à l'est des sites (profil 18 et 19), la dynamique de la plage est complètement différente et ne laisse apparaître que des mouvements minimes.

Le profil situé entre les sites 1 et 2 reflète la même dynamique que celle observée au niveau de ces deux sites. Il n'y a donc pas d'effet de bout causé par les Rolodunes, mais pour cette portion de plage exposée au même régime de vague, la réponse est la même avec ou sans Rolodune. On constate aussi entre 2016 et 2018, particulièrement au nord-est du site 2 et vis-à-vis du site 3, que non seulement la partie inférieure de la plage s'est abaissée, mais aussi la partie supérieure du bas estran. En revanche, on constate entre les sites 2 et 3 un transfert de sédiments de la partie médiane et inférieure de la plage vers le bas estran en 2018. Comparativement aux autres profils, ces profils (5 à 10) ne montrent pas d'évolution nette liée aux reculs. Cela peut être dû à la présence du cours d'eau et à sa migration au cours du temps. Au niveau du site 3, le sommet de la microfalaise et la flexure ne reculent quant à eux quasiment pas. On constate ainsi une stabilisation de la côte par rapport à la période de 2013 à 2016. Enfin, à l'ouest du site 3, du côté ouest de la pointe, le profil de plage montre un abaissement progressif à partir de 32 m le long du profil, et un gain de sédiment en amont, traduisant un point d'équilibre pour le transfert des sédiments.

7.4. Recommandations sur le système Rolodune

Le système Rolodune a été implanté sur trois sites en juin 2017 pour couvrir des orientations d'exposition aux vagues allant du sud-ouest jusqu'à l'est, mais aussi pour couvrir trois niveaux d'intensité à l'érosion. Les valeurs de déplacement de la ligne de rivage mesurées pour établir l'état de référence se sont avérées beaucoup plus élevées que celles qui étaient anticipées à partir des études antérieures (Bernatchez, 2003; Bernatchez et Dubois, 2004; Dubois *et al.*, 2006). Les taux de déplacement moyen de la ligne de rivage mesurés entre 2001 et 2016, directement devant les Rolodunes, ont été respectivement de - 0,77 m/an pour le site 1, - 1,75 m/an pour le site 2 et de - 0,85 m/an pour le site 3. L'érosion s'est accentuée entre 2013 et 2016, pour atteindre des taux de déplacement moyens de - 3,97 m/an pour le site 1, de - 8,06 m/an pour le site 2 et de - 2,2 m/an pour le site 3. En avril 2018, deux tempêtes consécutives ont engendré des reculs de la microfalaise et entraîné des dommages importants au système Rolodune sur le site 1 (**figure 70**). La première tempête a eu lieu le 04-05 avril alors qu'un pied de glace était soudé aux tuyaux des Rolodunes du site 1 (**figure 71**). Les vagues ont soulevé et arraché le pied de glace, soulevant et déplaçant du même coup les tuyaux. La tempête du 17-18 avril a par la suite

entraîné un recul important de la côte vis-à-vis des sites 1 et 2. En juin 2018, un seul tuyau du site 1 était encore en place, le système du site 2 était toujours en place, mais en raison du recul de la microfalaise lors des tempêtes d'avril 2018, il était positionné en bas de plage alors que le système du site 3 était toujours bien en place et en partie ensablé (**figure 72**). Pour ce qui est des tuyaux qui étaient sur la plage au moment de l'implantation du système Rolodune en juin 2017, ils étaient toujours en place sur le bas de plage en juin 2018. À la demande du Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les Changements Climatiques (MELCC), la municipalité de Pointe-Lebel a récupéré les tuyaux le 01 octobre 2018, à l'exception des tuyaux du système du site 3 qui ont été retirés en juillet 2020. Considérant que l'expérimentation devait durer initialement trois ans et que seul le système du site 3 a pu être suivi plus d'un an, les constats sur l'efficacité du système Rolodune ne peuvent qu'être partiels et préliminaires. De plus, le but d'un banc d'essai pour tester une nouvelle solution est de pouvoir, en cours d'expérimentation, ajuster et améliorer le concept pour en arriver à un système optimal. Il n'a pas été non plus possible de modifier et de réimplanter les systèmes à l'été 2018 malgré les demandes de la municipalité au MELCC.



Figure 70. Impact de la tempête sur le littoral



Figure 71. Système Rolodune au site 1, le 31 mars 2018



Figure 72. État des Rolodunes sur les trois sites d'expérimentation en juin 2018

Les observations réalisées entre la mise en place du système Rolodune en juin 2017 et leur démantèlement en 2018 pour les sites 1 et 2 et le suivi du site 3 jusqu'en novembre 2018 nous permettent tout de même de faire quelques constats sur l'efficacité et les effets du système Rolodune. Tout d'abord, les sapins installés sur la partie supérieure de la plage n'ont pas résisté aux marées de vives-eaux. Ils ont été évacués en bonne partie très rapidement au cours de l'été et de l'automne 2017. En 2017, lors des hauts niveaux d'eau, le système Rolodune a permis de capter et de maintenir des sédiments sur la partie supérieure de la plage et d'en limiter le recul. Ceci est intéressant puisque nous avons constaté en 2016 que dans le secteur où la pente de la plage est la plus élevée (site 2), la ligne de rivage, la plage et la flexure reculent en effectuant une translation vers les terres tout en gardant le même profil abrupt. Avec le système Rolodune, il y a eu par endroit une accrétion entre la terrasse de plage et le Rolodune, ce qui pourrait favoriser la formation d'une berme. Toutefois, entre novembre 2017 et juillet 2018, le recul de la microfalaise a été important devant les sites 1 et 2 alors qu'il a été plutôt nul sur l'ensemble de la période analysée pour le site 3 malgré le fait que les valeurs de recul de la microfalaise avaient été élevées pour la période de 2013 à 2016.

Les constats nous mènent à faire une recommandation importante sur la structure du Rolodune. L'angle de 23° des coudes qui raccordent les tuyaux n'est clairement pas assez important. Le système forme ainsi une structure plutôt linéaire et parallèle à la côte, ce qui a favorisé la réflexion des vagues et l'affouillement au pied de l'ouvrage. Avec l'abaissement et même le surcreusement de la plage, certains tuyaux se sont affaissés et ont même roulé légèrement dans le sens de la pente. Les coudes devraient avoir un angle d'au moins 45° pour donner à la structure une forme en dents de scie. En l'occurrence, le prototype de M. Gauthier, l'inventeur du système Rolodune, présentait déjà des angles de 30° (Annexe 1. Sources d'inspiration et croquis du concepteur, M. Laurie Gauthier (Mai 2017)). De cette façon, la structure serait moins réfléchive et permettrait de capter les sédiments en transit par la dérive littorale, ce qui n'est pas possible avec une structure actuellement plutôt linéaire. Le devis technique, et donc les plans des rolodunes, mériteraient donc d'être réétudié. Pour aller plus loin, les matériaux constituant les Rolodunes pourraient être modifiés, de sorte à éviter une interaction plastique-substrat pour limiter davantage l'affouillement. Enfin, une étude complète et détaillée de l'effet des

vagues infragravitaires sur la plage de pointe Paradis et sur les tuyaux eux-mêmes serait à effectuer lors de prochains travaux pour optimiser la résistance et l'efficacité du prototype en place.

7.5. Type de milieu propice à l'implantation des Rolodunes

Tout d'abord, si l'on venait à installer le système Rolodune sur un autre site, il faudrait s'assurer de respecter les principales caractéristiques pour lesquelles il a été développé. Premièrement, il est nécessaire que ce soit une côte sablonneuse avec un bon transit et un bon apport sédimentaire. Ensuite, il faut s'assurer que la pente moyenne de la plage soit faible à modérée ($0,01 < \tan\beta < 0,05$), et non pas abrupte comme la pente de la plage de la pointe Paradis qui était en moyenne de 0,142 en août 2016 et de 0,124 en novembre 2016 (Didier *et al.*, 2017). Compte tenu des observations faites pendant la période de juin 2016 à décembre 2018, il apparaît que parmi les trois sites expérimentaux du système Rolodunes, le site ayant le mieux résisté ait été celui situé sur la pointe qui est orientée sud-sud-est. De ceci nous pouvons en tirer plusieurs conclusions. Tout d'abord, le site placé sur la pointe, comme mentionné dans la description de la zone d'étude, est localisé au niveau des taux de reculs mesurés les plus faibles. En effet, les vagues de tempêtes qui provoquent les plus gros reculs proviennent de la direction est-sud-est et ne touchent donc pas directement la pointe. Pour assurer le maintien des Rolodunes sur la plage, il faut donc éviter de les placer dans des environnements à trop haute énergie, tel que c'est le cas du côté est de la pointe Paradis. Dans un deuxième temps, il faut rappeler que les Rolodunes ont été conçus avec comme objectif de limiter des taux de reculs alors beaucoup moins élevés que ceux enregistrés entre 2016 et 2018. Pour mémoire, les taux mesurés entre 2016 et 2018 varient entre - 6.5 m/an et - 7.8 m/an pour les sites 1 et 2 contre des reculs de - 0.77 m/an à - 1.75 m/an entre 2001 et 2016. Le site 3 quant à lui enregistre un recul maximum de - 0.08 m/an entre 2016 et 2018 contre -0.85 m/an entre 2001 et 2016. L'idéal serait donc de cibler des plages ayant des taux de reculs annuels maximum d'environ - 1 m/an.

7.6. Discussion

La limite majeure de cette étude reste le temps limité d'observation des sites. Ce temps restreint impacte nécessairement les conclusions que l'on peut tirer quant à l'efficacité du prototype à réduire l'érosion de la plage. Néanmoins, d'autres points pourront être améliorés dans le futur, dans le cas d'une étude similaire.

Tout d'abord, cette étude à haute fréquence pourrait être complétée par un calcul du volume de la plage pour mieux suivre le transfert de sédiments entre le haut et le bas estran, mais également de manière parallèle à la côte (Biausque, M. et Sénéchal, N., 2019). Dans un deuxième temps, il serait intéressant de mesurer de façon précise la pente tout le long de la plage pour comparer et suivre son évolution dans le temps et dans l'espace, par exemple avec la méthode de Didier *et al.*, 2017. Ensuite, des échantillons pourraient être prélevés à plusieurs endroits le long de profils prédéfinis (haut estran, bas estran, batture) afin de mieux caractériser la répartition granulométrique et ainsi évaluer la distribution géographique des différents sédiments. Il serait intéressant d'étudier leur remaniement après le passage d'une tempête, étant donné leur évolution rapide en fonction des conditions hydrodynamiques (Haney, 1993 dans Davis *et al.*, 2000).

Une autre des limites de cette étude vient du fait qu'une partie des données utilisées provient de l'imagerie vidéo, nous rendant dépendant du bon fonctionnement des caméras AXIS installées sur le site. Comme constaté dans la partie 5.1. *Acquisition de données* (figure 20), une partie des images provenant de la caméra Ouest était malheureusement manquante et donc induit un manque assez important dans les données, ce qui ne permet ni un suivi complet de la période expérimentale, ni de la zone expérimentée. En plus du fonctionnement des caméras, l'utilisation des données nécessite des conditions calmes (en l'occurrence pour la génération des modèles d'élévation de la partie intertidale). Enfin, il est nécessaire de mentionner que le traitement en partie manuel des images TiMEX ajoute aux incertitudes inhérentes à la méthode elle-même.

CHAPITRE VIII.

CONCLUSION

Cette étude, dirigée sur trois ans, a permis de répondre à l'objectif principal qui était d'évaluer l'efficacité du système Rolodune à limiter l'érosion côtière et de quantifier ses effets sur la géomorphologie de la plage. Dans un premier temps, nous avons évalué l'influence des conditions météo-marines sur la variabilité géomorphologique de la plage et de la ligne de rivage et dans un deuxième temps les effets du système sur la morphologie de la plage et sur l'évolution de la ligne de rivage. En vue de toutes les observations faites sur ces trois années d'expérimentation, plusieurs enseignements peuvent être dégagés.

