



Université du Québec
à Rimouski

Analyse de l'impact géomorphologique de la tempête post-tropicale Dorian sur les côtes basses sablonneuses aux Îles-de-la-Madeleine

Mémoire présenté
dans le cadre du programme de maîtrise en géographie
en vue de l'obtention du grade de maître ès sciences (M.Sc.)

PAR

© Jean-Gabriel Auger

Août 2025

Composition du jury :

Manon Savard, présidente du jury, Université du Québec à Rimouski

Pascal Bernatchez, directeur de recherche, Université du Québec à Rimouski

Dany Dumont, codirecteur de recherche, Institut des sciences de la mer

David Didier, codirecteur de recherche, Université du Québec à Rimouski

Susan Drejza, examinatrice externe, Ministère de la Sécurité publique du Québec

Dépôt initial le 21 décembre 2024

Dépôt final le 29 août 2025

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 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 à remercier en premier lieu mon directeur de recherche, Pascal Bernatchez pour l'opportunité de maîtrise qu'il m'a offert, mais également les opportunités d'emploi au sein du laboratoire qui m'ont permis d'acquérir de belles expériences en géographie. Je tiens également à remercier mon co-directeur Dany Dumont pour les discussions enrichissantes et son support. Je remercie également David Didier qui est co-directeur également. Je tiens à remercier également Manon Savard d'avoir accepté d'être la présidente du jury et Susan Drejza pour être l'examinatrice externe. Je tiens à remercier les collègues du LDGIZC pour leurs aides et les bons souvenirs sur le terrain. Je tiens à remercier en particulier Charles Caulet et Sébastien Dugas pour leur aide précieuse tout au long de la maîtrise. Je remercie mes collègues et amis de géographie avec qui j'ai pu partager de bons moments, avoir des discussions et du support mutuel parmi lesquels je souligne Daniella Walch, Julie Delannoy, Julie Major, Étienne Gariépy-Girouard, Charles Jourdain-Bonneau. Je remercie également mes amis qui ont également été présents pendant ma maîtrise, dont Ivan Pecl, Gabrielle Beaudry, Héloïse Albagnac, Chiara Ménard, Pascal Bélisle, Jérémie Lemarchand, Quentin Beauvais, Jean-Gabriel Dorval, Maryn Drouet. Je tiens à souligner une amie qui m'a encouragé à retourner aux études et à persévérer, merci à toi Julia Poulin et je tiens à souligner ta persévérance dans le combat que tu mènes! Je remercie également la famille et les amis que je n'ai pas mentionnés ici, mais qui sont également importants.

RÉSUMÉ

Le 8 septembre 2019, la tempête post-tropicale Dorian est passée sur les Îles-de-la-Madeleine causant des dommages majeurs à la côte et aux infrastructures. Une analyse de l'impact géomorphologique de la tempête sur les côtes basses et meubles a été faite en tenant compte des caractéristiques hydrodynamiques des vagues, de l'évolution de la côte et des changements morphologiques à la côte. Contrairement aux études portant sur les côtes océaniques, l'archipel est caractérisé par un fetch limité et un régime microtidal. Afin de caractériser l'impact de Dorian, une analyse des conditions hydrodynamiques au large et à la côte a été faite pour l'analyse spectrale. Le positionnement de la ligne de rivage à partir d'imagerie et de mesures sur le terrain a permis de mesurer son déplacement induit par la tempête. L'analyse des levés LiDAR, des profils topographiques du littoral et des brèches de tempête permet de caractériser la morphodynamique côtière. Les niveaux d'eau ont été importants pendant la tempête et en particulier avec la combinaison de la marée haute dont la surcote a atteint 1,6 m. La hauteur significative des vagues a atteint jusqu'à 5,6 m, ce qui est largement au-dessus du seuil de tempête de la hauteur significative de 99% à l'est de l'archipel est de 2,91 m. La grande partie du littoral a subi de l'érosion, en particulier du côté est, où la tempête a sévi le plus. Cependant, certains secteurs ont subi des avancées de la ligne de rivage, ainsi que de l'accrétion verticale. Les brèches de tempêtes existantes ont également augmenté en superficie. Donc, le littoral de l'archipel est soumis à deux types de régimes de tempête, soit le côté est par des systèmes post-tropicaux qui sont morphogènes et moins fréquents, puis des tempêtes de moins grandes intensités, mais plus fréquentes du côté ouest. Les côtes à régime microtidal sont impactées par la surcote qui permet au jet de rive d'atteindre la ligne de rivage et même causer de la submersion marine.

Mots clés : géomorphologie côtière, érosion côtière, processus hydrodynamiques, tempête post-tropicale, surcote, côtes basses et meubles, régime microtidal, dunes, brèches de tempête.

ABSTRACT

On September 8, 2019, post-tropical storm Dorian passed over the Îles-de-la-Madeleine, causing major damage to the coastline and infrastructure. An analysis of the storm's geomorphological impact on low-lying, unconsolidated coasts was conducted, taking into account the hydrodynamic characteristics of the waves, coastal evolution, and morphological changes to the shoreline. Unlike studies focused on oceanic coasts, the archipelago is characterized by a limited fetch and a microtidal regime. To characterize Dorian's impact, an analysis of offshore and coastal hydrodynamic conditions was performed using spectral analysis. The positioning of the shoreline, derived from imagery and field measurements, allowed for the measurement of its displacement caused by the storm. Analysis of LiDAR surveys, coastal topographic profiles, and storm breaches provided insight into coastal morphodynamics. Water levels were significant during the storm, particularly due to the combination of high tide and a storm surge that reached 1.6 meters. The significant wave height reached up to 5.6 meters, well above the 99% storm threshold (H_s 99%) of 2.91 meters to the east of the archipelago. Most of the coastline experienced erosion, particularly on the eastern side, where the storm's effects were strongest. However, some areas saw shoreline advancement as well as vertical accretion. Existing storm breaches also expanded in size. Therefore, the archipelago's coastline is subject to two types of storm regimes: the eastern side is affected by post-tropical systems, which are morphogenic but less frequent, while less intense but more frequent storms also impact the area on the west side. Microtidal coasts are particularly affected by storm surges, which allow swash to reach the shoreline and even cause coastal flooding.

Keywords: Coastal geomorphology, coastal erosion, hydrodynamic processes, post-tropical storm, storm surge, low and unconsolidated coasts, microtidal regime, dunes, storm breaches.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	ix
RÉSUMÉ.....	xii
ABSTRACT	xiv
TABLE DES MATIÈRES	xvi
LISTE DES TABLEAUX.....	xix
LISTE DES FIGURES	xxi
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES	xxvi
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	29
1.1 PROBLEMATIQUE.....	29
1.2 MISE EN CONTEXTE DE LA TEMPETE POST-TROPICALE DORIAN	31
1.3 OBJECTIFS	33
1.4 ORIGINALITE ET PORTEE SCIENTIFIQUE DU PROJET	34
CHAPITRE 2.5 PRESENTATION DU MEMOIRE.....	34
Revue de littérature	35
2.1 DEFINITION DE TEMPETE MARINE	35
2.2 DELIMITATION DES ZONES COTIERES	36
2.3 ROLE DES VAGUES ET DES COURANTS	39
2.3.1 Rôle des vagues et des courants induits	39
2.3.2 Le courant de retour	39
2.3.3 Les courants longitudinaux	40
2.4 L'EFFET DES TEMPETES SUR LES COTES MEUBLES.....	41
2.5 NIVEAU MARIN RELATIF ET EN PERIODE DE TEMPETE	44

2.5.1	Élévation du niveau marin relatif	44
2.5.2	Niveau marin en période de tempête	45
2.6	LA SUBMERSION COTIERE	46
	Description de la zone d'étude	49
3.1	REGION D'ETUDE	49
3.2	CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES AUX ÎLES-DE-LA-MADELEINE	51
CHAPITRE 3		
3.2.1	Régime moyen des vagues et les courants à la baie de Plaisance	51
3.2.2	Régime moyen des vagues et les courants à Pointe-aux-Loups	53
3.2.3	Seuil de tempête aux Îles-de-la-Madeleine	54
3.3	DESCRIPTION DES SITES D'ETUDE.....	55
	Méthodologie	61
CHAPITRE 4		
4.1	HYDRODYNAMIQUE COTIERE ET VALIDATION DES NIVEAUX D'EAU	62
	4.1.1 Hydrodynamique des vagues au large	62
	4.1.2 Hydrodynamique du modèle de vague WW3	63
	4.1.3 Test statistique entre WWIII et les ADCP	64
	4.1.4 Marégraphe.....	67
	4.1.5 Hydrodynamique des vagues à la côte	67
4.2	ÉVOLUTION DE LIMITE GEOMORPHOLOGIQUE COTIERE	68
	4.2.1 Évolution du trait de côte/ ligne de rivage avec l'imagerie satellite	68
	4.2.2 Suivi de l'évolution côtière avec les stations de mesure du LDGIZC	68
	4.2.3 Limites utilisées pour mesurer l'évolution du littoral	69
4.3	MORPHODYNAMIQUE DES BRECHES ET LES PROFILS DE PLAGE	69
CHAPITRE 5		
	4.3.1 Morphodynamique des brèches dans les systèmes dunaires	69
	4.3.2 Analyse de la morphodynamique des côtes par les profils de plage	70
	4.3.3 Analyse de surface par modèle numérique de terrain	71
	: Résultats	72
5.1	HYDRODYNAMIQUE COTIERE	72
	5.1.1 Hydrodynamique côtière mesurée au large	72
	5.1.2 Hydrodynamique côtière mesurée à la côte.....	75
	5.1.3 Hydrodynamique côtière modélisée	83

5.2	ÉVOLUTION DU DEPLACEMENT DE LA LIGNE DE RIVAGE.....	89
5.3	ÉVOLUTION DES BRECHES DE TEMPETE	100
5.4	MORPHODYNAMIQUE DES COTES PAR LES PROFILS DE PLAGE.....	103
5.5	COMPARAISON DES MODELES NUMERIQUES DE TERRAIN	109
	: Discussion.....	113
6.1	ÉVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DU LITTORAL.....	113
CHAPITRE 6.2	ÉTUDE COMPARATIVE SUR DORIAN.....	117
6.3	L'INFLUENCE DES PROCESSUS HYDRODYNAMIQUES SUR LES CHANGEMENTS MORPHOLOGIQUES.....	119
	CONCLUSION GÉNÉRALE	123
	RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	125
	ANNEXES	142
	Annexe I Profils à Grande-Entrée	143
	Annexe II Profils à la baie de Plaisance	145

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Période d'acquisition des données utilisées aux Îles-de-la-Madeleine entre mai 2019 et mai 2020	61
Tableau 2 : Caractéristiques des données utilisées	62
Tableau 3 : Extraction des données hydrodynamiques sur une période de 8 heures de WW3.	84
Tableau 4: Tests statistiques du modèle WW3 et les données mesurées à baie de Plaisance.....	86
Tableau 5 : Test statistique du modèle WW3 et les données mesurées à Pointe-aux-Loups.....	87
Tableau 6 : Évolution de la ligne de rivage (m) entre mai 2019 et septembre 2019.	89
Tableau 7 : Évolution de la ligne de rivage (m) entre mai 2019 et mai 2020 selon les stations de mesure.	90
Tableau 8 : Changement de superficie des brèches de tempêtes	100
Tableau 9 : Résultats des différents volumes et de superficies au nord des Dunes du Havre-aux-Basques.	112
Tableau 10 : Résultats des différents volumes et de superficies au nord de la baie de Plaisance au chemin des Chalets.....	112

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Trajectoire de Dorian entre le 24 août et le 7 septembre 2019, (Avila et al., 2020).....	31
Figure 2 : Données de vitesse du vent et de la pression atmosphérique à la station météorologique d'environnement Canada à l'aéroport des Îles-de-la-Madeleine	32
Figure 3 : Échelle d'impacts de tempête côtière sur une côte dunaire, (adapté de Sallenger, 2000)	36
Figure 4 : Exemple d'un profil de plage d'une côte en état stable (Bernatchez et al., 2012, modifiée de Fraser et Bernatchez, 2006).....	37
Figure 5 : Exemple d'un profil de plage d'une côte en état actif (Bernatchez et al., 2012, modifiée de Fraser et Bernatchez, 2006).....	38
Figure 6 : Exemple d'une côte dunifiée. (Houde-Poirier et al., 2018)	38
Figure 7 : Géologie des Îles-de-la-Madeleine. Source des données : Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada, modifié par E. Leblanc Conception et interprétation par É. Leblanc (2003).....	50
Figure 8 : Climat de vagues annuel à partir de l'AWAC à la Baie-de-Plaisance entre décembre 2017 et mai 2020. En a) Hauteur significative en mètre (H_s) des vagues en fonction de la direction moyenne des vagues incidentes et en b) la période modale (T_p) en fonction de la direction moyenne (Bandet et al., 2020).....	52
Figure 9 : Vitesse des courants annuels en m/s à l'AWAC de Baie-de-Plaisance entre décembre 2017 et mai 2020 (Bandet et al, 2020).....	52
Figure 10 : Climat de vagues annuelles à partir de l'AWAC de Pointe-aux-Loups entre mai 2018 et décembre 2019. En a) Hauteur significative en mètre (H_s) des vagues en fonction de la direction moyenne des vagues incidentes et en b) la période moyenne (T_p) en fonction de la direction moyenne (Bandet et al, 2020).....	53
Figure 11 : Vitesse des courants annuels en m/s à l'AWAC de Pointe-aux-Loups (Bandet et al, 2020).....	54

Figure 12 Localisation des unités hydrosédimentaires des îles de la Madeleine (LDGIZC, 2012).....	55
Figure 13 : Localisation de l'extraction des données de WW3 et des instruments mesures hydrodynamiques.....	64
Figure 14 : Conditions hydrodynamiques de l'AWAC de Baie de Plaisance.....	73
Figure 15 : Conditions hydrodynamiques de l'AWAC à Pointe-aux-Loups du 7 au 9 septembre en temps UTC.....	74
Figure 16 : Analyse spectrale des vagues gravitaires du capteur RBR à l'ancien goulet	75
Figure 17 : Analyse spectrale des vagues infragravitaires du capteur RBR à l'ancien goulet à la baie de Plaisance	76
Figure 18 : Analyse spectrale des vagues gravitaires du capteur RBR à Pointe-aux- Loups	77
Figure 19 : Analyse spectrale des vagues infragravitaires du capteur RBR à Pointe- aux-Loups	78
Figure 20 : Analyse spectrale des vagues gravitaire du capteur RBR à Grande-Entrée.	79
Figure 21: Analyse spectrale des vagues infragravitaires du capteur RBR à Grande- Entrée.....	80
Figure 22 : Analyse spectrale des vagues gravitaires du capteur RBR à l'Anse à la Cabane.	81
Figure 23 : Analyse spectrale des vagues infragravitaires du capteur RBR à l'Anse à la Cabane.	82
Figure 24 : Modélisation des vagues avec WW3 qui présente la Hs des vagues et la direction par les flèches noires en 4 temps en heure UTC.	83
Figure 25: Comparaison des données de la Hs mesurées et modélisées par WW3 à la Baie de Plaisance	85
Figure 26 : Comparaison des données de la Hs mesurées et modélisées par WW3 à la Baie de Plaisance.	86
Figure 27: Comparaison des données de la Hs mesurées et modélisées par WW3 à la Pointe-aux-Loups.....	88
Figure 28 : Comparaison des données de la Hs mesurées et modélisées par WW3 à la Pointe-aux-Loups.....	89

Figure 29 : Carte du déplacement de la ligne de rivage mesure par DSAS entre mai et septembre 2019 des secteurs de Dunes du Havre au Basques, le Chemin des Chalets et les Dunes de l'Ouest.....	91
Figure 30 : Carte du déplacement de la ligne de rivage mesure par DSAS entre mai et septembre 2019 du secteur de Sandy Hook.	93
Figure 31 : Carte du déplacement de la ligne de rivage mesure par DSAS entre mai et septembre 2019 du secteur de Bassin.....	94
Figure 32 : Carte du déplacement de la ligne de rivage mesure par DSAS entre mai et septembre 2019 des secteurs au nord de la Dune du sud et de Pointe aux Loups.....	95
Figure 33 : Carte du déplacement de la ligne de rivage mesure par DSAS entre mai et septembre 2019 des secteurs au sud de la Dune du sud et de Pointe aux Loups.....	96
Figure 34:Carte du déplacement de la ligne de rivage mesure par DSAS entre mai et septembre 2019 du secteur l'Île de la Grande Entrée.....	98
Figure 35 : Carte du déplacement de la ligne de rivage mesure par DSAS entre mai et septembre 2019 du secteur de la Pointe de l'Est.	99
Figure 36 : Localisation des brèches de tempête.	101
Figure 37 : Brèches de tempête à Dune du sud.....	102
Figure 38: Carte de localisation des profils de plage et du déplacement de la ligne de rivage en mai 2019 et septembre 2019 dans le secteur nord des Dunes du Havre-aux-Basques et à l'ancien goulet.....	104
Figure 39 : Profils de plage à l'ancien goulet des Dunes du Havre-aux-Basques.....	105
Figure 40 : Profils de plage à la recharge de plage des Dunes du Havre-aux-Basques.....	106
Figure 41 : Carte de localisation des profils de plage et du déplacement de la ligne de rivage mesure par DSAS entre mai et septembre 2019 du secteur l'Île de la Grande Entrée.....	107
Figure 42 : Profils de plage à la recharge de plage de Grande-Entrée.....	108
Figure 43: Carte du différentiel d'élévation au nord des Dunes du Havre-aux-Basques.....	110
Figure 44 : Carte du différentiel d'élévation au nord de la Baie de Plaisance au chemin des Chalets.....	111

Figure 45 : Évolution côtière historique et probable des îles de la Madeleine de Bernatchez et al., (2012).....	114
Figure 46 : Taux de migration de la ligne de rivage (1963-2008) pour l'unité de la baie de Plaisance (Bernatchez et al., 2010).	115
Figure 47: Données hydrodynamiques de l'AWAC. Le 8 septembre est la date de l'évènement de Dorian et les flèches orangées présentent de possibles évènements morphogènes.....	116
Figure 48 : Différence d'élévation à la plage de Brackley, (Smith et al., 2020).	118
Figure 49 : Profil de plage à Brackley (Smith et al., 2020).....	118
Figure 50 : Nombre d'événements avec des vents supérieurs ou égal à 50km/h aux stations des Îles-de-la-Madeleine (Îles-de-la-Madeleine A et Grindstone Island) de Bernatchez et al., 2012.....	121
Figure 51: Nombre d'événements avec des vents supérieurs ou égal à 70km/h aux stations des Îles-de-la-Madeleine (Îles-de-la-Madeleine et Grindstone Island) de Bernatchez et al., 2012.....	121

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

AWAC	<i>Acoustic Wave and Current Profiler</i>
DSAS	<i>Digital Shoreline Analysis System</i>
Hs	Hauteur significative des vagues
L0	Longueur d'onde des vagues
LDGIZC	Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières
LiDAR	<i>Light detection and range</i>
MWL	<i>Mean water level</i>
NET	Niveau d'eau total
RBR	Capteur de pression de la marque RBR
S	Seconde
SWL	<i>Still water level</i>
Tm02	Période modale
Tp	Période moyenne
UQAR	Université du Québec à Rimouski
USGS	United States Geological Survey
WW3	Modèle <i>Wave Watch III</i>

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1 PROBLÉMATIQUE

Les aléas côtiers font partie des problématiques contemporaines importantes dans un contexte de gestion des risques. Les changements climatiques contribuent à augmenter la récurrence et l'intensité des événements extrêmes, faisant en sorte que ces problématiques doivent être prises en considération (Collins et al., 2013; McSharry, 2014). La hausse du niveau des océans, les événements météo-marins extrêmes et l'occupation humaine des milieux côtiers font partie des facteurs qui amplifient les risques (Lemmen et al., 2016). Selon les prévisions climatiques de la côte est canadienne, les probabilités d'une augmentation de la vitesse des vents sont plutôt faibles. Toutefois, la trajectoire des tempêtes vers les zones plus au nord et l'augmentation de leur fréquence pourraient avoir de lourdes conséquences sur les communautés côtières dans les décennies à venir (Loder et al., 2013). De plus, la hausse actuelle du niveau de la mer (Kopp et al., 2016) augmente l'intensité des impacts à la côte des événements extrêmes (Nicholls et al., 2021; Thompson et al., 2024). Les tempêtes côtières ont entraîné des conséquences importantes sur les communautés du Québec maritime au cours des dernières décennies (Bernatchez et al., 2012), notamment lors des tempêtes de décembre 2005, 2010 et 2016 (Bernatchez et al., 2011; Corriveau et al., 2016; Didier et al., 2015; Quintin et al., 2013).

Les études quantifiant les impacts du niveau d'eau total (NET) à la côte sont généralement faites sur des côtes sablonneuses exposées directement aux conditions océaniques, où les vagues ne sont pas limitées par le fetch. De plus, les milieux côtiers les plus étudiés ont des régimes de marées de types mésotidal et macrotidal. Au Québec, l'estuaire et une partie du golfe du Saint-Laurent sont des zones exposées à des vagues

produites sur des distances de fetch beaucoup plus courtes que les côtes bordant directement les océans (Didier et al., 2020).

L'archipel des Îles de la Madeleine est dans un environnement particulier au cœur du golfe du Saint-Laurent, où les vagues générées par fetch sont limitées entre 95 et 500 km, à l'exception d'une ouverture sur l'océan Atlantique au sud-est permettant aux vagues océaniques de pénétrer par le détroit de Cabot. Son régime microtidal étant très faible avec un marnage maximal est d'environ 1 m fait en sorte que l'influence de la marée sur le NET est minime. Cependant, l'archipel madelinot est fortement exposé aux tempêtes côtières par son emplacement. La hausse du niveau marin relatif de 4,3 mm par an aux Îles-de-la-Madeleine depuis la mise en opération du marégraphe de Cap-aux-Meules en 1964 (Barnett et al., 2017), ce qui est une problématique contribuant aux risques côtiers (Bernatchez et al., 2008; Forbe et al., 2004). De plus, l'ajustement isostatique en subsidence dans la région de l'Atlantique et à Charlottetown, l'ajustement isostatique est de -1,17 mm contribuant ainsi à la hausse du niveau marin (James, 2014). D'après Forbe (2022), une disparition significative de la glace de mer dans le golfe du-Saint-Laurent pourrait se produire en 2050. Sa disparition augmenterait l'exposition de la côte au régime de vague en période hivernale (Neumeier et al., 2013; Ruest et al., 2016; Corriveau et al., 2019).

Les événements extrêmes peuvent causer des changements morphologiques considérables aux zones côtières, telles que l'érosion côtière par un recul du trait de côte, la formation de brèche ou leur élargissement, puis des inondations côtières. Ils provoquent également un transport intense des sédiments et leur accumulation (Smith et al., 2020). Ces phénomènes sont principalement causés par le niveau de l'eau et les conditions hydrodynamiques des vagues.

À certains endroits, les côtes basses sont plus exposées aux risques côtiers, comme l'érosion et la submersion. Par exemple, les infrastructures, comme la route 199 qui est sur des cordons littoraux, ainsi que des bâtiments et des chemins secondaires qui sont à proximité de la côte sont exposés à l'érosion et à la submersion côtière. Ces vulnérabilités aux risques côtiers nécessitent d'améliorer les connaissances sur l'hydrodynamique des vagues à la côte,

afin de mieux anticiper les futurs impacts lors des prochains évènements extrêmes. C'est dans ce contexte que l'étude des effets géomorphologiques des tempêtes post-tropicales sur les côtes basses et meubles est nécessaire pour mieux anticiper les risques côtiers. La tempête post-tropicale Dorian a constitué une opportunité pour quantifier ses effets sur les littoraux sablonneux des Îles-de-la-Madeleine.

1.2 MISE EN CONTEXTE DE LA TEMPÈTE POST-TROPICALE DORIAN

La formation des ouragans au tropique de l'Atlantique Nord est favorisée lorsque la température de l'eau atteint au minimum de 26,5 degrés Celsius sur une profondeur de 50 mètres. D'après un rapport du *National Hurricane Center* (Avila et al. 2020), un système dépressionnaire a pris naissance au large des côtes de l'Afrique de l'Ouest le 19 août 2019 et a évolué en ouragan, c'est-à-dire que le cyclone tropical a des vents de surface soutenus au

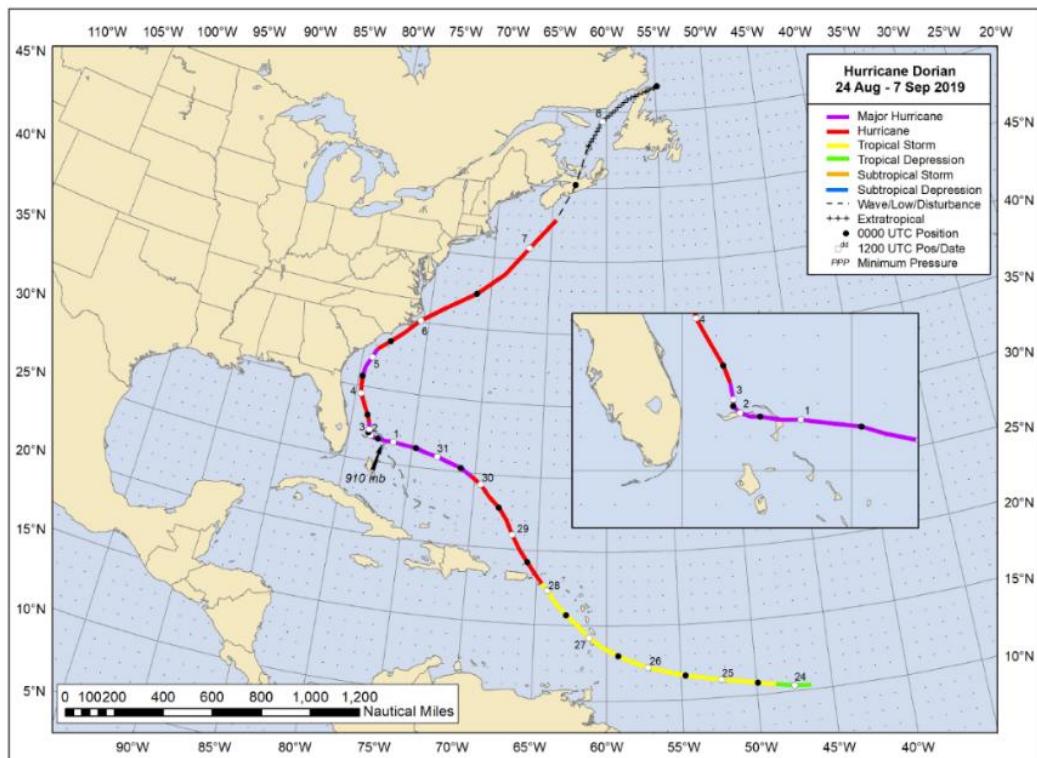


Figure 1 : Trajectoire de Dorian entre le 24 août et le 7 septembre 2019, (Avila et al., 2020).

minimum de 118 km/h. Cet ouragan, nommé Dorian, a touché les côtes Nord-américaines en partant des Bahamas jusqu'à la Basse-Côte-Nord au Québec (figure 1). Les Bahamas ont été particulièrement affectées par la destruction d'infrastructures et les pertes de vie humaine. La côte est américaine a subi aussi des conséquences par son passage. Dorian est arrivé au Canada le 7 septembre et a frappé les Îles-de-la-Madeleine dans la nuit du 8 septembre. Le cyclone est devenu une tempête post-tropicale, dont la vitesse des vents de surface doive être entre 63 à 117 km/h pour cette catégorie. Les vents enregistrés sont de plus de 100km/h et les rafales les plus importantes qui ont été enregistrées sont à Wreckhouse Brook, Terre-Neuve-et-Labrador, à 157km/h (Avila et al. 2020).

Les données météorologiques de la station d'Environnement Canada (figure 2) des Îles-de-la-Madeleine, indiquent que la pression atmosphérique la plus basse enregistrée a été de 96,12 kPa et des vents ont été mesurés jusqu'à 83 km/h, en excluant les rafales.

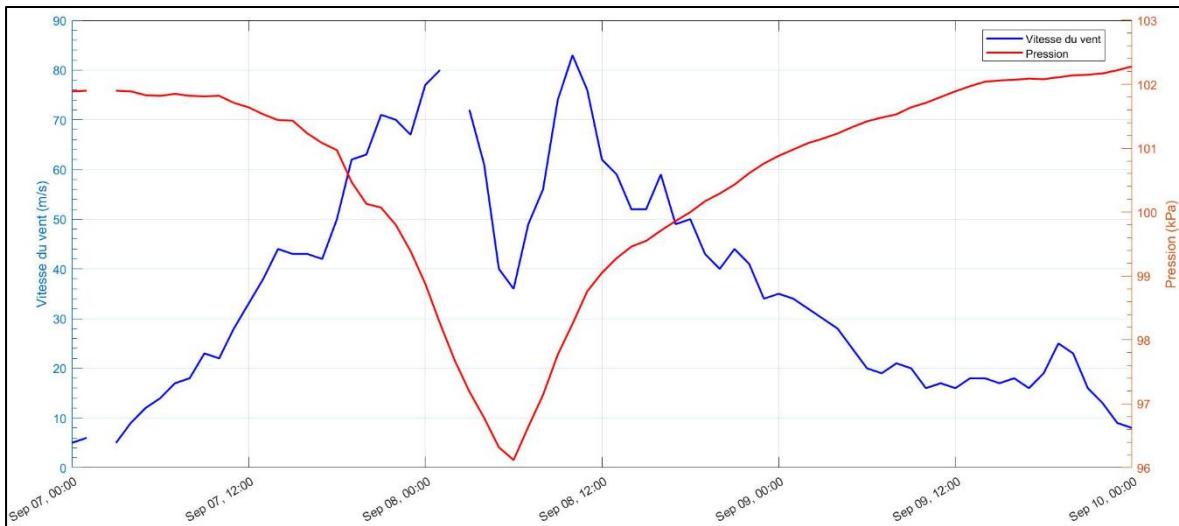


Figure 2 : Données de vitesse du vent et de la pression atmosphérique à la station météorologique d'environnement Canada à l'aéroport des Îles-de-la-Madeleine.

De nombreuses régions maritimes de l'Est canadien ont été affectées par cette tempête, comme la Nouvelle-Écosse, le Nouveau-Brunswick, l'Île-du-Prince-Édouard, puis au Québec, l'archipel des Îles-de-la-Madeleine s'est trouvé sur la trajectoire du centre dépressionnaire. Puisque les Îles-de-la-Madeleine sont suivies par le Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières (LDGIZC) de l'Université du Québec à

Rimouski, elles en font un site d'étude intéressant des impacts de la tempête post-tropicale. Les instruments du laboratoire étaient installés sur les côtes et ils ont servi à recueillir des données hydrodynamiques des vagues. Deux AWAC (*Acoustic Wave and Current Profiler* en anglais) sont situés à l'est de Cap-aux-Meules et à Pointe-aux-Loups et ont mesuré le spectre des vagues au large et des capteurs de pression installés sur le bas estran des sites d'intérêt ont mesuré aussi les données de vagues. Les AWAC servent à mesurer le spectre complet des vagues en combinaison avec les profils de courant grâce aux ondes acoustiques émises par l'instrument.

1.3 OBJECTIFS

L'objectif principal de ce mémoire est de faire une analyse de l'impact géomorphologique que la tempête post-tropicale Dorian a eu sur le littoral des côtes basses et meubles aux Îles-de-la-Madeleine causés par l'hydrodynamique des vagues à la côte. Trois sous-objectifs sont définis pour tenter de répondre à l'objectif principal :

- Le premier objectif est de faire une analyse des caractéristiques hydrodynamiques au large et à la côte permettant de contextualiser la tempête extratropicale Dorian avec des données empiriques et modélisées.
- Le deuxième est de faire une analyse de l'évolution du littoral des côtes meubles après le passage de la tempête extratropicale Dorian qui a causé de l'érosion côtière pour l'ensemble des côtes meubles.
- Le troisième objectif est d'analyser les changements morphologiques de la côte afin de comprendre le déplacement sédimentaire à partir des profils de plage, des relevés LiDAR sur des secteurs ainsi que l'évolution de brèches de tempêtes existantes et les nouvelles dans les systèmes dunaires en comparant les superficies.

1.4 ORIGINALITÉ ET PORTÉE SCIENTIFIQUE DU PROJET

La majorité des études portant sur l'impact géomorphologique des tempêtes post-tropicales ont été réalisées sur des côtes océaniques. Il y ait peu d'étude (Forbes et al., 2004; Smith et al. 2020) qui sont localisées dans le golfe du Saint-Laurent et qui présentent un portrait de l'ensemble de la côte par l'impact d'un système post-tropical dans un régime microtidal et des mesures *in situ* des conditions de vagues et de niveaux d'eau. Les deux études citées précédemment ont évalué l'impact géomorphologique sur la côte des tempêtes, mais elles n'incluent pas d'analyse spectrale des vagues au large et à la côte. De plus, la particularité de la région d'étude est que le fetch est limité et elle est près du centre du golfe.

La contribution scientifique du projet va permettre de connaître l'impact géomorphologique sur des côtes basses et meubles d'un système dépressionnaire qui était un ouragan à l'origine et devenu une tempête post-tropicale arrivée au Canada. Il est intéressant d'avoir une série temporelle des données relativement rapprochée pour bien comprendre la migration de la ligne de rivage suivant la tempête et les changements morphologiques de la côte.

1.5 PRÉSENTATION DU MÉMOIRE

Le chapitre II de ce mémoire présente le cadre théorique. La région d'étude est présentée au chapitre III. Le chapitre IV détaille la méthodologie pour chacun des objectifs. Les résultats sont présentés au chapitre V. Puis le chapitre VI porte sur l'interprétation et la discussion des résultats. Enfin, la conclusion du mémoire est présentée à la fin du mémoire.

REVUE DE LITTERATURE

2.1 DÉFINITION DE TEMPÊTE MARINE CHAPITRE 2

Un évènement de tempête est défini par plusieurs critères. Premièrement, il est nécessaire de déterminer une hauteur seuil que les vagues doivent dépasser. Deuxièmement, la durée minimale pendant laquelle les vagues maintiennent une hauteur supérieure à ce seuil doit être fixée, avec un intervalle minimum séparant chaque évènement. Selon les auteurs, le seuil est établi en sélectionnant une valeur correspondant au 95e percentile (Mortlock et Goodwin, 2015 ; Splinter et al., 2014) ou au 99e percentile (Ferreira et al., 2010). La durée minimale entre chaque évènement garantit que la tempête ne soit pas divisée en deux, même si la hauteur des vagues descend en dessous du seuil pendant un court moment (Mortlock et Goodwin, 2015).

La vulnérabilité des zones côtières face à une tempête peut être définie par des seuils à partir desquels des changements importants à la morphologie de la plage ou des dommages aux infrastructures peuvent se produire (Harley et al., 2011). Sallenger (2000) a proposé une échelle sur les impacts à la côte par les tempêtes. Elle est utilisée pour les plages et les dunes côtières, afin de déterminer les impacts qu'elles peuvent subir selon une classification en quatre catégories comme il est présenté à la figure 3 : jet de rive (*runup* en anglais), collision, franchissement et inondation. En période de tempête, le niveau de l'eau absolu est l'élément déterminant du modèle de Sallenger (Stockdon et al., 2007).

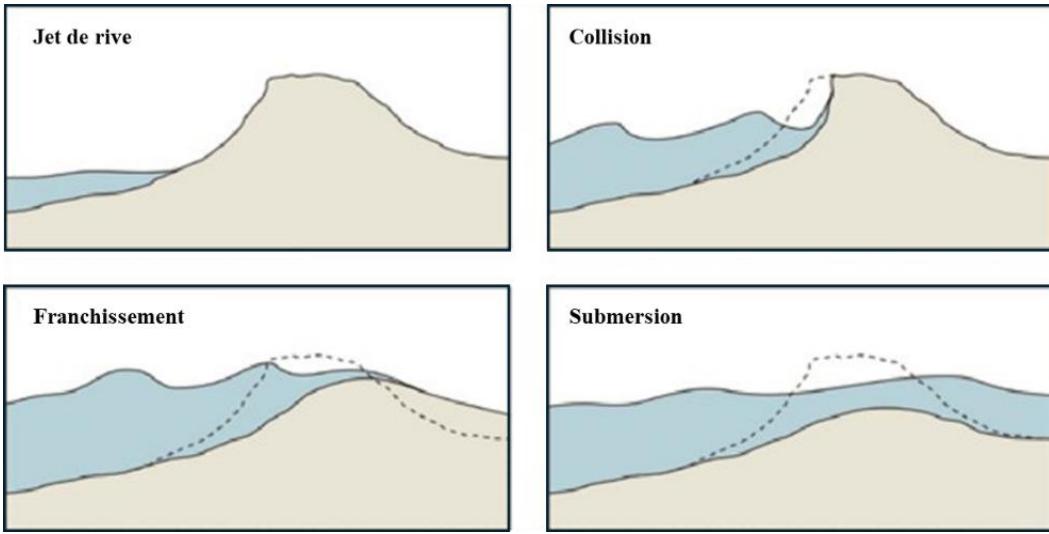


Figure 3 : Échelle d'impacts de tempête côtière sur une côte dunaire, (adapté de Sallenger, 2000)

2.2 DÉLIMITATION DES ZONES CÔTIÈRES

La séparation des zones côtières sur un profil perpendiculaire à la côte se fait selon des critères écogéomorphologiques, comme il est défini dans le Guide d'application de la méthode écogéomorphologique (Houde-Poirier et al., 2018). Le bas estran et le haut estran composent la zone intertidale. Le haut estran a une pente plus prononcée que le bas estran. La flexure, ou bien le point d'inflexion représente la limite entre le bas et le haut estran. Il peut y avoir un changement granulométrique plus grossier à la flexure. Le niveau moyen des eaux et le niveau supérieur des hautes eaux délimitent approximativement le haut estran et c'est aussi sur cette zone que le jet de rive des vagues se produit (Houde-Poirier et al., 2018). Dans le cas des côtes stables (figure 4), il y a la haute-plage qui est une bordure végétalisée située entre le haut estran et l'arrière-plage et la densité de végétation peut être éparse ou dense. Dans le cas où la côte est active, cette frange est absente et le contact est direct entre le haut estran et l'arrière-plage. La microfalaise et la ligne de rivage sont alors la délimitation

entre ces deux sections, comme il est montré à la figure 5 par l'absence de cette zone. La haute-plage est généralement peu affectée par la submersion par le fait qu'elle est plus surélevée que le haut estran. Le fait que cette section est moins affectée par les niveaux d'eau permet de maintenir une végétation quasi permanente si elle n'est pas trop affectée par les tempêtes. Dans le cas des côtes dunaires, cette section correspond entre la ligne de rivage et le pied de dune (Houde-Poirier et al., 2018). Au-delà de cette limite, le niveau d'eau de tempête exceptionnelle peut surpasser la zone de l'arrière-plage. Généralement, cette section est caractérisée par une végétation plus dense et pérenne dans le temps. Dans le cas des côtes à système dunaire (figure 5), les dunes végétalisées densément se retrouvent à l'arrière-plage (Houde-Poirier et al., 2018).