Tout d'abord, il est force de constater que le système côtier est modulé par les conditions hydrodynamiques locales. Les périodes de tempêtes s'alternent avec les périodes plus calmes, modifiant ainsi perpétuellement la zone côtière. La pointe Paradis, et particulièrement son côté est, est cependant continuellement en érosion, avec ou sans la présence des Rolodunes. Il serait important de privilégier des recherches futures sur l'évolution morphologique des plages sableuses dans des milieux tempérés froids, et ce à une haute fréquence comme ce fut le cas dans cette étude. En effet, la littérature actuelle concerne principalement des études faites dans des climats tempérés chauds. En outre, il est primordial de prendre en compte toutes les spécificités du site, c'est-à-dire le régime de vague, les courants locaux, le transport sédimentaire, l'évolution globale de la morphologie de la plage, la présence de couvert de glace en hiver, afin d'être en mesure d'apporter les meilleures solutions possibles pour réduire l'érosion côtière (Tang, J., Luy, Y., Shen, Y., *et al.*, 2017). Pour cela, la méthode de suivi topobathymétrique utilisée dans cette étude a permis une acquisition de données topographiques en continu et de manière quasiment aussi précise que les LiDARs, sur une surface équivalente aux lignes de rivage détectées pendant un cycle de marée (Didier *et al.*, 2017). Cette technique pourrait être plus largement utilisée pour faciliter l'étude géomorphologique des plages.

Dans un deuxième temps, il est important de rappeler que ce système était expérimental, et que les trois sites n'ont pas pu être suivis pendant la période totale d'expérimentation. Il serait donc intéressant de réitérer l'essai en prenant en compte les recommandations citées dans le chapitre précédent. Ce prototype fut novateur, du fait de sa technologie et son système d'implantation. Il s'inscrit dans un mouvement actuel qui vise à favoriser de plus en plus les méthodes douces pour limiter l'érosion côtière, afin d'apporter des solutions innovantes, moins coûteuses et plus respectueuses de l'environnement, contrairement aux structures rigides qui bien souvent sont dispendieuses, et dont l'effet sur le transport sédimentaire peut nuire à la dynamique naturelle du site. Il est nécessaire de développer de telles méthodes à plus grande échelle pour aider à contenir l'érosion déjà présente, et ainsi protéger le cadre bâti situé proche de la côte.

BIBLIOGRAPHIE

- Almar, R., Sénéchal, N., & Coco, G. (2008). Estimation vidéo haute fréquence de la topographie intertidale d'une plage sableuse: application à la caractérisation des seuils d'engraissement et d'érosion. Proceedings Journées Nationales Génie Côtier–Génie Civil, 505-514.
- Almar, R., Ranasinghe, R., Sénéchal, N., Bonneton, P., Roelvink, D., Bryan, K.R., Marieu, V., and Parisot, J-P., 2012. Video-based detection of shorelines at complex meso–macro tidal beaches. *Journal of Coastal Research*, 28(5), 1040–1048. Coconut Creek (Florida).
- Al Imran, M., Nakashima, K., & Kawasaki, S., 2017. Combination technology of geotextile tube and artificial beachrock for coastal protection. *International Journal*, 13(39), 67-72.
- Alvarez, I.E., Rubio, R., Ricalde, H., 2007. Beach restoration with geotextile tubes as submerged breakwaters in Yucutan, Mexico. *Geotextiles and Geomembranes*, 25, 233-241.
- Andriolo, U., Almeida, L. P., & Almar, R., 2018. Coupling terrestrial LiDAR and video imagery to perform 3D intertidal beach topography. *Coastal Engineering*, 140, 232-239.
- Atlantic Network for Coastal Risks Management, Overview of soft coastal protection solutions, 2017.
- Lefebvre, J. P., Almar, R., Viet, N. T., Uu, D. V., Thuan, D. H., Binh, L. T., ... & Duc, N. V., 2014. Contribution of swash processes generated by low energy wind waves in the recovery of a beach impacted by extreme events: Nha Trang, Vietnam. *Journal of Coastal Research*, (70 (10070)), 663-668.
- Bachand, E., et Comptois, S., 2016. Recharge en sable et revégétalisation de 2 plages de l'estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Le Naturaliste Canadien*, 140(2), 105-112.

- Baptista, L., Bastos, L., Bernardes, C., Cunha, T. and Dias, J., 2008. Monitoring sandy shores morphologies by DGPS – A practical tool to generate digital elevation models. *Journal of Coastal Research*, 246, 1516-1528.
- Bayle, P. M., Blenkinsopp, C. E., Conley, D., Masselink, G., Beuzen, T., & Almar, R., 2020. Performance of a dynamic cobble berm revetment for coastal protection, under increasing water level. *Coastal Engineering*, 159, 103712.
- Bernatchez, P., 2003. Évolution littorale holocène et actuelle des complexes deltaïques de Betsiamites et de Manicouagan-Outardes : Synthèse, processus, causes et perspectives. Thèse de doctorat, Faculté de foresterie et de géomatique, Département de géographie, Université Laval, 460 p.
- Bernatchez, P. et Dubois, J.-M.M., 2004. Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime laurentien. *Géographie physique et Quaternaire*, 2004, 58 ; 1 ; 45-71.
- Bernatchez, P. and Dubois, J.-M.M., 2008. Seasonal quantification of coastal processes and cliff erosion on fine sediment shorelines in a cold temperate climate, north shore of the St. Lawrence maritime estuary, Québec. *Journal of Coastal Research*, 24, 1A, 169–180.
- Bernatchez, P., et Fraser, C., 2012. Evolution of coastal defence structures and consequences for beach width trends, Québec, Canada. *Journal of Coastal Research*, 28 (6), 1550-1566.
- Bernatchez, P., Dugas, S., Fraser, C., Da Silva, L., 2015. Évaluation économique des impacts potentiels de l'érosion des côtes du Québec maritime dans un contexte de changements climatiques. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis à Ouranos, 45 p. et annexes.
- Bernatchez, P., 2017. Suivi morphosédimentologique d'une plage de la Côte-Nord dans le cadre de l'expérimentation du système Rolodune visant à réduire les effets de l'érosion : rapport méthodologique. Chaire de recherche en géoscience côtière,

Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, mars 2017, 15 p.

Bertin, X., De Bakker, A., Van Dongeren, A., Coco, G., Andre, G., Ardhuin, F., ... & Tissier, M., 2018. Infragravity waves: From driving mechanisms to impacts. *Earth-Science Reviews*, 177, 774-799.

Biausque, M., & Senechal, N. 2019. Seasonal morphological response of an open sandy beach to winter wave conditions : The example of Biscarrosse beach, SW France. *Geomorphology*, 332, 157-169.

Bird, E.C.F., 2008. Coastal Geomorphology: An Introduction, 2nd edition. Chichester, UK: Wiley, 411p.

Bird, E et Lewis, N., 2015. Beach renourishment. Springer, New York, 137 p.

Blossier, B., Bryan, K. R., Daly, C. J., et Winter, C., 2016. Nearshore sandbar rotation at single-barred embayed beaches. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(4), 2286-2313.

Boak, E. et Turner, I., 2005. Shoreline definition and detection: A review. *Journal of coastal Research*, 21(4), 688-703. West Palm Beach (Florida).

Bourque, A. et Simonet, G. « Québec », dans *Vivre avec les changements climatiques au Canada : édition 2007, D.S.*

Burningham, H. and French, J., 2017. Understanding coastal change using shoreline trend analysis supported by cluster-based segmentation. *Geomorphology*, 282, 131–149.

Bridges, M. H., 1995. Analysis of the processes creating erosional hot spots in beach nourishment projects. (Thesis, University of Florida, Gainesville)

Bruvengt, O., Masselink, G., Russell, P., Scott, T., 2017. Classification of beach response to extreme storms. *Geomorphology*, 295, 722-737.

Byrne, M. L., & Dionne, J. C. (2002). Typical aspects of cold regions shorelines. In *Landscapes of Transition* (pp. 141-158). Springer, Dordrecht.

- Carrier, C. 2001. « Évolution de l'artificialité du littoral de la péninsule de Manicouagan de 1965 à 2000 ». Rapport de baccalauréat en géographie, Sherbrooke, Université de Sherbrooke, 81 p.
- Christie, E. K., Spencer, T., Owen, D., McIvor, A. L., Möller, I., & Viavattene, C., 2018. Regional coastal flood risk assessment for a tidally dominant, natural coastal setting: North Norfolk, southern North Sea. *Coastal Engineering*, 134, 177-190.
- Circé, M., Da Silva, L., Mercier, X., Boyer-Villemaire, U., Desjarlais, C. et François Morneau (2016) Analyse coûts-avantages des options d'adaptation en zone côtière à Percé. Ouranos, Montréal. 157 pages et annexes.
- Dai, W., Fagherazzi, S. Gao, S., Mei, X., Ge, Z. and Wei, W., 2018. Scaling properties of estuarine beaches. *Marine Geology*, 404, 130-136.
- Davidson, M. A., Turner, I. L., Splinter, K. D. and Harley, M. D., 2017. Annual prediction of shoreline erosion and subsequent recovery. *Coastal Engineering*, 130, 14-25.
- Davis, R.A., JR.; Wang, P., and Silverman, B.R., 2000. Comparison of the performance of three adjacent and differently constructed beach nourishment projects on the gulf peninsula of Florida. *Journal of Coastal Research*, 16(2), 396-407. Royal Palm Beach (Florida).
- Dawson, R. J., Dickson, M. E., Nicholls, R. J., Hall, J. W., Walkden, M. J., Stansby, P. K., ... & Jordan, A., 2009. Integrated analysis of risks of coastal flooding and cliff erosion under scenarios of long-term change. *Climatic Change*, 95(1-2), 249-288.
- Dean R. G. et Maurmeyer, 1983 in Pilkey et Wright, 1988
- Dean, R. G., 1987. Coastal armoring: effects, principles and mitigation in *Coastal Engineering* 1986 (pp. 1843-1857).
- Dean, R. G. (2003). Beach nourishment: theory and practice (Vol. 18). World Scientific Publishing Company. Dean, R. G., 2005. Dynamic equilibrium of beaches. *Encyclopedia of Coastal Science*, 399-400.

- Dehouck, A., 2006. Observations et conditions d'apparition des croissants de plage sur le littoral de la mer d'Iroise. *Norois. Environnement, aménagement, société*, 201, 7-16.
- Dolan, R., Hayden, B.P., May, P., and May, S., 1980. The reliability of shoreline change measured from aerial photographs. *Shoreland Beach*, 48, 22-29.
- Dolle, M., Bernatchez, P., Friesinger, S., 2020. Suivi morphosédimentologique d'une plage de la Côte-Nord dans le cadre de l'expérimentation du système Rolodune visant à réduire les effets de l'érosion : rapport final. Chaire de recherche en géoscience côtière, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, Juillet 2020, 82 p.
- Didier, D., Bernatchez, P., Boucher-Brossard, G., Lambert, A., Fraser, C., Barnett, R., & Van-Wiersts, S., 2015. Coastal flood assessment based on field debris measurements and wave runup empirical model. *Journal of Marine Science and Engineering*, 3(3), 560-590.
- Didier, D., Bernatchez, P., Augereau, E., Caulet, C., Dumont, D., Bismuth, E., Cormier, L., Floc'h, F., Delacourt, C., 2017. LiDAR Validation of a Video-Derived Beachface Topography on a Tidal Flat. *Remote Sens.* 9, 1–22.
- Didier, D., Lalanne, P.-A., Cormier, L., et Bernatchez, P. 2017. Suivi environnemental des côtes du Québec maritime (2016-2019) : rapport de gestion des instruments. Chaire de recherche en géoscience côtière, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, mars 2017, 45 p.
- Didier, D., Caulet, C., Bandet, M., Bernatchez, P., Dumont, D., Augereau, E., ... & Delacourt, C., 2020. Wave runup parameterization for sandy, gravel and platform beaches in a fetch-limited, large estuarine system. *Continental Shelf Research*, 192, 104024.
- Drapeau, G., 1992. Dynamique sédimentaire des littoraux de l'estuaire du Saint-Laurent. *Géographie physique et Quaternaire*, 46(2), 233-242.

- Drejza, S., Friesinger, S. et Bernatchez, P., 2014. Vulnérabilité des infrastructures routières de l'est du Québec à l'érosion et à la submersion côtière dans un contexte de changements climatiques : Caractérisation des côtes, dynamique hydrosédimentaire et exposition des infrastructures routières à l'érosion et à la submersion, Est du Québec – 1, 226 p.
- Dubois, J.-M. M., Bernatchez, P., Bouchard, J.-D., Daigneault, B., Cayer, D. et Dugas, S., 2006. Évaluation du risque d'érosion du littoral de la Côte-Nord du Saint-Laurent pour la période de 1996-2003. Conférence régionale des élus de la Côte-Nord, 291 pages, annexes.
- Dugan, J.E., Airoidi, L., Chapman, M.G., Walker, S.J., and Schlacher, T., 2011. Estuarine and Coastal Structures: Environmental Effects, A Focus on Shore and Nearshore Structures. In: Wolanski, E. and McLusky, D.S. (eds.) Treatise on Estuarine and Coastal Science, Vol 8, pp. 17–41. Waltham: Academic Press.
- Etongué Mayer, R., Roche, Y., Mouafo, D., 2002. Dictionnaire des termes géographiques contemporains, Montréal, Guérin.
- Farris, A. S., & List, J. H., 2007. Shoreline change as a proxy for subaerial beach volume change. *Journal of Coastal Research*, 740-748.
- Ferreira, Ó., Almeida, L. P., Rodrigues, B., & Matias, A., 2010. Determination of thresholds for storm impacts. *Avances de la geomorfología en España, 2008-2010 XI Reunión Nacional de Geomorfología*, 35-42.
- Forbes, D. L., & Taylor, R. B., 1994. Ice in the shore zone and the geomorphology of cold coasts. *Progress in Physical Geography*, 18(1), 59-89.
- Guilcher, A., 1954. Morphologie littorale du calcaire en Méditerranée occidentale (Catalogne et environs d'Alger). *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 31(241), 50-58.
- Hamm, L., Capobianco, M., Dette, H. H., Lechuga, A., Spanhoff, R., & Stive, M. J. F., 2002. A summary of European experience with shore nourishment. *Coastal Engineering*, 47(2), 237-264.

- Hasiotis, T., Velegrakis, A., Trygonis, V., Topouzelis, K., Andreadis, O., Chatzipavlis, A., ... & Koronios, E., 2017. Monitoring erosion risk in Kamari beach (Santorini). In Proceedings of the CEST international conference.
- Hegde, A. V., 2010. Coastal erosion and mitigation methods—Global state of art. *Indian Journal of Geo-Marine Sciences*, 39(4), 521-530.
- Hequette, A., Desrosiers, M., Hill, P. R., & Forbes, D. L., 2001. The influence of coastal morphology on shoreface sediment transport under storm-combined flows, Canadian Beaufort Sea. *Journal of coastal research*, 507-516.
- Kraus, N. C., 1988. The Effects of Seawalls on the Beach: An Extended Literature Review. *Journal of Coastal Research*, Special issue NO. 4, 1-28.
- Komar, P. D., 1998. The 1997-98 El Niño and erosion on the Oregon coast. *Shore & Beach*, 66(3), 33-41.
- List, J. H., & Farris, A. S., 1999. Large-scale shoreline response to storms and fair weather. In Fourth International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Processes, pp. 1324-1338.
- Lee, S. C., Hashim, R., Motamedi, S., & Song, K. I., 2014. Utilization of geotextile tube for sandy and muddy coastal management: a review. *The Scientific World Journal*, 2014.
- McCormick *et al.*, 1984 in Pilkey et Wright, 1988. The Effects of Seawalls on the Beach. *Journal of Coastal Research*, Special Issue NO. 4, 41-64.
- McGranaham, G., Balk, D. et Anderson, B., 2007. The rising tide: assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones. *Environment and Urbanization*, 19, 17-37.
- McSweeneyab, S., & Shulmeisterb, J., 2018. Variations in wave climate as a driver of decadal scale shoreline change at the Inskip Peninsula, 1 southeast Queensland, Australia. 2.

- Micheletti, N., Chandler, J. H., & Lane, S. N., 2015. Structure from motion (SFM) photogrammetry. *British Society for Geomorphology*, p12.
- Morris, B. D., Coco, G., Bryan, K. R., & Turner, I. L., 2007. Video-derived mapping of estuarine evolution. *Journal of Coastal Research*, 410-414.
- Mortlock, T. R., & Goodwin, I. D., 2015. Directional wave climate and power variability along the Southeast Australian shelf. *Continental Shelf Research*, 98, 36-53.
- Morton, R. A., 1991. Accurate shoreline mapping: past, present, and future. In *Coastal sediments*, pp. 997-1010.
- Narayan, S., Beck, M. W., Reguero, B. G., Losada, I. J., Van Wesenbeeck, B., Pontee, N., ... & Burks-Copes, K. A., 2016. The effectiveness, costs and coastal protection benefits of natural and nature-based defences. *PloS one*, 11(5).
- Neshaei, M. L., & Biria, H. A., 2013. Impact of Groyne Construction on Beach; Case Study Anzali & Astara Coasts. In *7th National Congress on Civil Engineering*, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (pp. 7-8).
- Nerem, R. S., Beckley, B. D., Fasullo, J. T., Hamlington, B. D., Masters, D., & Mitchum, G. T., 2018. Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(9), 2022-2025.
- Nicholls, R. J., Marinova, N., Lowe, J. A., Brown, S., Vellinga, P., De Gusmao, D., Hinkel, J. and Tol, R. S., 2011. Sea-level rise and its possible impacts given a 'beyond 4°C world' in the twenty-first century. *Philosophical transaction of the Royal Society*, 369, 161-181.
- Nordstrom, K. F., 2014. Living with shore protection structures: a review. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 150, 11-23.
- Ojeda, E., and Guillén, J., 2008. Shoreline dynamics and beach rotation of artificial embayed beaches. *Marine Geology*, 253(1-2), 51-62.

- Oyegbile, B. and Oyegbil, B., 2017. Applications of geosynthetic membranes in soil stabilization and coastal defence structures. *Internatinal Journal of sustainable built environment*, 6, 636-662.
- Phillips, M. S., Harley, M. D., Turner, I. L., Splinter, K. D. and Cox, R. J., 2017. Shoreline recovery on wave-dominated sandy coastlines: the role of sandbar morphodynamics and nearshore wave parameters. *Marine Geology*, 385, 146–159.
- Pilkey, O. H., and Wright, H. L., 1988. The Effects of Seawalls on the Beach. *Journal of Coastal Research, Special Issue NO. 4*, 41-64.
- Pinto, C., Silveira, T., Teixeira, S.B., 2018. Beach nourishment practice along the Portuguese coastline: Framework and review (1950-2017), Technical Report, Agência Portuguesa do Ambiente, Lisboa.
- Plant, N. G. and Holman, R. A., 1997. Intertidal beach profile estimation using video images. *Marine Geology*, 140, 1-24.
- Plant, N. G., Aarninkhof, S. G., Turner, I. L., & Kingston, K. S., 2007. The performance of shoreline detection models applied to video imagery. *Journal of Coastal Research*, 658-670.
- Réseau Atlantique pour la Prévention et la Gestion des Risques Littoraux, Panorama des solutions douces de protection des côtes, Bordeaux, 10/2012, pp. 21 à 48.
- Robinet, A., Castelle, B., Idier, D., Le Cozannet, G., Déqué, M., & Charles, E., 2016. Statistical modeling of interannual shoreline change driven by North Atlantic climate variability spanning 2000–2014 in the Bay of Biscay. *Geo-Marine Letters*, 36(6), 479-490.
- Sauvé, Philippe, Bernatchez, Pascal, et Glaus, Mathias, 2020. The role of the decision-making process on shoreline armoring: A case study in Quebec, Canada. *Ocean & Coastal Management*, vol. 198, p. 105358.
- Sa-Pires, C., Taborda, R., Ferreira, O., & Dias, J. A., 2006. Beach volume changes: Vertical datum definition. *Journal of Coastal Research*, 341-344.

- Segura, L. E., Hansen, J. E., and Lowe, R. J., 2018. Seasonal shoreline variability induced by subtidal water level fluctuations at reef-fringed beaches. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123(3), 433-447.
- Segura, L. E., Hansen, J. E., Lowe, R.J. Symonds, G. and Contardo, S., 2018. Shoreline variability at a low-energy beach: Contributions of storms, megacusps and sea-breeze cycles. *Marine Geology*, 400, 64-106.
- Senneville, S., St-Onge-Drouin, S., Dumont, D., Bihan-Poudec, A.-C., Belemaalem, Z., Corriveau, M., Bernatchez, P., Bélanger, S., Tolszczuk-Leclerc, S., Villeneuve, R. (2014). Modélisation des glaces dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent dans la perspective des changements climatiques, ISMER-UQAR, Rapport final présenté au ministère des Transports du Québec, 2014. 384 p.
- Shand, T. D., Goodwin, I. D., Mole, M. A., Carley, J. T., Browning, S., Coghlan, I. G., ... & Kulmar, M. A., 2010. NSW coastal storms and extreme waves. Water Research Laboratory Technical Report; University of New South Wales: Sydney, Australia.
- Silveira, T. M., Carapuço, A. K., Sousa, H., Taborda, R., Psuty, N. P., Andrade, C. and Freitas, C. (2013). Optimizing beach topographical field surveys: Matching the effort with the objectives. *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 65, 588-593.
- Splinter, K. D., Carley, J. T., Golshani, A., & Tomlinson, R., 2014. A relationship to describe the cumulative impact of storm clusters on beach erosion. *Coastal engineering*, 83, 49-55.
- Smith, G. L., & Zarillo, G. A., 1990. Calculating long-term shoreline recession rates using aerial photographic and beach profiling techniques. *Journal of coastal research*, 111-120.
- Speybroeck, J., Bonte, D., Courtens, W., Gheskiere, T., Grootaert, P., Maelfait, J. P., ... & Lancker, V. V., 2006. Beach nourishment: an ecologically sound coastal defence alternative? A review. *Aquatic conservation: Marine and Freshwater ecosystems*, 16(4), 419-435.

- Sumer, B. M., Fredsøe, J., Lamberti, A., Zanuttigh, B., Dixen, M., Gislason, K., & Di Penta, A. F., 2005. Local scour at roundhead and along the trunk of low crested structures. *Coastal Engineering*, 52(10-11), 995-1025.
- Taborda, R., Magalhães, F., & Ângelo, C., 2005. Evaluation of coastal defence strategies in Portugal. In: Zimmermann C., Dean R.G., Penchev V., Verhagen H.J. (eds) *Environmentally Friendly Coastal Protection*, 255-265. Springer, Dordrecht.
- Tang, J., Lyu, Y., Shen, Y., Zhang, M., & Su, M., 2017. Numerical study on influences of breakwater layout on coastal waves, wave-induced currents, sediment transport and beach morphological evolution. *Ocean Engineering*, 141, 375-387.
- Tecsult, 2008. Analyse coûts-avantages de solutions d'adaptation à l'érosion côtière pour la Ville de Sept-Iles. TecSult, Montreal, 150 p.
- Thieler, E. R., Himmelstoss, E. A., Zichichi, J. L., & Ergul, A. (2009). The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0-an ArcGIS extension for calculating shoreline change (No. 2008-1278). US Geological Survey.
- Turner, I. L., Harley, M. D., Short, A. D., Simmons, J. A., Bracs, M. A., Phillips, M. S., & Splinter, K. D., 2016. A multi-decade dataset of monthly beach profile surveys and inshore wave forcing at Narrabeen, Australia. *Scientific data*, 3, 160024.
- Uunk, L. Wijnberg, K. M. and Morelissen, R., 2010. Automated mapping of the intertidal beach bathymetry from video images. *Coastal Engineering*, 57, 461-469.
- USAID, 2009. Adaptation to Coastal Climate Change - A Guidebook for Development Planners. U.S. Agency for International Development (USAID), Washington DC, USA, 147p.
- Van-Wiersts, S. 2012. Développement et application d'un système mobile de laser terrestre pour quantifier le bilan sédimentaire des plages, Mémoire de maîtrise, janvier 2012, Université du Québec à Rimouski, 93 p.
- Van-Wiersts, S., Bernatchez, P. et Larouche, C. 2017. Suivi topographique côtier au moyen d'un système LiDAR mobile terrestre: exemple d'une recharge sédimentaire de plage. *Geomatica*, 71(4), p.194-21.