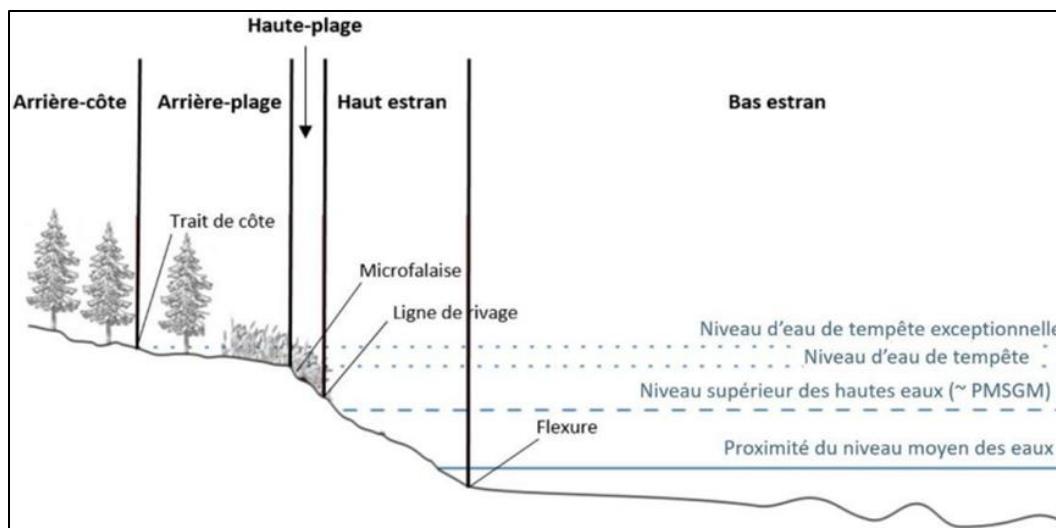


Figure 4 : Exemple d'un profil de plage d'une côte en état stable (Bernatchez et al., 2012, modifiée de Fraser et Bernatchez, 2006).

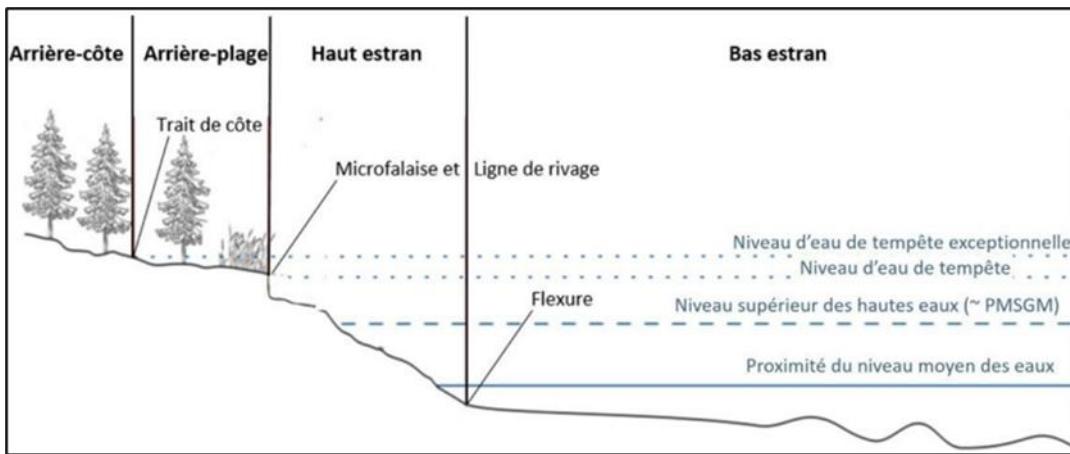


Figure 5 : Exemple d'un profil de plage d'une côte en état actif (Bernatchez et al., 2012, modifiée de Fraser et Bernatchez, 2006)

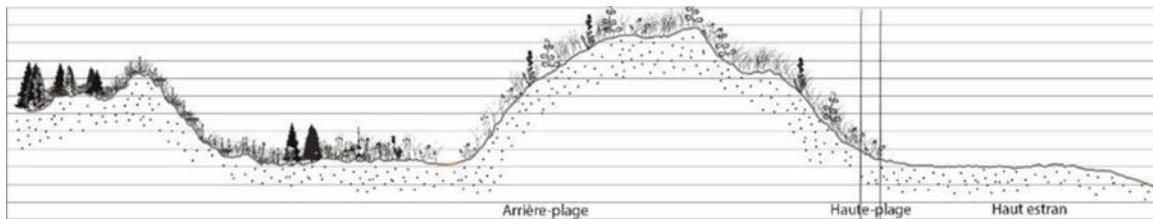


Figure 6 : Exemple d'une côte dunifiée. (Houde-Poirier et al., 2018).

La morphologie des côtes sableuses qui sont soumises à un régime de marée microtidale est différente que les côtes ayant des marnages plus importants. D'après Gervais (2012), il y a deux principales parties d'une côte sableuse soumise à un régime microtidal, l'avant-côte immergée et la plage qui est émergée lorsque les conditions de la mer sont calmes. Plus au large, il peut y avoir la présence d'une succession de barres sableuses et de fosses. Le processus de brisance par le déferlement des vagues se produit sur les barres sableuses. Généralement, les pentes des barres sont asymétriques. La pente du front (vers la côte) est plus prononcée que la pente du revers (vers le large). Puis, la zone suivante les barres sableuses, la pente côté mer est faible et se prolonge, ce segment se nomme le glacis. D'après Gervais (2012), cette dernière zone est très peu affectée par les changements morphologiques

en analysant des profils topographiques après des tempêtes, sauf lors d'évènement exceptionnel.

2.3 RÔLE DES VAGUES ET DES COURANTS

2.3.1 Rôle des vagues et des courants induits

Les courants induits par les vagues sont un processus important dans le transport sédimentaire, en particulier sur les côtes dont le régime de marée est microtidal et ces courants sont encore plus important avec la forte houle en période de tempête (Castelle et al., 2006 ; Greenwood et Osborne, 1990). Les courants de marée ont très peu d'incidence sur le transport sédimentaire sur les côtes à régime microtidal, puisqu'ils sont presque qu'inexistants. Les courants induits vont générer des courants longitudinaux qui vont engendrer le transport sédimentaire le long de la côte. Ces mêmes courants exercent aussi une influence sur les barres sableuses, ce qui peut modifier la propagation des vagues à la côte. D'après Greenwood et Osborne (1990), ces courants sont le résultat des tensions de radiation par les vagues, ainsi qu'au mouvement par leur propagation. Dans la zone de déferlement, les vagues vont déplacer la masse d'eau vers le littoral en créant un courant de masse qui va engendrer trois grands types de courants sur l'avant côte : les courants de retour, les courants longitudinaux ou de dérive littorale et les courants d'arrachement.

2.3.2 Le courant de retour

Le courant de retour est une compensation par le fond qui se fait perpendiculairement à la côte et vers le large. Il va contrebalancer l'excès d'eau accumuler par les vagues à la côte (*wave setup*) et la contrainte de radiation du vent sur la surface de l'eau (*wind setup*). La contribution la plus importante dans la zone de déferlement est la tension de radiation par les vagues entre les creux et les crêtes des vagues (Svendsen, 1984). L'influence du setup sur le fond du courant de retour est causée par le gradient de pression qui est uniformément réparti

dans la colonne d'eau. La hauteur des vagues va influencer la force du courant de retour. Selon Masselink et Black (1995), ce courant se produit plus loin que la zone de déferlement dû au courant de masse causée par les vagues qui n'ont pas déferlé, ce qui contribue au transport sédimentaire vers l'avant-côte. D'après les auteurs Christensen et al. (2002) et Grasso (2009), le courant de retour a peu d'effet au niveau de la couche limite près du fond, puis le courant moyen, qui est influencé par le courant asymétrique de la houle, va en direction de la côte. Des études sur les plages dissipatives par Wright et al. (1982) et Greenwood et Sherman (1984), montrent que les courants de retour ont une importance significative au milieu de la colonne d'eau pour les plages dissipatives sur le transport sédimentaire. D'autres études sur les pentes plus fortes ont les mêmes conclusions (Gallagher et al., 1998; Masselink et al., 2008). Le courant de retour se jumelle aussi avec le courant oscillatoire des vagues à basse fréquence ($T_p > 30$ s). Ce courant se situe près des barres sableuses et il est essentiellement dépendant de la dissipation de la houle (Davidson-Arnott et McDonald, 1989; Osborne et Greenwood, 1992). D'après Gallagher et al., 1998), la vitesse du courant dans cette zone peut être supérieure à 0,5 m/s, ce qui peut contribuer au transport sédimentaire de manière significative. À l'opposé, lorsque les barres sableuses se déplacent vers la côte, la dissipation sur les barres s'affaiblit considérablement (Houser et Greenwood, 2005).

2.3.3 Les courants longitudinaux

La dérive littorale est un courant qui se fait parallèlement au long de la côte, que l'on nomme également la dérive littorale. C'est l'obliquité des vagues et l'angle d'incidence qui génèrent la dérive. Dans le cas des côtes ouvertes, la houle ne se réfracte pas entièrement avant le déferlement, sauf dans le cas de baies (Gervais, 2012). Le déferlement des vagues va donc apporter une composante longitudinale à la tension de radiation, ce qui engendre un écoulement le long de la côte et la vitesse est en fonction de l'énergie des vagues, qui peut aller au-delà de 1 m/s (Longuet-Higgins, 1970). Des études réalisées sur les plages naturelles à barres démontrent que la vitesse du courant de la dérive est plus forte dans les fosses (Smith et al., 1993; Church et Thornton, 1993). De plus, la période de la dérive est plus basse que

les vagues infragravitationnelles dans la zone de surf ($T_p > 30$ s). Des études réalisées sur des côtes dissipatives et dont la pente des barres est modérée, le transport sédimentaire se fait principalement en suspensions en raison des contraintes induites par les ondes (Aagaard et Greenwood, 1995; Miles, 2002).

2.4 L'EFFET DES TEMPÈTES SUR LES CÔTES MEUBLES

Les côtes sableuses sont classées selon leurs morphologies et selon la pente de la plage qui peut en faire une côte réfléctrice ou dissipative, ainsi que l'état intermédiaire, c'est-à-dire une étape transitoire des plages réfléctives et dissipatives (Scott et al., 2011; Wright & Short, 1984). Les plages dissipatives ont une large zone de déferlement, qui se nomme en anglais le *surf zone*. La zone de déferlement est le lieu où les vagues commencent à déferler. Cela se produit lorsque la vitesse des particules d'eau à la crête des vagues dépasse celle de la propagation de la vague. Ce phénomène entraîne une dissipation de l'énergie et une réduction progressive de la hauteur des vagues au fur et à mesure de leur progression dans cette zone. Sur les plages aux pentes plus abruptes, l'absence de zone de surf peut provoquer un déferlement directement sur la plage, amplifiant ainsi la réflexion des vagues. Pendant les tempêtes, une part importante de l'énergie dans la zone de surf est associée à des vagues infragravitationnelles.

Lors d'une tempête, la hauteur et la période des vagues augmentent. Si une tempête se produit pendant que la plage est en état réfléctif et en accréition, la ligne de rivage et la berme seront en érosion (Masselink et al., 2008), le sable sera transporté vers le haut estran et si la durée de la tempête perdure, des barres sableuses peuvent se former. Au commencement d'une tempête, si la plage est à l'étape intermédiaire et qu'il y a la présence de barres sableuses, les barres vont généralement migrer vers le large (Mariño-Tapia et al., 2007; Ruessink et al., 2009; Thornton et al., 1996). Lors du retour aux conditions météorologiques normales, la plage tend à revenir à son état initial réfléctif, parce que les barres sableuses ont migré vers la côte. Cependant, ce profil classique du modèle d'évolution est très simple et en fait, la réponse de la côte à une tempête va dépendre surtout de la morphologie antérieure de

la plage. Par exemple, la partie subaérienne de la plage a une pente de plage très faible et la réponse des plages aux tempêtes, même intenses, peut être étonnamment modérée (Aagaard et Kroon, 2017; Kroon et al., 2007). De plus, la migration des barres sableuses ne se fait pas toujours vers le large pendant une tempête. Dans des conditions où la pente du haut estran est faible et exposé aux variations du niveau moyen de la mer par la marée ou la surcote, la migration des barres sableuses peut se faire vers la côte (Aagaard et Kroon, 2017; Anthony, 2013; Bruneau et al., 2009; Lindhorst et al., 2008).

Après le passage d'une tempête significative ou même une succession de tempêtes, l'augmentation de l'énergie des vagues va contribuer à créer des dunes escarpées. La capacité des dunes à retrouver leur état initial va dépendre de la relation entre le transport éolien et de la disponibilité sédimentaire (Houser, 2009). Dans un premier temps, les sédiments vont s'éroder de la dune par une élévation du niveau d'eau par la surcote et le runup, puis les sédiments vont se déposer sur la plage ou bien vers le large, comme sur les barres sableuses (Bascom, 1953; Shepard & Inman, 1950).

Les études sur les impacts de tempête sont généralement faites sur les côtes sableuses. Les plages de gravier sont bien différentes géomorphologiquement que les plages sableuses en termes de la forme, la taille, et la pente de plage (Bluck, 1967; Matias et al., 2012). Il y a trois types de plages de gravier, soit des plages de gravier pures, un mélange de sable et de gravier, puis un composé de gravier ayant des tailles différentes. Les plages de gravier dites pures sont réflectives (Buscombe et Masselink, 2006).

La morphodynamique est bien différente aussi. Pour que les sédiments grossiers soient transportés efficacement jusqu'à l'arrière des barres, la profondeur et la vitesse de l'inondation doivent être suffisantes pour les déplacer. De plus, la submersion doit surmonter la perte de fluide par infiltration de celle-ci dans les sédiments et cela a un effet de protection en causant peu de changement morphologique (Matias et al., 2012). Cette perte par l'infiltration est la plus importante dans les derniers stades de la montée des vagues à la côte (Horn & Li, 2006).

Bagnold (1940) suggère que l'infiltration dans les sédiments de moins de 0,5 mm est négligeable alors que l'infiltration est significative pour des sédiments de plus de 3 mm. Masselink et Li (2001) ont fait une étude numérique sur le rôle de l'infiltration du swash sur la morphologie des côtes. D'après leur simulation, il faut deux conditions pour que la morphologie soit affectée : la conductivité hydraulique (perméabilité) K doit être égale ou supérieure à 1 cm/s et la taille des sédiments D50 doit être supérieure à 1,5 mm. L'infiltration du swash est négligeable pour les côtes sableuses dont la taille des sédiments est inférieure à 1 mm (Masselink et Li, 2001). Les processus d'infiltration et d'exfiltration de l'eau ont le potentiel de transporter les sédiments dans la zone de swash. Il a été démontré que la pente de la plage augmente avec le niveau de l'infiltration dans la zone de swash (Masselink et Li, 2001).

Selon Short (1999), il est possible que les sédiments sableux soient transportés de la côte vers le large en période de tempête, mais c'est plutôt exceptionnel. Par temps calme, le courant oscillatoire généré par la houle a un effet sur le fond de la zone de glacis et cela peut générer un transport sédimentaire vers la côte.

Didier et al. (2020) ont fait une première étude quantitative dans le Saint-Laurent sur l'hydrodynamique côtière en milieu fermé et sur de larges estuaires, dont le fetch est limité, alors que la majorité ont été réalisées sur des côtes ouvertes sur océans. Les côtes fermées sont soumises généralement à des vagues moins énergiques, sauf occasionnellement lors d'événements extrêmes qui peuvent causer une augmentation de l'énergie des vagues combinées à des niveaux d'eau élevés et peut même causer de la submersion côtière (Bernatchez et al., 2011 ; Didier et al., 2015). Les côtes à faible énergie et qui ont un marnage microtidal et mésotidal peuvent subir des niveaux d'eau élevés par une augmentation de l'énergie des vagues à la côte (Sayol et Marcos, 2018), dépendamment du climat de vagues et de la morphologie de la plage (Serafin et al., 2017).

Lors de condition de tempête où l'énergie des vagues est importante, les plages de gravier dissipent généralement la majeure partie de l'énergie des vagues au large sur une section transversale étroite avant la zone de swash (Buscombe & Masselink, 2006). L'absence

de barre au large favorise le déferlement des vagues sur le bas de la plage, ce qui crée des conditions limites extrêmement énergiques du swash et favorise des écoulements hautement turbulents capables de transporter d'importantes quantités de gravier (Austin & Masselink, 2006). Une étude d'Almeida et al. (2015) sur l'observation d'une tempête lors d'un cycle de marée a démontré que la morphodynamique est variable selon la phase du cycle de la marée et la position dans la zone de swash.

Cependant, lors de la marée montante, le processus d'accrétion est dominant et la déposition des sédiments forme des étages en escalier, puis le jet de rive diminue avec la pente de la plage qui diminue également. Pendant la marée descendante, c'est le processus d'érosion qui est dominant et remobilise les sédiments en augmentant la pente de la plage qui fait augmenter l'énergie du runup. Lorsque la marée est montante, la partie supérieure de la zone de swash est en érosion et la partie inférieure est en accrétion. Puis quand la marée descend, la partie supérieure de la zone de swash est en accrétion et le processus d'érosion se produit dans la partie inférieure (Almeida et al., 2015).

2.5 NIVEAU MARIN RELATIF ET EN PÉRIODE DE TEMPÊTE

Le niveau d'eau est un élément important dans l'étude des tempêtes côtières. Plusieurs facteurs y contribuent et peuvent causer de l'érosion et de la submersion lorsqu'il est combiné à des vagues. Le niveau d'eau total (NET) est influencé par différents processus, tels que la marée, la direction des vagues, la surcote et le *setup*. Le NET varie selon des échelles temporelles allant des heures et aux jours, tels que la marée et la surcote (Haigh et al., 2011), aux mois et aux années, comme les cycles des saisons, des océans et les variabilités atmosphériques (Merrifield et al., 2013; Wahl et al., 2014), puis des décennies, et aux siècles, dont l'ajustement isostatique et la hausse du niveau moyen de la mer (Komar et al., 2011).

2.5.1 Élévation du niveau marin relatif

Dans une perspective à plus long terme, la variation du niveau eustatique a aussi une incidence à un niveau global par la fonte des calottes glaciaires ou encore la dilatation

thermique de l'eau (Davidson-Arnott, 2005; Mitrovica et al., 2011; Parris et al., 2012). Une étude faite par Parris et al. (2012) de la NOAA suggère que les changements de la circulation des courants océaniques, qui tendent à ralentir le long des côtes nord-américaines, sont susceptibles d'engendrer une élévation du niveau de la mer dans cette région. En effet, ce ralentissement est causé par plusieurs facteurs, dont les changements thermiques et halostériques par l'apport en eau douce par la fonte des calottes glaciaires et des eaux continentales dans l'océan Atlantique Nord. De plus, le relèvement isostatique post-glaciaire par la fonte de la calotte glaciaire au Groenland est aussi un autre facteur provoquant des changements aux courants océaniques (Parris et al., 2012). À une échelle régionale, un ajustement isostatique négatif peut contribuer davantage à une augmentation du niveau d'eau relatif sur la côte (Mitrovica et al., 2001). La variation du niveau de la mer peut perturber le bilan sédimentaire et donc accélérer le recul du trait de côte en forçant la migration des dunes vers l'intérieur des terres en érodant le front dunaire (Davidson-Arnott, 2005).

2.5.2 Niveau marin en période de tempête

La surcote est une augmentation du niveau de la mer (*storm surge*) et peut se produire par deux phénomènes. Le premier est une combinaison de la pression atmosphérique et le vent qui ont une incidence importante sur le niveau d'eau. Lors d'un passage d'un système dépressionnaire, les basses pressions atmosphériques génèrent une surcote, c'est-à-dire une surélévation du niveau de l'eau plus élevé que les niveaux d'eau des marées astronomiques prédictes. Lors de tempêtes, la pression atmosphérique est beaucoup plus basse et peut causer des inondations côtières (Gomes da Silva et al., 2018). De plus, le vent peut causer la surcote (*wind setup*) en soufflant vers le milieu terrestre en déplaçant la masse d'eau qui est contrainte par la terre en causant une surélévation du niveau d'eau (Soldini et al., 2013). Le deuxième phénomène générant une élévation ou une diminution du niveau d'eau à la côte est associé à la divergence de la contrainte radiative que l'on appelle le *wave setup* (Cariolet, 2011). Lorsqu'une surcote est combinée à une marée haute ou une marée de vives-eaux, cette combinaison peut influencer le NET à la côte considérablement, comme lors de l'événement

de 6 décembre 2010 qui a occasionné de la submersion sur la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent (Didier et al., 2016).

2.6 LA SUBMERSION CÔTIÈRE

La submersion côtière se produit lorsque le niveau d'eau total dépasse la première ligne de défense côtière, comme la ligne de rivage pour les côtes basses. Il y a deux types de submersion, soit le franchissement qui est une accumulation temporaire et légère d'eau derrière le trait de côte, puis l'inondation qui est une accumulation significative par envahissement soutenu et souvent étendu. Ce phénomène est généralement associé à des tempêtes qui engendrent des surcotes marines et des hauteurs de vagues élevées, ou encore à des brèches dans les structures côtières (Sallenger, 2000).

Lors des tempêtes, une surélévation du niveau de la mer se produit par rapport au niveau d'eau astronomique prévu. Ce phénomène résulte de la surcote, due à la baisse de la pression atmosphérique provoquée par le passage d'un système dépressionnaire. À cela s'ajoute le setup, un rehaussement du niveau d'eau causé par l'accumulation des vagues sur la côte. Le jet de rive est défini comme l'élévation maximale atteinte par l'eau après le déferlement des vagues, contribue également au risque de submersion. Il dépend de la transformation des vagues dans la zone de surf et des conditions en faible profondeur (Stockdon et al., 2006; Melby, 2012).

Le risque de submersion peut être évalué par le calcul du niveau d'eau total (NET) à la côte, qui combine la marée prédictive, la surcote et le jet de rive, selon des équations empiriques (Stéphan, 2011). Une analyse précise nécessite d'intégrer la topobathymétrie, c'est-à-dire la configuration du fond marin et du littoral, car elle influence la propagation des vagues et le niveau d'eau près de la côte (Lynett et Liu, 2002; Melby, 2012; da Sylva et al., 2020).

Les vagues sont des ondes caractérisées par une période donnée, mais dont la longueur d'onde varie en fonction de la profondeur d'eau. Les particules d'eau sont mises en

mouvement par le passage d'une onde jusqu'à une profondeur correspondant à environ la moitié de sa longueur d'onde influencent la vitesse de propagation de l'onde lorsqu'elles interagissent avec le fond. Par conséquent, une bathymétrie non uniforme modifie la direction de propagation des ondes qui traversent la zone concernée à partir d'une certaine profondeur. Les déformations observées dépendent de l'ampleur des variations de la bathymétrie, que l'on caractérise par un paramètre spécifique. S'il y a peu de variation de la bathymétrie, les vagues seront réfractées. Cependant, s'il y a des variations de la bathymétrie plus significatives, il y aura de la réflexion des vagues (Jarry, 2009).

Les vagues infragravitaires qui ont une fréquence basse entre 0,001 et 0,05 Hz, jouent un rôle majeur en période de tempête. Elles conservent leur énergie et augmentent en intensité à l'approche de la côte. Ces vagues influencent particulièrement le jet de rive lors des tempêtes, indépendamment de la pente de la plage. Cependant, par mer calme, la pente de plage devient un facteur déterminant (Stockdon et al., 2006).

Le *swash*, représentant la fluctuation moyenne du jet de rive sur la côte, et le jet de rive est influencé par la transformation des vagues dans la zone de surf et par les variations topographiques. Ainsi, l'interaction entre les vagues, la topobathymétrie et les phénomènes météorologiques détermine les risques et les impacts de la submersion côtière (Serafin et al., 2017). Iribarren et Nogales (1949) ont développé un indice de l'interaction entre les vagues et la côte nommée le nombre Iribarren (ξ). Cet indice est à la base des recherches sur la submersion côtière en intégrant l'agitation marine. Il sert à déterminer à quelles conditions le déferlement se produit, selon la morphologie de la plage et l'agitation marine (Bauer & Greenwood, 1988; Didier, 2014).

Le nombre d'Iribarren est un indice clé dans l'étude des interactions entre les vagues et la côte, en particulier pour analyser la submersion côtière. Ce paramètre joue un rôle crucial dans la compréhension des processus de déferlement, en intégrant des éléments comme la morphologie de la plage et les caractéristiques des vagues. Il est défini mathématiquement comme le rapport entre la tangente de l'angle de pente de la plage et la racine carrée du rapport

à la hauteur des vagues et leur longueur d'onde en eau profonde (Bauer & Greenwood, 1988; Didier, 2014).

$$\xi = \frac{\tan \alpha}{\sqrt{H/L_0}}$$

Le nombre d'Iribarren permet de prédire si les vagues déferleront sur une pente et d'identifier le type de déferlement : plongeant, glissant ou à effondrement. Chaque type de déferlement a des implications importantes en termes d'énergie dissipée, de transport des sédiments et d'impact sur les structures côtières. Ce paramètre est également corrélé au rapport hauteur-profondeur au point de rupture, un indicateur clé pour évaluer l'intensité du déferlement. De plus, il influence des phénomènes tels que la formation de vagues stationnaires ou progressives, la quantité d'énergie réfléchie par la pente, ainsi que le *setup* et le *runup* (Battjes, 1974).

Iribarren et Nogales ont validé leur approche en laboratoire à l'aide de la théorie trochoïdale pour les vagues uniformes et progressives en eau peu profonde. Ils ont déterminé que la condition de transition entre un régime de non-déferlement et de déferlement est atteinte pour une valeur critique du paramètre ξ qui doit être d'au moins 2,3, correspondant à un état intermédiaire entre réflexion complète et déferlement total. Bien que les résultats quantitatifs puissent être influencés par des approximations numériques, leur démarche a établi une base solide pour combiner les variables pertinentes dans l'analyse des interactions vagues-côtes (Battjes, 1974).

En réduisant le nombre de variables nécessaires pour décrire le phénomène complexe du déferlement, le nombre d'Iribarren facilite l'analyse des processus côtiers. Il constitue un outil incontournable pour la conception de structures côtières, la modélisation des impacts des vagues et l'étude des risques liés à la submersion côtière (Stockdon et al., 2006).

DESCRIPTION DE LA ZONE D'ETUDE

3.1 RÉGION D'ÉTUDE **CHAPITRE 3**

L'archipel des îles de la Madeleine est situé près du centre du golfe de Saint-Laurent et il est constitué des 12 îlots rocheux, dont 6 qui sont reliés par des cordons dunaires et des tombolos qui ont commencé à se former par progradation depuis 2500 ans avec la hausse du niveau marin relatif (Rémillard et al., 2015). Il y a une grande diversité d'environnements côtiers, tels que des tombolos, des cordons dunaires, des flèches littorales, des marais maritimes, des falaises rocheuses et meubles, puis des sections de la côte ont été anthropisées par des enrochements ou de structures portuaires par exemple (figure 7). Près de 65 % des côtes aux Îles-de-la-Madeleine sont de type basses et meubles (Bernatchez et al., 2012). Sa position géographique expose l'archipel aux vagues provenant de toutes les directions. À l'est des Îles, il y a le détroit de Cabot, ce qui permet aux vagues océaniques de pénétrer dans le golfe du Saint-Laurent et d'impacter la côte, mais l'archipel est aussi exposé aux tempêtes pouvant provenir de plusieurs directions (Bernatchez et al., 2012).

Selon une étude paléoenvironnementale effectuée récemment aux Îles-de-la-Madeleine (Barnett et al., 2017), le niveau de la mer s'est élevé à un taux moyen de 2 mm par année au cours des derniers millénaires, et de 4 mm par année au cours du 20e siècle. L'ajustement isostatique contribue quant à lui à l'enfoncement des îles. Des levés faits avec un GPS de haute précision par Ressources naturelles Canada évaluent que la subsidence à Charlottetown à l'Île-du-Prince est de -1,17 mm par année (James, 2014).

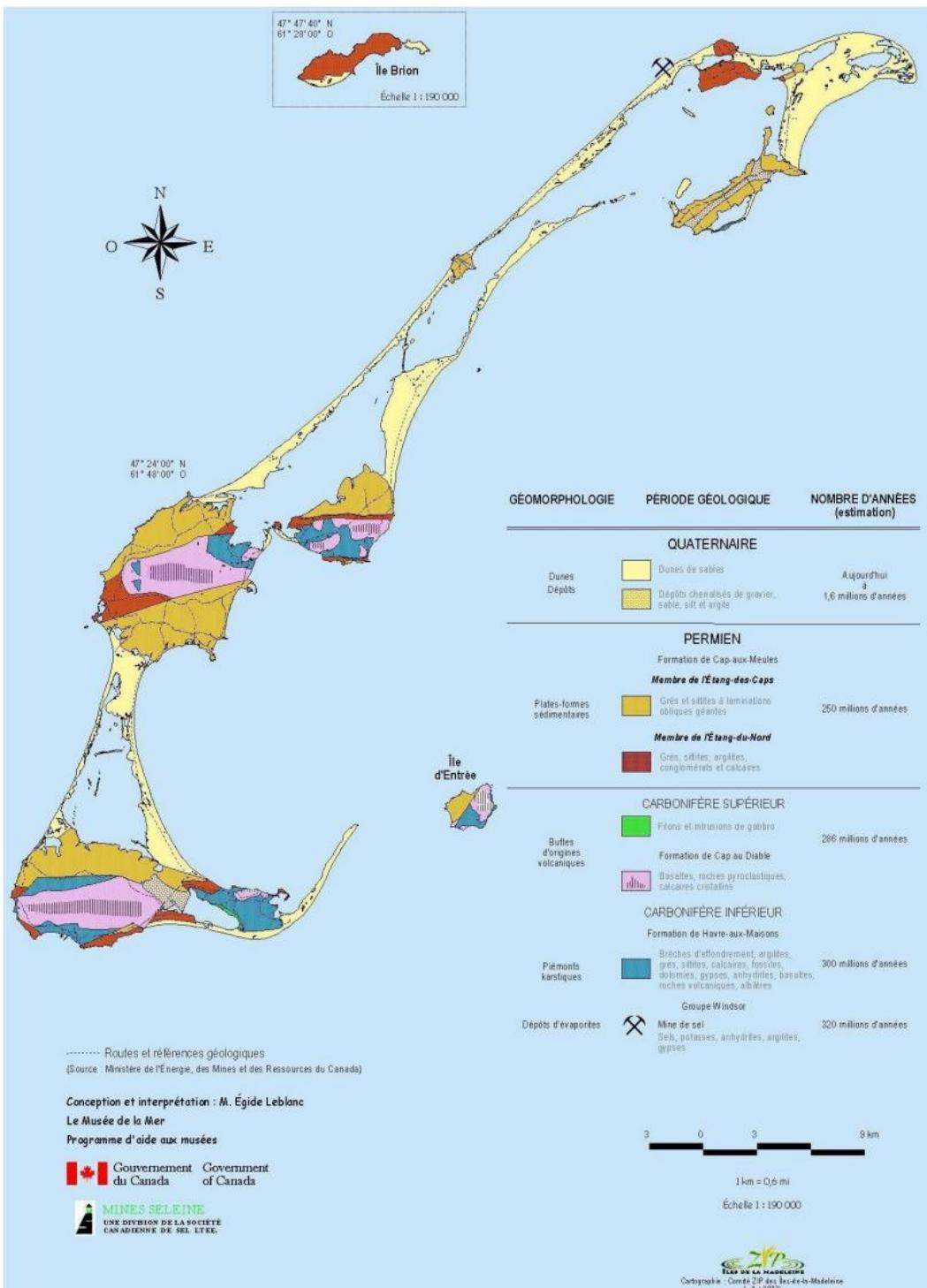


Figure 7 : Géologie des Îles-de-la-Madeleine. Source des données : Ministère de l'Energie, des Mines et des Ressources du Canada, modifié par E. Leblanc Conception et interprétation par É. Leblanc (2003).

Le climat est de type maritime, caractérisé par des hivers doux et des étés frais (Bernatchez et al., 2008). Les marées sont de type diurne micro tidal et le marnage moyen est de 0,58 m. Le faible marnage des Îles-de-la-Madeleine est dû à sa proximité d'un point amphidromique localisé à 50 km à l'ouest (Farquharson, 1970).

L'analyse des données de la station météorologique d'Environnement Canada entre 1978 et 2007 indique que la moyenne des vitesses maximales des vents en période de tempête est de 68 km/h et 66% de ces données de vent ont une vitesse supérieure ou égale à 74 km/h (Bernatchez et al., 2008). Les données de trajectoires de tempête démontrent que la direction des vagues qui ont été compilées provenait du nord-ouest dans 63% des cas (Bernatchez et al., 2008).

3.2 CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES AUX ÎLES-DE-LA-MADELEINE

3.2.1 Régime moyen des vagues et les courants à la baie de Plaisance

La hauteur significative moyenne des vagues pour la baie de Plaisance est généralement est de 0,30 m à 0,60 m, et la période de 2 à 5 secondes (figure 8). La direction principale de la houle est de 60 à 100 degrés (ESE-E) par rapport au nord géographique et dans cette direction se trouve le détroit de Cabot qui est l'ouverture vers l'océan Atlantique, ce qui en fait le fetch est le plus important du golfe. Les vagues les plus fortes ont une haute significative Hs entre 2 m et 3 m, puis les périodes pic sont de 8 à 10 secondes. En hiver, les conditions de vagues en provenance de l'est sont plus importantes avec une hauteur moyenne de 0,20 m à 1 m et des périodes entre 4 et 10 secondes. La figure 9 présente les caractéristiques des courants moyens sur la colonne d'eau mesurée à l'AWAC de la baie de Plaisance qui est déployée à une profondeur de 20 m et à moins de 10 km de la côte. Les courants moyens saisonniers ont des directions variables, dont l'orientation est principalement ENE-OSO/SO, avec une dominance vers la baie à OSO. Les courants sont moyennés sur l'ensemble de la colonne d'eau. La vitesse est plutôt faible à environ 0,25 m/s. Cependant, l'emplacement de l'AWAC

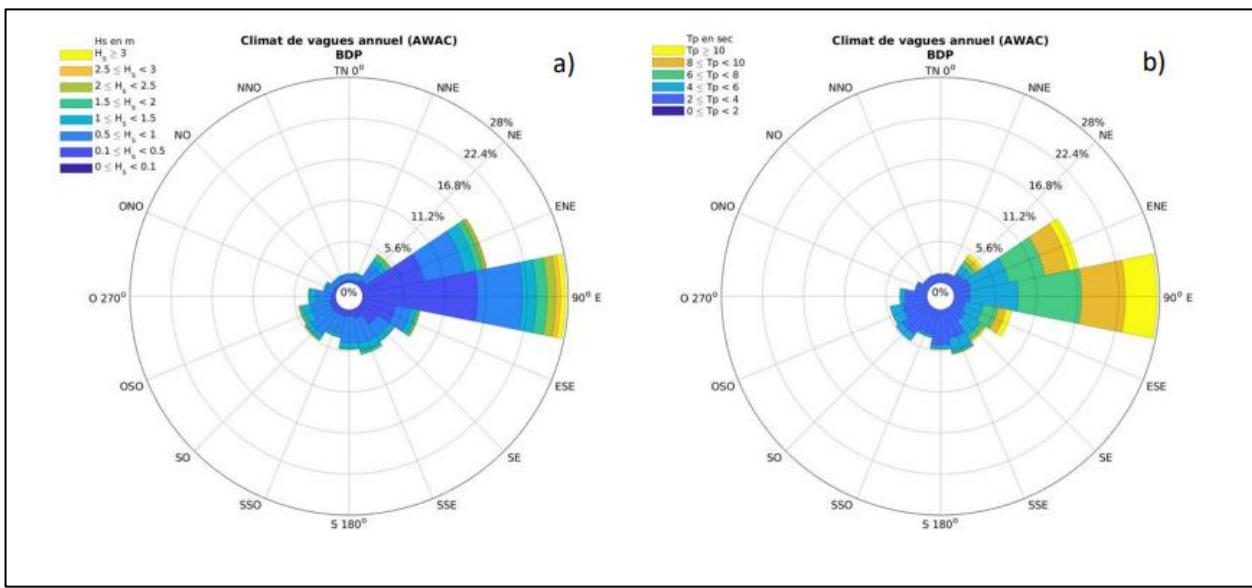


Figure 8 : Climat de vagues annuel à partir de l'AWAC à la Baie-de-Plaisance entre décembre 2017 et mai 2020. En a) Hauteur significative en mètre (H_s) des vagues en fonction de la direction moyenne des vagues incidentes et en b) la période modale (T_p) en fonction de la direction moyenne (Bandet et al., 2020).

situé près de l'entrée de la Baie-de-Plaisance et à proximité de Pointe-Basse peut expliquer la direction du courant ENE-OSO qui serait influencé par les courants de marée qui pénètre dans la baie, ainsi que la variation de la morphologie de la bathymétrie du secteur qui change en étant près de la côte (Bandet et al., 2020).