- Vousdoukas, M. I., Ferreira, P. M., Almeida, L. P., Dodet, G., Psaros, F., Andriolo, U., ... et Ferreira, Ó. M., 2011. Performance of intertidal topography video monitoring of a meso-tidal reflective beach in South Portugal. *Ocean Dynamics*, 61(10), 1521-1540.
- Walton, T. L., & Sensabaugh, W., 1979. Seawall design on the open coast.
- Wang, J., You, Z. J., & Liang, B. 2020. Laboratory investigation of coastal beach erosion processes under storm waves of slowly varying height. *Marine Geology*, 430, 106321.
- Yates, M. L., Guza, R. T. and O'Reilly, W. C. (2009). Equilibrium shoreline response: Observations and modelling. *Journal of Geophysical Research*, 144, CO9014.
- Yates, M. L., Guza, R. T., O'Reilly, W. C., Hansen, J. E., & Barnard, P. L., 2011. Equilibrium shoreline response of a high wave energy beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C4).
- Zviely, D., Kit, E., Rosen, B., Galili, E. and Klein, M. (2009). Shoreline migration and beach-nearshore sand balance over the last 200 years in Haifa Bay (SE Mediterranean). *Geo-Marine Letters*, 29, 93–110.

ANNEXES

Annexe 1. Sources d'inspiration et croquis du concepteur, M. Laurie Gauthier (Mai 2017)

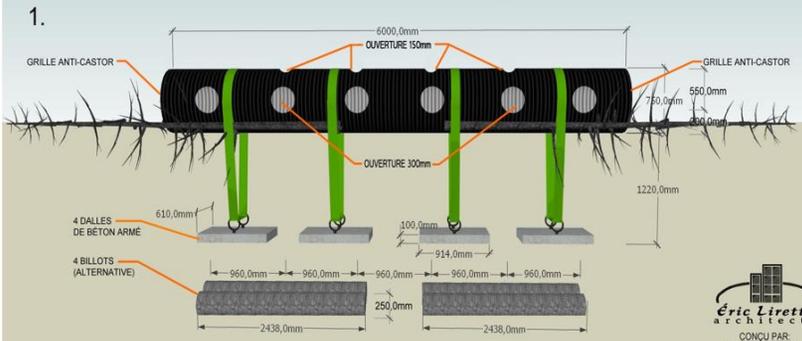
Arbre mort sur la plage



Repousse naturelle d'élymes

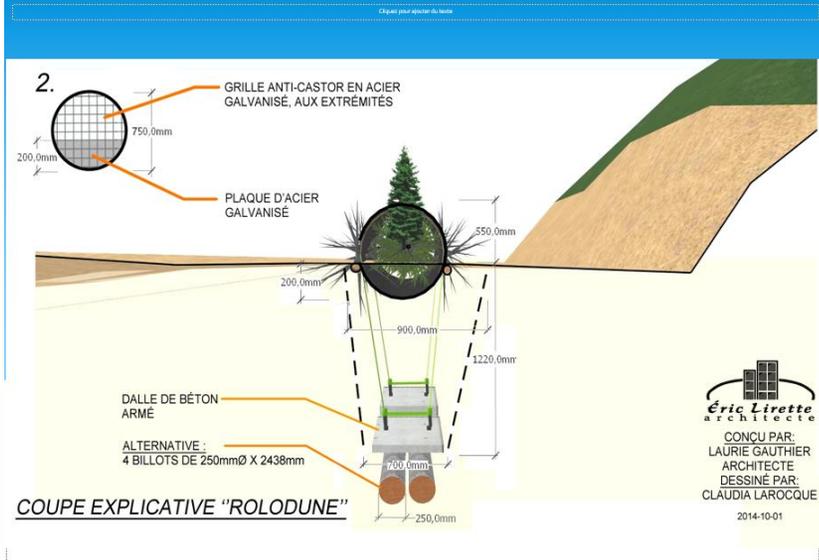


Description du système ROLODUNE



COUPE/ÉLÉVATION "ROLODUNE"

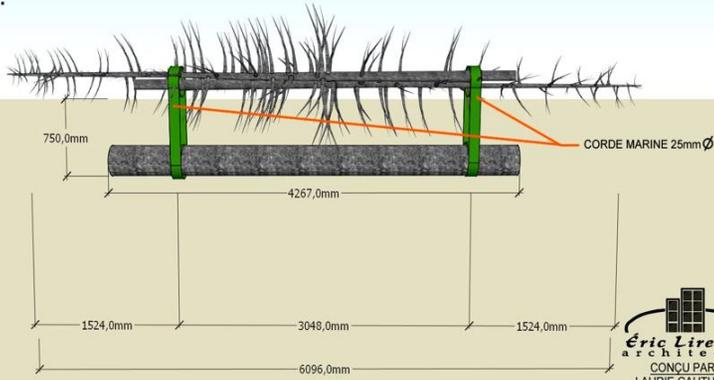

 CONÇU PAR
 LAURIE GAUTHIER
 ARCHITECTE
 DESSINÉ PAR
 CLAUDIA LAROCQUE
 2014-10-01



COUPE EXPLICATIVE "ROLODUNE"

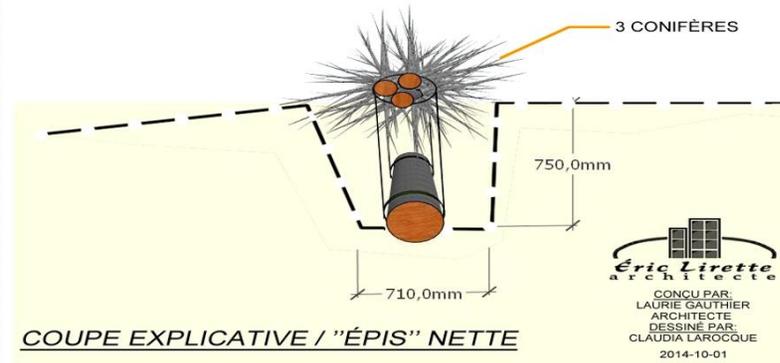

 CONÇU PAR:
 LAURIE GAUTHIER
 ARCHITECTE
 DESSINÉ PAR:
 CLAUDIA LAROCQUE
 2014-10-01

3.



COUPE/ÉLÉVATION "ÉPIS" NETTE

4.



COUPE EXPLICATIVE / "ÉPIS" NETTE

PROJET PILOTE : «Système Rolodune»

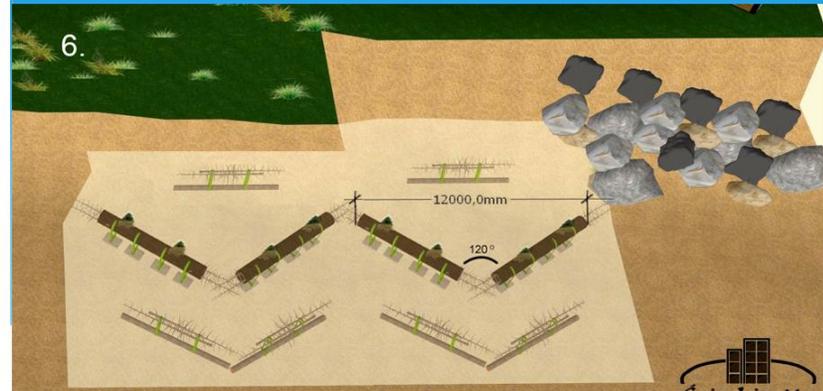
8.



PLAN IMPLANTATION/MAISON

Éric Lirette
architecte
CONÇU PAR:
LAURIE GAUTHIER
ARCHITECTE
DESSINÉ PAR:
CLAUDIA LAROCQUE
2014-10-01

6.

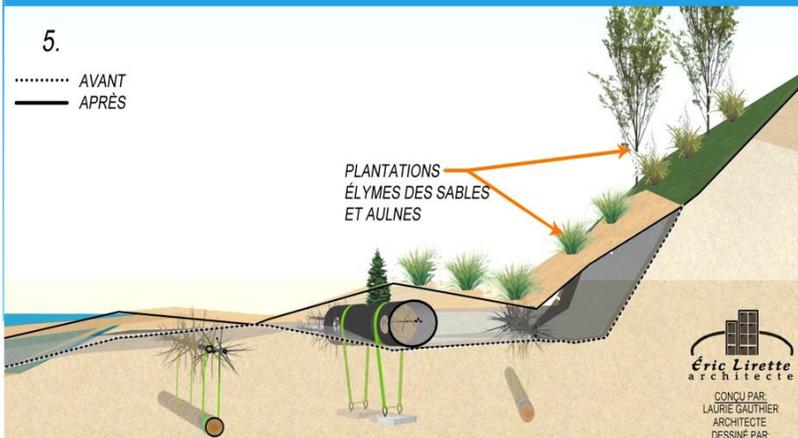


PLAN IMPLANTATION EFFET DE BOUT

Éric Lirette
architecte
CONÇU PAR:
LAURIE GAUTHIER
ARCHITECTE
DESSINÉ PAR:
CLAUDIA LAROCQUE
2014-10-01

5.

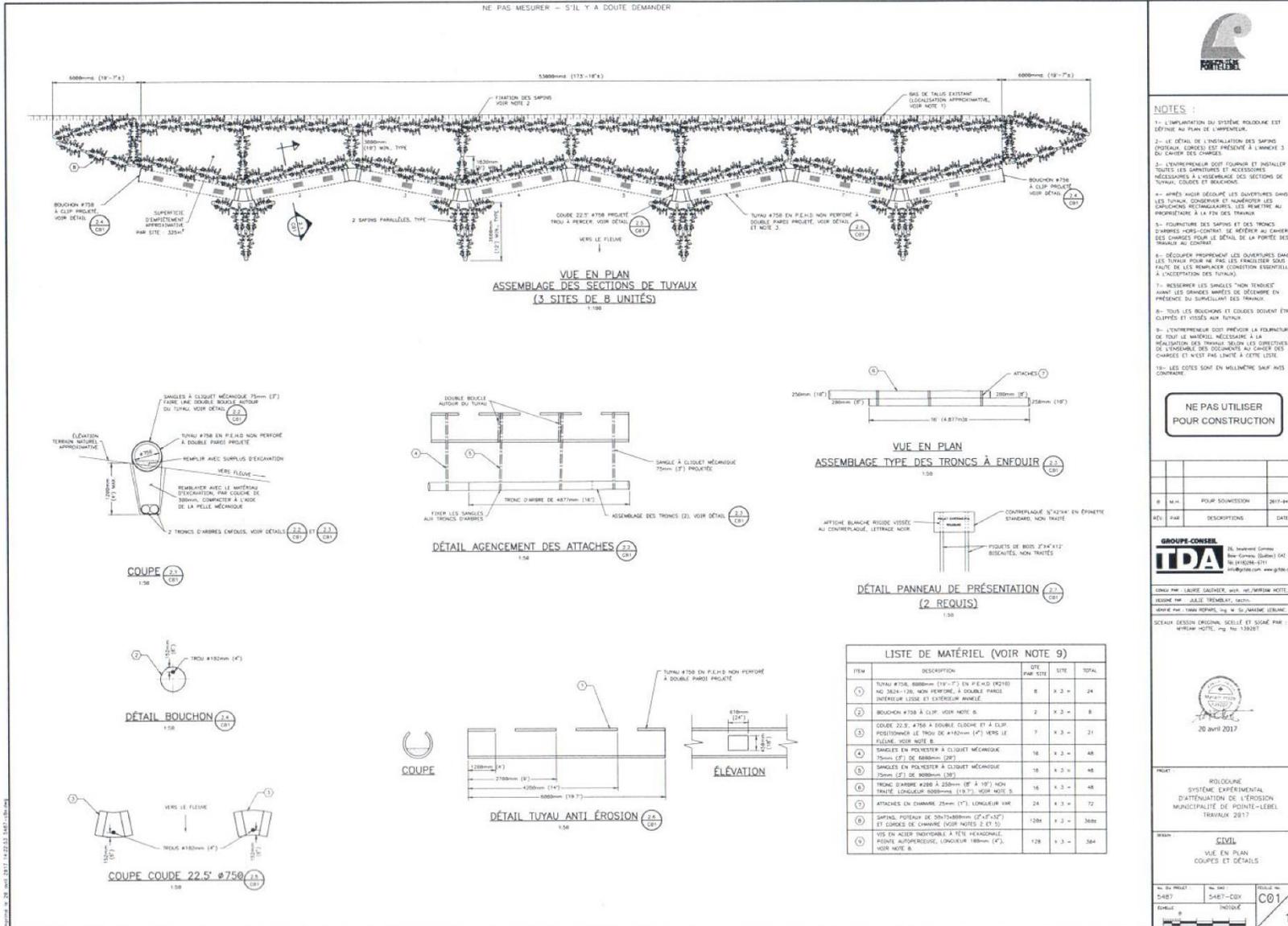
..... AVANT
— APRES



COUPE EXPLICATIVE / INSTALLATION DU SYSTÈME "ROLODUNE"

Éric Lirette
architecte
CONÇU PAR:
LAURIE GAUTHIER
ARCHITECTE
DESSINÉ PAR:
CLAUDIA LAROCQUE
2014-10-01

Annexe 2 : Plans des Rolodunes





NOTES :

- L'implantation du système Rolodune est définie au plan de l'entrepreneur.
- Le détail de l'installation des sapsins (profilés, cordes) est précisée à l'annexe 3 du cahier des charges.
- L'entrepreneur doit fournir et installer toutes les garnitures et accessoires nécessaires à l'assemblage des sections de tuyaux, cordes et brachons.
- Après avoir décollé les couvertures dans les tuyaux, considérer et manœuvrer les garnitures rectangulaires, les remettre au propriétaire à la fin des travaux.
- Fourniture des sapsins et des troncs d'arrête hors-contrat, se référer au cahier des charges pour le détail de la portée des travaux au contrat.
- Décoller soigneusement les couvertures dans les tuyaux pour ne pas les fragiliser sous l'effet de la moindre condition environnementale à l'acceptation des tuyaux.
- Ressermer les samiles "non tenues" avant les grandes saignées de décembre en présence du surveillant des travaux.
- Tous les brachons et cordes doivent être clippés et vissés aux tuyaux.
- L'entrepreneur doit prévoir la fourniture de tout le matériel nécessaire à la réalisation des travaux selon les quantités de l'annexe des documents au cahier des charges et ceci sans limite à cette liste.
- Les cotes sont en millimètre sauf avis contraire.

**NE PAS UTILISER
POUR CONSTRUCTION**

R	M.H.	POUR SOUS-SIGNER	DATE

GROUPE-CONSEIL TDA

30, Boulevard Corneille
Boulevard Corneille (Duffin) (44) 344
1610 (418-226-5711)
info@tda.com, www.tda.com

CONSEIL: M. LAURE SAUVEUR, ing. M. NATHAN MOYSE, ing.
BUREAU: M. JILLI THIBAUD, ing.
ADRESSE: 1000 BOULEVARD DE LA SAUVÉE, 10000 BÉLLEVILLE, QUÉBEC
SCHEMA DESIGN ORIGINAL, SCÉLÉ ET SIGNÉ PAR
M. LAURE SAUVEUR, ing. No. 133287



20 AVRIL 2017

PROJET: ROLODUNE
SYSTÈME EXPERIMENTAL
D'ATTENUATION DE L'ÉROSION
MUNICIPALITÉ DE POINTE-LEBEL
TRAVAIL: 2817

ÉCHELLE: CIVIL
VUE EN PLAN
COUPES ET DÉTAILS

NO. DU PROJET: 5487	NO. SÉRIE: 5487-C01	ÉCHELLE NO.: C01
ÉCHELLE: 1:50	INDIQUE	1

Annexe 3 : Description du SMLT, issue du rapport de Bernatchez, P., Friesinger, S. et Dolle, M., 2018

Suivi morphologique à l'aide des levés LiDAR terrestre

Les données topographiques seront acquises par le système mobile de LiDAR terrestre (SMLT) développé au Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières de l'Université du Québec à Rimouski (**Figure 73**) (Van-Wierts et Bernatchez, 2011; Van-Wierts, 2012). Le système mobile de laser terrestre est constitué de trois composantes principales : un balayeur laser, un système de navigation inertielle GPS-INS (composé d'un IMU et d'un récepteur GPS) et une caméra. Le balayeur laser est un Riegler VQ-250. La fréquence de balayage utilisée est de 100 hertz pour permettre l'acquisition de 300 000 points par seconde à une vitesse du véhicule variant entre 5 et 40 km/h (**Tableau 12**). L'angle de balayage du système est de 360 °. Une caméra est utilisée en complément au capteur laser afin d'aider à l'interprétation du nuage de points. La caméra couleur vidéographique PointGrey Grasshopper GRAS-50S5C-C à capteur CCD est d'une résolution de 2448 par 2048. Sa vitesse est programmée pour acquérir une trame à tous les trois mètres. Le système de navigation inertielle GPS-INS installé sur le véhicule est le POS-LV 220 du fabricant Applanix. Le système GPS-INS est composé de deux antennes GPS Trimble Zephyr model 2, d'une centrale inertielle (IMU) et d'un instrument de mesure de distance (DMI). La présence de la deuxième antenne permet de corriger les données GPS même si le véhicule est arrêté ou avance lentement et d'assurer une meilleure précision en azimut (XY). La centrale inertielle permet de corriger les angles de tangage, de roulis et de lacet. Le DMI est utilisé pour augmenter la précision du système et assurer la correction des données lors d'une courte perte de signal GPS.

Tableau 12. Paramètres techniques du capteur laser Riegl VQ-250

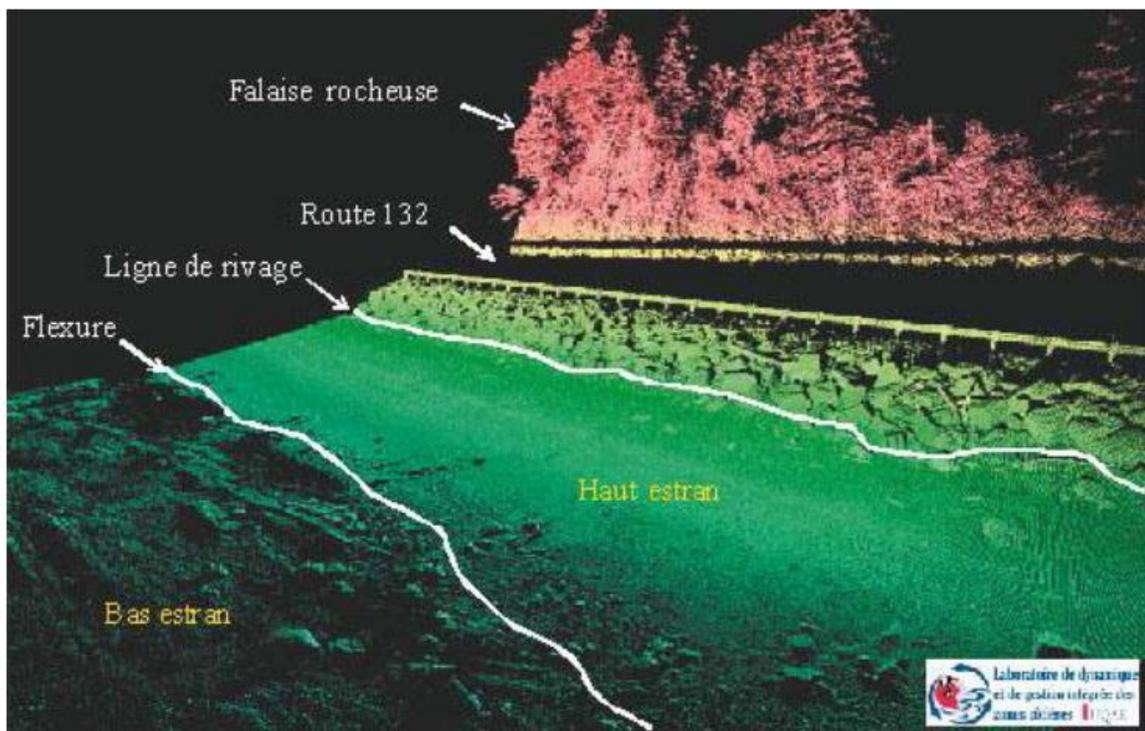
Paramètres techniques	
LONGUEUR D'ONDE	0,9 μm
ANGLE DE BALAYAGE	360 °
HAUTEUR D'ACQUISITION	2 m
EXACTITUDE	10 mm
VITESSE D'ACQUISITION	100 scan/sec
ACQUISITION	300 000 pts/sec



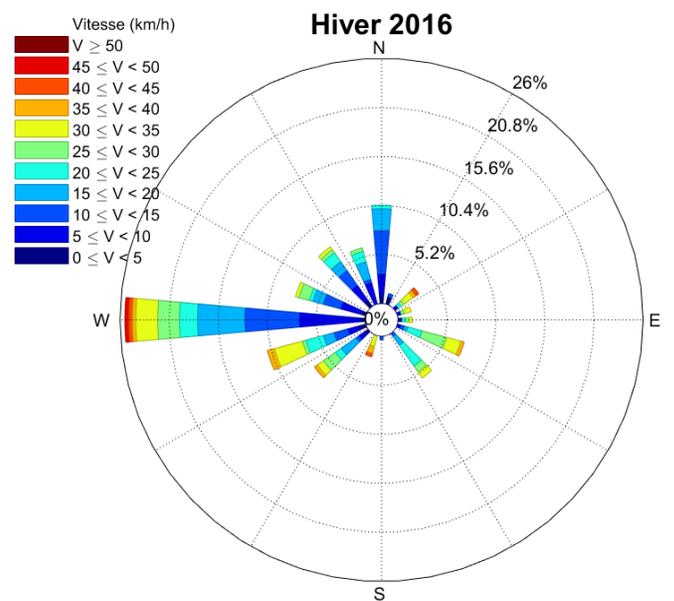
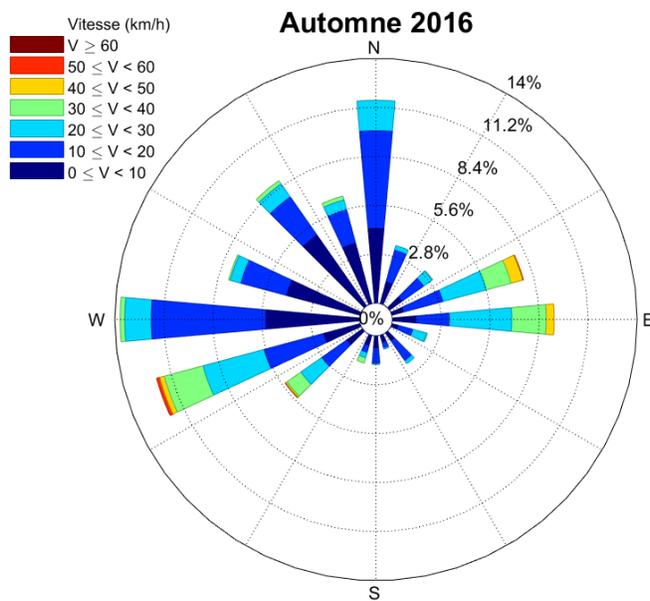
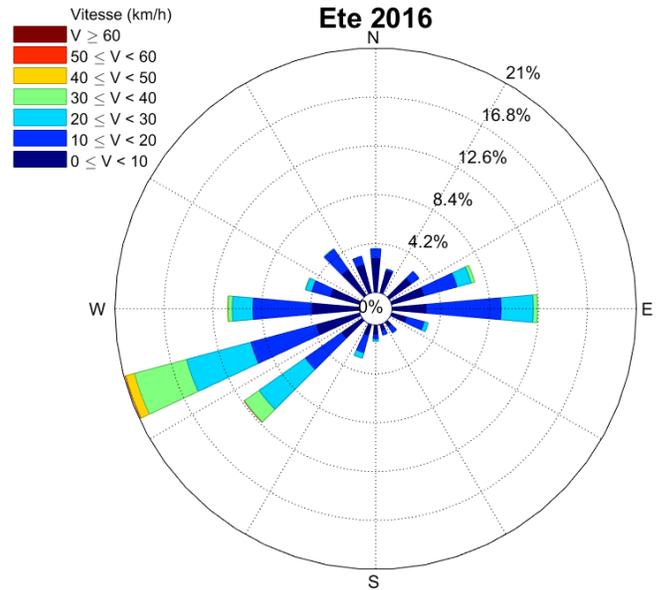
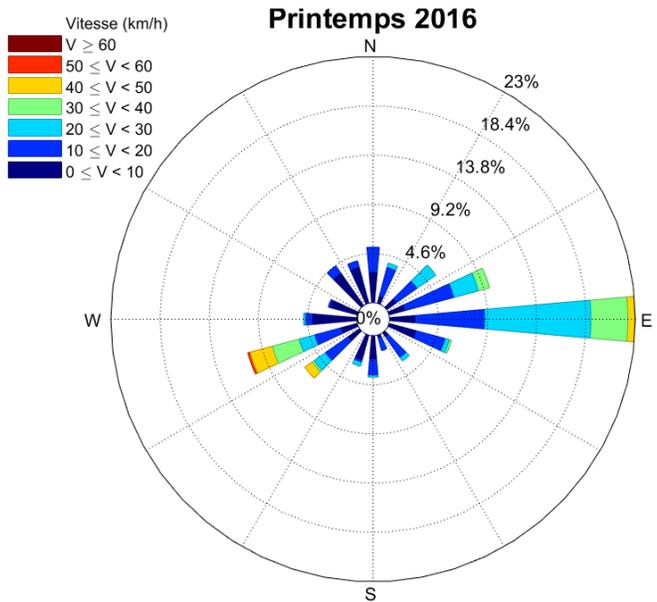
Figure 73. Système mobile de LiDAR terrestre (SMLT)