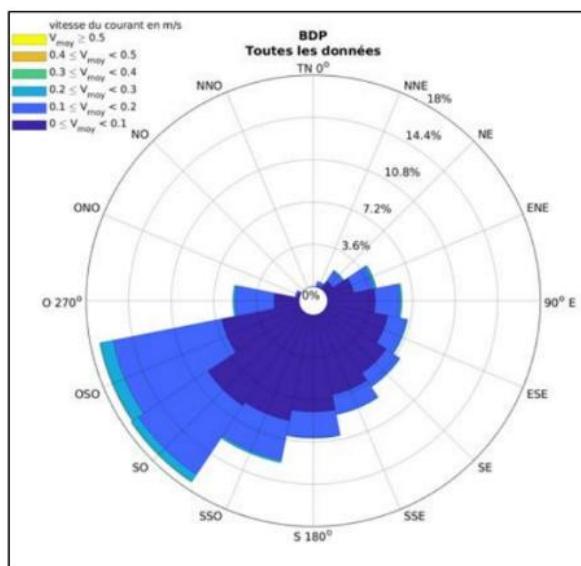


Figure 9 : Vitesse des courants annuels en m/s à l'AWAC de Baie-de-Plaisance entre décembre 2017 et mai 2020 (Bandet et

3.2.2 Régime moyen des vagues et les courants à Pointe-aux-Loups

Pour le secteur de Pointe-aux-Loups, le fetch le plus long est d'environ 450 km avec une direction du nord-ouest. Un AWAC est déployé à une profondeur de 23 m pour mesurer les conditions hydrodynamiques. Le régime moyen de la Hs des vagues est de 0,40 m à 1,2 m, ainsi que la période est de 3 à 7 secondes (figure 10). La direction des vagues à ce site est trimodale. Par rapport au nord géographique, la direction est de 310 à 320 degrés (NO), de 20-40 degrés (NE), puis de 220-240 degrés (OSO). Les vagues les plus fortes ont une Hs entre 2 m et 3 m, puis les périodes pic sont de 8 à 10 secondes. À l'automne et en hiver, les conditions de vagues sont généralement du NO-ONO et la hauteur des vagues est entre 1 m et 2 m, mais parfois elles peuvent aller jusqu'à 3 m. La période est de 6 à 10 secondes. Au printemps, des vagues du NNE sont d'une intensité similaire se couplent à ce régime et en été, les vagues du NNE sont peu présentes. À l'été, les vagues sont principalement du SO et OSO, puis elle se rajoute à celles du NO et généralement les vagues sont plus petites avec une Hs de 0,5 m, puis la période est de 4 à 6 secondes.

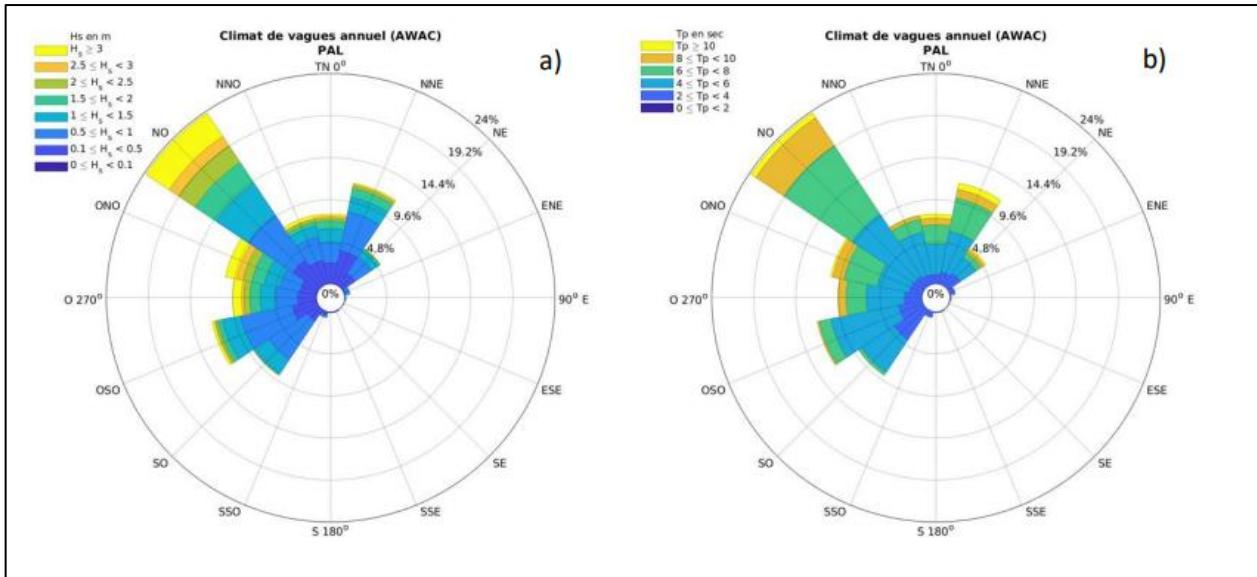


Figure 10 : Climat de vagues annuelles à partir de l'AWAC de Pointe-aux-Loups entre mai 2018 et décembre 2019. En a) Hauteur significative en mètre (Hs) des vagues en fonction de la direction moyenne des vagues incidentes et en b) la période moyenne (Tp) en fonction de la direction moyenne (Bandet et al, 2020).

La figure 11 présente les caractéristiques des courants mesurés à l'AWAC à Pointe-aux-Loups. Les courants moyens saisonniers ont des directions variables, dont l'orientation est principalement NE/SO, cependant il y a une dominance du courant provenant du NE. La vitesse peut dépasser le 0,5 m/s.

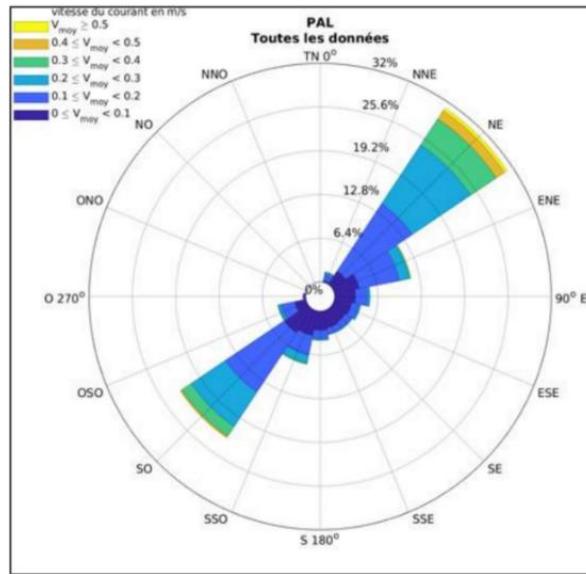


Figure 11 : Vitesse des courants annuels en m/s à l'AWAC de Pointe-aux-Loups (Bandet et al, 2020).

3.2.3 Seuil de tempête aux Îles-de-la-Madeleine

Dans le cadre du projet MoDESCo III (Bandet et al. 2020), le seuil de tempête a été établi d'après l'analyse des données de WW3 sur une période de 30 ans, 1980 à 2010, selon la méthode de Masselink et al. (2016). Le seuil de 95% pour la Hs est de 1,82 m pour une durée minimum de 6 h dans la baie de Plaisance, puis le seuil de 99% est à 2,91 m. Le seuil de 95% de Pointe-aux-Loups est à 3,16m et celui de 99% est de 4,48 m.

3.3 DESCRIPTION DES SITES D'ÉTUDE

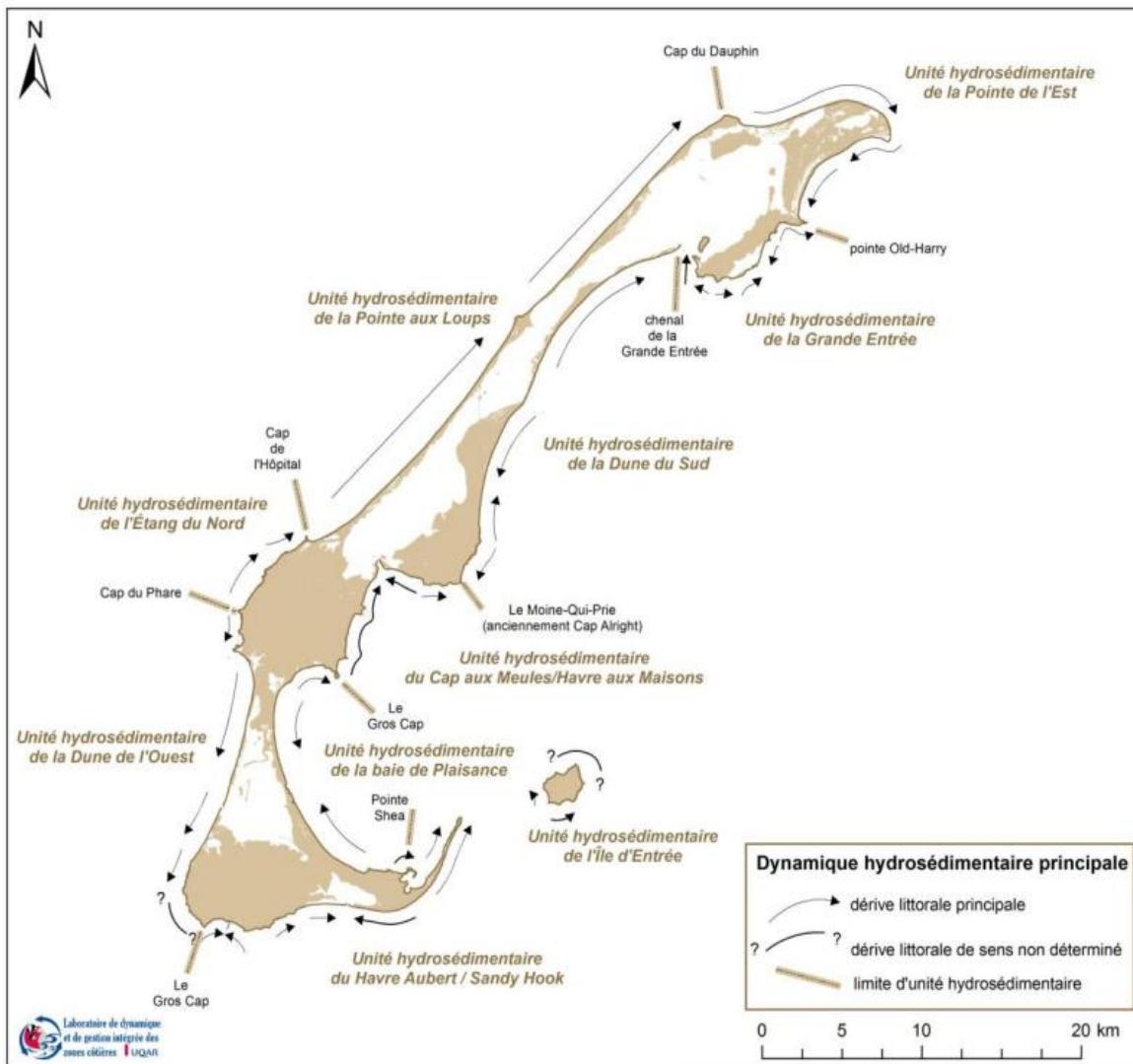


Figure 12 Localisation des unités hydrosédimentaires des îles de la Madeleine (LDGIZC, 2012).

Il y a 12 unités hydrosédimentaires qui sont réparties aux Îles-de-la-Madeleine dans le cas des côtes basses et meubles. Plusieurs d'entre elles ont des caractéristiques similaires, mais elles ont des différences géomorphologiques. La figure 12 présente une carte de localisation des unités hydrosédimentaires.

Baie de Plaisance

La baie de Plaisance est une unité hydrosédimentaire qui est composée de 4 types de côtes, soit les falaises rocheuses à sommets meubles, les falaises rocheuses, les tombolos et les terrasses de plage. Cette dernière étant d'une courte longueur, fait moins de 300 m et les tombolos sont d'une longueur totale de 16,6 km. Des dunes bordent en grande partie le long tombolo qui est remanié par les processus éoliens et les vagues. (Bernatchez et al., 2010).

Unité de la baie de Plaisance

L'unité hydrosédimentaire de la baie de Plaisance couvre tout le littoral entre le Gros Cap, sur l'île du Cap aux Meules, jusqu'à l'extrémité est de l'île du Havre Aubert (figure 12). Dans la cellule de la baie de Plaisance, les dérives littorales convergent vers le centre de la baie, dans le secteur de l'ancien goulet, lequel a été complètement fermé artificiellement par la construction de la route en 1952 et 1953 (Dubois et Grenier, 1993). La confluence des dérives littorales à l'ancien goulet explique la largeur de la plage à cet endroit par la déposition des sédiments en provenance du nord et du sud de l'unité hydrosédimentaire (Bernatchez et al., 2010).

Dune du Havre aux Basques

Tout juste au sud de la pointe de la Martinique, un cordon littoral dunifié débute et s'élance jusqu'à l'île du Havre Aubert. La lagune du Havre-aux-Basques est ceinturée par deux tombolos, la dune de l'ouest et la dune du Havre aux Basques, sur laquelle est érigée la route 199. Un enrochement linéaire est aménagé au sud de la falaise de grès, à partir de la pointe. La plage sèche a disparu devant la majorité de cette structure en enrochement. La dune bordière apparaît au sommet de la plage tout juste après l'extrémité sud de l'enrochement, mais celle-ci a été fortement érodée lors de tempêtes, notamment lors de la tempête Dorian en septembre 2019. Des petits rechargements de haut de plage sont alors réalisés afin de protéger la dune, qui sert de dernier rempart avant d'atteindre la route 199. Des barres d'avant côte longent la cellule (Bernatchez et al., 2012).

Chemin des chalets et vers Gros Cap

Au nord de l'unité, il y a la cellule de l'Anse aux étangs dans le secteur du chemin des Chalets, un petit tombolo composé de sable cloisonne l'étang à Ubald entre deux côtes à falaise rocheuse. Un marais d'eau douce est présent dans l'étang. Ce milieu humide est alimenté par les eaux de surface. Cependant, lors d'événements de tempête, les vagues peuvent franchir le tombolo et causer de la submersion marine, comme dans le cas de la tempête post-tropicale Dorian. À l'extrémité est du tombolo, un exutoire de l'étang s'écoule à cet endroit et il y a la présence d'un delta qui s'est formé par le transport sédimentaire en provenance de l'étang (Bernatchez et al., 2012).

La Grave

La plage de la Grave est un tombolo composé de graviers et de galets. Plusieurs habitations et commerces sont sur ce tombolo qui est d'une faible altitude. La dérive littorale se fait vers l'est dans la cellule Painchaud (Bernatchez et al., 2012).

Unité de Havre-Aubert et Sandy Hook

La côte de ce secteur est une flèche littorale dunifiée et la dérive littorale de la cellule de Sandy Hook se fait vers l'est dans les deux côtés de la flèche. Les sédiments sont transportés dans cette direction et se déposent sur les bancs sableux émergés et submergés qui sont la continuité de la flèche. Du côté du secteur est de la flèche, il y a la présence des barres sableuses d'avant côte et du côté ouest un banc sableux submergé.

La cellule de l'anse du Bassin a deux dérives littorales qui convergent vers l'exutoire de la lagune de Bassin. Des barres d'avant côte sont également présentes, et à l'exutoire du bassin, il y a deux deltas, un de jusant et un de flot à l'intérieur de la lagune. La composition sédimentaire de la côte est de sables (Bernatchez et al., 2012).

La cellule de l'anse à la Cabane est entourée de deux côtes à falaise rocheuse. Il y a deux dérives littorales qui convergent vers le port de pêche centré dans l'anse. La plage est composée de sable et il y a la présence d'une terrasse de plage (Bernatchez et al., 2012).

Unité de la Dune de l'Ouest

Cette unité est composée d'une seule cellule et la dérive littorale se fait du nord vers le sud. Des barres sableuses d'avant côté sont situées dans la zone infralittorale. Dans le secteur sud de cette zone se trouve un exutoire de la lagune du Havre-aux-Basques, dont un courant de marée y transit. À ce même endroit, il y a la présence d'un delta de flot. Plus au nord, deux ruisseaux provenant de l'étang à Ben et le Petit Étang se jettent dans le golfe.

Unité de Pointe-aux-Loups

Les côtes du secteur de Pointe-aux-Loups sont formées de dunes à base rocheuse, de falaises rocheuses à sommets meubles, de falaises meubles, de tombolos et de terrasses de plage. Les tombolos sont le type de côte dominant avec de plus de 36 km en longueur (Bernatchez et al., 2010). Cette unité est composée de deux grandes cellules hydrosédimentaires. La cellule de Fatima au sud et la cellule de Pointe-aux-Loups. La séparation de ces cellules se fait par la présence de l'île aux Loups dont la côte est une falaise rocheuse. Les côtes de ces cellules sont des tombolos composés de cordons dunaires et il y a la présence de plusieurs barres sableuses d'avant côté. La dérive littorale se fait vers le nord pour l'ensemble de l'unité. Le secteur de Pointe-aux-Loups à la particularité d'avoir des courants de retour qui transportent les sédiments vers le large, particulièrement lors de tempêtes. Cette unité est principalement en érosion selon les données de stations de mesure du LDGIZC (Bernatchez et al., 2012).

Unité de la Pointe-de-l'Est

La côte de ce secteur est en fait une large flèche littorale dunifiée. La dérive littorale se fait dans le même sens, soit vers l'est et à la pointe de la flèche, la dérive se dirige vers le sud, puis vers le sud-ouest dans le secteur sud. Toutefois, une dérive littorale secondaire du secteur sud a une direction inverse de la dérive principale. La présence de barres d'avant côté est dans les deux secteurs et à l'ouest du secteur nord, il y a la présence d'un banc sableux submergé (Bernatchez et al., 2012).

Unité de la Grande Entrée

Cette unité est composée de 5 cellules hydrosédimentaires. Les cellules de Petite Baie et de Baie Seacow ont une dérive littorale vers le nord-est. La côte est une falaise rocheuse et meuble, puis il y a deux petits segments de terrasses de plage. La cellule des plages de bassin

aux Huîtres a deux types de côtes. Vers l'est, il y a une flèche littorale dunifiée et à l'ouest, la côte est de type falaise rocheuse de l'île Boudreau. À la rencontre ces deux types de côtes, il y a la convergence de deux dérives littorales à l'exutoire du bassin aux Huîtres en plus du courant de marée transitant au goulet. Un delta de flot est présent à cet endroit. À l'est des falaises rocheuses de cette même cellule se trouve aussi un tombolo dunifié qui rejoint l'île Boudreau. La côte de la cellule de Grande Anse est composée de falaise meuble et rocheuse et la cellule la plus à l'ouest est celle de la pointe de Grande Entrée. La partie à l'est est constituée de falaise rocheuse et la plus grande partie à l'ouest est un tombolo et cordon littoral dunifié. Près des infrastructures, un enrochement est présent comme ouvrage de protection côtière. Dans la zone infralittorale, il y a un banc sableux submergé (Bernatchez et al., 2012).

Unité de la dune du Sud

Cette unité va du Cap Moine-Qui-Prie au sud et au nord-est, le chenal de Grande-Entrée qui est l'entrée de la lagune de Grande Entrée. Le Chenal de Grande-Entrée a un courant de marée et il y a la présence de plusieurs bancs sableux submergés à la pointe au nord-est, autant du côté du golfe qu'à l'intérieur de la lagune. Cette unité est principalement un tombolo/cordon dunaire. Au sud de cette unité, il y a un épi rocheux et la côte de ce secteur est en fait une terrasse de plage et un peu plus au sud, ce sont des falaises rocheuses. Une La cellule de la Dune du Sud a des barres sableuses submergées et la dérive littorale principale va vers le nord-est et une dérive secondaire va dans le sens inverse. Ce secteur est principalement en érosion selon les données de station de mesures du LDGIZC. La cellule des Sillons a deux dérives principales qui convergent vers le centre qui est une zone d'accumulation (Bernatchez et al., 2012).

Unité de Cap aux Meules et Havre aux Maisons

Cette unité est à la rencontre des îles du Cap aux Meules et de Havre aux Maisons, dont un chenal les sépare qui est l'entrée de la lagune du Havre aux Maisons. Sur les deux côtés du chenal, il y a deux cellules hydrosédimentaires qui convergent à l'entrée du chenal. À la sortie du chenal, un banc sableux submergé s'y trouve et deux deltas de flots de chaque côté du

chenal à l'intérieur de la lagune. À l'est de la côte de la cellule de la Pointe est une terrasse de plage qui est enrochée. La partie à l'ouest et au nord de la digue est composée de flèches littorales dunifiées. Les supports du pont sur les deux rives sont protégés par des enrochements. Au sud de la cellule de la digue, la côte est composée de falaises rocheuses et de deux petites sections de terrasse de plage. La cellule de la Petite Échouerie est à l'extrémité sud de l'unité et elle est composée de côtes rocheuses et deux petites terrasses de plage. La plage est composée d'une granulométrie diversifiée dont du sable et du gravier (Bernatchez et al., 2012).

METHODOLOGIE

Dans cette section, la **CHAPITRE 4** méthodologie est décrite pour comprendre l'acquisition des données et leurs traitements pour atteindre les objectifs du projet. Le tableau 1 présente le calendrier d'acquisitions des données, puis le tableau 2 présente les caractéristiques et leur utilisation dans le projet.

Tableau 1 : Période d'acquisition des données utilisées aux Îles-de-la-Madeleine entre mai 2019 et mai 2020.

Type de données	05/2019	06/2019	07/2019	08/2019	09/2019	10/2019	11/2019	05/2020
AWAC					X	X	X	
Imageries satellitaires	X				X			
Profils topographiques				X			X	
LiDAR		X			X			
RBR					X			
WaveWatch III					X			
Station météorologique					X			
Stations de mesure de l'érosion	X							X

Tableau 2 : Caractéristiques des données utilisées

Type de données	Instruments	Résolution	Fréquence	Utilisation	Source		
Données de vague et du niveau d'eau	AWAC	1cm	2 Hz	Caractérisation du climat de vagues et du niveau d'eau	LDGIZC		
		Dir: 2°					
	RBR	1 cm	4 Hz				
		2 s					
	WaveWatch III	1 km	0,5 Hz				
		Dir: 10°					
	Marégraphe	1 cm	10 min	Niveau d'eau	MPO		
Données topographiques	DGPS Trimble	0,5 m/point	Saisonnier	Caractérisation des changements morphologiques du littoral	LDGIZC		
	LiDAR juin	50 cm	Sporadique		Québec		
	LiDAR septembre	20 cm			LDGIZC		
Stations de mesure	Piquets d'arpentage	x	Annuel	Position de la ligne de rivage	LDGIZC		
Imagerie	Photo aérienne	20 cm	Sporadique	Position de la ligne de rivage et l'évolution des brèches de tempête	Québec		
	Image satellitaire	50 cm			Pléiades		

4.1 HYDRODYNAMIQUE CÔTIÈRE ET VALIDATION DES NIVEAUX D'EAU

4.1.1 Hydrodynamique des vagues au large

Les AWAC permettent d'avoir des données in situ sur les paramètres de vagues au large, c'est-à-dire à environ 20 mètres de profondeur, tels que la hauteur significative des vagues (H_s), la période moyenne (T_p) et modale (T_{m02}), ainsi que le niveau d'eau moyen (MWL). La longueur d'onde au large (L_0) est liée à la vitesse de propagation des vagues et à sa fréquence. La L_0 est calculée à partir de l'équation ($L_0 = 1.56 T_p^2$). Les données d'AWAC sont idéales pour les sites d'étude à une distance de 10 km maximum.

4.1.2 Hydrodynamique du modèle de vague WW3

Pour les autres sites d'études qui sont éloignées des AWAC, les données du modèle de prévision de vagues de WaveWatchIII (WW3 Version 5.16) sont utilisées. Le modèle de prévision est piloté par les prévisions météorologiques du modèle HRDPS d'Environnement Canada, qui inclus la surcote barométrique et du vent.

Les paramètres disponibles sont la hauteur significative des vagues (H_s), la période moyenne (T_p) qui se calcule par la $T_p = 1/f_p$, où f_p est la fréquence du pic d'énergie, ainsi que le niveau d'eau moyen en eau calme, nommée *Still Water Level* en anglais (SWL) à défaut d'avoir le MWL. La résolution de la couverture est de 1km. Le point qui est utilisé doit être à une profondeur d'environ 20 mètres ainsi qu'être près de la côte. L'analyse des données a été faite avec le logiciel Matlab, version R2017b. La période temporelle analysée est du 7 septembre 2019 à 00:00 au 9 septembre 2019 à 00:00. Une comparaison a été faite avec les mesures empiriques des ADCP de baie de Plaisance et de Pointe-aux-Loups, dont l'extraction des données de WW3 a été faite à proximité des instruments. Au total, 11 points d'extraction ont été effectués (figure 13) à une distance de 10 km maximum de la côte et à une profondeur de 20 m environ. Des tests statistiques permettent de mieux comprendre les incertitudes entre les données modélisées et les données mesurées du H_s et T_p



Figure 13 : Localisation de l'extraction des données de WW3 et des instruments mesures hydrodynamiques.

4.1.3 Test statistique entre WWIII et les ADCP

Une validation du modèle de prédiction de WWIII a été effectuée avec les données des AWAC par des tests statistiques en comparant les données hydrodynamiques des deux sites

témoins à baie de Plaisance et Pointe-aux-Loups. Les tests statistiques utilisés sont l'erreur quadratique moyenne (RMSE), le coefficient de détermination (r^2), le biais moyen (MBE), le biais absolu (MAE), le test d'hypothèse (P-Value), le calcul du critère de performance global (CPG). Pour la baie de Plaisance, la période comparée est sur 48 heures, tandis qu'à Pointe-aux-Loups, elle est de 72 heures.

Le RMSE est une mesure de la différence entre les valeurs prédictes par un modèle et les valeurs observées. Il est calculé comme la racine carrée de la moyenne des carrés des erreurs. Un RMSE de 0 indiquerait que les prédictions du modèle sont parfaitement précises.

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}$$

Le r^2 mesure la proportion de la variance de la variable dépendante qui est expliquée par les variables indépendantes dans un modèle de régression. Il est une indication de la qualité de l'ajustement du modèle aux données.

$$r^2 = \left(\frac{\sum_1^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sum_1^n (X_i - \bar{X})^2 \sum_1^n (Y_i - \bar{Y})^2} \right)^2$$

Le biais moyen mesure l'erreur moyenne entre les valeurs observées et les valeurs prédictes. Un biais positif indique que le modèle tend à surestimer, tandis qu'un biais négatif indique qu'il tend à sous-estimer. Un MBE de 0 indiquerait qu'il n'y a pas de biais dans les prédictions du modèle. En pratique, plus le MBE est proche de 0, mieux c'est.

$$\text{MBE} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i - Y_i$$

Le MAE est une mesure de l'erreur moyenne absolue entre les valeurs observées et les valeurs prédictes par un modèle. Contrairement au MBE, qui peut s'annuler avec des erreurs positives et négatives, le MAE mesure la magnitude moyenne des erreurs, indépendamment

de leur direction. Un MAE de 0 indiquerait que les prédictions du modèle sont parfaitement précises. En pratique, plus le MAE est bas, meilleur est le modèle.

$$\text{MAE} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |X_i - Y_i|$$

La valeur p (P-Value) est une mesure statistique utilisée pour tester l'hypothèse nulle dans une analyse statistique. Elle indique la probabilité d'observer les résultats obtenus, ou des résultats plus extrêmes, si l'hypothèse nulle est vraie. Une petite valeur p suggère que les résultats observés sont incompatibles avec l'hypothèse nulle. Une valeur p inférieure à 0,05 est souvent utilisée comme seuil pour indiquer une signification statistique.

$$Z = \frac{\hat{p} - p_0}{\sqrt{\frac{p_0(1-p_0)}{n}}}$$

Le CPG est une mesure synthétique utilisée pour évaluer la performance globale d'un modèle ou d'un système en prenant en compte plusieurs critères de performance. Il s'agit généralement d'une combinaison pondérée de différentes mesures de performance. Le score idéal du CPG dépend des critères inclus et de leur pondération. En général, un CPG plus bas (si les critères mesurent des erreurs) ou plus élevé (si les critères mesurent des performances positives) est préférable.

$$H_{crit} = \frac{\widehat{RMSE} + \widehat{a}_2 + \widehat{SI}}{3}$$

$$\widehat{RMSE} = 1 - \frac{RMSE}{X_{RMS}}$$

$$\widehat{a}_2 = 1 - \frac{|a_2|}{X_{RMS}}$$

$$\widehat{SI} = 1 - \frac{STD}{\bar{X}}$$

$$X_{RMS} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i)^2}$$

4.1.4 Marégraphe

Les données d'observation enregistrées du marégraphe de Cap-aux-Meules sont utilisées pour le niveau d'eau, incluant le set up. Le marégraphe permet d'avoir le niveau d'eau mesuré à la côte et le niveau astronomique prédit. La différence des données de prédiction et des données d'observation indique la valeur de la surcote au marégraphe.

4.1.5 Hydrodynamique des vagues à la côte

Des capteurs de pression ont été implantés sur le bas estran et vers le large sur plusieurs sites, dont ceux de la baie de Plaisance, Pointe-aux-Loups, Grande-Entrée et à l'Anse à la Cabane (figure 13). Les résultats pour les deux derniers sites sont présentés à l'annexe 1. Le capteur le plus au large a été utilisé pour analyser les vagues à la côte sur une période du 7 septembre 2019 à 00:00 au 9 septembre 2019 à 00:00, mais pour les analyses spectrales, la période utilisée est sur 18h le 8 septembre à 12h le 9 septembre pour les secteurs de la baie de Plaisance, puis à Pointe-aux-Loups, la période est de 10h à 18h le 8 septembre. Les variables Hs, Tp, L0 et le MWL des vagues gravitaires et infragravitaires ont été analysés pour les deux sites avec le logiciel Matlab de la version R2017b.

4.2 ÉVOLUTION DE LIMITÉ GÉOMORPHOLOGIQUE CÔTIÈRE

4.2.1 Évolution du trait de côte/ ligne de rivage avec l'imagerie satellitaire

Le suivi des limites géomorphologiques peut servir à mesurer les changements de la côte. Pour le projet, la ligne de rivage et le trait de côte ont été numérisés avec le logiciel ArcGIS à partir de photographie aérienne géoréférencée et d'une image satellitaire géoréférencée sur des points de contrôle en NAD83 MTM4. L'acquisition de la première image a été prise en date du 10 mai 2019 à une résolution de 20 cm, soit près de 4 mois avant que le système dépressionnaire ait atteint l'archipel des Îles-de-la-Madeleine. La seconde image satellitaire de Pléiades a été acquise 12 septembre 2019, soit 5 jours après le passage de la tempête dont la résolution est de 50 cm. Une fois la numérisation effectuée, des transects au 10 mètres ont été générés avec l'outil DSAS développé par la USGS, afin de comparer les positions géographiques des lignes de rivage et de mesurer son évolution après le passage de la tempête.

4.2.2 Suivi de l'évolution côtière avec les stations de mesure du LDGIZC

Le LDGIZC fait un suivi annuel de stations de mesure sur les côtes de l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent. Il y a 929 stations de mesure aux Îles-de-la-Madeleine qui sont réparties autour des îles et dans différents environnements côtiers. Pour les côtes sédimentaires, il y a 603 stations de mesure réparties dans 11 secteurs distincts. Chaque printemps, une équipe s'y rend pour prendre des mesures manuelles de l'évolution de la côte, soit de l'érosion, l'accrétion ou si le trait de côte est stable. À partir d'une borne implantée dans la zone de l'arrière-côte, la personne qui mesure doit avoir un point de repère pour s'aligner, afin de s'assurer que la mesure du trait de côte soit au même endroit.

Bernatchez et Drejza (2015) ont établi un guide de suivi de mesure expliquant la méthodologie à suivre. Les limites utilisées pour mesurer l'évolution de la côte sont le trait de côte et la ligne de rivage, selon le type de côte. Dans le cas des côtes à falaises meubles, le trait de côte est utilisé et il correspond au sommet du talus. Pour les côtes basses et sans

falaise, la ligne de rivage est utilisée et elle correspond à la limite de la végétation dense. Cette limite est la plus fiable pour les dunes, les flèches littorales, les plages et les tombolos, car elle est constante et continue dans leur environnement (Grenier, 1993; Grenier et Dubois, 1992; Jolicoeur et O'Caroll, 2007; Forbes et al., 2004; Robin et al., 2013). Dans le cas des dunes en érosion, le trait de côte du sommet de la rupture de pente qui est utilisé (Forbes et al., 2004).

4.2.3 Limites utilisées pour mesurer l'évolution du littoral

Les limites utilisées pour mesurer l'évolution de la côte sont le trait de côte ou la ligne de rivage selon le type de côte. Dans le cas des côtes à falaises meubles, le trait de côte est utilisé et il correspond au sommet du talus. Pour les côtes basses et sans falaise, la ligne de rivage est utilisée et elle correspond à la limite de la végétation dense. Cette limite est la plus fiable pour les dunes, les flèches littorales, les plages et les tombolos, car elle est constante et continue dans leur environnement (Grenier et Dubois, 1992; Jolicoeur et O'Caroll, 2007; Forbes et al., 2004). Dans le cas des dunes en érosion, c'est le pied de la dune qui est utilisé (Forbes et al., 2004).

4.3 MORPHODYNAMIQUE DES BRÈCHES ET LES PROFILS DE PLAGE

4.3.1 Morphodynamique des brèches dans les systèmes dunaires

Certaines côtes dunaires des Îles-de-la-Madeleine ont des brèches qui se sont formées par des vagues importantes lors de périodes de tempêtes. Les sites qui ont le plus de brèches sont Sandy Hook avec un total de 10 et de 15 brèches pour la Dune du sud, puis deux autres sites ont chacun une brèche, la Dune du Havre-aux-Basques à l'ancien goulet et la brèche de la Dune de l'ouest. Une comparaison à partir des images satellitaires de mai 2019 et de septembre 2019 permet de voir leur évolution après le passage de Dorian. Les brèches sélectionnées sont celles qui ont incisé les dunes. La largeur et la profondeur sont les éléments

qui sont principalement considérés dans leur évolution pour comparer la superficie. La limite du début des brèches correspond à une continuité de la ligne de rivage. Idéalement, la position du début de la limite est conservée entre les deux images satellites. Cependant, lorsque la ligne de rivage du secteur a reculé, la limite du début de la brèche a reculé à certains endroits.

La mesure de superficie des brèches permet de faire une analyse de leur évolution à la suite du passage de la tempête post-tropicale de Dorian. La numérisation sur le logiciel ArcGIS du trait de côte sur les images satellites du 10 mai 2019 et du 12 septembre 2019 permet de comparer l’élargissement des brèches de ces milieux dynamiques par sa superficie.

4.3.2 Analyse de la morphodynamique des côtes par les profils de plage

Des profils topographiques ont été faits sur certaines plages des Îles-de-la-Madeleine avec un DGPS RTK en août 2019 et en novembre 2019. Aux dunes du Havre-aux-Basques, 16 transects ont été faits, dont 5 à l’ancien goulet. À Grande-Entrée, 7 profils de plage à l’ouest du bassin aux Huîtres ont été faits également. Les transects débutent généralement au trait de côte et se terminent approximativement lorsque l’eau atteint la hauteur de la poitrine pendant la période des marées basses de vives-eaux. Généralement, les profils sont acquis approximativement au même endroit, cependant, il arrive que la personne dévie du tracé linéaire. Afin de palier à ce problème, il faut corriger les profils dans un SIG en utilisant un point en référence pour chacune des paires de transects et mesurer la distance de chacun des points d’acquisition par rapport au point de référence qui devient l’axe des x sur les graphiques et la hauteur des profils sur l’axe des y. Ensuite, la comparaison des profils peut se faire avec les graphiques et de voir la morphologie de la plage avant et après le passage de Dorian. Il est possible qu’entre les dates d’acquisition des profils et le passage de Dorian, les profils aient pu changer, surtout entre le passage de Dorian et les profils de novembre. Ensuite la comparaison du déplacement sédimentaire peut se faire et d’observer la différence de hauteur.