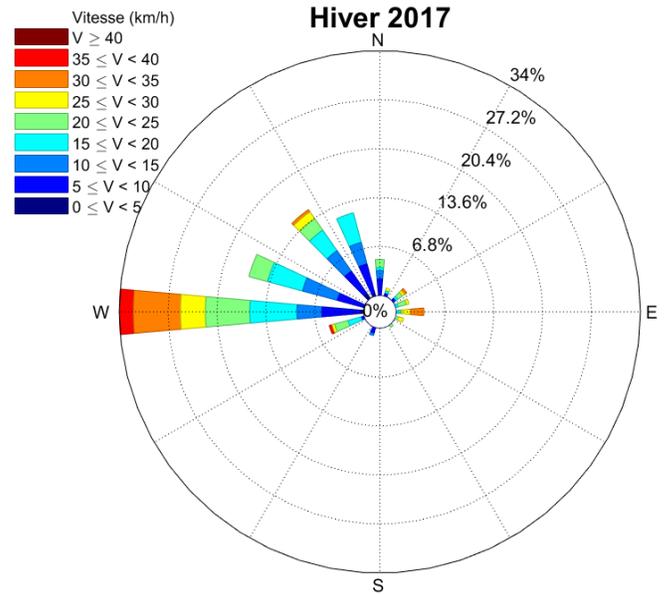
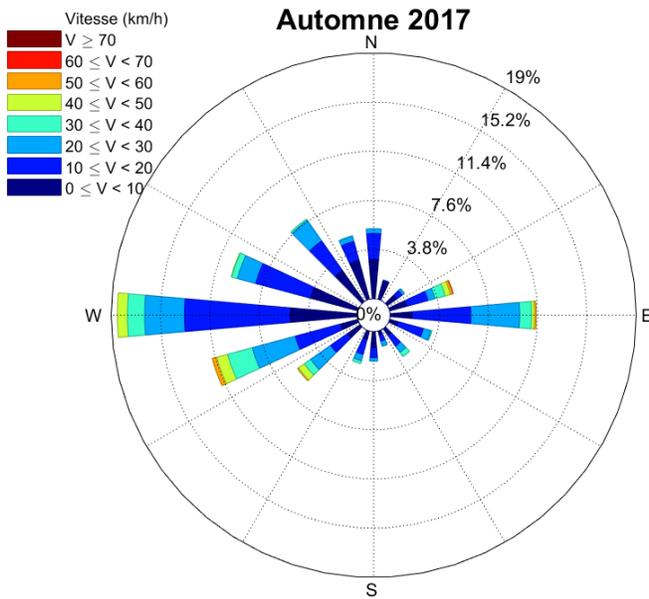
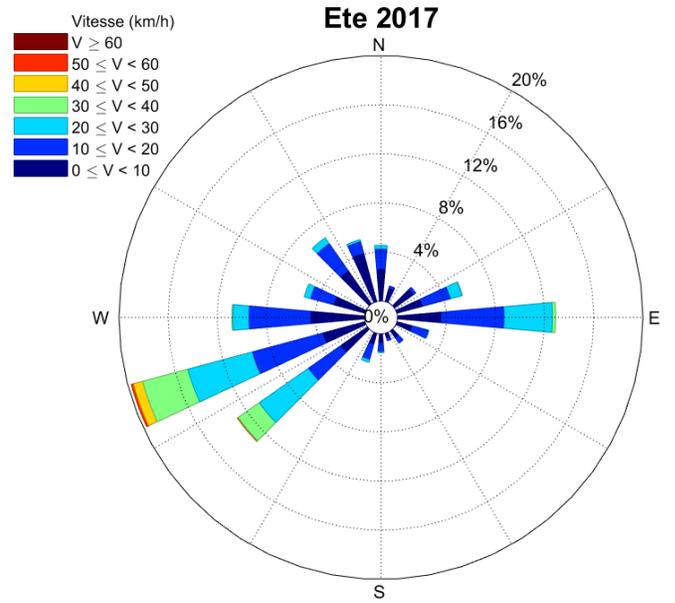
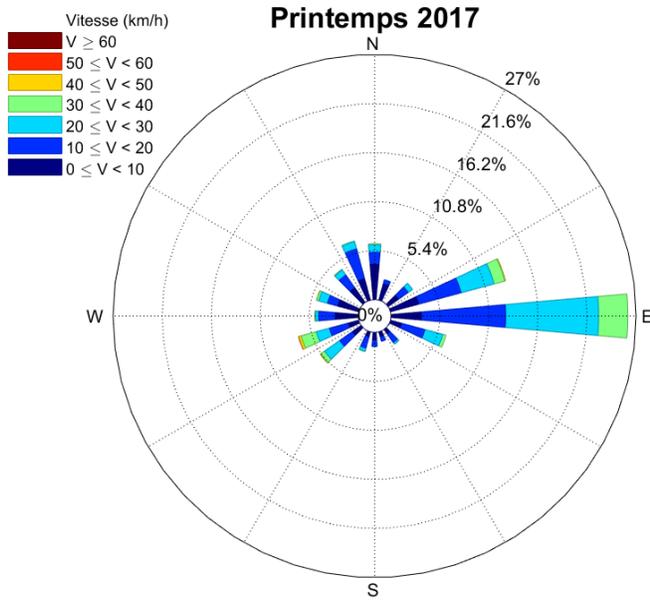
Chaque levé est soumis à un contrôle de qualité du positionnement. La qualité des données est validée à partir de points de contrôle pris à l'aide du D-GPS RTK R8-R10 de Trimble. Le modèle de radio utilisé en mode répéteur est le Trimble HPB 450 MHz. Le récepteur permet la poursuite des constellations GPS L2C et L5 ainsi que GLONASS L1 et L2 autant pour le récepteur de base que pour le mobile. Deux catégories de points sont acquises pour le contrôle de qualité, sur des infrastructures déjà existantes permanentes ou semi-permanentes et sur des cibles carrées fabriquées en PVC installés par l'équipe de l'UQAR. Les points acquis au D-GPS sont ensuite comparés aux points laser afin de valider la

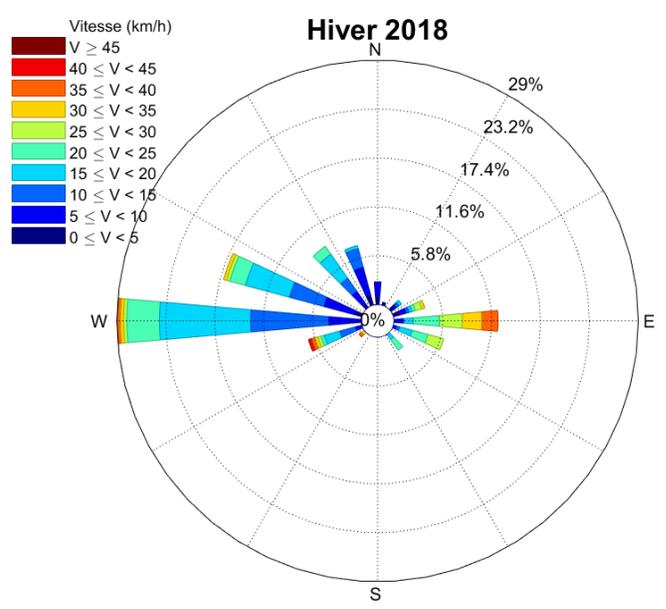
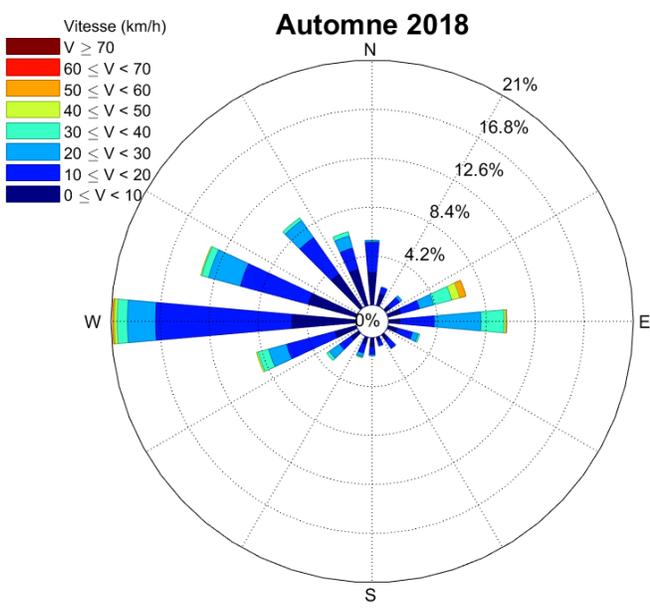
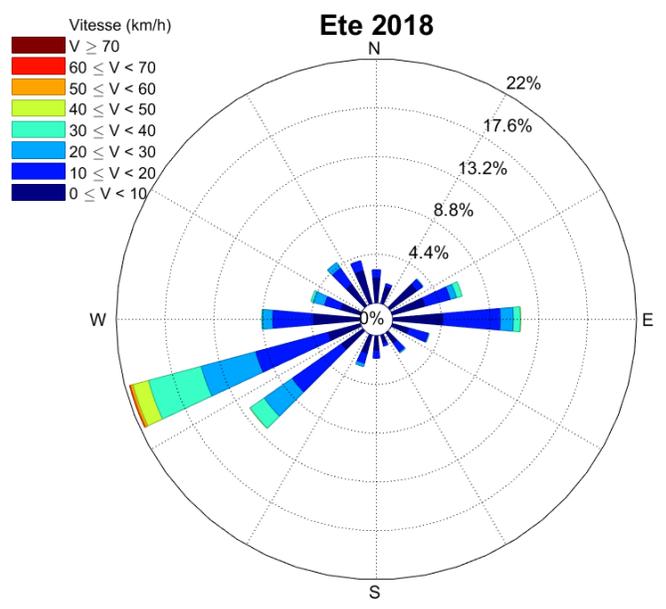
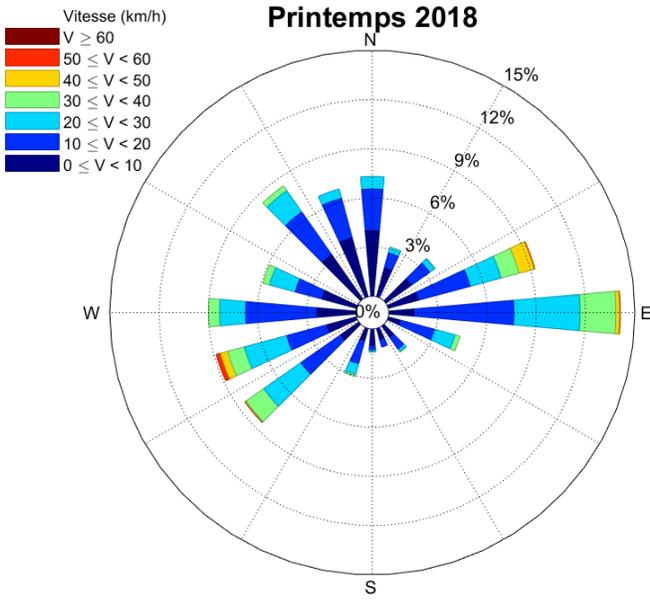
calibration et effectuer des corrections si nécessaires. Ces relevés permettent de déterminer la précision des données laser. En général, la précision absolue horizontale et verticale des levés LiDAR avec le SMLT est d'environ 5 cm en x, y, z, et la comparaison des données altimétriques entre le LiDAR et les points DGPS sont en moyenne de 0,039 m, ce qui est plus précis que les levés aéroportés (Van Wierts *et al.*, 2017). La résolution spatiale des points LiDAR, qui dépend de la distance entre la surface balayée et le balayeur laser, varie entre 1 et 10 cm. La densité de points sur les premiers mètres près du véhicule est de plus de 800 points/m². Ainsi, les modèles numériques d'élévation créés sont réalisés avec un maillage à très haute résolution spatiale permettant d'avoir une représentation exacte de la topographie côtière (Figure 74).