4.3.3 Analyse de surface par modèle numérique de terrain

Deux sites ont pu être comparés avec des modèles numériques de terrain (MNT). Ces MNT ont été faits à partir de données LiDAR terrestres, dont un qui a été fait en LiDAR aéroporté commandé par le gouvernement du Québec a été fait en juin 2019 et a couvert l'entièreté de l'archipel. La résolution spatiale est de 50 cm et une validation avec les bornes géodésiques a été faite pour s'assurer d'une bonne représentativité. Des levés LiDAR par drone aéroporté ont été fait par le LDGIZC les jours suivant le passage de Dorian. La résolution spatiale est de 20 cm. Les superficies qui ont été comparées sont selon les levés faits par drone qui sont plus petits. Un des levés a été fait au nord des dunes du Havre aux Basques, dans la zone de la recharge de plage et un peu au sud de celle-ci, puis le deuxième levé est au nord de la Baie de Plaisance sur le chemin des chalets. Des calculs de volume sédimentaire ont été faits en calculant la différence de hauteur entre les levés de chaque site. Il est ensuite possible de voir le déplacement sédimentaire à la suite du passage de Dorian.

: RESULTATS

5.1 HYDRODYNAMIQUE CÔTIÈRE

5.1.1 Hydrodynamique côtière mesurée au large

Les données qui ont été mesurées aux AWAC de Baie de plaisance et de Pointe-aux-Loups présentent les conditions hydrodynamiques des vagues aux larges. Pour le site de baie de Plaisance (figure 14) la direction des vagues entre le 7 septembre au 8 septembre vers 8h00 était d'une orientation en provenance de l'est, dont la direction est entre 90 à 135 degrés et ce pendant le passage de Dorian. Ensuite, les vagues ont changé de direction pour être de l'ouest après le passage de Dorian. La hauteur significative des vagues (H_s) a fluctué de 0,3 m jusqu'à 5,6 m. Cette hauteur maximale correspond aussi au moment que le niveau d'eau moyen (MWL) est à son maximal également à 1,4 m. La période modale (T_p) a fluctué de 2,4 secondes à près de 7 secondes. Le maximum atteint a un décalage temporel d'environ une heure après le maximum du H_s . La longueur d'onde (L_0) qui est mesurée à partir de la T_p a atteint près de 26,5 m lors du maximum de la H_s , T_p et le MWL. La L_0 a ensuite monté encore une fois à son maximum à 28 m, mais après le sommet des paramètres H_s et MWL. Il est intéressant de constater que les mesures maximales du MWL, la H_s et le T_p correspondent ensemble. De plus les vagues en provenance de l'est sont dirigées vers la côte est de l'archipel madelinot.

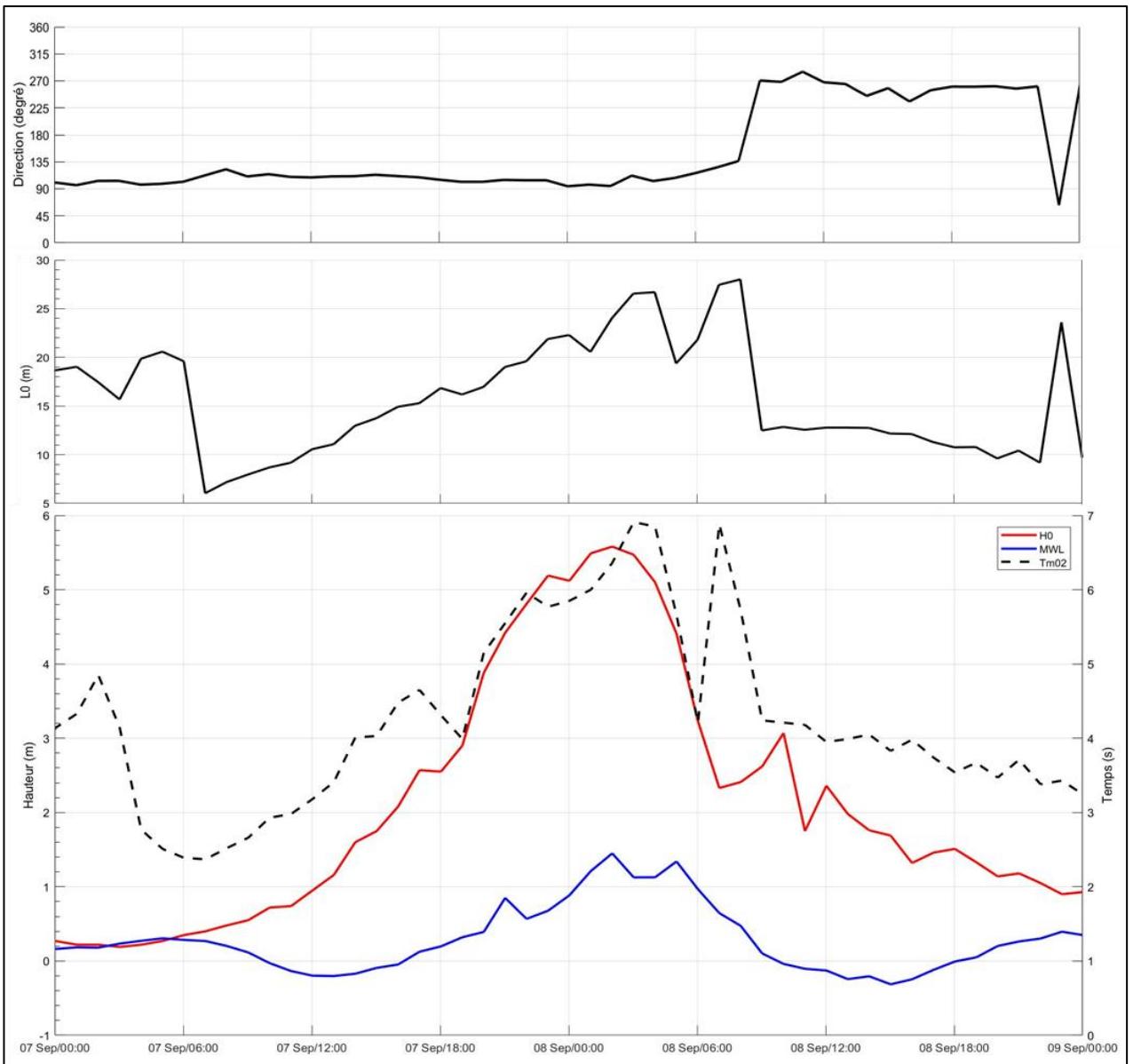


Figure 14 : Conditions hydrodynamiques de l'AWAC de Baie de Plaisance.

Les conditions de vagues à l'AWAC de Pointe-aux-Loups montrent que le système dépressionnaire est passé quelques heures après le site de l'AWAC de baie de Plaisance, soit environ 10h si on se base sur les sommets de la hauteur significative des vagues. La direction des vagues était du nord-ouest, puis est devenue du nord-est avant de revenir du nord-ouest lors du passage de Dorian. La période modale a graduellement augmenté à partir de 2,5 secondes le 7 septembre à 12 :00 UTC pour avoir un maximum de 7,5 secondes à 08 :00 UTC, puis lors du sommet du Hs, la Tp était de 7 secondes. La L0 maximale atteint a été un

peu plus de 28 m un peu après le niveau maximal du MWL, puis un deuxième sommet a eu lieu un peu après la Hs maximale pour atteindre 25 m. La Hs a fluctué pendant cette période. Sur la figure 15, la Hs a eu un premier sommet qui a atteint 4,4 m et un deuxième à 6,8 m. Il est intéressant de voir que le niveau d'eau moyen a atteint le 0,8 m, soit avant l'arrivée du système dépressionnaire et le niveau d'eau moyen a descendu lors de l'arrivée de Dorian, pour diminuer à -0,5 m.

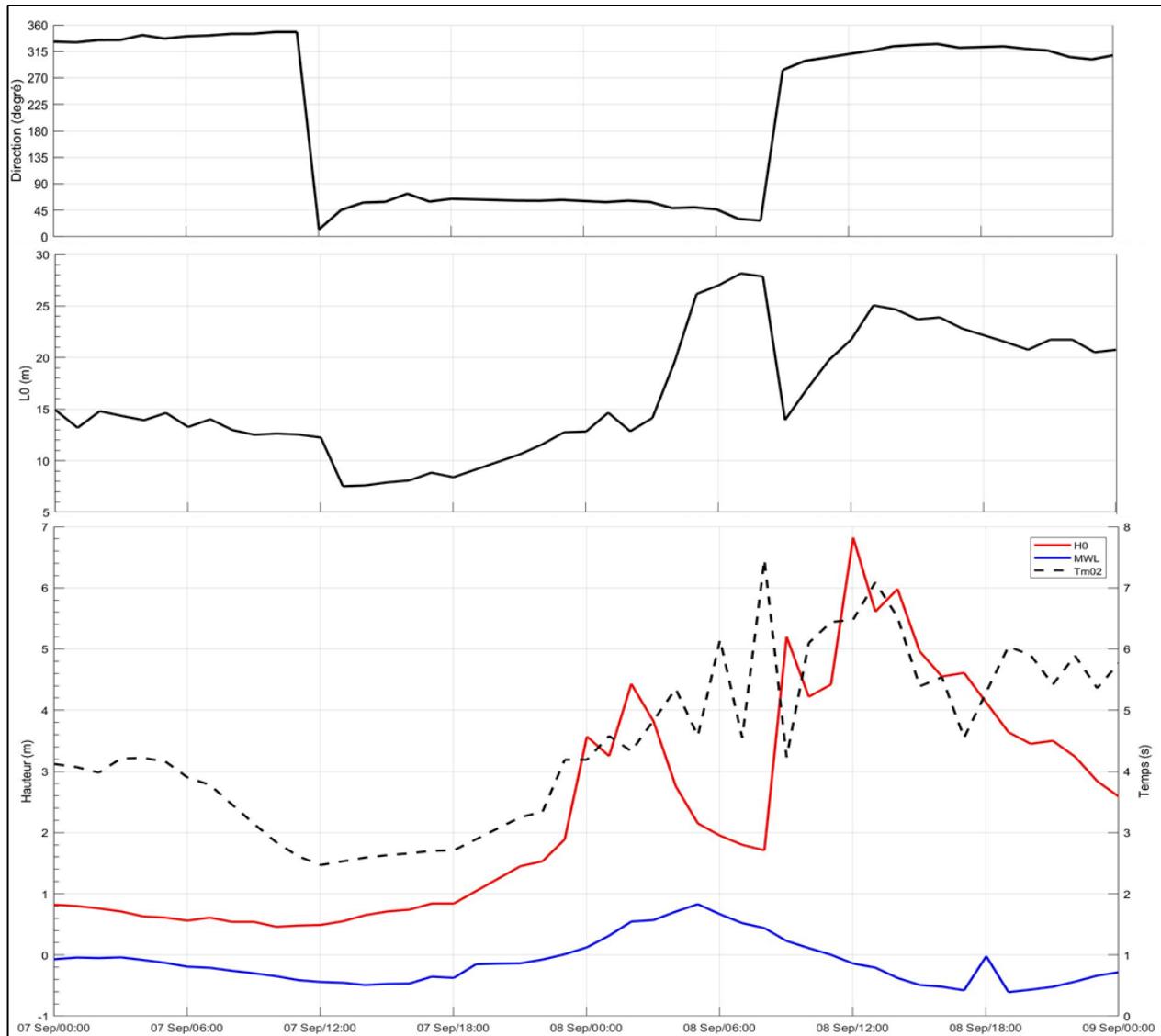


Figure 15 : Conditions hydrodynamiques de l'AWAC à Pointe-aux-Loups du 7 au 9 septembre en temps UTC.

5.1.2 Hydrodynamique côtière mesurée à la côte

Les capteurs de pression RBR permettent d'avoir des mesures de vagues à la côte. La figure 16 présente les paramètres de vagues gravitaires à l'ancien goulet aux Dunes du Havre-aux-Basques entre le 7 septembre et le 9 septembre 2019. Pour l'analyse des tests statistiques, la période est de 18h entre le 8 septembre à 18h et le 9 septembre à 12h qui correspond à être au-dessus du seuil de tempête H_s 99% pour la baie de Plaisance. La H_s maximum atteint est de 1,5 m et la moyenne est de 0,90 m. La T_p maximal est de 15 s et sa moyenne 11 s. Le maximum atteint de la L_0 est de 34,14 m et en moyenne 26,29 m. Le MWL a atteint 1,06 m et sa moyenne est de 0,63 m. Les sommets du MWL et du H_s correspondent bien temporellement. Il y a un décalage temporel entre les deux sommets, dont le H_s en premier et en second la T_p . La H_s comme le T_p ont progressé graduellement, mais la H_s a diminué drastiquement à partir de 6:00 UTC, alors que la T_p est plus lente.

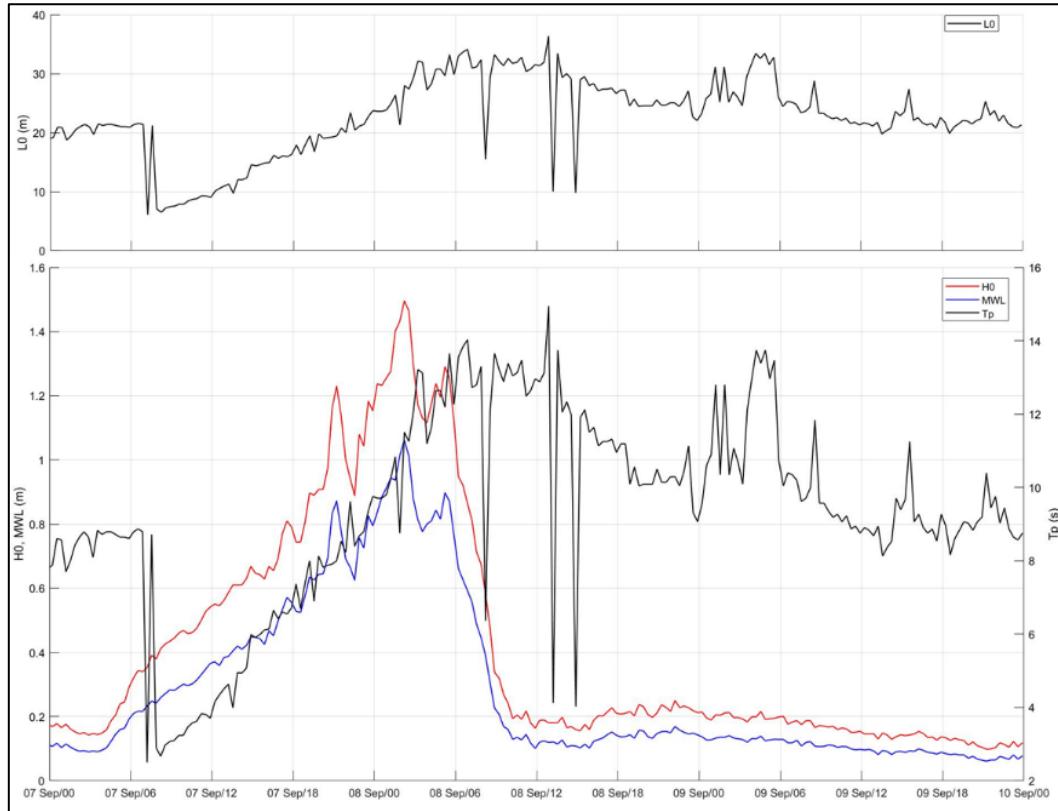


Figure 16 : Analyse spectrale des vagues gravitaires du capteur RBR à l'ancien goulet.

Au même site, l'analyse spectrale des vagues infragravitaires à la figure 17 montre que la Hs maximale atteint à 0,53 m et sa moyenne est de 0,32 m. Cependant, le sommet de Tp de près de 40 secondes des vagues infragravitaires correspondent temporellement plus avec la Hs des vagues gravitaires.

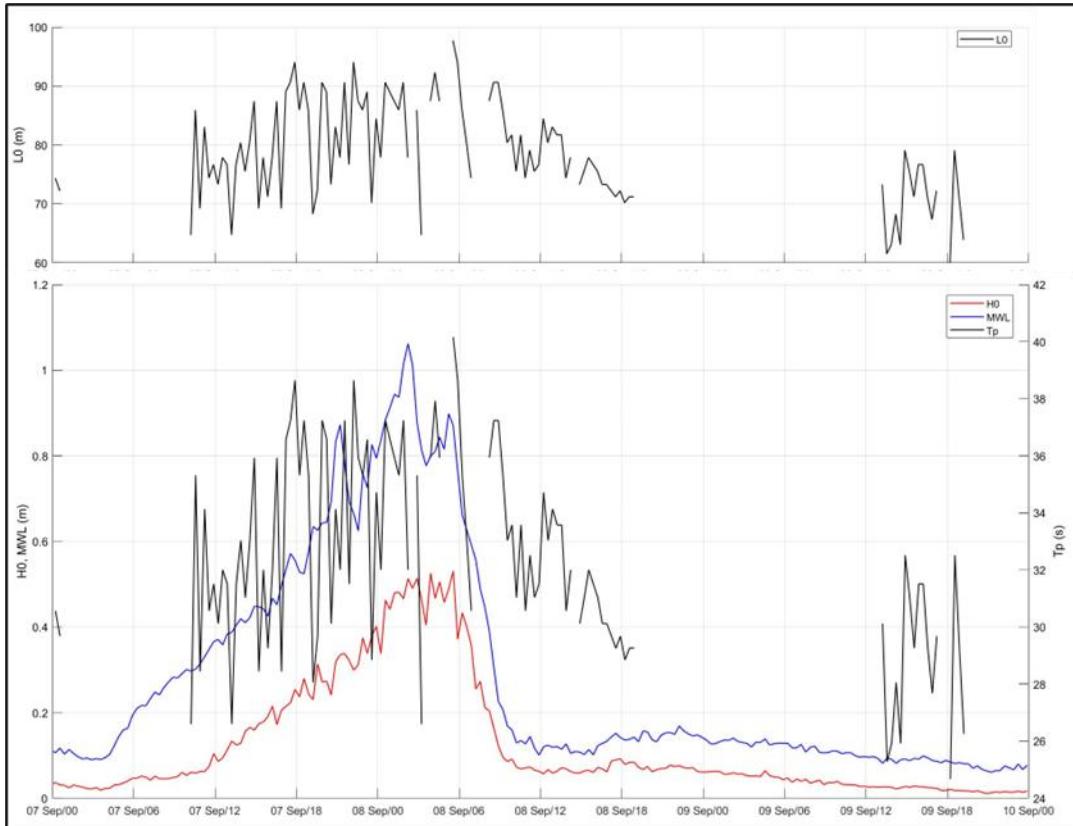


Figure 17 : Analyse spectrale des vagues infragravitaires du capteur RBR à l'ancien goulet à la baie de Plaisance.

Au site de Pointe-aux-Loups, les paramètres de vague gravitaire sont présentés à la figure 18. La période d'analyse est de 14h UTC du 7 septembre à 10h au 8 septembre à 18h UTC pour correspondre aux données au-dessus du seuil de la Hs 99% qui a été mesuré au large. Le maximum de la Hs est de 0,99 m et la moyenne est de 0,82. Pour la Tp, le maximum atteint est de 15 s et la L0 est de 36,38 m. Le MWL est de 0,67 m à son maximum et la moyenne est de 0,58m.

Cependant, il est intéressant de remarquer que les valeurs les plus hautes sont plutôt avant d'atteindre le seuil de la Hs 99% et dont les valeurs mesurées sont sur une période de 24 h du 8 au 9 septembre. Les maximums mesurés sont de 1,18m pour la Hs, la Tp 15 s et pour la L0 36 m. Les autres tests statistiques n'ont pas pu être calculé, dû à un manque de données après le 8 septembre vers 19h UTC. Il est intéressant de voir que les sommets de la Hs et du MWL ont concordé et pour la Tp et la L0 étaient presque en concordance. Il est intéressant de voir que la H0 et le MWL ont deux sommets qui correspondent temporellement.

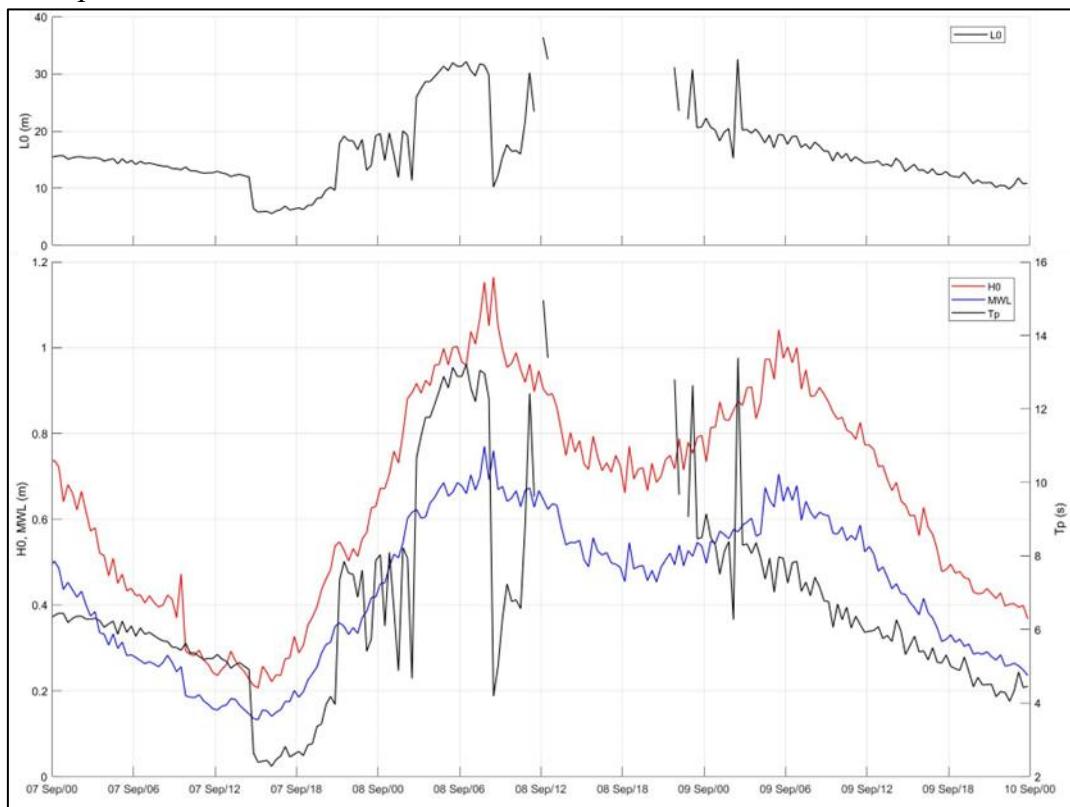


Figure 18 : Analyse spectrale des vagues gravitaires du capteur RBR à Pointe-aux-Loups.

Pour les vagues infragravitaires au site de Pointe-aux-Loups (figure19), la Hs maximale est de 0,59 m et la moyenne est de 0,48 m. La Tp est de 35 s à son maximum et en moyenne 29 s. Le maximum de la L0 est de 83,07 m et sa moyenne est de 71,75 m. Il est intéressant de constater dans le graphique qu'il y a un décalage temporel entre les différents sommets.

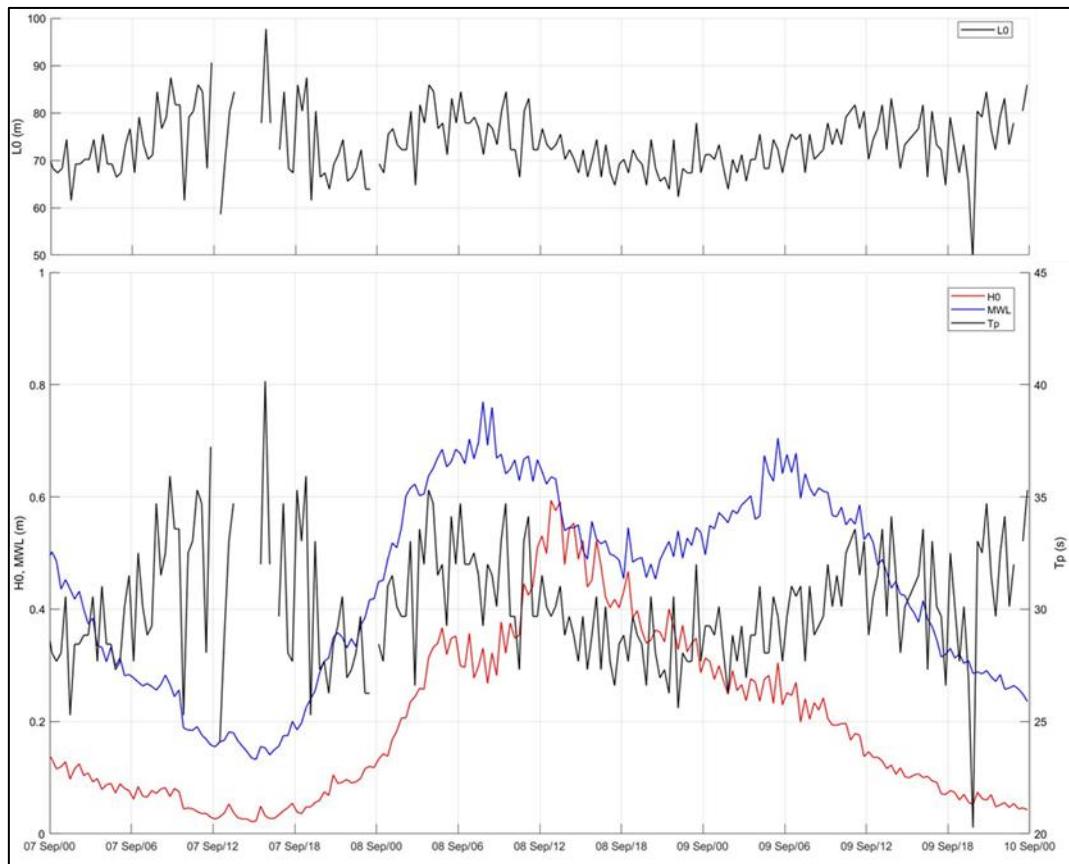


Figure 19 : Analyse spectrale des vagues infragravitaires du capteur RBR à Pointe-aux-Loups.

Il est intéressant de comparer les données qui ont été mesurées au large par les AWAC et celles mesurées à la côte avec les RBR. Pour le secteur de la baie de Plaisance, il y a une concordance temporelle et les sommets de la Hs, Tp et Tm02 et le MWL entre les données au large et celles mesurées à la côte. Cependant, c'est un peu différent avec les données de Pointe-aux-Loups dont les données maximales à la côte précèdent celle mesurée par l'AWAC.

Les données de vagues gravitaires dans le secteur de Grande-Entrée sont présentés à la figure 20 pour une période. Le maximum de la Hs atteint est de 1,21 m et la moyenne est de 0,64 m. Pour la Tp, le maximum atteint est de 20 s et moyenne 13 s. Pour la L0, le maximum est de 48,39 et en moyenne 31,79 m. Le MWL est de 0,90 m à son maximum et la moyenne est de 0,46m. dans l'ensemble des paramètre, les maximum se sont produit en même temps que le niveau d'eau était élevé.

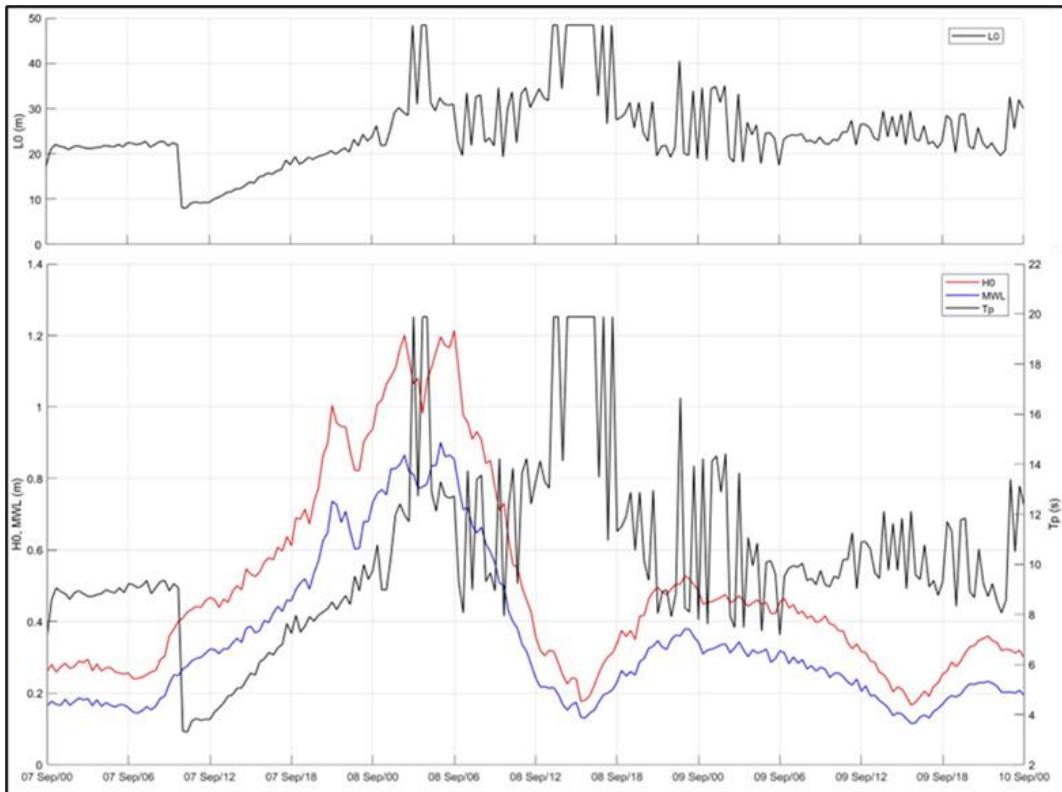


Figure 20 : Analyse spectrale des vagues gravitaires du capteur RBR à Grande-Entrée.

Puis pour les vagues infragravitaires (figure 21), les maximums des différents paramètres a eu lieu au même moment que les vagues gravitaires. Le maximum atteint pour la Hs est de 0,75 m et en moyenne 0,30 m. La Tp a atteint jusqu'à 31 s et la L0 74,39 m.

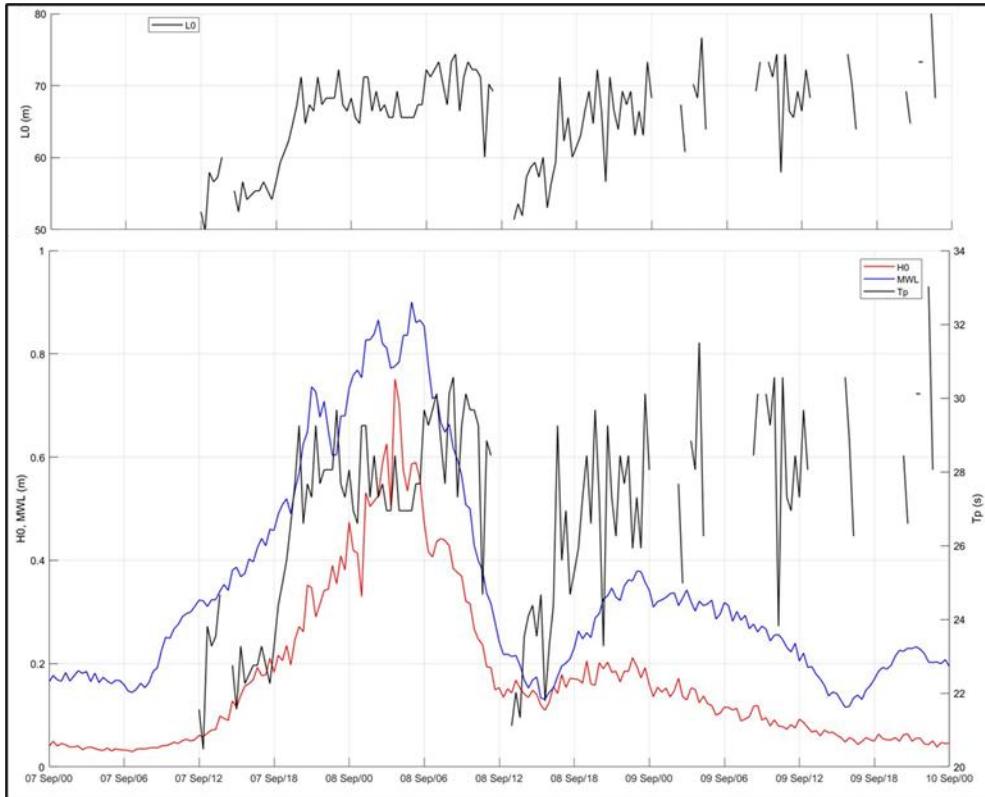


Figure 21: Analyse spectrale des vagues infragravitaires du capteur RBR à Grande-Entrée.

Au sud des Îles-de-la-Madeleine, le site de l'Anse-à-la-Cabane a également des capteurs RBR. Pour les vagues gravitaires (figure 22), la H_s maximale qui a été atteint est de 1,55 m et en moyenne 0,88 m. Pour la T_p , le maximum atteint est de près de 16 s et en moyenne 11 s, puis pour la L_0 , le maximum est de 38,64 m et la moyenne est de 26,59 m. Pour ces deux paramètres, il est intéressant de constater qui il a un décalage temporel par rapport aux sommets des autres paramètres, leur sommet maximal a eu lieu au premier creux de la H_s et du MWL vers 00 :00 UTC. Le MWL a été de 1,11 m à son maximum et la moyenne est de 0,64 m.

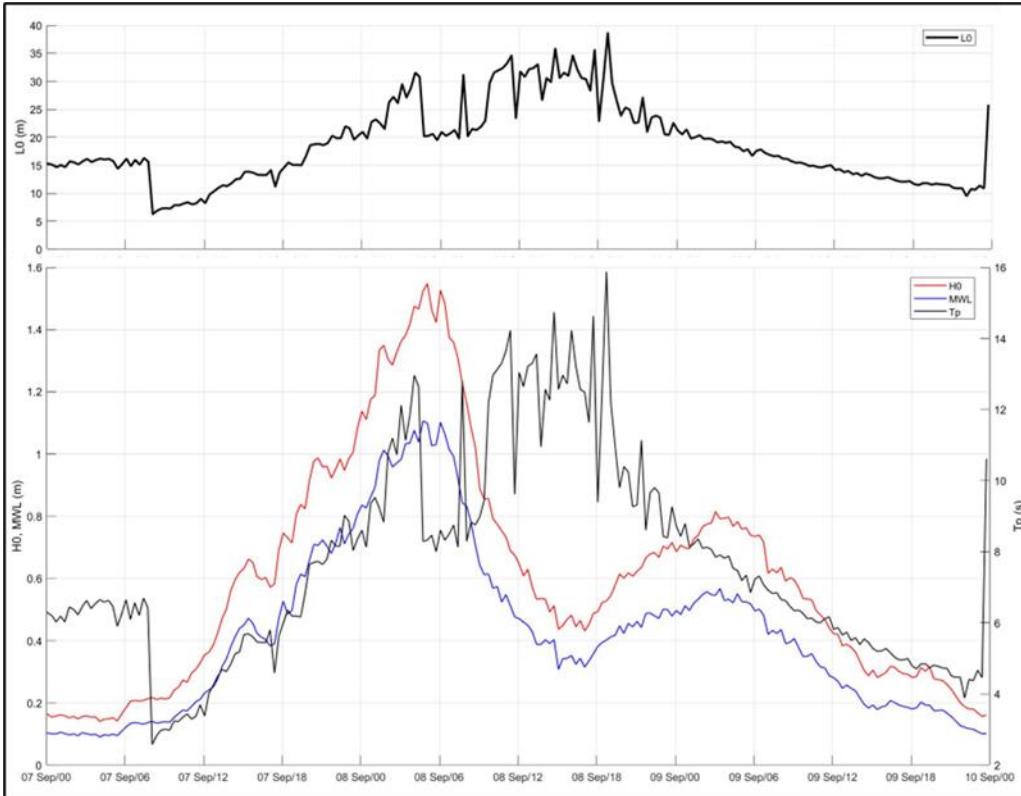


Figure 22 : Analyse spectrale des vagues gravitaires du capteur RBR à l'Anse à la Cabane.

Puis pour ce même site, les données de vague infragravitation (figure 23), les sommets des données de la H0 et le MWL a eu lieu également vers 00 :00 UTC. Le maximum atteint pour la Hs est de 0,58 m et en moyenne 0,64 m. Le MWL a atteint 1,11 m à son sommet et la moyenne est de 0,64 m. Pour la Tp et la L0, il y a beaucoup de fluctuation. Le maximum enregistré pour la Tp est de 42 s et pour la L0 101,71 m.

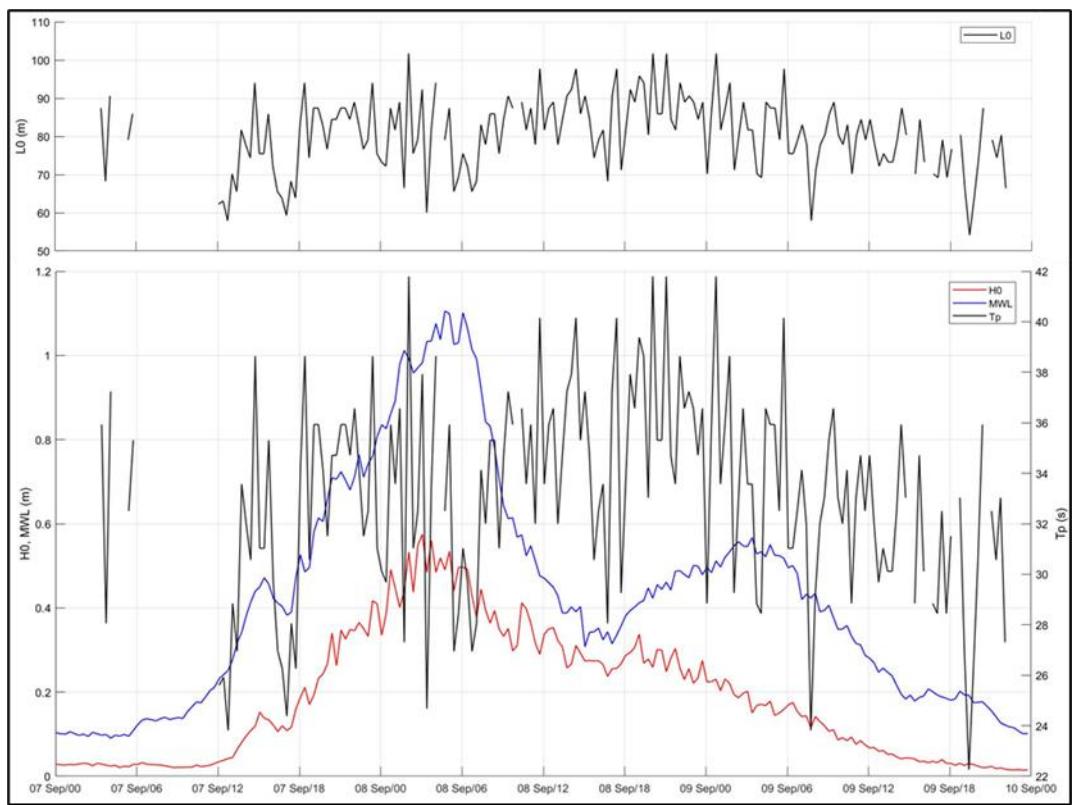


Figure 23 : Analyse spectrale des vagues infragravitaires du capteur RBR à l'Anse à la Cabane.

5.1.3 Hydrodynamique côtière modélisée

Les conditions hydrodynamiques autour de l'archipel madelinien ont été extraites à partir de WW3, afin d'avoir les conditions de vague au large dont la Hs, Tm02 et la L0. La figure 24 présente en 4 temps l'évolution du Hs et de la direction des vagues lors du passage de Dorian dans le golfe du Saint-Laurent. Le tableau 3 présente ces données à partir du nord qui débute avec Grosse-Île en tournant dans le sens horaire. Les points no. 4 et 10 sont des données de WW3 qui ont été extraites presque exactement aux emplacements des AWAC de Baie de Plaisance et de Pointe-aux-Loups.

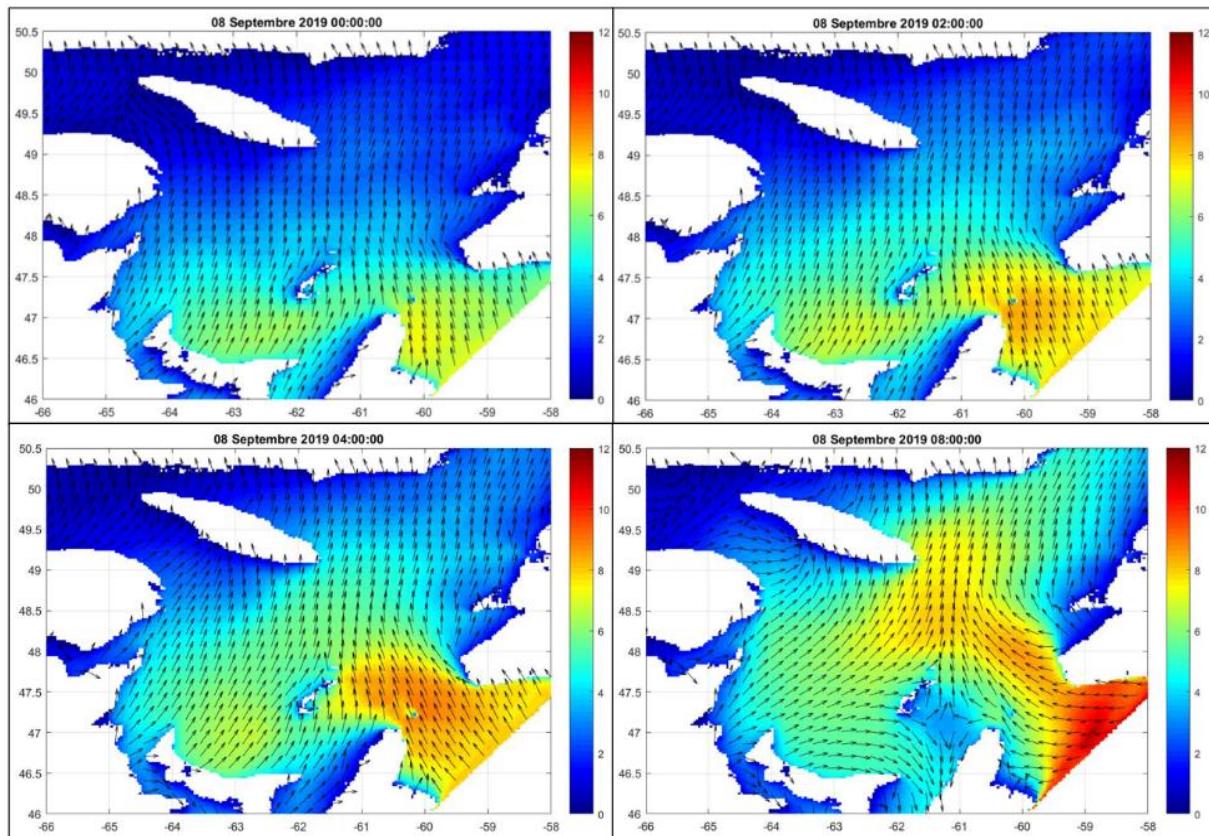


Figure 24 : Modélisation des vagues avec WW3 qui présente la Hs des vagues et la direction par les flèches noires en 4 temps en heure UTC.

Les résultats montrent que Grande-Entrée présente les vagues les plus intenses avec une Hs de 6,84 m, une TM02 de 8,4 secondes et la L0 est de 20,44 m, suggérant des vagues plus

grandes et plus larges. À l'opposé, Anse à la Cabane a les vagues les plus petites, avec une Hs de 4,41 m, une Tm02 de 6,23 secondes et une L0 de 15,16 m. Les autres sites, comme Baie de Plaisance, Pointe-aux-Loups, et Dune du Sud, affichent des valeurs intermédiaires, avec des vagues typiquement autour de 5 à 6 m de hauteur, une période de 7 à 8 secondes, et des longueurs d'onde entre 16 et 19 m, ce qui reflète des conditions de vagues modérées et relativement uniformes dans l'ensemble.

Tableau 3 : Extraction des données hydrodynamiques sur une période de 8 heures de WW3.

No site	Site	Hs (m)	Tm02 (s)	L0 (m)
1	Grosse-Île	5,32	7,1	17,28
2	Grande Entrée	6,84	8,4	20,44
3	Dune du Sud	5,56	7,73	18,81
4	AWAC BDP	5,31	6,93	16,86
5	Baie de Plaisance	6,22	7,98	19,42
6	Sandy Hook	5,25	6,59	16,04
7	Anse à la Cabane	4,41	6,23	15,16
8	Dune de l'Ouest	5,09	7,42	18,06
9	PAL sud	5,15	7,65	18,62
10	AWAC PAL	5,48	7,28	17,72
11	PAL nord	5,64	7,36	17,91

5.1.3.1 Comparaison entre les données mesurées et modélisées

Une comparaison des données mesurées aux AWAC et celles modélisées par WW3 permettent de comprendre la variance entre les données. La figure 25 montre la Hs mesuré à l'AWAC de Baie de Plaisance et les données extraites du modèle de WW3 à proximité, que le modèle est près de celui mesuré. Une différence entre les sommets est d'environ 0,40m. WW3 a sous-estimé la Hs du début jusqu'au sommet, pour ensuite surestimer légèrement

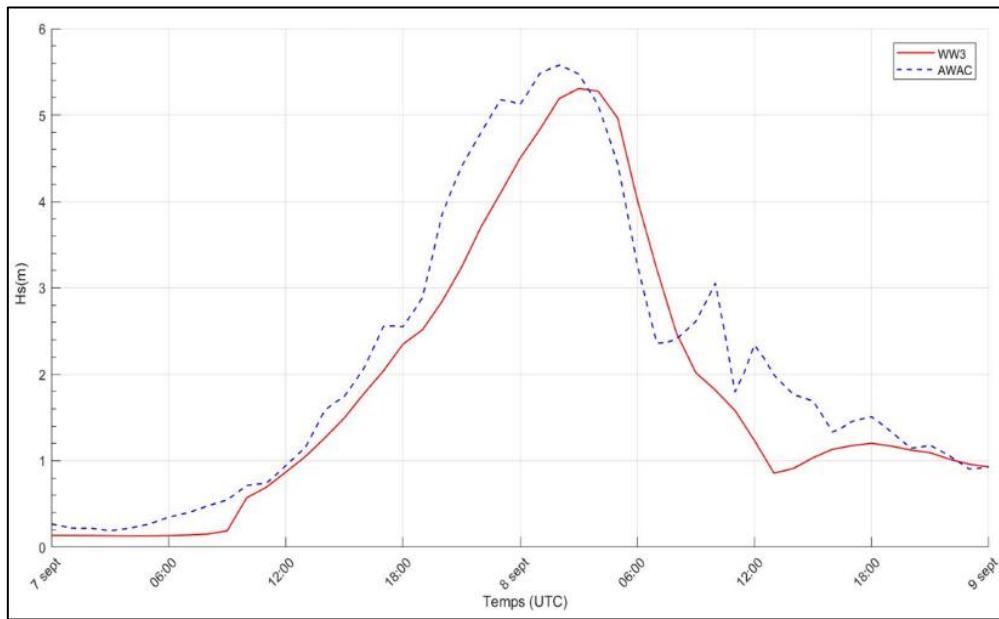


Figure 25: Comparaison des données de la Hs mesurées et modélisées par WW3 à la Baie de Plaisance

jusqu'à 8 :00 UTC pour ensuite être sous-estimé de nouveau. La figure 26 présente les résultats des données mesurées et modélisées sur un graphique 1 sur 1, dont la comparaison permet de voir une tendance de sous-estimation des données modélisée à la baie de Plaisance.

Les résultats des tests statistiques au tableau 4 montrent que la Hs du modèle est très performantes. Le R^2 élevé (0,89) et le NSI (0,98) indiquent que le modèle explique bien la variance des données et prédit efficacement les valeurs observées. Le RMSE et le MAE relativement faibles (0,55 et 0,4 respectivement) montrent que les erreurs de prédition sont faibles. Le modèle a un léger biais négatif, comme le montrent le MBE (-0,3) et le NBE (0,14), mais dans l'ensemble, la précision et la significativité du modèle sont bonnes, comme le confirme la p-value de 0. Le modèle semble donc être fiable et performant pour les données analysées.

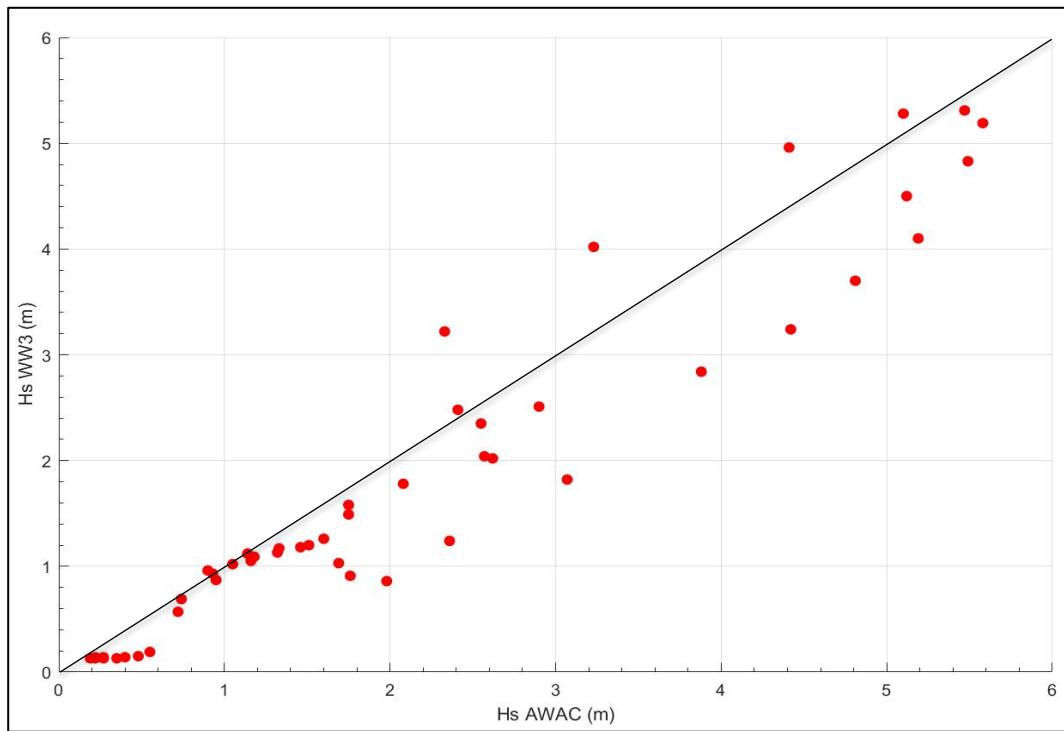


Figure 26 : Comparaison des données de la Hs mesurées et modélisées par WW3 à la Baie de Plaisance.

Tableau 4: Tests statistiques du modèle WW3 et les données mesurées à baie de Plaisance.

Baie de Plaisance		
Test statistique	Score idéal	Hs (m)
RMSE	0	0,55
R2	1	0,89
P-Value	< 0,01	0
MBE	0	-0,3
MAE	0	0,4
CPG	1	0,2
NRMSE	-	0,2
NBE	-	0,14
NSI	-	0,98
SPS	-	24,97

Les résultats du Hs à Pointe-aux-Loups au tableau 5 montrent que le modèle est très performant. Avec un R^2 de 0,91 et un NSI de 0,98, il capture très bien la relation sous-jacente dans les données et prédit efficacement les valeurs observées. Le RMSE et le MAE relativement faibles (0,51 et 0,36) indiquent que les erreurs de prédiction sont faibles. Bien qu'il y ait une légère tendance à surestimer (MBE de 0,15) et à sous-estimer (NBE de -0,08) les valeurs, ces biais sont minimes. Enfin, la p-value de 0 et le SPS élevé montrent que le modèle est à la fois statistiquement significatif et fiable. Globalement, ce modèle est robuste et fournit des prédictions précises, ce qui le rend adapté pour des applications où la précision est essentielle.

Tableau 5 : Test statistique du modèle WW3 et les données mesurées à Pointe-aux-Loups.

Pointe aux Loups		
Test statistique	Score idéal	Hs (m)
RMSE	0	0,51
R2	1	0,91
P-Value	< 0,01	0
MBE	0	0,15
MAE	0	0,36
CPG	1	0,2
NRMSE	-	0,2
NBE	-	-0,08
NSI	-	0,98
SPS	-	21,45

La figure 27 montre la Hs mesuré à l'AWAC de Pointe-aux-Loups et les données extraites du modèle de WWIII à proximité, que le modèle est relativement près des mesures de L'AWAC. Les deux sommets des mesures vers 3h UTC et 12h UTC ont une différence considérablement plus élevée que le modèle WW3. La différence entre les deux sommets est approximativement de 1 m à 1,2 m. Après le deuxième sommet, WW3 surestime la Hs des vagues.

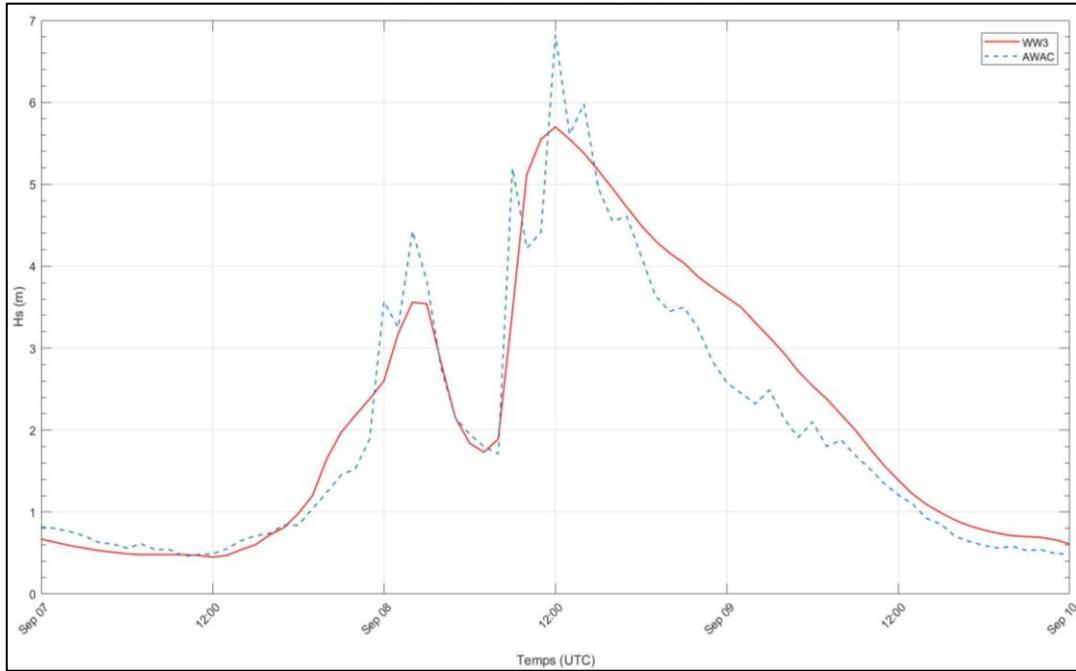


Figure 27: Comparaison des données de la Hs mesurées et modélisées par WW3 à la Pointe-aux-Loups.

La figure 28 présente la relation 1 sur 1 des mesures du Hs par l'AWAC de Pointe-aux-Loups et les données modélisées par WW3. Les données modélisées ont tendance à surestimer la Hs. Dans le tableau 5, les tests statistiques présentent la validité du modèle de WW3 à Pointe-aux-Loups. La valeur du RMSE est de 0,51 indique que l'erreur moyenne de prédiction est de 0,51 dans l'unité de la variable de réponse. La valeur du R^2 à 0,91 explique que 91 % de la variance des données, ce qui indique une excellente qualité d'ajustement. La p-value pratiquement nulle, ce qui suggère que le modèle est statistiquement significatif et que les prédictions du modèle diffèrent fortement de celles obtenues par le hasard. Le MBE a une valeur de 0,15, ce qui montre que le modèle a un léger biais positif, tendant à surestimer légèrement les valeurs. Le MAE est de 0,36, donc cela signifie que l'erreur moyenne de prédiction, en termes absolus, est de 0,36, ce qui renforce l'idée d'un modèle relativement précis. Le CPG obtenu est de 0,20, ce qui indique que l'intervalle de confiance pourrait être élargi pour capturer plus de points de données dans les prédictions. Dans l'ensemble, ces résultats suggèrent que le modèle est performant, expliquant bien les données par le R^2 qui est élevé, avec une bonne précision avec un faible RMSE et MAE.

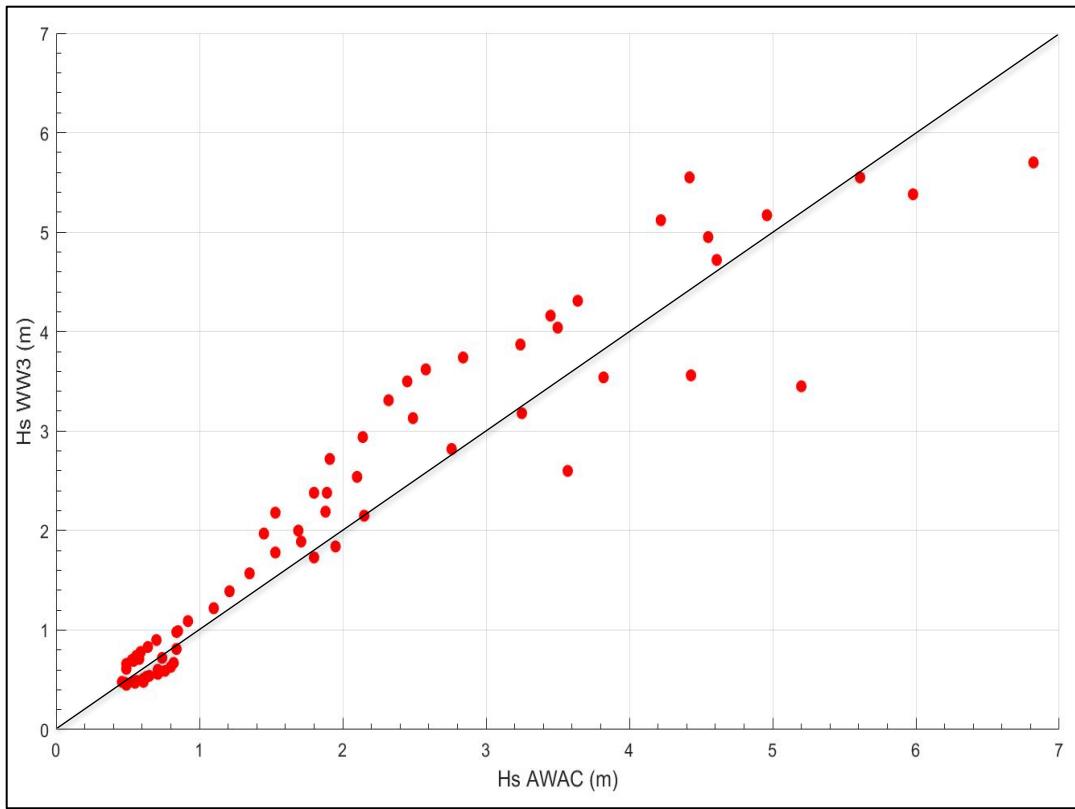


Figure 28 : Comparaison des données de la Hs mesurées et modélisées par WW3 à la Pointe-aux-Loups.

5.2 ÉVOLUTION DU DÉPLACEMENT DE LA LIGNE DE RIVAGE

Les résultats obtenus du déplacement de la ligne de rivage proviennent de deux méthodes de mesure, soient l'une par la numérisation de la ligne de rivage avec l'extension

Tableau 6 : Évolution de la ligne de rivage (m) entre mai 2019 et septembre 2019.

Site	Moyenne	Médiane	Écart-type	Recul maximal	Avancée maximale	Nombre de mesure
Dune du Havre-aux-Basques	-3,61	-1,25	5,79	-29,06	7,06	1327
Dune de l'Ouest	-0,53	0	1,69	-14,51	15,02	2333
Dune du Sud	-1,38	-0,93	3,10	-24,19	14,21	4305
Pointe de l'est	0,22	0,00	5,05	-15,98	31,67	3732
Chemin des Chalets	-3,28	-2,95	2,67	-14,61	8,68	368
Pointe aux Loups	-0,41	0	2,15	-20,54	21,22	6561
Grande-Entrée	-1,91	0	4,29	-20,73	1,29	167
Sandy Hook	-2,13	-1,94	2,99	-21,47	21,90	3452

DSAS à partir d'images satellitaires présenté dans le tableau 6 et l'autre par les mesures de stations faites annuellement en mai dans le tableau 7. Les résultats sont compilés selon les sites déterminés par les unités hydrosédimentaires.

Tableau 7 : Évolution de la ligne de rivage (m) entre mai 2019 et mai 2020 selon les stations de mesure.

Site	Moyenne	Médiane	Écart-type	Recul maximal	Avancée maximale	Nombre de mesure
Dune du Havre-aux-Basques	-5,09	-3,15	4,65	-15,90	0	50
Dune de l'Ouest	-0,93	-0,45	3,47	-14,40	13,19	38
Dune du Sud	-1,38	-1,70	3,16	-11,70	13,10	68
Pointe de l'est	0,01	0	3,11	-7,3	10,60	40
Chemin des Chalets	-1,90	-1,55	1,89	-7,40	2,10	15
Pointe aux Loups	-1,44	-0,80	3,03	-15,95	12,20	145
Grande-Entrée	-0,47	0,1	4,03	-7,3	7,9	13
Sandy Hook	-1,73	-1,40	1,77	-5,20	1,50	24

Pour la Dune du Havre-aux-Basques, les données mesurées par DSAS (tableau 6) donnent une moyenne de -3,61 m, tandis que les données mesurées par station (tableau 7) montrent des valeurs de recul de la côte plus importante avec une moyenne de -5,09 m. La médiane dans le tableau 6 passe de -1,25 m à -3,15 m dans le tableau 7, indiquant un déplacement plus marqué pour les mesures par station. L'écart-type est plus élevé dans les données DSAS (5,79 m) par rapport aux données par station (4,65 m), montrant que les mesures par DSAS sont plus dispersées. Le recul maximal de la côte dans le tableau 6 est de -29,06 m contre -15,90 m au tableau 7, tandis que l'avancé diminue considérablement, passant de 7,06 m (DSAS) à 0 m (station). Le nombre de mesures est beaucoup plus important dans le tableau 6 (1327 contre 50), reflétant une résolution spatiale plus fine des données DSAS. Ce secteur est celui qui a les moyennes les plus élevées pour l'érosion de la côte, même s'il n'a pas les valeurs maximales les plus importantes de recul de la côte. Il est intéressant de constater la variabilité spatiale de l'érosion sur le long de la côte (figure 29), dont l'érosion est plus marquée au secteur de la recharge au nord, ainsi que les deux côtés de l'ancien goulet.

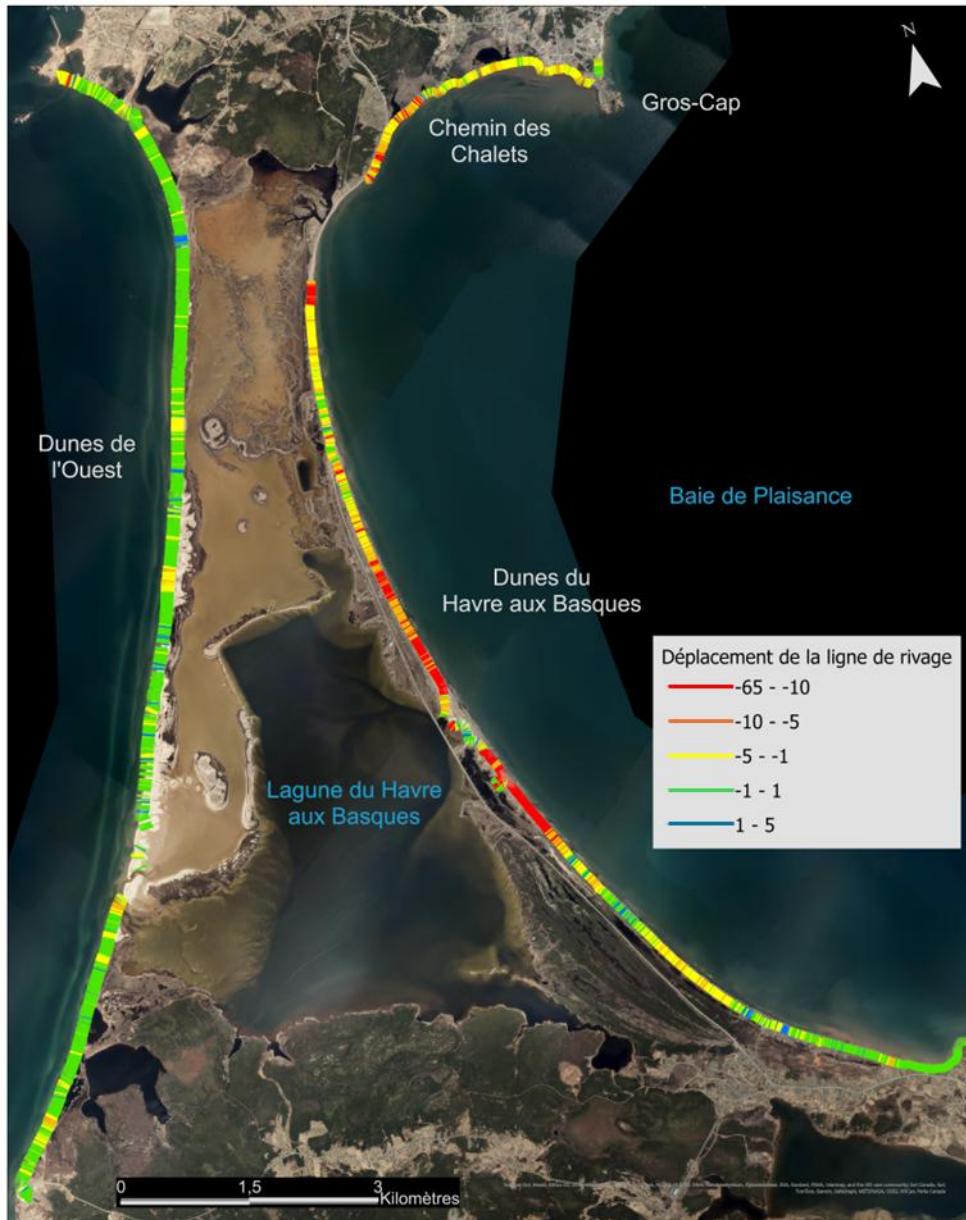


Figure 29 : Carte du déplacement de la ligne de rivage mesure par DSAS entre mai et septembre 2019 des secteurs de Dunes du Havre au Basques, le Chemin des Chalets et les Dunes de l’Ouest.

Pour le Chemin des Chalets, la moyenne pour les données DSAS est de -3,28 m, alors que les mesures par station montrent une valeur moyenne du déplacement de la ligne de rivage avec une valeur moyenne de -1,90 m. La médiane suit une tendance similaire, passant

de -2,95 m avec DSAS et à -1,55 m pour les mesures de station. L'écart-type est plus élevé dans les données DSAS avec une valeur de 2,67 m que dans les données par station avec 1,89 m, ce qui signifie que les données DSAS sont plus dispersées. Le recul maximal de la côte est de -14,61 m, tandis qu'il est beaucoup moins extrême dans les mesures par station (-7,40 m). De même, l'avancée maximale de la ligne de rivage est plus élevée de 8,68 m avec les données de DSAS et de 2,10 m pour les stations de mesure. Ce secteur est le deuxième plus en érosion en considérant la moyenne de DSAS, mais il a la médiane la plus élevée de tous les secteurs. La carte de la figure 29 montre bien le recul important de la ligne de rivage pour l'ensemble de la côte.

Pour la Dune de l'Ouest, la moyenne selon les données DSAS est de -0,53 m, tandis que les mesures par station montrent une valeur moyenne négative plus importante de -0,93 m. La médiane passe de 0 m dans les données DSAS à -0,45 m dans les mesures par station, indiquant un léger déplacement négatif selon ces dernières. L'écart-type est plus faible dans les données DSAS (1,69 m) que dans celles par station (3,47 m), suggérant que les données DSAS sont plus homogènes. Le recul maximal de la côte est relativement similaire entre les deux ensembles de données, dont -14,51 m avec DSAS et -14,40 m pour les stations, tandis que l'avancée de la ligne de rivage est légèrement plus élevée dans les données DSAS, avec 15,02 m et de 13,19 m pour les mesures de station. La carte de la figure 29 montrent bien que la côte a été peu impactée par Dorian.

Pour Sandy Hook, la moyenne dans les données DSAS est de -2,13 m, alors que les mesures par station montrent une valeur de -1,73 m. La médiane suit cette tendance, passant de -1,94 m (DSAS) à -1,40 m (station). L'écart-type diminue également, passant de 2,99 m dans les données DSAS à 1,77 m dans les mesures par station, indiquant que ces dernières sont moins dispersées. Le déplacement maximal dans les données DSAS est de -21,47 m, tandis qu'il est nettement moins extrême dans les mesures par station (-5,20 m). De même, la progradation maximale est beaucoup plus faible dans les mesures par station (1,50 m contre 21,90 m dans les données DSAS). Le nombre de mesures est beaucoup plus élevé dans les données DSAS (3452 contre 24 pour les stations). Les cartes des figure 30 et figure 31

présentent l'évolution de la ligne de rivage à la flèche de Sandy Hook et à l'exutoire de Bassin qui est à l'ouest de Sandy Hook. La côte est majoritairement en érosion et à certains endroits, l'érosion est localement plus forte.

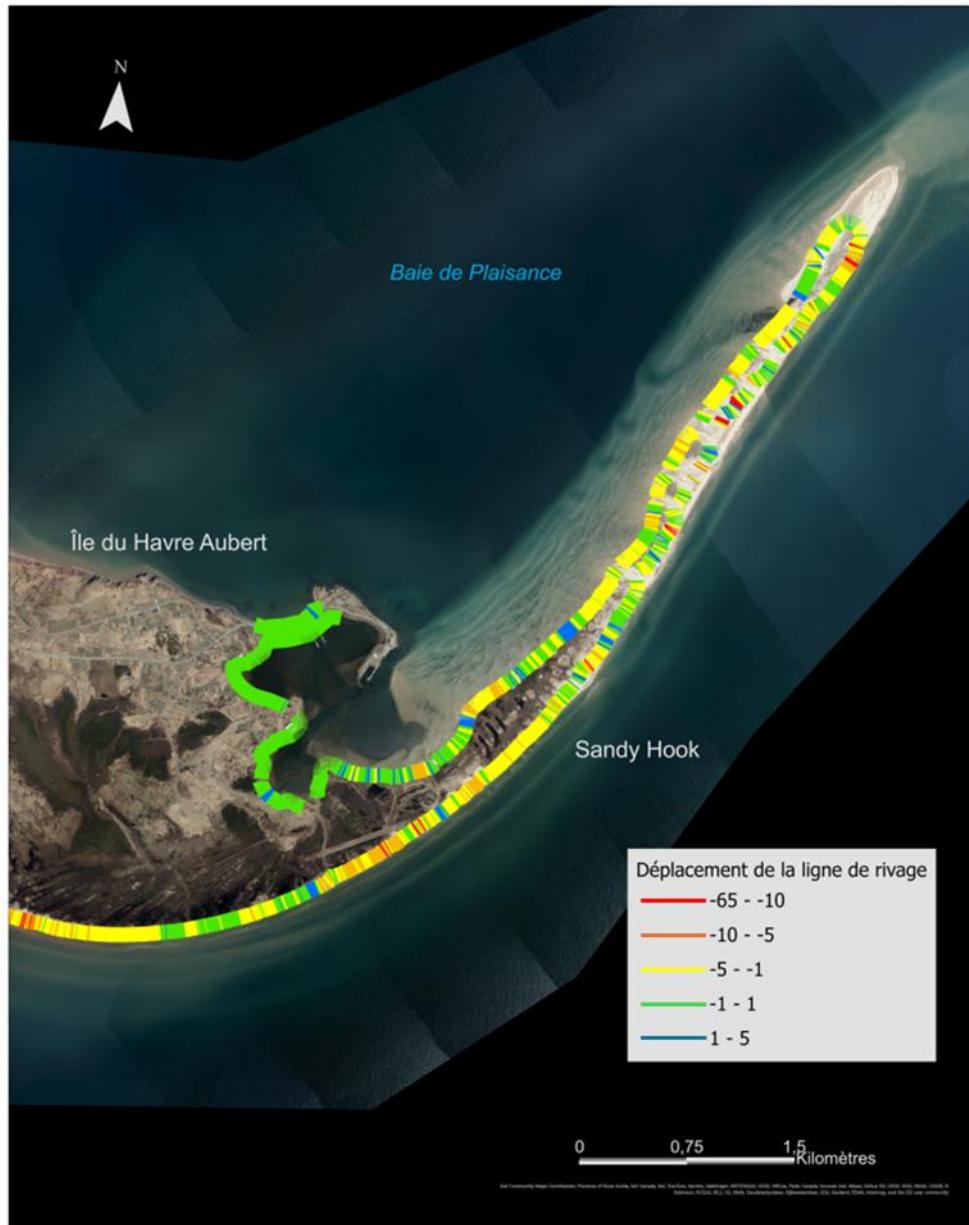


Figure 30 : Carte du déplacement de la ligne de rivage mesuré par DSAS entre mai et septembre 2019 du secteur de Sandy Hook.