Annexe 4 : Rose des vitesses et directions des vents enregistrés à la station de Baie-Comeau entre 2016 et 2018







Annexe 5 : Évolution du trait de côte mesuré à partir des levés
LiDAR effectués entre 2016 et 2018 sur la pointe Paradis

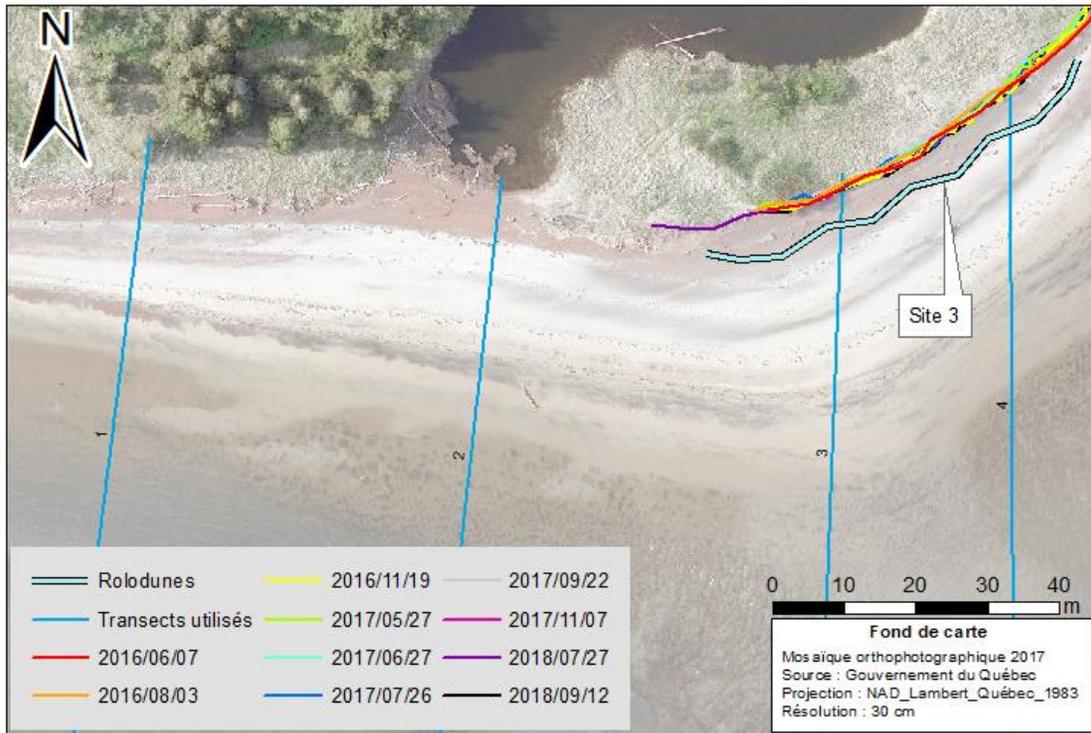


Figure 75. Évolution du trait de côte de la pointe Paradis entre les transects 1 à 4

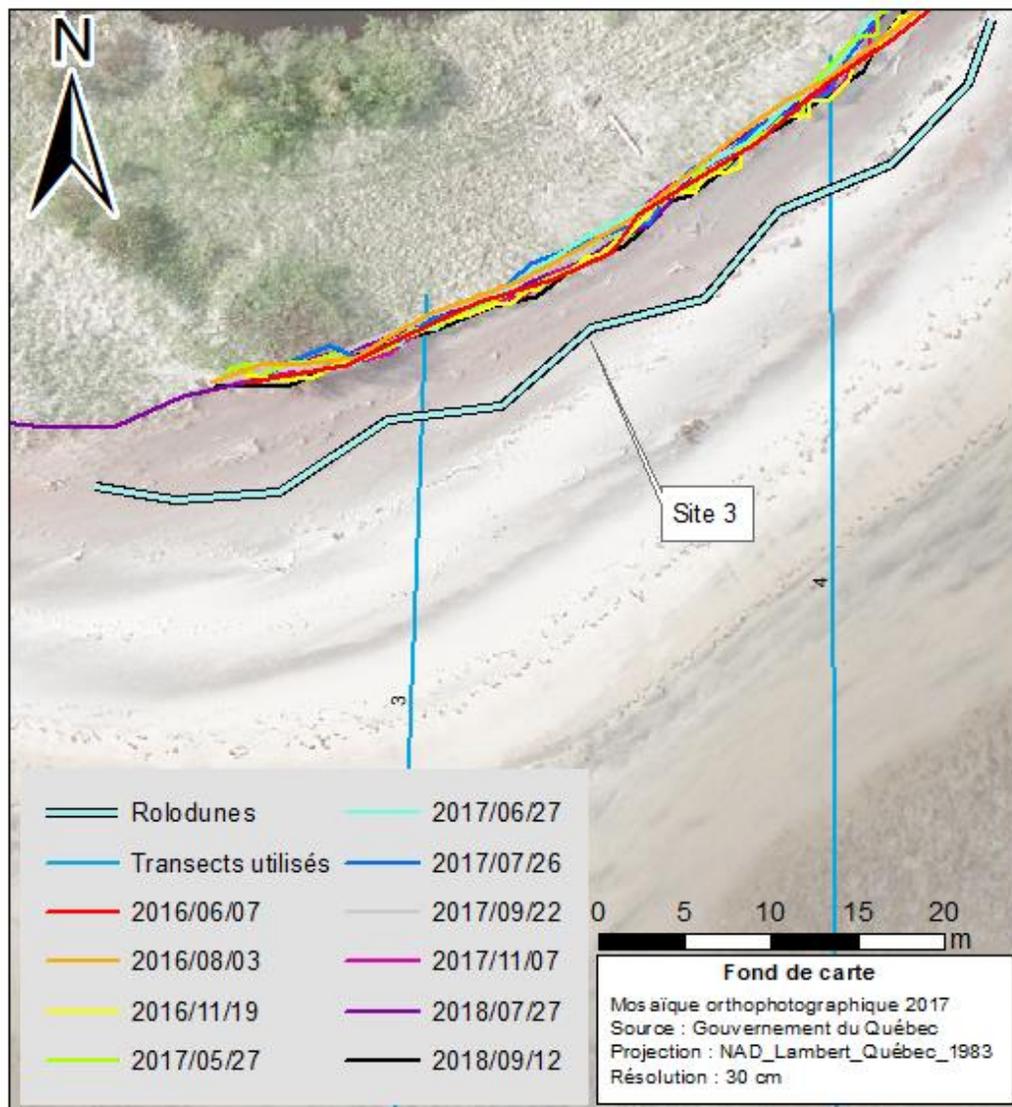


Figure 76. Évolution du trait de côte de la pointe Paradis entre les transects 3 à 4

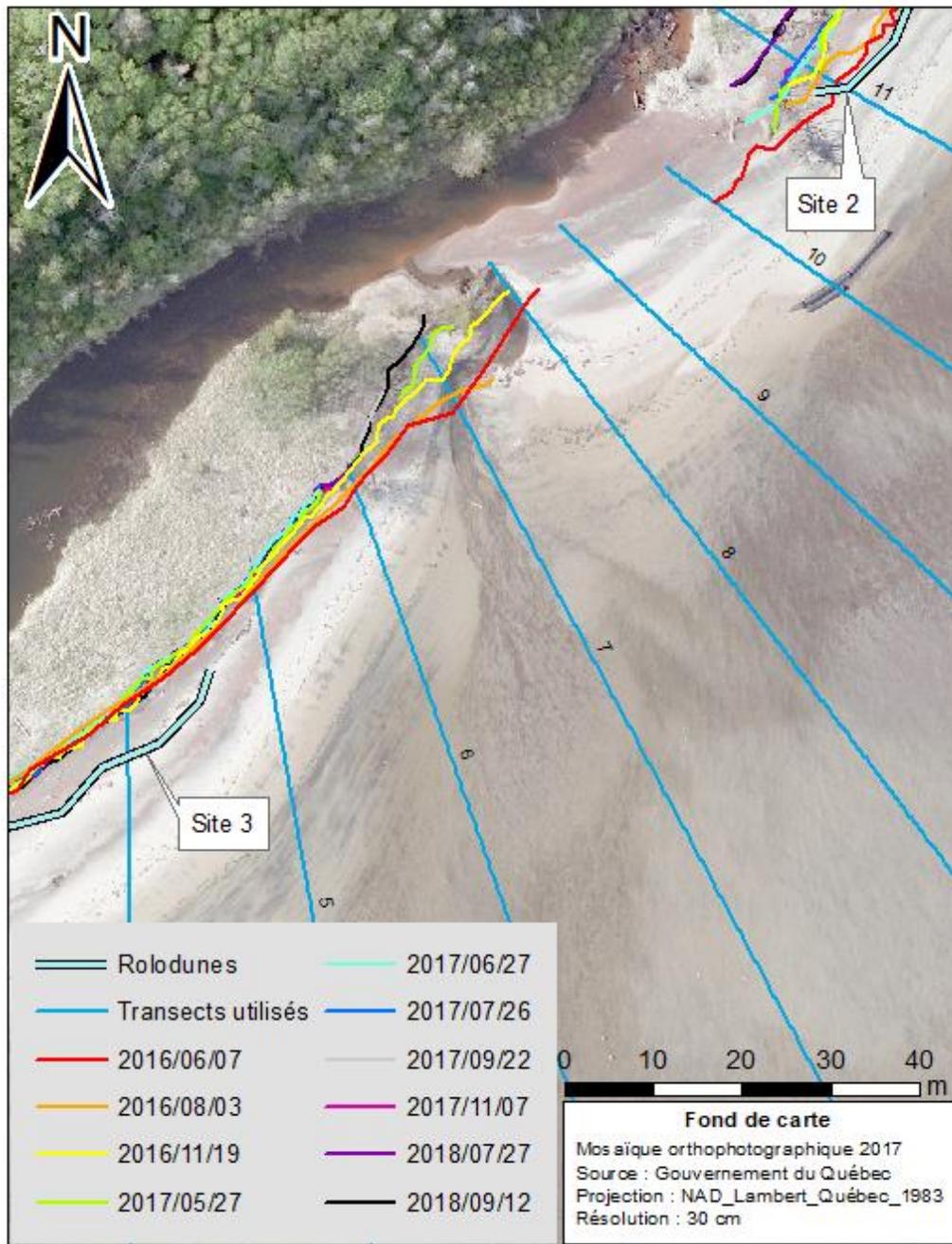


Figure 77. Évolution du trait de côte de la pointe Paradis entre les transects 5 à 10