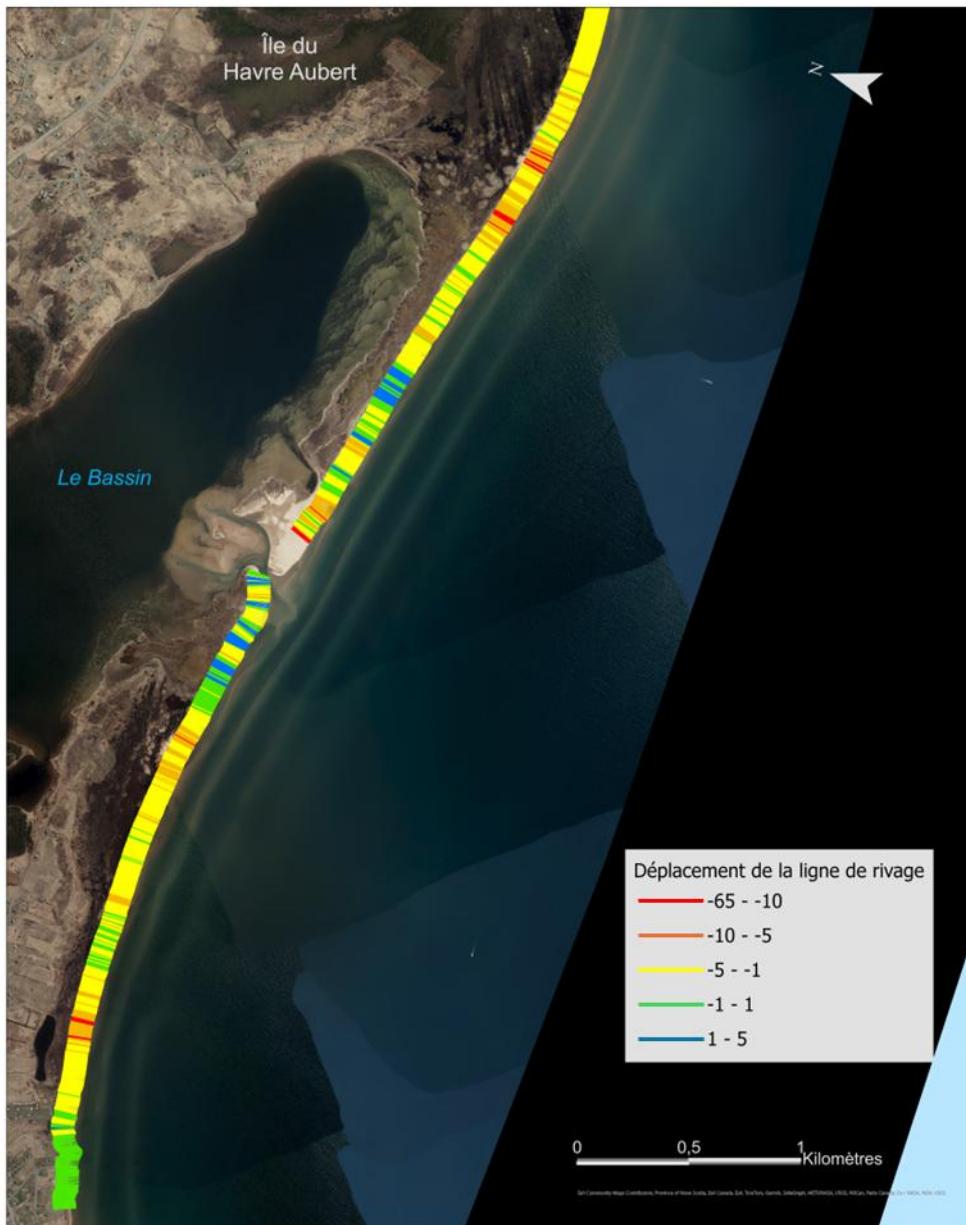


Figure 31 : Carte du déplacement de la ligne de rivage mesure par DSAS entre mai et septembre 2019 du secteur de Bassin.

Pour le secteur de la Dune du Sud, les données de DSAS et des stations de mesure montrent une moyenne identique de -1,38 m, mais la médiane passe de -0,93 m dans les données DSAS et de -1,70 m avec les mesures par station, ce qui indique des valeurs de recul plus important pour ces dernières. L'écart-type est similaire dans les deux cas, avec 3,10 m pour DSAS et 3,16 m pour les mesures par station, indiquant une dispersion comparable des données. Le

recul de la côte est plus important dans les données DSAS (-24,19 m) que dans celles mesurées par station (-11,70 m). De même, l'avancée de la ligne de rivage est légèrement plus élevée dans les données DSAS (14,21 m contre 13,10 m pour les stations). La figure 32 présente l'évolution de la ligne de rivage mesuré par DSAS du secteur nord et la figure 33 montre le secteur sud de la Dune du Sud.

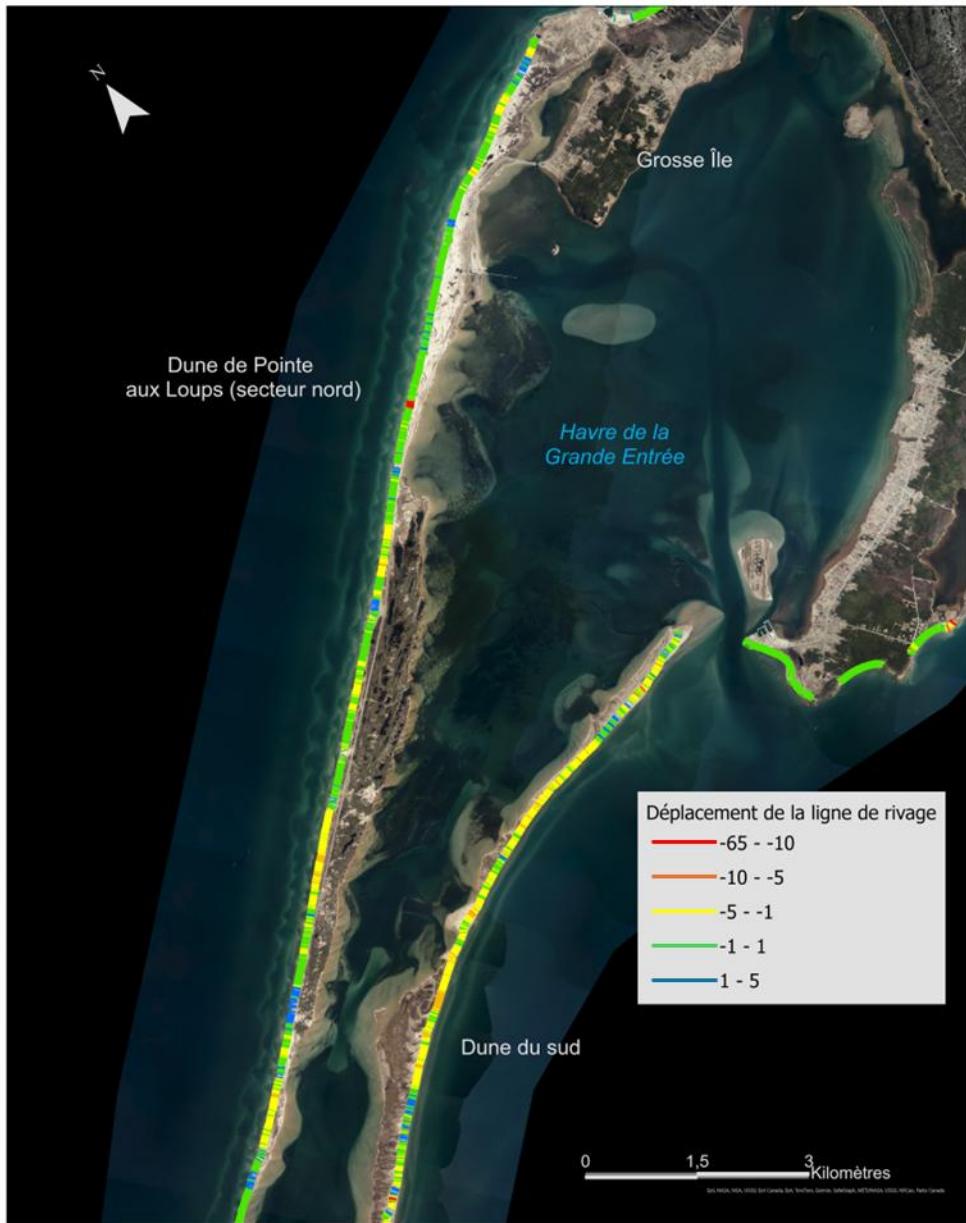


Figure 32 : Carte du déplacement de la ligne de rivage mesuré par DSAS entre mai et septembre 2019 des secteurs au nord de la Dune du sud et de Pointe aux Loups.

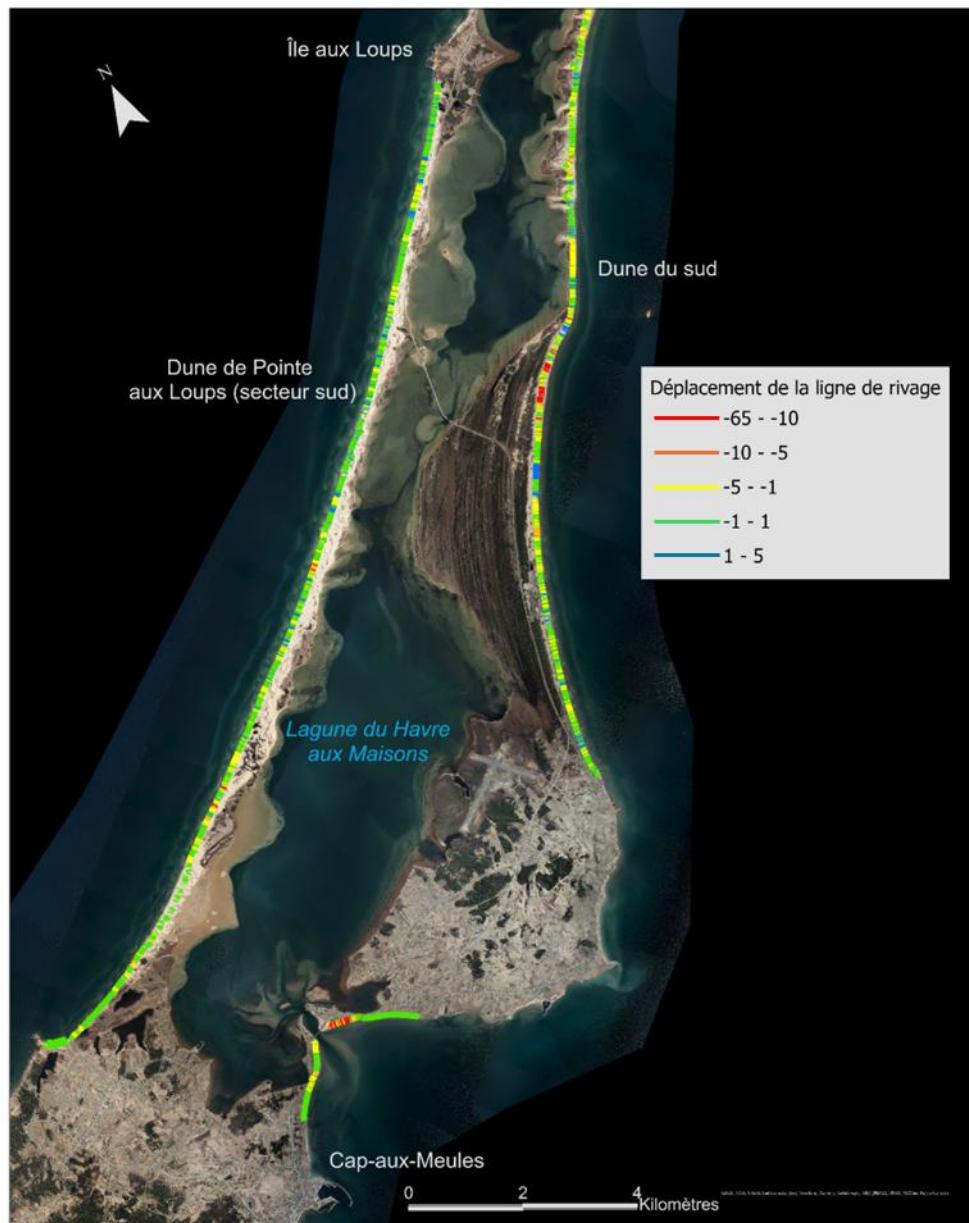


Figure 33 : Carte du déplacement de la ligne de rivage mesure par DSAS entre mai et septembre 2019 des secteurs au sud de la Dune du sud et de Pointe aux Loups.

À la Pointe-aux-Loups, les données DSAS montrent une moyenne de -0,41 m, tandis que les mesures par station indiquent une moyenne plus négative de -1,44 m. La médiane passe de 0 m dans les données DSAS à -0,80 m dans les mesures par station, reflétant des

valeurs de recul plus important pour ces dernières. L'écart-type est plus faible dans les données DSAS (2,15 m) que dans les données de station (3,03 m), indiquant une plus grande dispersion dans les mesures par station. Le déplacement maximal est plus prononcé dans les données DSAS (-20,54 m contre -15,95 m pour station), tandis que l'avancée de la ligne de rivage est plus élevée avec 21,22 m pour les données DSAS et de 12,20 m pour les stations. Les cartes (figure 32 et 33), présentent l'évolution du littoral de Pointe-aux-Loups. Elles permettent de voir que la côte a été faiblement en érosion, voir en accréition après Dorian. Il y a tout de même une exception au nord du secteur où il y a eu plus d'érosion, mais très localisée.

Pour le secteur de l'Île de la Grande Entrée, la moyenne du déplacement de la ligne de rivage avec DSAS est de -1,91 m, tandis que les mesures par station révèlent des valeurs de recul plus faible avec une moyenne de -0,47 m. La médiane reste proche de 0 m dans les deux ensembles de données (0 m pour DSAS et 0,1 m pour les stations de mesures). L'écart-type est légèrement plus élevé dans les données DSAS (4,29 m) par rapport aux données des stations (4,03 m). Le recul maximal de la côte est plus important avec DSAS à -20,73 m, alors que la valeur maximale par station est de -7,30 m. Cependant, l'avancée maximale est beaucoup plus faible dans les données DSAS à 1,29 m et de 7,90 m pour les stations. La figure 34 montre bien la zone où il y a le plus d'érosion, soit au cordon reliant la côte à la pointe de l'île Boudreau.



Figure 34:Carte du déplacement de la ligne de rivage mesure par DSAS entre mai et septembre 2019 du secteur l'Île de la Grande Entrée.

À la pointe de l'Est, les données DSAS montrent une moyenne légèrement positive de 0,22 m, alors que les mesures par station révèlent une moyenne presque neutre de 0,01 m. La médiane reste à 0 m dans les deux ensembles de données. L'écart-type est plus élevé dans les données DSAS (5,05 m) que dans celles mesurées par station (3,11 m), ce qui montre que les données DSAS sont plus dispersées. Le déplacement maximal dans le tableau 4 est de -15,98

m, tandis qu'il est beaucoup plus modéré dans les mesures par station (-7,30 m). L'avancée maximale de la ligne de rivage est plus élevée dans les données DSAS à 31,67 m, alors que la valeur la plus élevée des stations est de 10,60 m. Ce secteur est un peu particulier avec une zone du littoral qui est en progradation dans la partie au nord du secteur (figure 35). Cependant, le secteur est tout de même en érosion.

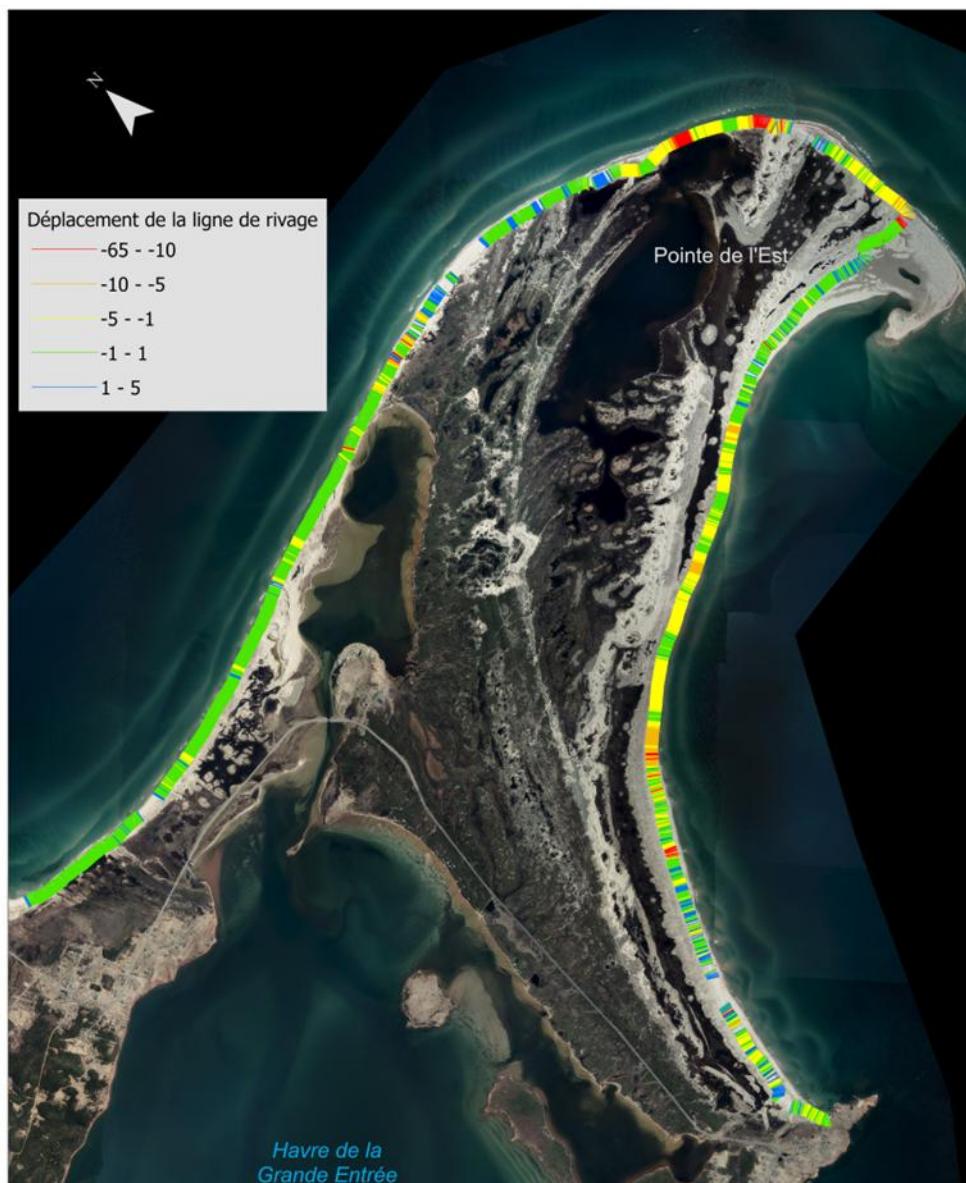


Figure 35 : Carte du déplacement de la ligne de rivage mesure par DSAS entre mai et septembre 2019 du secteur de la Pointe de l'Est.

5.3 ÉVOLUTION DES BRÈCHES DE TEMPÊTE

Les brèches de tempête dans les systèmes dunaires ont été répertoriées à trois sites, soit à Sandy Hook, la Dune du Sud et la Dune de l'Ouest (figure 36). Les changements de la superficie des brèches ont été mesurés à partir de deux images en mai et septembre 2019 et les résultats sont présentés au tableau 8. En mai, la surface totale de l'ensemble des brèches à Sandy Hook était de 80 681,23 m², tandis qu'en septembre, elle a augmenté pour atteindre 103 920,21 m². Cela représente une différence de 23 238,97 m², soit une augmentation de 22,36 %. Ce changement est notable et est basé sur des mesures de 10 brèches effectuées sur la période. La Dune du Sud présente également une augmentation importante de la surface des brèches. En mai, elle était de 85 148,41 m² et en septembre, elle a atteint 110 178,42 m², marquant ainsi une différence de 25 030,00 m², soit une hausse de 22,72 %. Ce résultat est basé sur l'analyse de 15 brèches, dont la figure 37présente une partie des brèches de ce secteur. Enfin, la Dune de l'Ouest a vu une augmentation plus modérée de la surface qui a passée de 12 291,72 m² en mai à 17 156,82 m² en septembre. Cela représente une différence de 4 865,10 m², soit une hausse significative de 28,36 %. Cependant, cette donnée repose sur une seule brèche. Les trois sites montrent des augmentations significatives de leur surface des brèches de tempête entre mai et septembre 2019, avec la Dune de l'Ouest présentant la plus grande augmentation en pourcentage (28,36 %), bien que sur une seule brèche, tandis que Sandy Hook et la Dune du Sud montrent des augmentations similaires en termes de pourcentage (environ 22 %), mais avec plus de mesures de brèches de tempête pour valider ces tendances.

Tableau 8 : Changement de superficie des brèches de tempêtes

Site	Aire (m ²) mai	Aire (m ²) septembre	Différence (m ²)	Différence (%)	Nb
Sandy Hook	80681,23	103920,21	23238,97	22,36	10
Dune du Sud	85148,41	110178,42	25030	22,72	15
Dune de l'Ouest	12291,72	17156,82	4865,1	28,36	1



Figure 36 : Localisation des brèches de tempête.



Figure 37 : Brèches de tempête à Dune du sud.

5.4 MORPHODYNAMIQUE DES CÔTES PAR LES PROFILS DE PLAGE

Les profils de plage ont été acquis à plusieurs sites, dont 16 profils dans le secteur des Dunes du Havre-aux-Basques. La comparaison des profils de plages avant et après le passage de Dorian permet de voir les changements morphologiques perpendiculairement à la côte. Dans la majorité des profils, une érosion du haut estran est perceptible et le déplacement sédimentaire en direction du bas estran, ainsi que sur les barres sableuses.

Dans le sud du secteur des Dunes du Havre-aux-Basques (figure 38), 5 profils de plage sont situés à l'ancien goulet. Il est intéressant de constater que la dynamique sédimentaire est particulière dans ce secteur. Une accumulation sédimentaire verticale s'est produite entre les profils d'août 2019 et novembre 2019. À la figure 39, les profils 2, 3 et 4 sont présentés pour illustrer les changements morphologiques. Dans le cas du profil 2, une accumulation de 0,38 m s'est produite au pied de la dune, correspondant à la ligne de rivage. Ensuite, une accumulation de 0,59 m a eu lieu sur le haut estran et de 0,78 m sur le bas estran. Sur le profil 3, une accumulation importante a eu lieu dans la partie du bas estran, soit de 1,16 m. Le haut estran est en accrétion au profil 4 avec une augmentation de 0,79 m, puis à la position de la flexure, l'accumulation sédimentaire est de 0,91 m. Puis sur la partie du bas estran sur une barre sableuse, l'accrétion est de 0,44 m.

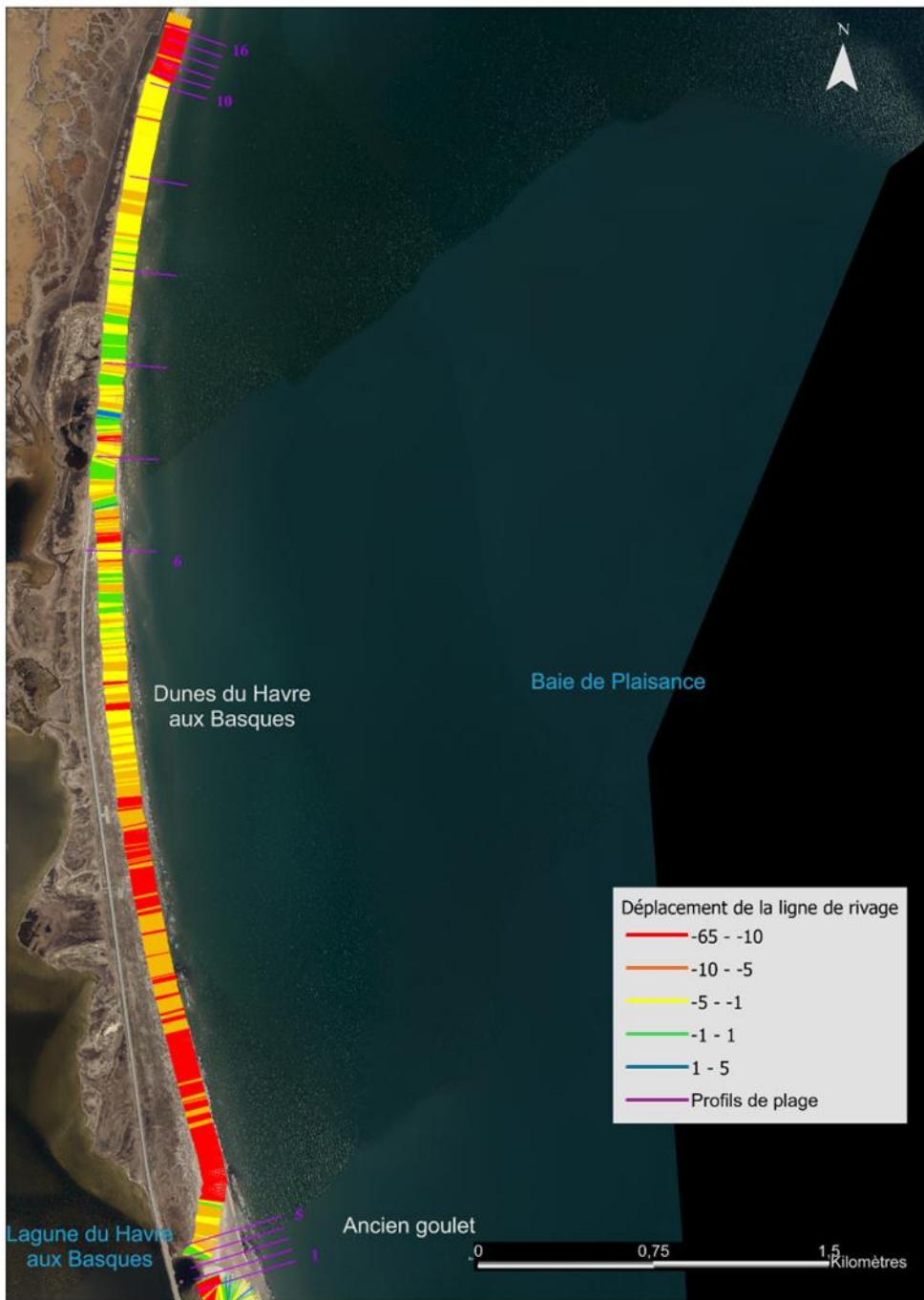


Figure 38: Carte de localisation des profils de plage et du déplacement de la ligne de rivage en mai 2019 et septembre 2019 dans le secteur nord des Dunes du Havre-aux-Basques et à l'ancien goulet.

Sur l'ensemble des profils à l'ancien goulet, la flexure est perceptible sur les profils par la rupture de pente entre le haut et le bas estran en août 2019 et elle a disparu par l'accumulation sédimentaire lors de l'acquisition des profils en novembre 2019. De plus, l'accumulation sédimentaire a comblé le bas estran jusqu'à la barre sableuse, comme au profil 2 dont le comblement s'est fait jusqu'à la barre sableuse et que la pente s'est harmonisée à la pente du revers.

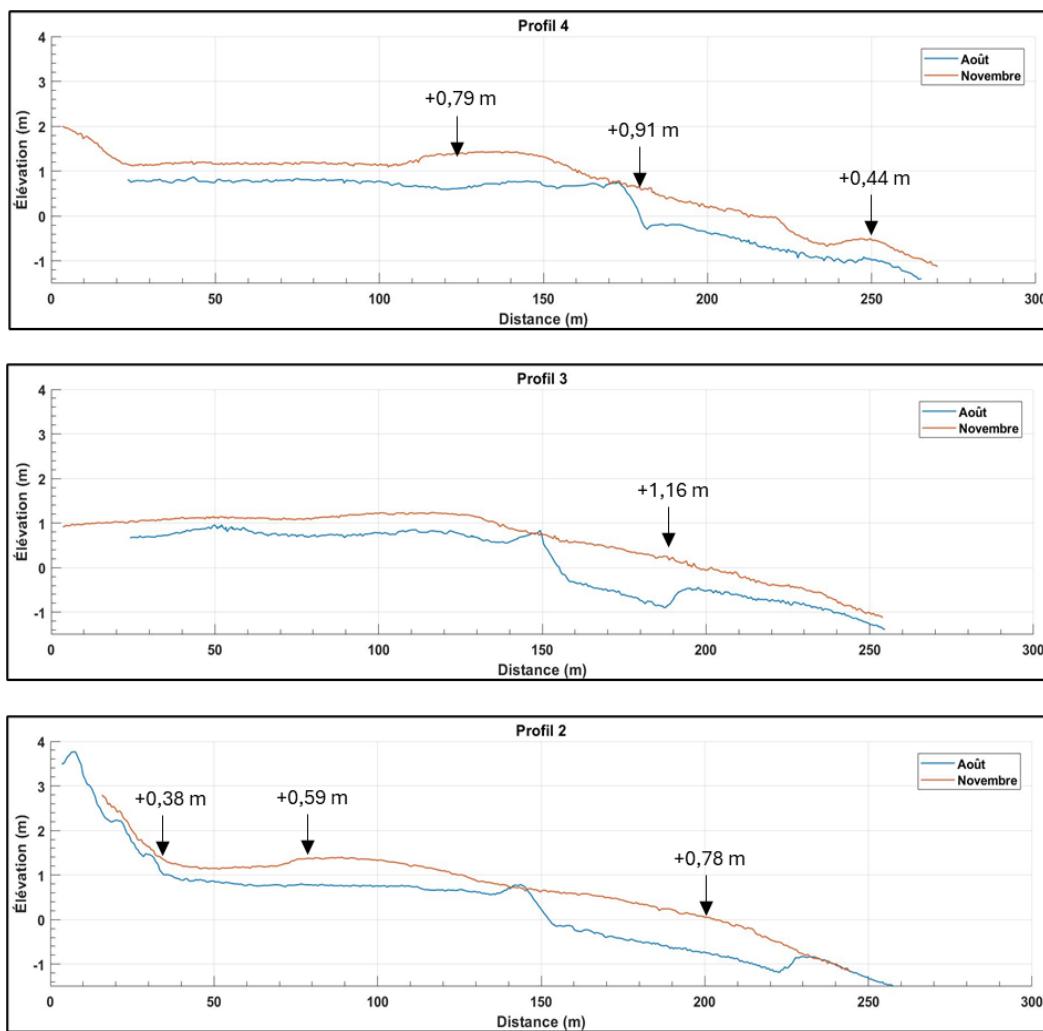


Figure 39 : Profils de plage à l'ancien goulet des Dunes du Havre-aux-Basques.

Dans le secteur nord des Dunes du Havre-aux-Basques, cinq profils sont espacés et ils sont dans un environnement dunaire naturel. Six autres profils sont rapprochés et ils sont situés dans un environnement dunaire, mais anthropisé par une recharge de plage pour protéger la route 199. La figure 40 présente les profils 12, 14 et 15 à la recharge. Voir l'annexe II l'ensemble des profils du secteur des Dunes du Havre-aux-Basques.

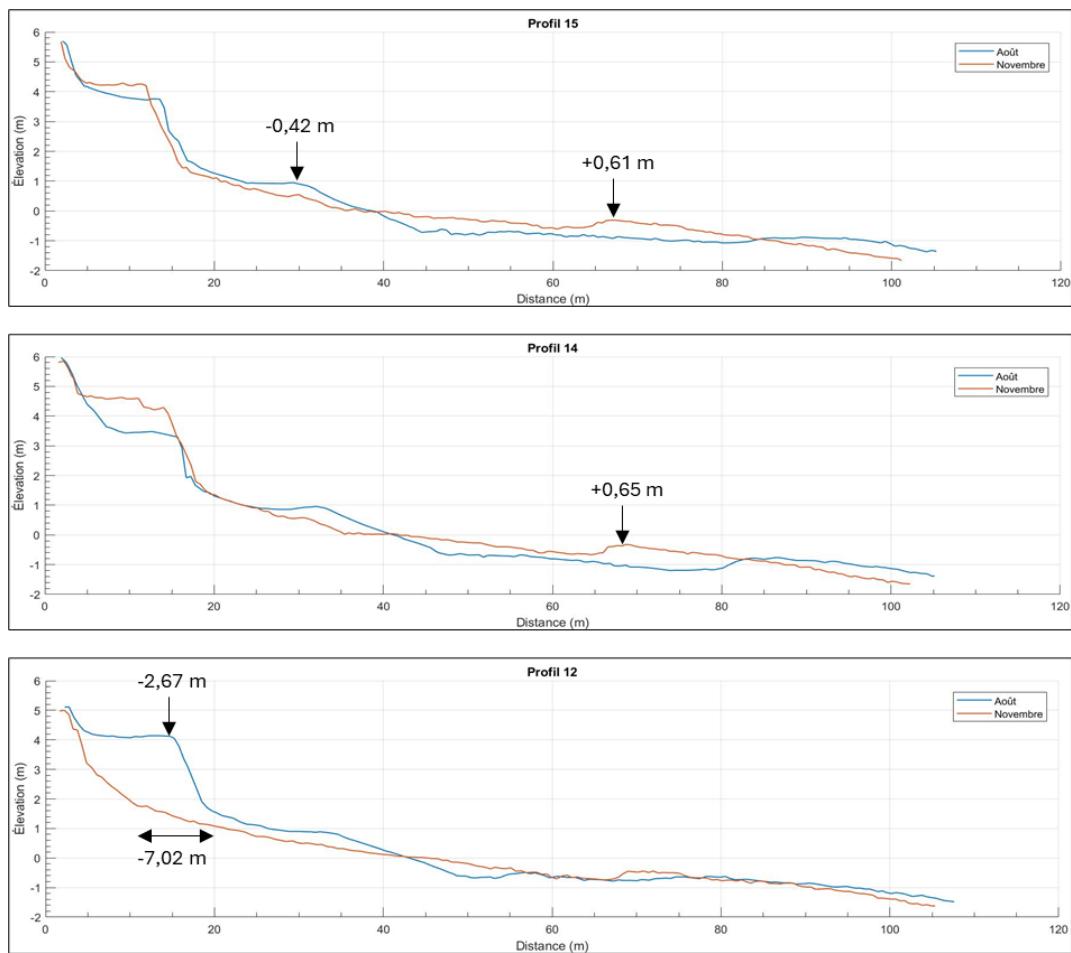


Figure 40 : Profils de plage à la recharge de plage des Dunes du Havre-aux-Basques.

Du côté de Grande-Entrée, il y a 7 profils de plage à l'est de l'île Boudreau. L'emplacement des profils est dans une zone avec peu de recul de la ligne de rivage (figure 41). Il y a tout de même un abaissement du haut estran pour l'ensemble des profils et une augmentation vers le large par l'accumulation sédimentaire. Sur les 7 profils, un seul a une érosion plus significative, soit un recul de 1,96 m du pied de la dune en novembre 2019. La figure 41 présente 3 des 7 profils de plage. Voir l'annexe II l'ensemble des profils.

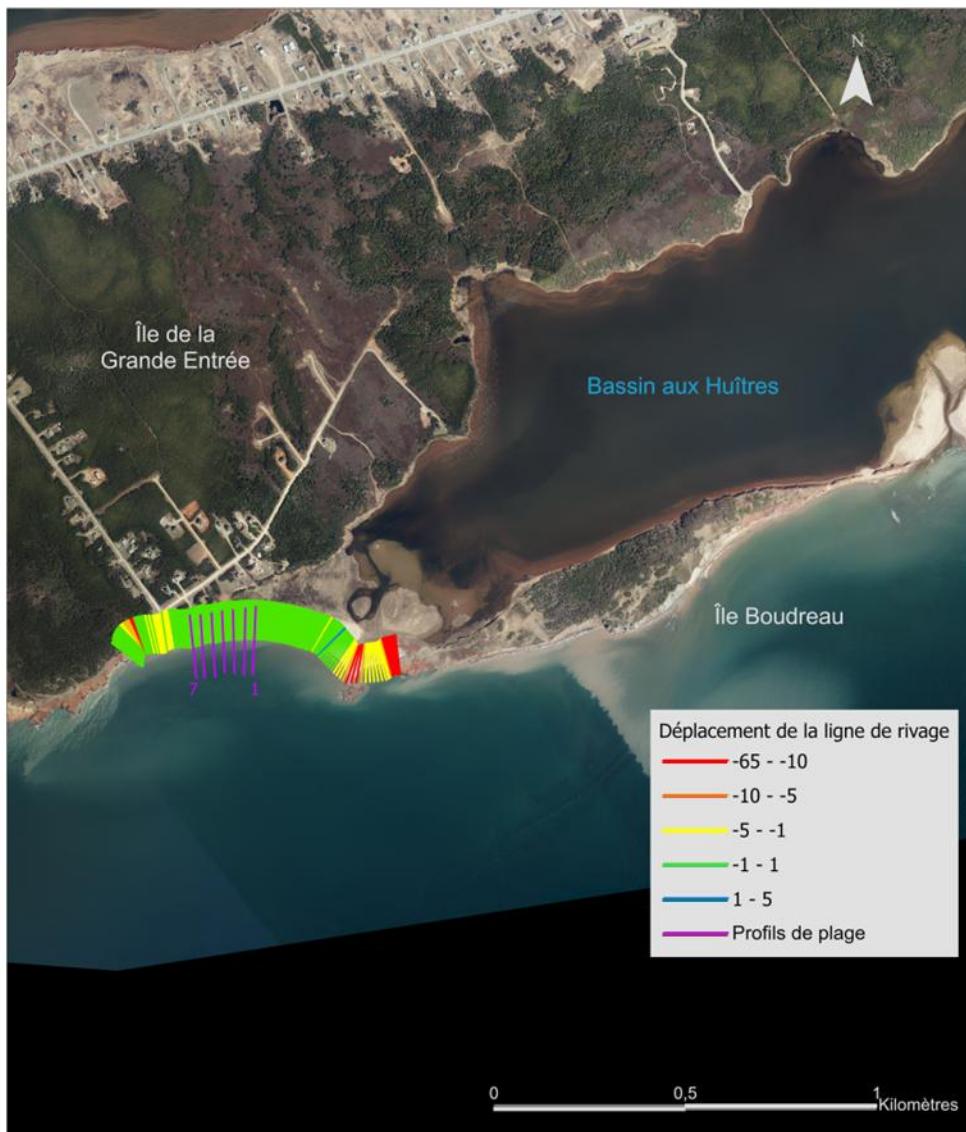


Figure 41 : Carte de localisation des profils de plage et du déplacement de la ligne de rivage mesuré par DSAS entre mai et septembre 2019 du secteur l'Île de la Grande Entrée.