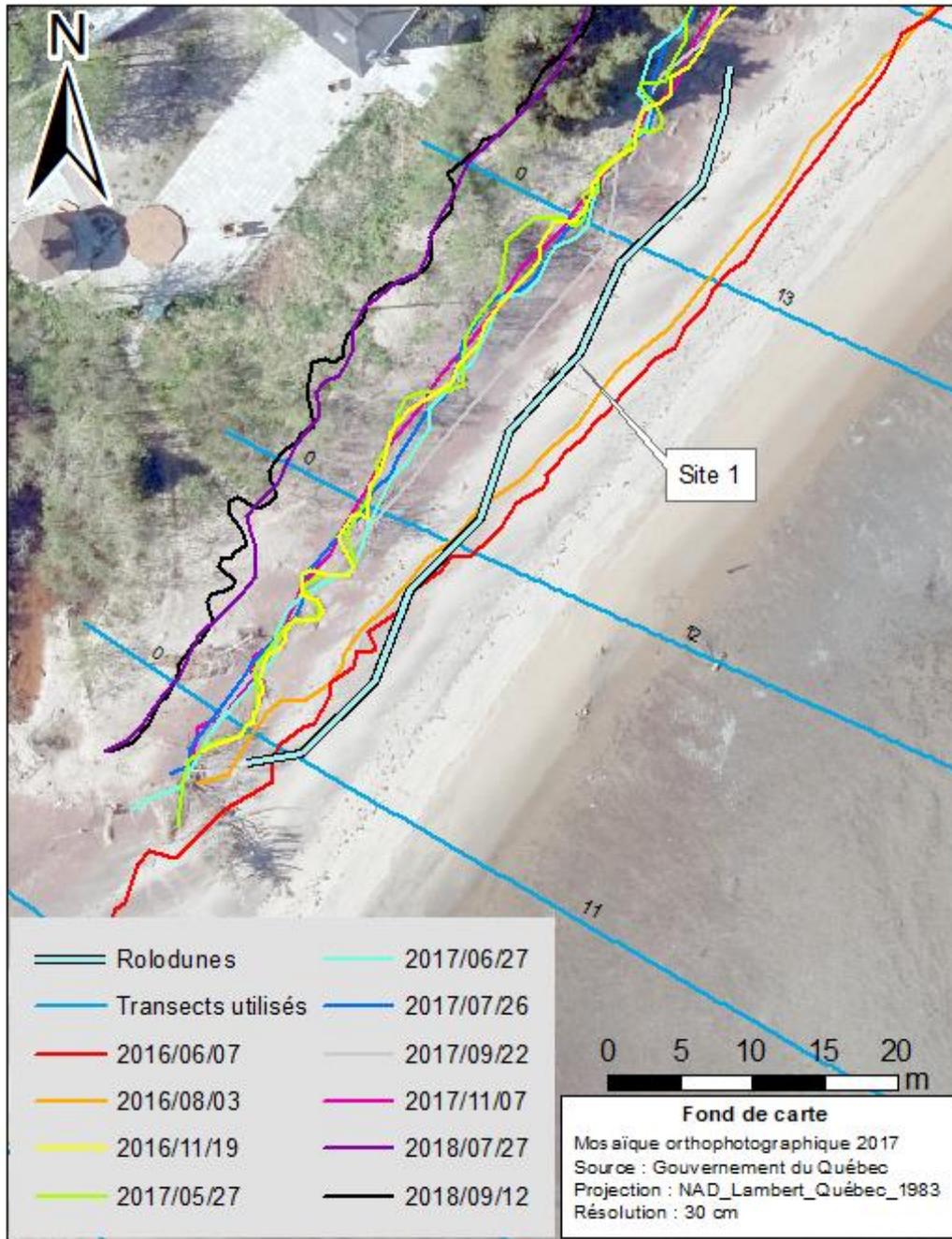


Figure 78. Évolution du trait de côte de la pointe Paradis entre les transects 11 à 13

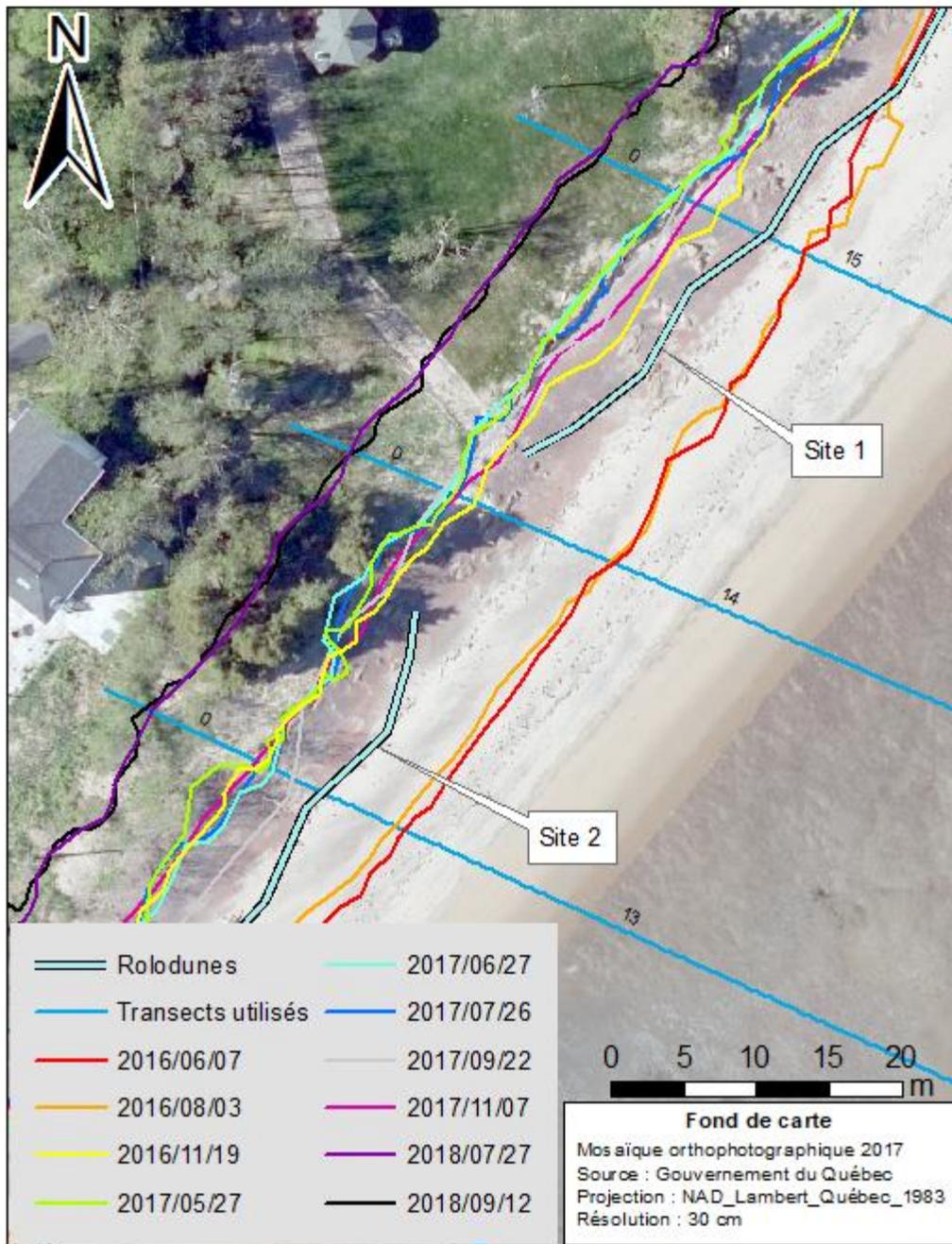


Figure 79. Évolution du trait de côte de la pointe Paradis entre les transects 14

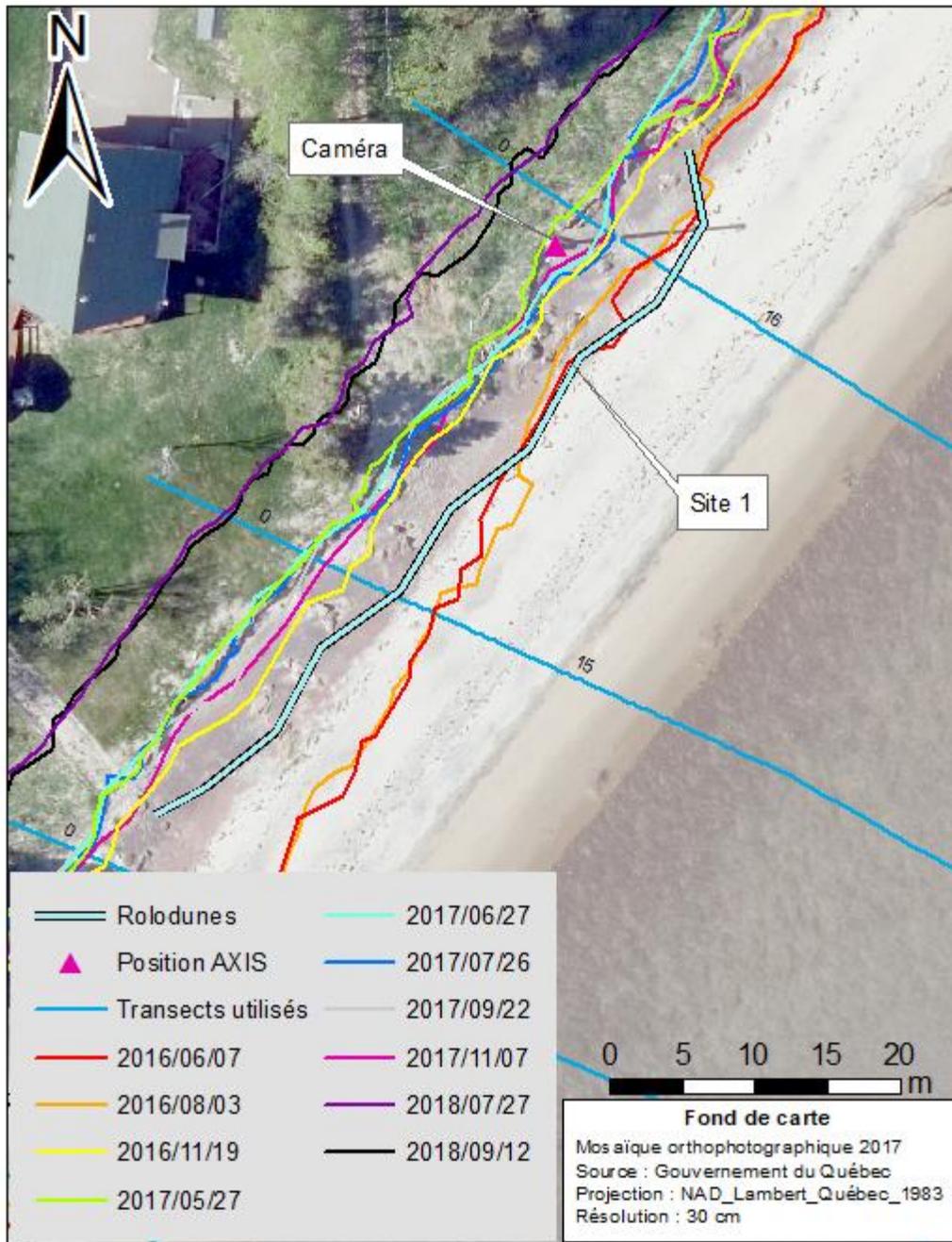


Figure 80. Évolution du trait de côte de la pointe Paradis entre les transects 15 à 16



Figure 81. Évolution du trait de côte de la pointe Paradis entre les transects 17 à 19