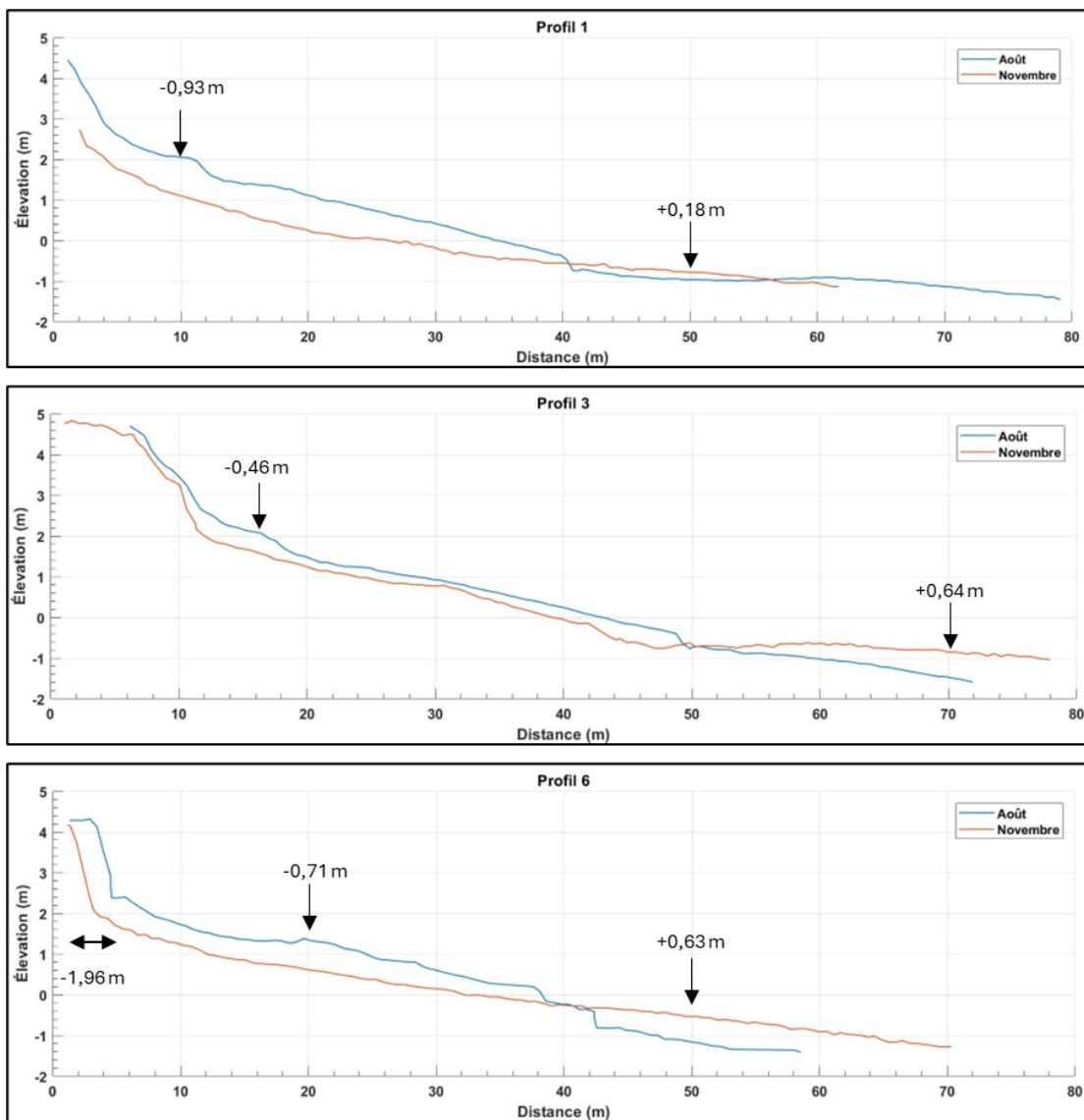


Figure 42 : Profils de plage à la recharge de plage de Grande-Entrée.

5.5 COMPARAISON DES MODÈLES NUMÉRIQUES DE TERRAIN

Une analyse de la surface et du volume sédimentaire a été faite sur deux sites distincts dans la Baie de Plaisance. Le premier site est situé au nord de Dune du Havre-aux-Basques à l'endroit qu'il y a une recharge de plage en partie (figure 43). L'aire totale de la zone étudiée est de 13316,08 m². Il est intéressant de comparer les superficies d'érosion et d'accumulation, car la surface d'érosion (5879,33 m²) est moindre que l'accumulation (7436,75 m²), comme indiqué au tableau 9. Pour la comparaison du volume sédimentaire, c'est tout le contraire. Le volume sédimentaire d'érosion est beaucoup plus marqué avec -5644,16 m³, tandis que le volume d'accumulation est de 1979, 96 m³. Puis le volume total est négatif de -3664,20 m³, indiquant une perte sédimentaire nette dans l'ensemble du secteur couvert par la surface. La figure 43 permet d'observer la répartition de l'érosion et l'accumulation sédimentaire de la surface. À la recharge de plage, l'érosion est particulièrement importante, surtout au nord de la recharge en termes de volume et de superficie. La zone la plus au sud du levé LiDAR, le pied de la dune est aussi en érosion, mais la superficie d'érosion est plus restreinte. Pour ce qui est de l'accumulation sédimentaire, elle a eu lieu sur l'estran, surtout au sud. Au nord du secteur où il y a l'enrochement de la côte, l'estran est plutôt en érosion verticale de faible amplitude.

Le deuxième site pour la comparaison des données LiDAR est situé au nord de la baie de Plaisance sur le chemin des Chalets (figure 44). Comme indiqué dans le tableau 10, l'aire totale de la zone étudiée est de 11 633,69 m². Parmi cette aire, 8125,71 m² correspond à la surface d'érosion. La surface d'accumulation est d'une superficie de 3 507,98 m². Pour le volume sédimentaire, la zone présente un volume total négatif de -2260,52 m³, indiquant une perte nette de matériaux dans l'ensemble de la zone. Le volume d'érosion est de -2681,48 m³, traduisant la quantité de matériaux emportés hors de la zone. Toutefois, cette perte est partiellement compensée par un volume d'accumulation sédimentaire de 420,96 m³.

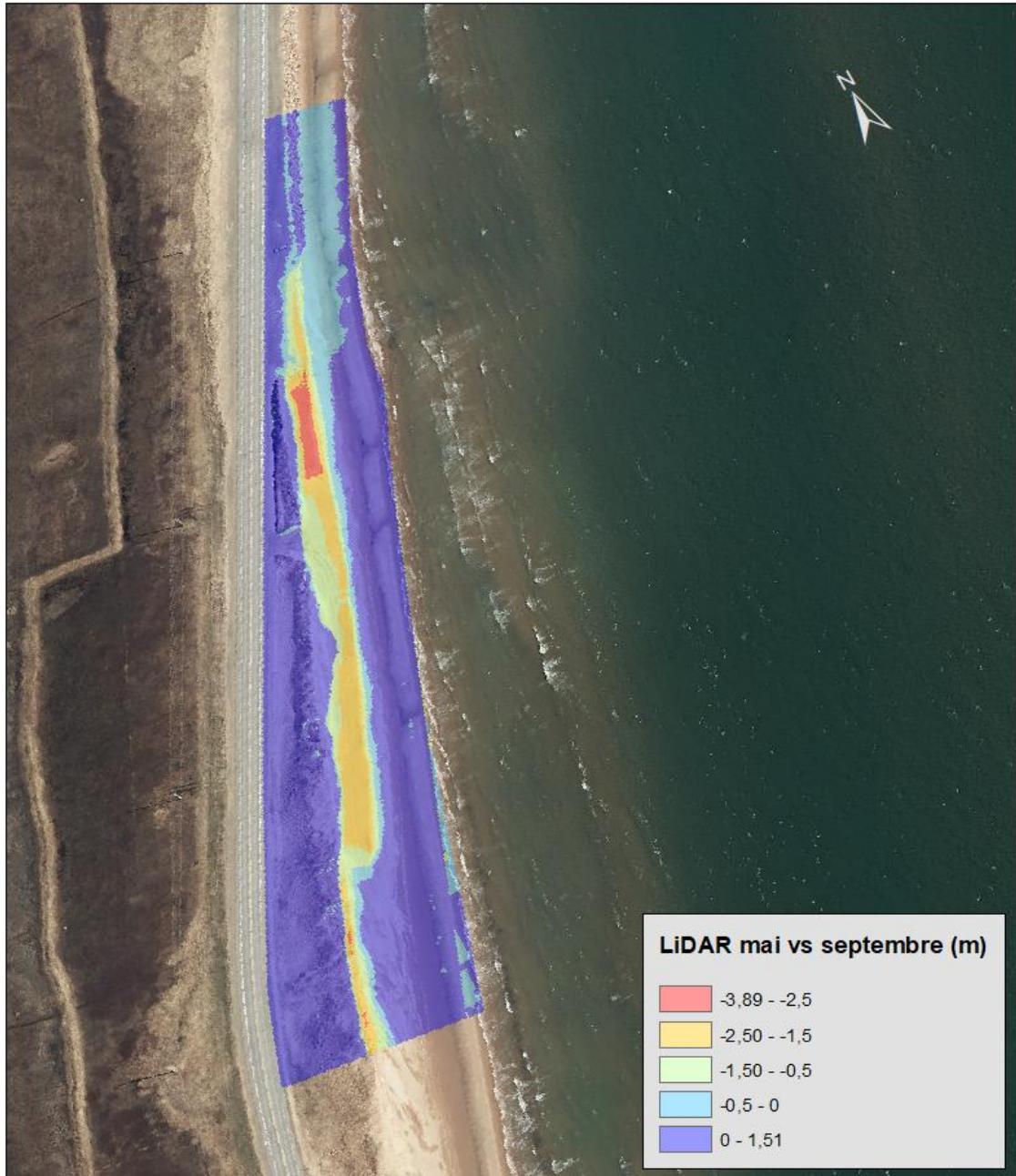


Figure 43: Carte du différentiel d'élévation au nord des Dunes du Havre-aux-Basques.

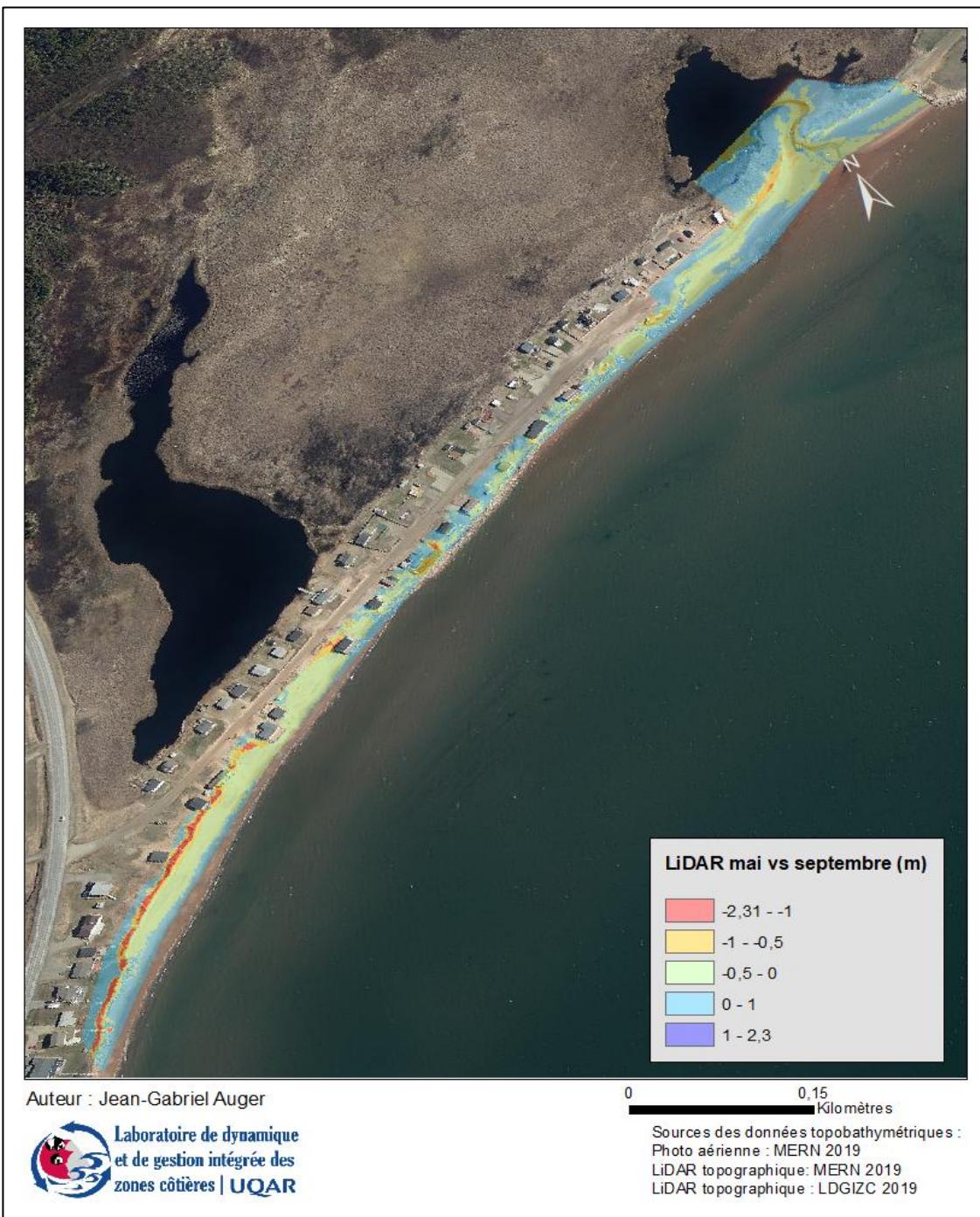


Figure 44 : Carte du différentiel d'élévation au nord de la Baie de Plaisance au chemin des Chalets.

Tableau 9 : Résultats des différents volumes et de superficies au nord des Dunes du Havre-aux-Basques.

Aire totale	13316,08 m ²
Aire d'érosion	5879,33 m ²
Aire d'accumulation	7436,75 m ²
Volume total	-3664,20 m ³
Volume d'érosion	-5644,16 m ³
Volume d'accumulation	1979,96 m ³

Tableau 10 : Résultats des différents volumes et de superficies au nord de la baie de Plaisance au chemin des Chalets.

Aire totale	11633,69 m ²
Aire d'érosion	8125,71 m ²
Aire d'accumulation	3507,98 m ²
Volume total	-2260,52 m ³
Volume d'érosion	-2681,48 m ³
Volume d'accumulation	420,96 m ³

: DISCUSSION

Dans ce chapitre, il sera question de l’interprétation des résultats et de la discussion sur l’impact géomorphologique de la tempête Dorian sur les côtes basses et meubles. Une **CHAPITRE 6** comparaison avec d’autres études sur des tempêtes qui ont des similarités avec les particularités des Îles-de-la-Madeleine sera aussi abordée, ainsi que les limites du projet.

6.1 ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE DU LITTORAL

Dans un premier temps, on peut constater que la tempête post-tropicale Dorian a influencé les conditions hydrodynamiques et qu’elles ont eu un impact sur la morphologie des côtes de l’archipel madelinot. Les conditions de vagues ont été relativement similaires sur le pourtour des îles d’après la modélisation des vagues de WW3 et des mesures sur le côté de l’est et de l’ouest des Îles-de-la-Madeleine avec les AWAC. Les conditions de vagues dépassaient largement les seuils de tempête qui avaient été établis par Bandet et al., (2020) de la Hs 99% à 2,91 m du côté est de l’archipel et du côté ouest, la Hs 99% à 4,48 m. Les niveaux atteints à la côte sont cependant différents selon le lieu et le moment du passage du système dépressionnaire. Même s’il la marée est de faible amplitude, le fait que les Îles-de-la-Madeleine soit à proximité d’un point amphidromique fait que l’onde de marée tourne autour de l’archipel. Donc, dépendamment du lieu et le moment de la marée haute, le passage du système dépressionnaire ne va pas avoir le même effet sur le NET à la côte. Dans le cas de la baie de Plaisance, l’AWAC a mesuré la période avec les mesures les plus extrêmes des spectres de vagues en même temps que la marée haute, tandis que l’AWAC de Pointe-aux-Loups a mesuré les spectres de vagues les plus extrêmes alors que la marée s’approchait de l’étale de la marée basse.

L’érosion des côtes a été plus marquée du côté est de l’archipel, en particulier dans la baie de Plaisance aux Dunes du Havre-aux-Basques et au chemin des Chalets. Le côté ouest de l’archipel a été moins impacté. Cependant, c’est dans le secteur de la pointe de l’Est qui a une moyenne positive, même si elle est faible. Bien entendu, chacun des secteurs a une

variabilité en termes d'érosion ou d'accrétion le long de la côte. Il est intéressant de comparer l'évènement extrême de Dorian avec les taux de migration à long terme qui a été fait par Bernatchez et al., (2012). Dans cette étude, les taux de migration annuels entre 1963 à 2008 aux Îles-de-la-Madeleine montrent la variabilité d'érosion et d'accrétion pour l'ensemble des côtes, comme il est illustré à la figure 45. Il est intéressant de constater que le secteur de la Dune du Havre-aux-Basques est généralement en accrétion et en particulier à l'ancien goulet, ce qui est en concordance avec les résultats de la numérisation de la ligne de rivage et de changements morphologiques des profils de plage. La convergence des dérives littorales principales à l'emplacement de l'ancien goulet pourrait expliquer l'accrétion sédimentaire de

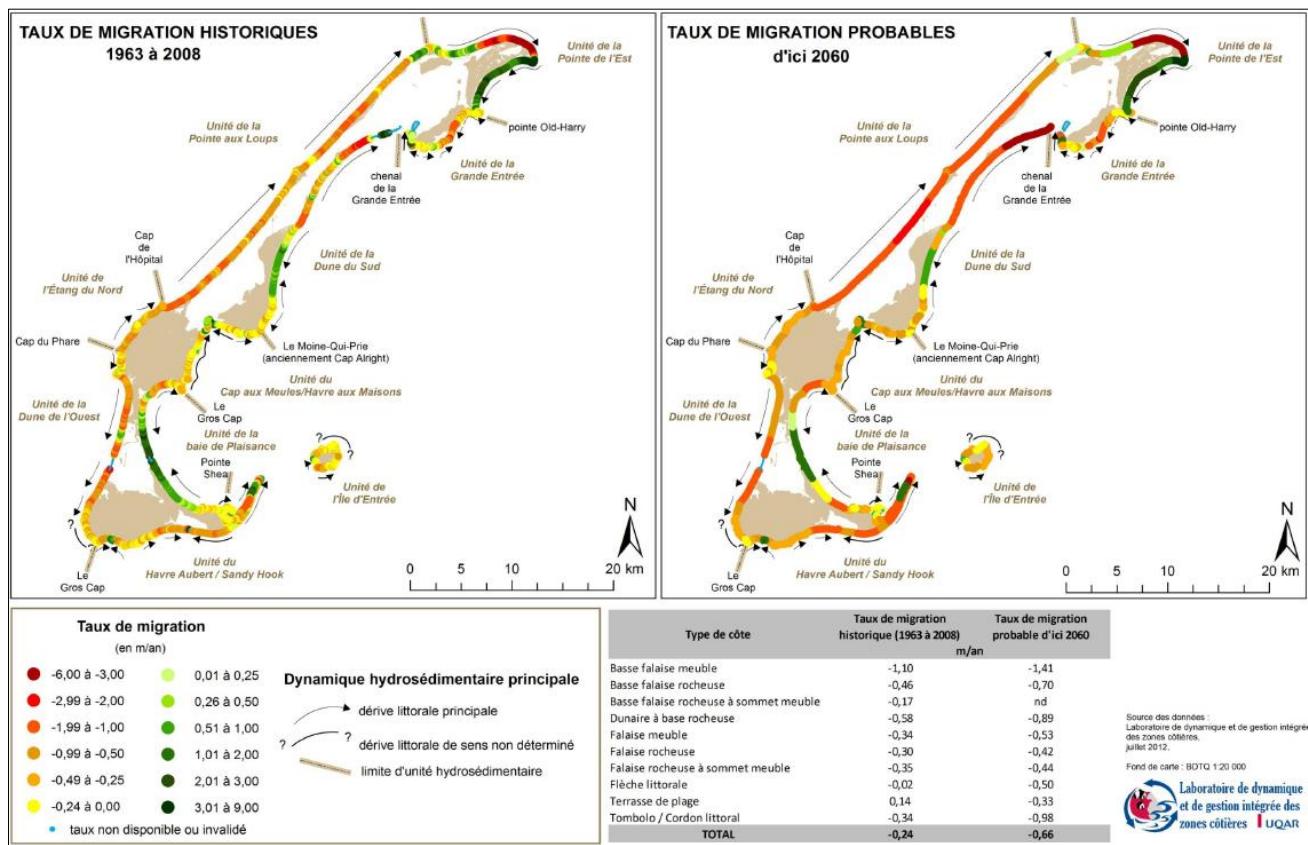


Figure 45 : Évolution côtière historique et probable des îles de la Madeleine de Bernatchez et al., (2012)

ce secteur. La figure 46 présente également la répartition du taux de migration de la ligne de rivage entre 1963 et 2008 pour l'unité de la baie de Plaisance et qu'il y a une forte accrétion

dans ce secteur, en particulier juste au nord de l'ancien goulet. Cependant, les résultats post-Dorian indiquent que l'érosion du pied de dune est également bien présente dans ce même

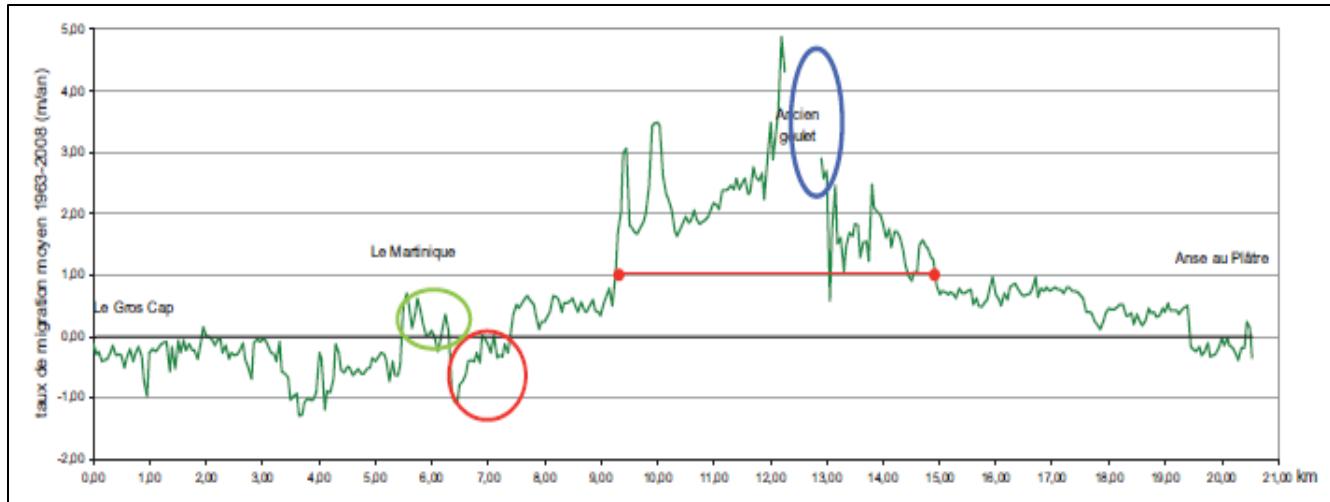


Figure 46 : Taux de migration de la ligne de rivage (1963-2008) pour l'unité de la baie de Plaisance (Bernatchez et al., 2010).

secteur.

L'unité de la baie de Plaisance qui regroupe les secteurs de Dune du Havre-aux-Basques et le chemin des Chalets, est le secteur qui connaît la plus forte érosion de tous les sites analysés avec une moyenne de -3,61 m et de -3,28 m d'après les données de DSAS. Les données maximales sont les plus importantes aux dunes avec un maximum de -29 m, ce qui est considérable. Les données de borne sont de -5,09 m et de -1,90 m en moyenne selon les données de stations de mesure. Les données de vague de WW3 extrait au point de l'AWAC de baie de Plaisance ne sont pas les plus élevées et de plus, le point d'extraction est un peu éloigné de la côte de cette unité. Cependant, un point d'extraction (no. 5) situé un peu plus vers le large est en seconde position pour les paramètres de vague. Il est intéressant de voir que l'impact de la tempête sur la migration de la ligne de rivage le long de la côte des dunes du Havre-aux-Basques a été plus important autour de l'ancien goulet et au nord de celui-ci. Sur la partie plus au sud, l'érosion du pied de la dune est plus faible et même qu'il y a eu de l'accrétion à certains endroits avec les mesures de DSAS.

Les données de profil de plage du côté est de l'archipel montrent qu'il y a eu des changements morphologiques de la côte, dont de l'érosion verticale, de l'accrétion verticale, ainsi que de l'érosion latérale. Bien qu'il y ait eu environ 2 mois d'intervalle entre la tempête post-tropicale et la prise de données de profils topographiques post-tempêtes, les données de l'AWAC de la baie de Plaisance (figure 47) montrent qu'il y a eu deux possibles événements qui auraient pu contribuer à faire des changements morphologiques suivants Dorian, soit le 25 septembre et le 18 octobre. La combinaison du Hs, de la période moyenne et la direction des vagues pourraient y avoir contribué à causer des changements morphologiques de la côte. Cependant, le niveau moyen de la mer lors de ces deux épisodes était plutôt dans la normale et il est donc peu probable qu'ils aient significativement impacté la côte est des Îles-de-la-Madeleine.

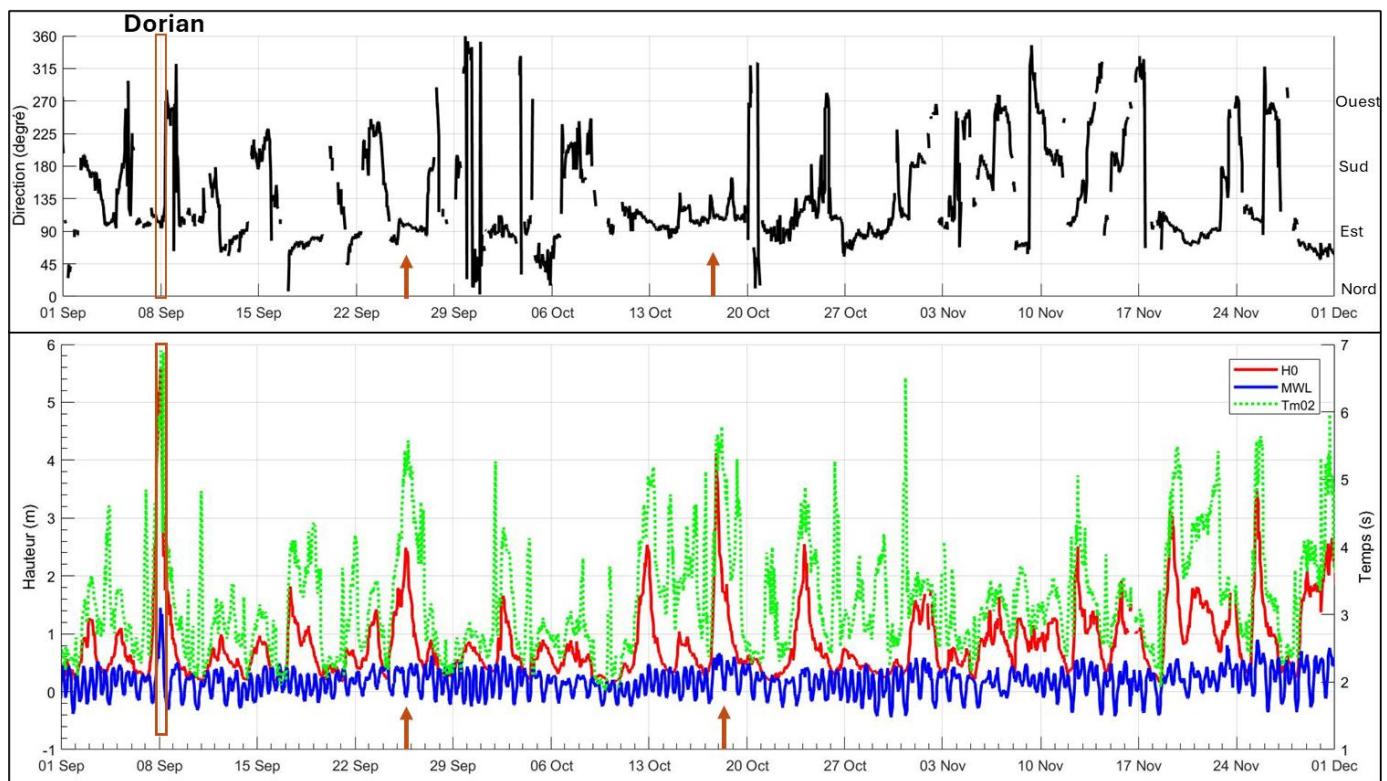


Figure 47: Données hydrodynamiques de l'AWAC. Le 8 septembre est la date de l'évènement de Dorian et les flèches orangées présentent de possibles évènements morphogènes.

Après le passage de Dorian, l'érosion du littoral du côté est a été beaucoup plus marqué que celle vers l'ouest. Entre autres, l'unité de la baie de Plaisance et celle des Dunes du Sud sont les deux secteurs ayant une érosion plus marquée que les autres secteurs. Les unités de Pointe-aux-Loups et les Dunes de l'Ouest ont très peu d'érosion, alors que normalement ce sont des côtes avec des taux de migration plus élevés. Bernatchez et al., (2012) ont remarqué qu'il y a deux régimes de tempête aux Îles-de-la-Madeleine. Le littoral du côté est est davantage exposé aux tempêtes post-tropicales qui sont plus espacées dans le temps, mais qui ont un impact géomorphologique important sur le court terme et des valeurs d'érosion plus faible, voire une progradation sur le long terme à certain endroit (figure 46), tandis que le littoral à l'ouest est davantage exposé à des tempêtes plus fréquentes, mais, à des intensités plus faibles qui entraînent des valeurs de recul importantes sur le long terme, mais moins affectées par les tempêtes post-tropicales. Les résultats de l'évolution du littoral après le passage de Dorian exposent bien cette réalité avec un recul de la côte plus marquée du côté est.

6.2 ÉTUDE COMPARATIVE SUR DORIAN

Une étude réalisée par Smith et al., (2020) sur l'impact géomorphologique de la côte dunaire de Brackley au nord de l'Île-du-Prince-Édouard est intéressante, puisque le site d'étude présente certaines similarités avec les Îles-de-la-Madeleine. Ces similarités sont le faible marnage, le fetch est également limité en étant dans le golfe du Saint-Laurent et que la côte est de type cordon dunaire. Les auteurs ont fait des relevés LiDAR et photogrammétrique (figure 48) pré et post-tempête et ont remarqué une érosion du pied de dune et une déposition vers le haut estran. D'après les auteurs, les sédiments érodés de la dune ont été transportés et déposés en partie sur l'estran, comme il est illustré à la figure 49, dont les profils de plage pré tempête et post-tempête présentent ces changements morphologiques de la plage.

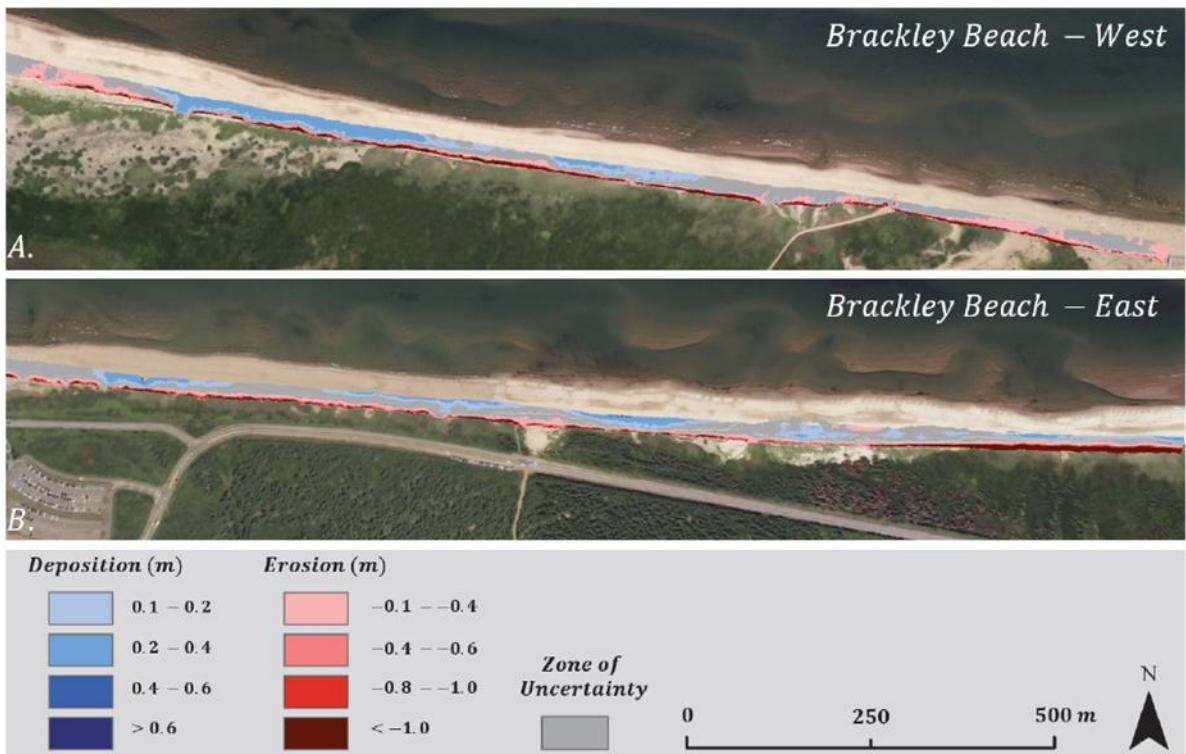


Figure 48 : Différence d'élévation à la plage de Brackley, (Smith et al., 2020).

Smith et al. 2020 ont constaté le recouvrement des dunes à leur site d'étude deux mois suivants le passage de Dorian, dont la remobilisation des sédiments par le processus éolien serait évidemment le processus du rétablissement des dunes, par l'accumulation de dépôts de sédiments secs en forme de petites rides de sable au pied de la dune.

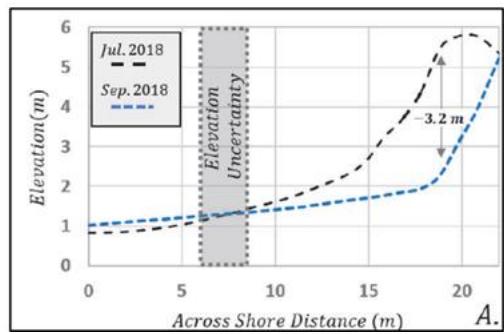


Figure 49 : Profil de plage à Brackley (Smith et al., 2020).

6.3 L’INFLUENCE DES PROCESSUS HYDRODYNAMIQUES SUR LES CHANGEMENTS MORPHOLOGIQUES

Le régime de collision du swash en période de tempête est responsable de l’érosion du pied de dune et du recule de la ligne de rivage par le surcreusement, générant une microfalaise sur le front dunaire et causant de l’effondrement des morceaux composés de sable qui seront transporté par les vagues (Kroon et al., 2007). La période des vagues lors d’un évènement extrême serait responsable de l’érosion des dunes (Coeveld et al., 2006), puisque l’impact du jet de rive devient plus puissant (van Gent et al., 2008). Coeveld et al., (2006) ont fait des simulations numériques, afin d’évaluer différents scénarios d’impact de tempête sur les systèmes dunaires et dans tous les cas, la période (entre 12,0 s à 18,4 s) serait responsable de l’érosion des dunes à près de 50% et la surcote entre 25 et 35%. Les mesures de la période par les RBR à la baie de Plaisance jusqu’à 14 s pour les vagues gravitaires et près de 50 s pour les vagues infragravitaires.

Les ondes infragravitaires vont influencer l’augmentation du niveau d’eau à la côte (Ruessink et al., 1998) et elles ont un effet important sur la réponse morphologique des côtes meubles (Bertin et al., 2018). Ces ondes vont permettre aux vagues d’atteindre la ligne de rivage en causant de l’érosion (Ciavola et al., 2014) et potentiellement causer de la submersion marine (Bertin et al., 2018). Les côtes dunaires peuvent aussi être impactées par la création de brèches de tempête ou de leur élargissement (Bertin et al., 2017; Gomes da Silva et al., 2018).

Un autre facteur contribuant à l’érosion est la surcote de tempête combinée au rehaussement du niveau de l’eau par le jet de rive qui favorise le régime de collision, ainsi que le franchissement et qu’il va favoriser l’érosion du littoral (Sallenger, 2000; Stockdon et al. 2007). Les côtes ayant un régime microtidales et ayant un fetch limité sont grandement influencées par la surcote en période de tempête sur le haut de plage et des dunes, comme il a été étudié au delta du Rhône et dans le golfe du Lion (Gervais, 2012) et à Playa Granada en Espagne (Bergillos et al., 2016). De plus, la combinaison d’un niveau d’eau extrême et d’un régime de collision par le swash est un facteur contribuant à la formation de brèches de

tempêtes dans les systèmes dunaires ou bien à l’élargissement de celle préexistante (Houser et al., 2015). Elles jouent donc un rôle prépondérant sur la réponse morphologique du système en termes d’érosion (Ciavola et al., 2014), de débordement (Matias et al., 2012) et de brèches dans des systèmes sédimentaires (Bertin et al., 2017; Gomes da Silva et al., 2018).

Le marégraphe de Cap-aux-Meules et les mesures du MWL par les AWAC démontrent bien que la surcote a été considérable lors de l’évènement Dorian. Cette surcote a entraîné des conséquences sur la géomorphologie des côtes, comme il a été mentionné dans ce mémoire. Bernatchez et al., (2012) ont remarqué en analysant les niveaux d’eau enregistrés au marégraphe de Cap-aux-Meules entre 1961 et 2010, une augmentation considérable de la fréquence annuelle par décennie où le niveau d’eau mesuré était supérieur au niveau moyen de pleine mer supérieure de grande marée. La décennie 2001-2010 a eu plus de 900 heures de mesure de niveau d’eau extrême, ce qui est de 2 à 5 fois supérieur que les périodes précédentes. Cependant, les auteurs indiquent que seulement 60% des données mesurées étaient disponibles pour les décennies antérieures. Dans cette même étude de Bernatchez et al., (2012), une analyse décennale des vents enregistrés à la station météorologique à Cap-aux-Meules sur une période entre 1951 et 2010 a été effectuée. Cette analyse démontre qu’il y a une diminution importante des forts vents après la décennie 1971-1980 pour les vents supérieurs ou égaux à 50km/h (figure 50) et ceux supérieurs ou égaux 70 km/h (figure 51). Bien qu’il y a eu un changement de l’emplacement de la station météorologique, les auteurs mentionnent toutefois que la baisse du nombre d’évènements de grands vents a aussi été observée à d’autres emplacements au Québec.

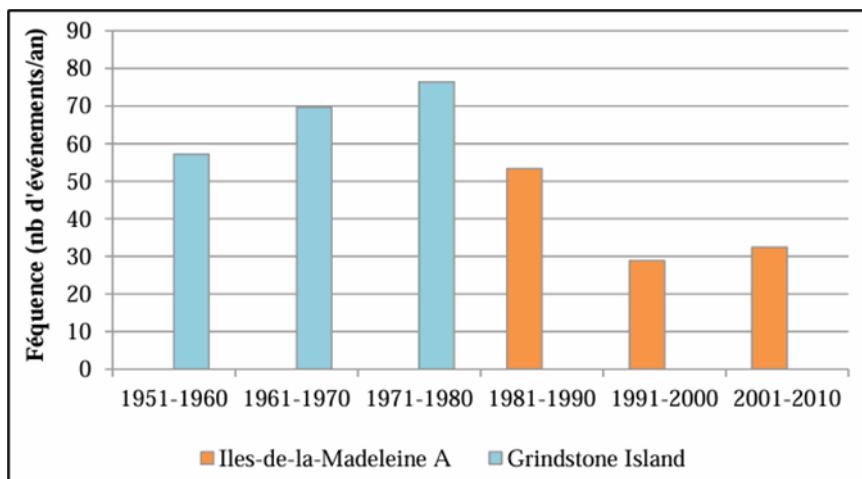


Figure 50 : Nombre d'événements avec des vents supérieurs ou égal à 50km/h aux stations des Îles-de-la-Madeleine (Îles-de-la-Madeleine A et Grindstone Island) de Bernatchez et al., 2012.

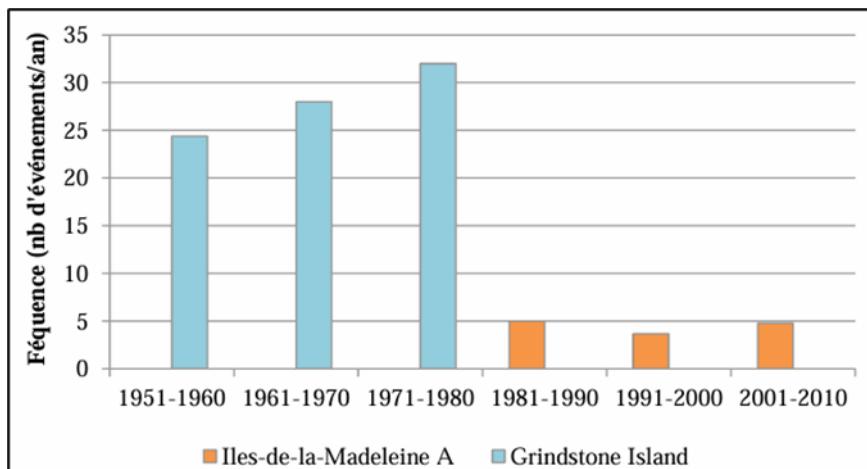


Figure 51: Nombre d'événements avec des vents supérieurs ou égal à 70km/h aux stations des Îles-de-la-Madeleine (Îles-de-la-Madeleine et Grindstone Island) de Bernatchez et al., 2012.

Bien que le nombre d'événements de fort vent diminue, il ne faut pas négliger qu'il y a une augmentation de l'intensité de la vitesse des grands vents lors des événements extrêmes, comme dans le cas de la tempête post-tropicale Dorian qui a été d'une intensité élevée

(Bernatchez et al., 2012). De plus, l'augmentation de niveau de la mer jumelé à la subsidence significative de la région des Îles-de-la-Madeleine (Barnett et al., 2017) sont aussi des phénomènes qui peuvent contribuer à faire des événements pouvant impacter les côtes (Mitrovica et al., 2011). Il faut aussi rajouter le nombre d'événements de surcote qui sont aussi en augmentation comme il a été mentionné (Bernatchez et al., 2012). Lodger et al., (2014), ont fait une analyse des données de vent suggère également que le nombre d'événements de fort vent tend à diminuer. Le seuil établi pour considérer les vents forts est à 46 km/h. À la station météorologique de Charlottetown à l'Île-du-Prince-Édouard qui au sud de l'archipel madelinot, le nombre de jours par année de forts vents entre 1984 à 2005 est de 13,2 jour par an avec une marge d'erreur de 5,5 et la projection d'un modèle pour la période de 2045 à 2060 serait de 12,7 jours par an, avec la même marge d'erreur à 5,5. L'étude ne présente toutefois pas si la vitesse des vents augmente en intensité lors d'événements extrêmes futurs.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Cette étude permet de tracé un portrait de la tempête post-tropicale Dorian qui a causé des changements morphologiques sur les côtes basses et meubles par les conditions météo-marines qui ont été exceptionnellement importantes de l'érosion et de l'accrétion, ainsi que le déplacement sédimentaire vers le large des sédiments érodé. Peu d'étude sur les impacts géomorphologiques des tempêtes ont été faites dans le golfe du Saint-Laurent, qui de plus à un fetch limité et que le régime de marée est de type microtidal.

Il faut tenir en compte les moments d'acquisition des profils de plage qui ont été faits à un intervalle de trois mois, dont deux mois suivant le passage de Dorian. Comme il a été indiqué dans l'étude de Smith et al., (2020) les dunes peuvent se rétablir par le processus éolien suivant un évènement extrême, comme le cas de Dorian à l'Île-du-Prince-Édouard. De l'accumulation sédimentaire s'est faite au pied de la dune.

Les données des stations de mesure de l'évolution de la côte ont moins de mesure que les mesures fait par DSAS à partir d'images satellites et de photographies aériennes. De plus il y a une année d'intervalle entre les mesures, ce qui complique l'évaluation de l'évolution de la côte juste après la tempête post-tropical Dorian. Cependant, les mesures de station permettent de valider les mesures faites par DSAS et de comprendre le rétablissement de la côte après 9 mois après Dorian.

Il serait intéressant pour les prochaines tempêtes post-tropicales d'acquérir des données les jours suivants et les jours après pour mieux évaluer les changements morphologiques avant le rétablissement de la côte. Des données d'imagerie vidéo pour mesurer le jet de rive et le *swash* à la côte seraient aussi intéressantes à intégrer à un projet.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aagaard, T., & Greenwood, B. (1995). Suspended sediment transport and morphological response on a dissipative beach. *Continental Shelf Research*, 15(9), 1061-1086.
- Aagaard, T., & Kroon, A. (2017). Sediment Transport Under Storm Conditions on Sandy Beaches. Dans *Coastal Storms* (p. 45-63). John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781118937099.ch3>
- Almeida, L. P., Masselink, G., Russell, P. E., & Davidson, M. A. (2015). Observations of gravel beach dynamics during high energy wave conditions using a laser scanner. *Geomorphology*, 228, 15-27. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.08.019>
- Anthony, E. J. (2013). Storms, shoreface morphodynamics, sand supply, and the accretion and erosion of coastal dune barriers in the southern North Sea. *Geomorphology*, 199, 8-21. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.06.007>
- Austin, M. J., & Masselink, G. (2006). Observations of morphological change and sediment transport on a steep gravel beach. *Marine Geology*, 229(1-2), 59-77. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.02.003>
- Avila, L. A., Stewart, S. R., Berg, R., & Hagen, A. B. (2020). *Tropical cyclone report: Hurricane Dorian, National Hurricane Center Report*.
- Bagnold, R. A. (1940). Beach formation by waves : some model experiments in a wave tank. *Journal of the Institution of Civil Engineers*, 15(1), 27-52. <https://doi.org/10.1680/ijoti.1940.14279>
- Battjes, J. A. (1974). Surf similarity. In *Coastal Engineering 1974* (pp. 466-480).

Bandet, M., Caulet, C., Baudry, J., Didier, D., Dubuc, D., Marion, N., McKinnon, R., Paul-Hus, C., Caveen, J., Sévigny, C., Senneville, S., Dumont, D. et Bernatchez, P., 2020. Programme de mesure et de modélisation de la morphodynamique de l'érosion et de la submersion côtière dans l'estuaire et le golfe du SaintLaurent (MoDESCo), Phase III : 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, novembre 2020, 259 p.

Barnett, R. L., Bernatchez, P., Garneau, M., & Juneau, M. N. (2017). Reconstructing late Holocene relative sea-level changes at the Magdalen Islands (Gulf of St. Lawrence, Canada) using multi-proxy analyses. *Journal of Quaternary Science*, 32(3), 380-395.

Bascom, W. N. (1953). *CHARACTERISTICS OF NATURAL BEACHES*.

Bauer, B. O., & Greenwood, B. (1988). Surf-Zone Similarity. Dans *Source: Geographical Review* (Vol. 78, Issue 2).

Bergillos, R. J., Ortega-Sánchez, M., Masselink, G., & Losada, M. A. (2016). Morpho-sedimentary dynamics of a micro-tidal mixed sand and gravel beach, Playa Granada, southern Spain. *Marine Geology*, 379, 28-38.

Bernatchez, P., Arsenault, E., Lambert, A., Bismuth, E., Didier, D., Senneville, S., Dumont, D., Caveen, J., Sévigny, C., Beaudry, J. Bandet, M. 2017. Programme de mesure et de modélisation de la morphodynamique de l'érosion et de la submersion côtière dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent (MODESCO), Phase II : 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, mars 2017, 172 p. + annexe.

Bernatchez, P. Boucher-Brossard, G., et Sigouin-Cantin, M. 2012. Contribution des archives à l'étude des événements météorologiques et géomorphologiques causant des dommages aux côtes du Québec maritime et analyse des tendances, des fréquences et des temps de retour

des conditions météo-marines extrêmes. 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, 140 p.

Bernatchez Pascal, & Drejza Suzan. (2015). *RÉSEAU DE SUIVI DE L'ÉROSION CÔTIÈRE DU QUÉBEC MARITIME- Guide pour les utilisateurs.*

Bernatchez, P., Drejza, S. et Dugas, S. (2012) Marges de sécurité en érosion côtière : évolution historique et future du littoral des îles de la Madeleine. 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 2012, 71 p. et annexes

Bernatchez, P., Fraser, C., Lefavire, D., & Dugas, S. (2011). Integrating anthropogenic factors, geomorphological indicators and local knowledge in the analysis of coastal flooding and erosion hazards. *Ocean & Coastal Management*, 54(8), 621-632.
<https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2011.06.001>

Bernatchez, P., Fraser, C., Dugas, S., & Drejza, S. (2012). Marges de sécurité en érosion côtière: évolution historique et future du littoral de la MRC d'Avignon. *Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec. Chaire de recherche en géoscience côtière, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski, Rimouski.*

Bernatchez, P., Fraser, C., Friesinger, S., Jolivet, Y., Dugas, S., Drejza, S., & Morissette, A. (2008). Sensibilité des côtes et vulnérabilité des communautés du golfe du Saint-Laurent aux impacts des changements climatiques. *Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport de recherche remis au Consortium OURANOS et au FACC.*

Bernatchez, P., Toubal, T., Van-Wiertz, S., Drejza, S., & Friesinger, S. (2010). Caractérisation géomorphologique et sédimentologique des unités hydrosédimentaires de la baie de Plaisance et de Pointe-aux-Loups, route 199, Îles-de-la-Madeleine. *Laboratoire de*

dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski.
Rapport final remis au ministère des Transports du Québec.

Bertin, X., de Bakker, A., van Dongeren, A., Coco, G., André, G., Ardhuin, F., ... Tissier, M. (2018). Infragravity waves: From driving mechanisms to impacts. *Earth-Science Reviews*, 177, 774-799. doi: 10.1016/j.earscirev.2018.01.002

Bertin, X., Olabarrieta, M. et McCall, R. (2017). Hydrodynamics Under Storm Conditions. Dans *Coastal Storms* (p. 23-43). Chichester, UK : John Wiley & Sons, Ltd. (2012) doi: 10.1002/9781118937099.ch2

Brian J. Bluck. (1967). Sedimentation of Beach Gravels: Examples from South Wales. *SEPM Journal of Sedimentary Research, Vol. 37*. <https://doi.org/10.1306/74D71672-2B21-11D7-8648000102C1865D>

Bruneau, N., Castelle, B., Bonneton, P., Pedreros, R., Almar, R., Bonneton, N., Bretel, P., Parisot, J.-P., & Sénéchal, N. (2009). Field observations of an evolving rip current on a meso-macrotidal well-developed inner bar and rip morphology. *Continental Shelf Research*, 29(14), 1650-1662. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.05.005>

Buscombe, D., & Masselink, G. (2006). Concepts in gravel beach dynamics. *Earth-Science Reviews*, 79(1-2), 33-52. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.06.003>

Cariolet, J. M. (2011). *Inondation des côtes basses et risques associés en Bretagne: vers une redéfinition des processus hydrodynamiques liés aux conditions météo-océaniques et des paramètres morpho-sédimentaires* (Doctoral dissertation, Université de Bretagne occidentale-Brest).

Castelle, B., Bonneton, P., Sénéchal, N., Dupuis, H., Butel, R., Michel, D., 2006. Dynamics of wave induced currents over a multiple-barred sandy beach on the Aquitanian Coast. *Continental Shelf Research* 26(1), 113–131.

Christensen, K.D., Walstra, D.J., Emerat, N., 2002. Vertical variation of the flow across the surf zone. *Coastal Engineering*, 45, 169-198.

Church, C.C., Thornton, E.B., 1993. Effects of wave-breaking induced turbulence within a longshore current model. *Coastal Engineering*. 20, 1-28.

Ciavola, P., Ferreira, O., Dongeren, A. V., Vries, J. V. T. D., Armaroli, C., & Harley, M. (2014). Prediction of storm impacts on beach and dune systems. *Hydrometeorological hazards*, 227-252.

Clarindo, G., Reis, M. T., Fortes, C. J. E. M., & Rodríguez, G. (2018). Risk assessment of coastal flood in a site of special scientific interest. *Journal of Coastal Conservation*, 22(6), 1157-1166. <https://doi.org/10.1007/s11852-018-0625-x>

Coeveld, E. M., Den Heijer, C., Van de Graaff, J., De Vroeg, J. H., & Steetzel, H. J. (2006). The effect of the wave period on dune erosion. In *Coastal Dynamics 2005: State of the Practice* (pp. 1-11).

Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J. L., Fichefet, T., Friedlingstein, P., ... & Wehner, M. (2013). Long-term climate change: projections, commitments and irreversibility.

Corriveau, M., Bernatchez, P., Belzile, M., & Senneville, S. (2019). Influence de la réduction du couvert de glace sur l'érosion côtière en bordure des infrastructures routières de l'est du Québec dans un contexte de changements climatiques. Rimouski, 1-614.

Corriveau, M., Fraser, C., Caron, T., Bernatchez, P., Buffin-Bélanger, T. et Van-Wierts, S. (2016). Étude de la dynamique morphosédimentaire des côtes basses sablonneuses en bordure de la route 138 sur la Côte-Nord du Saint-Laurent en contexte de changements climatiques : Rapport final - Projet X016.1. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère des Transports du Québec, mars 2016, 421 p. et annexes.

da Silva, P. G., Coco, G., Garnier, R., & Klein, A. H. (2020). On the prediction of runup, setup and swash on beaches. *Earth-Science Reviews*, 204, 103148.

Davidson-Arnott, R. G. D. (2005). Conceptual model of the effects of sea level rise on sandy coasts. *Journal of Coastal Research*, 21(6), 1166-1172. <https://doi.org/10.2112/03-0051.1>

Davidson-Arnott, R. G., & McDONALD, R. A. (1989). Nearshore water motion and mean flows in a multiple parallel bar system. *Marine Geology*, 86(4), 321-338.

Davidson-Arnott, R. G. D., & van Heyningen, A. G. (2003). Migration and sedimentology of longshore sandwaves, Long Point, Lake Erie, Canada. *Sedimentology*, 50(6), 1123-1137. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00597.x>

Didier, D. (2014). *Évaluation de la submersion côtière par l'estimation in situ du wave runup sur les côte basses du Bas-Saint-Laurent, Québec*.

Didier, D., Bernatchez, P., Marie, G., & Boucher-Brossard, G. (2016). Wave runup estimations on platform-beaches for coastal flood hazard assessment. *Natural Hazards*, 83, 1443-1467.

Didier, D., Bandet, M., Bernatchez, P., & Dumont, D. (2019). Modelling coastal flood propagation under sea level rise: A case study in Maria, eastern Canada. *Geosciences (Switzerland)*, 9(2). <https://doi.org/10.3390/geosciences9020076>

Didier, D., Bernatchez, P., Boucher-Brossard, G., Lambert, A., Fraser, C., Barnett, R. L., & Van-Wiert, 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. <https://doi.org/10.3390/jmse3030560>

Didier, D., Caulet, C., Bandet, M., Bernatchez, P., Dumont, D., Augereau, E., Floc'h, F., & Delacourt, C. (2020). Wave runup parameterization for sandy, gravel and platform beaches in a fetch-limited, large estuarine system. *Continental Shelf Research*, 192. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2019.104024>

Dubois, J. M. M., & Grenier, A. (1993, July). The Magdalen Islands, Gulf of Saint Lawrence. In *Coastlines of Canada* (pp. 170-182). ASCE.

Dubois, R. N. (1981). Foreshore topography, tides, and beach cusps, Delaware. *Geological Society of America Bulletin*, 92(3), 132. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1981\)92<132:FTTABC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1981)92<132:FTTABC>2.0.CO;2)

Farquharson, W.I., 1970. Tides, tidal streams and currents in the Gulf of St. Lawrence. AOL Rep. 1970-5, Bedford Inst. Oceanogr Dartmouth, N.S., 145 p 106, 105–121.

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., Manson, G. K., Chagnon, R., Solomon, S. M., van der Sanden, J. J., & Lynds, T. L. (2002). Nearshore ice and climate change in the southern Gulf of St. Lawrence. In *Ice in the environment. Proceedings 16th IAHR International Symposium on Ice* (pp. 344-351).

Forbes, D. L., Parkes, G. S., Manson, G. K., & Ketch, L. A. (2004). Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence. *Marine Geology*, 210(1-4), 169-204. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.009>

Fraser, C. et Bernatchez, P., 2006. Caractérisation et évaluation des risques d'érosion et de submersion côtière pour le secteur de la pointe Verte, Maria, Québec. Rapport de recherche remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, UQAR, 44 p.

Gallagher, E.L., Elgar, S., Guza, R.T., 1998. Observations of sand bar evolution on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 103, C2, 3203-3215.

Gervais, M. (2012). Impacts morphologiques des surcotes et vagues de tempêtes sur le littoral méditerranéen (Doctoral dissertation, Perpignan).

Gomes da Silva, P., Medina, R., González, M., & Garnier, R. (2018). Infragravity swash parameterization on beaches: The role of the profile shape and the morphodynamic beach state. *Coastal Engineering*, 136, 41-55. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2018.02.002>

Grasso, F., 2009. Modélisation physique de la dynamique hydro-sédimentaire des plages. Thèse de Doctorat, Laboratoire des Écoulements Géophysiques et Industriels, et Université Joseph Fourier, Grenoble, 141 p.

Greenwood, B., & Osborne, P. D. (1990). Vertical and horizontal structure in cross-shore flows: an example of undertow and wave set-up on a barred beach. *Coastal Engineering*, 14(6), 543-580.

Greenwood, B., & Sherman, D. J. (1984). Waves, currents, sediment flux and morphological response in a barred nearshore system. In *Developments in Sedimentology* (Vol. 39, pp. 31-61). Elsevier.

Grenier, A., 1993. Évolution littorale récente et impact des structures artificielles aux Îles de la Madeleine, golfe du Saint-Laurent, Québec. Mémoire de maîtrise, Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, 275 p.

Grenier, A., & Dubois, J. M. M. (1992). L'évolution des côtes aux Îles-de-la-Madeleine. *Info Géo Graphes*, 1, 59-64.

Guza, R. T., & Thornton, E. B. (1982). Swash oscillations on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 87(C1), 483. <https://doi.org/10.1029/JC087iC01p00483>

Haigh, I. D., Eliot, M., & Pattiaratchi, C. (2011). Global influences of the 18.61 year nodal cycle and 8.85 year cycle of lunar perigee on high tidal levels. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C6).

Harley, M. D., Turner, I. L., Short, A. D., & Ranasinghe, R. (2011). A reevaluation of coastal embayment rotation: The dominance of cross-shore versus alongshore sediment transport

processes, Collaroy-Narrabeen Beach, southeast Australia. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 116(F4).

Hesp, P. (2002). Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48(1-3), 245-268. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00184-8](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00184-8)

Horn, D., & Li, L. (2006). Measurement and Modelling of Gravel Beach Groundwater Response to Wave Run-up: Effects on Beach Profile Changes. *Journal of Coastal Research*, 225, 1241-1249. <https://doi.org/10.2112/06A-0006.1>

Houde-Poirier, M., Touchette, M., Bruyère, C. et Bernatchez, P., 2018, (mise à jour : 2022). Guide d'application de la méthode écogéomorphologique : identification de la limite du littoral pour le domaine maritime. Chaire de recherche en géoscience côtière, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Document remis au ministère du Développement Durable, de l'Environnement et de la Lutte aux changements climatiques et au ministère des Transports, de la Mobilité durable et de l'Électrification des transports du Québec, janvier 2022, 82 p. + annexes.

Houser, C. (2009). Synchronization of transport and supply in beach-dune interaction. *Progress in Physical Geography*, 33(6), 733-746. <https://doi.org/10.1177/0309133309350120>

Houser, C., & Ellis, J. (2013). 10.10 Beach and Dune Interaction. Dans *Treatise on Geomorphology* (p. 267-288). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00283-9>

Houser, C., & Greenwood, B. (2005). Profile response of a lacustrine multiple barred nearshore to a sequence of storm events. *Geomorphology*, 69(1-4), 118-137.

Houser, C., Hapke, C., & Hamilton, S. (2008). Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms. *Geomorphology*, 100(3-4), 223-240. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.12.007>

Houser, C., Wernette, P., Rentschlar, E., Jones, H., Hammond, B., & Trimble, S. (2015). Post-storm beach and dune recovery: Implications for barrier island resilience. *Geomorphology*, 234, 54-63.

Houser, C., Wernette, P., & Weymer, B. A. (2018). Scale-dependent behavior of the foredune: Implications for barrier island response to storms and sea-level rise. *Geomorphology*, 303, 362-374. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.12.011>

Iribarren, R., & Nogales, C. (1949). Protection des ports. *XVII International Navigation Congress, Section II, Communication*, 31-80.

James, T. S. (2014). Relative sea-level projections in Canada and the adjacent mainland United States. Natural Resources Canada.

Jarry, N. (2009). *Etudes expérimentales et numériques de la propagation des vagues au-dessus de bathymétries complexes en milieu côtier* (Doctoral dissertation, Université du Sud Toulon Var).

Jolicoeur, S., Giangianni, M., & Bérubé, D. (2010). Réponses de la flèche littorale de Bouctouche (Nouveau-Brunswick, Canada) à la hausse du niveau marin relatif et aux tempêtes entre 1944 et 2000. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 16(1), 91-108. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.7839>

Jolicoeur, S., and S. O'Carroll. 2007. "Sandy barriers, climate change and long-term planning of strategic coastal infrastructures, Îles-de-la-Madeleine, Gulf of St. Lawrence (Quebec, Canada)." *Landscape and Urban Planning*, Vol. 81, p. 287-298.

Komar, P. D., Allan*, J. C., & Ruggiero, P. (2011). Sea level variations along the US Pacific Northwest coast: Tectonic and climate controls. *Journal of Coastal Research*, 27(5), 808-823.

- Kopp, R. E., Kemp, A. C., Bittermann, K., Horton, B. P., Donnelly, J. P., Gehrels, W. R., ... & Rahmstorf, S. (2016). Temperature-driven global sea-level variability in the Common Era. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(11), E1434-E1441.
- Kroon, A., Quartel, S., & Aagaard, T. (2007). Impact of a Major Storm on Sediment Exchanges between the Dunes, Beach, and Nearshore. *Coastal Sediments*, 951-962.
- Lemmen, D. S. (2016). *Canada's marine coasts in a changing climate/[edited by Donald S. Lemmen...[et al.]]*. NRCan: Natural Resources Canada.
- Lindhorst, S., Betzler, C., & Hass, H. C. (2008). The sedimentary architecture of a Holocene barrier spit (Sylt, German Bight): Swash-bar accretion and storm erosion. *Sedimentary Geology*, 206(1-4), 1-16. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.02.008>
- Loder, J. W., Han, G., Galbraith, P. S., Chassé, J., & Van der Baaren, A. (Eds.). (2013). *Aspects of climate change in the Northwest Atlantic off Canada*. Fisheries and Oceans Canada= Pêches et océans Canada.
- Longuet-Higgins, M.S., 1970. Longshore currents generated by obliquely incident sea waves 1. *Journal of Geophysical Research*, 75, 78-6789.
- Lynett, P. J., & Liu, P. L. F. (2002). A two-dimensional, depth-integrated model for internal wave propagation over variable bathymetry. *Wave Motion*, 36(3), 221-240.
- Mariño-Tapia, I. J., Russell, P. E., O'Hare, T. J., Davidson, M. A., & Huntley, D. A. (2007). Cross-shore sediment transport on natural beaches and its relation to sandbar migration patterns: 1. Field observations and derivation of a transport parameterization. *Journal of Geophysical Research*, 112(C3), C03001. <https://doi.org/10.1029/2005JC002893>
- Masselink, G., Austin, M., Tinker, J., O'Hare, T., & Russell, P. (2008). Cross-shore sediment transport and morphological response on a macrotidal beach with intertidal bar morphology, Truc Vert, France. *Marine Geology*, 251(3-4), 141-155. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.01.010>

- Masselink, G., & Black, K. P. (1995). Magnitude and cross-shore distribution of bed return flow measured on natural beaches. *Coastal Engineering*, 25(3-4), 165-190.
- Masselink, G., Hegge, B. J., & Pattiarchi, C. B. (1997). Beach cusp morphodynamics. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Group*, 22(12), 1139-1155.
- Masselink, G., & Li, L. (2001). The role of swash infiltration in determining the beachface gradient: a numerical study. *Marine Geology*, 176(1-4), 139-156.
- Masselink, G., Scott, T., Poate, T., Russell, P., Davidson, M., & Conley, D. (2016). The extreme 2013/2014 winter storms: hydrodynamic forcing and coastal response along the southwest coast of England. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(3), 378-391.
- Matias, A., Williams, J. J., Masselink, G., & Ferreira, Ó. (2012). Overwash threshold for gravel barriers. *Coastal Engineering*, 63, 48-61. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2011.12.006>
- Melby, J. A., Nadal-Caraballo, N. C., & Kobayashi, N. (2012). *Wave runup prediction for flood mapping*. Coastal Engineering Research Council of the American Society of Civil Engineers.
- Merrifield, M. A., Genz, A. S., Kontoes, C. P., & Marra, J. J. (2013). Annual maximum water levels from tide gauges: Contributing factors and geographic patterns. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(5), 2535-2546.
- McSharry, P. (2014). The role of scientific modelling and insurance in providing innovative solutions for managing the risk of natural disasters. *Reducing Disaster: Early Warning Systems For Climate Change*, 325-338.
- Miles, J. R., Russell, P. E., Ruessink, B. G., & Huntley, D. A. (2002). Field observations of the effect of shear waves on sediment suspension and transport. *Continental Shelf Research*, 22(4), 657-681.

Mitrovica, J. X., Gomez, N., Morrow, E., Hay, C., Latychev, K., & Tamisiea, M. E. (2011). On the robustness of predictions of sea level fingerprints. *Geophysical Journal International*, 187(2), 729-742.

Mortlock, T. R., & Goodwin, I. D., 2015. Directional wave climate and power variability along the Southeast Australian shelf. *Continental Shelf Research*, 98, 36-53.

Neumeier, U., Ruest, B., Lambert, A., Bismuth, E., Dumont, D., Jacob, D., Savard, J.-P., Joly, S. (2013). Modélisation du régime des vagues du golfe et de l'estuaire du Saint Laurent pour l'adaptation des infrastructures côtières aux changements climatiques. Rapport présenté au ministère des Transports du Québec. Institut des sciences de la mer de Rimouski, Université du Québec à Rimouski, 284 p.

Nicholls, R. J., Lincke, D., Hinkel, J., Brown, S., Vafeidis, A. T., Meyssignac, B., ... & Fang, J. (2021). A global analysis of subsidence, relative sea-level change and coastal flood exposure. *Nature Climate Change*, 11(4), 338-342.

Osborne P. D., Greenwood, B., 1992. The frequency dependence of cross-shore suspended sediment transport: 2. A barred shoreface. Bluewater Beach. Ontario. *Marine Geology*, 106, 25-50.

Parris, A. S., Bromirski, P., Burkett, V., Cayan, D. R., Culver, M. E., Hall, J., ... & Weiss, J. (2012). Global sea level rise scenarios for the United States National Climate Assessment.

Quintin, C., Bernatchez, P., & Jolivet, Y. (2013). Impacts de la tempête du 6 décembre 2010 sur les côtes du Bas-Saint-Laurent et de la baie des Chaleurs. *Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières et Chaire de recherche en géoscience côtière, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec*, 1.

Rémillard, A. M., Buylaert, J. P., Murray, A. S., St-Onge, G., Bernatchez, P., & Hétu, B. (2015). Quartz OSL dating of late Holocene beach ridges from the Magdalen Islands (Quebec, Canada). *Quaternary Geochronology*, 30, 264-269.

Robin, N., Billy, J., Barthe, P., Barusseau, J. P., Carvalho, E., Certain, R., ... & Wright, S. (2013).

Etude globale de l'isthme de Miquelon-Langlade. *Rapport final. Université de Perpignan Via Domitia (282 pp.)*.

Ruest, B., Neumeier, U., Dumont, D., Bismuth, E., Senneville, S., & Caveen, J. (2016). Recent wave climate and expected future changes in the seasonally ice-infested waters of the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Climate dynamics*, 46, 449-466.

Ruessink, B. G., Kleinhans, M. G., & Van den Beukel, P. G. L. (1998). Observations of swash under highly dissipative conditions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C2), 3111-3118.

Ruessink, B. G., Pape, L., & Turner, I. L. (2009). Daily to interannual cross-shore sandbar migration: Observations from a multiple sandbar system. *Continental Shelf Research*, 29(14), 1663-1677. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.05.011>

Ruggiero, P., Komar, P. D., Mcdougal, W. G., Marra, J. J., & Beach, R. A. (2001). Wave Runup, Extreme Water Levels and the Erosion of Properties Backing Beaches. Dans *Source: Journal of Coastal Research* (Vol. 17, Issue 2).

Sallenger, A.H., 2000. Storm impact scale for barrier islands. *Journal of Coastal Research*, 16 (3), 890-895.

Sayol, J. M., & Marcos, M. (2018). Assessing Flood Risk Under Sea Level Rise and Extreme Sea Levels Scenarios: Application to the Ebro Delta (Spain). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(2), 794-811. <https://doi.org/10.1002/2017JC013355>

Scott, T., Masselink, G., & Russell, P. (2011). Morphodynamic characteristics and classification of beaches in England and Wales. *Marine Geology*, 286(1-4), 1-20. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.04.004>

Serafin, K. A., Ruggiero, P., & Stockdon, H. F. (2017). The relative contribution of waves, tides, and nontidal residuals to extreme total water levels on U.S. West Coast sandy beaches. *Geophysical Research Letters*, 44(4), 1839-1847. <https://doi.org/10.1002/2016GL071020>

Shepard, F. P., & Inman, D. L. (1950). Nearshore water circulation related to bottom topography and wave refraction. *Transactions, American Geophysical Union*, 31(2), 196. <https://doi.org/10.1029/TR031i002p00196>

Sherman, D. J., & Bauer, B. O. (1993). *413-Dynamics of beach-dune systems*.

Short, A. (1999). Handbook of beach and shoreface morphodynamics. Wiley, Chichester, 379p.

Smith, J. M., Larson, M., Kraus, N. C., 1993. Longshore current on a barred beach: Field measurements and calculation. *Journal of Geophysical Research*, Vol.98, No.C12, pp.22717-22731.

Smith, A., Lunardi, B., George, E., & Houser, C. (2020). Monitoring Storm Impacts on Sandy Coastlines with UAVs. Dans *Spatial Variability in Environmental Science - Patterns, Processes, and Analyses [Working Title]*. IntechOpen. <https://doi.org/10.5772/intechopen.91459>

Soldini, L., Antuono, M., & Brocchini, M. (2013). Numerical modeling of the influence of the beach profile on wave run-up. *Journal of waterway, port, coastal, and ocean engineering*, 139(1), 61-71.

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.

Stéphan, P. (2011). Colmatage sédimentaire des marais maritimes et variations relatives du niveau marin au cours des 6 000 dernières années en rade de Brest (Finistère). *Norois. Environnement, aménagement, société*, (220), 9-37.

Stockdon, H. F., Holman, R. A., Howd, P. A., & Sallenger, A. H. (2006). Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering*, 53(7), 573-588.
<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.12.005>

Stockdon, H. F., Sallenger Jr, A. H., Holman, R. A., & Howd, P. A. (2007). A simple model for the spatially-variable coastal response to hurricanes. *Marine Geology*, 238(1-4), 1-20.

Svendsen, I.A., 1984. Mass flux and undertow in a surf zone. *Coastal Engineering*, 8, 347-365.

Thompson, P. R., Widlansky, M. J., Leuliette, E., Chambers, D. P., Beckley, B., Sweet, W., ... & Nerem, R. S. (2024). Global oceans-Sea-level variability and change [in: State of the Climate in 2023]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 105(8), S183.

Thornton, E. B., Humiston, R. T., & Birkemeier, W. (1996). Bar/trough generation on a natural beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C5), 12097-12110.
<https://doi.org/10.1029/96JC00209>

van der Meulen, T., & Gourlay, M. R. (1969). Beach and Dune Erosion Tests. *Coastal Engineering 1968*, 701-707. <https://doi.org/10.1061/9780872620131.044>

van Gaalen, J. F., Kruse, S. E., Coco, G., Collins, L., & Doering, T. (2011). Observations of beach cusp evolution at Melbourne Beach, Florida, USA. *Geomorphology*, 129(1-2), 131-140.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.01.019>

Van Gent, M. R. A., de Vries, J. V. T., Coeveld, E. M., De Vroeg, J. H., & Van de Graaff, J. (2008). Large-scale dune erosion tests to study the influence of wave periods. *Coastal Engineering*, 55(12), 1041-1051.

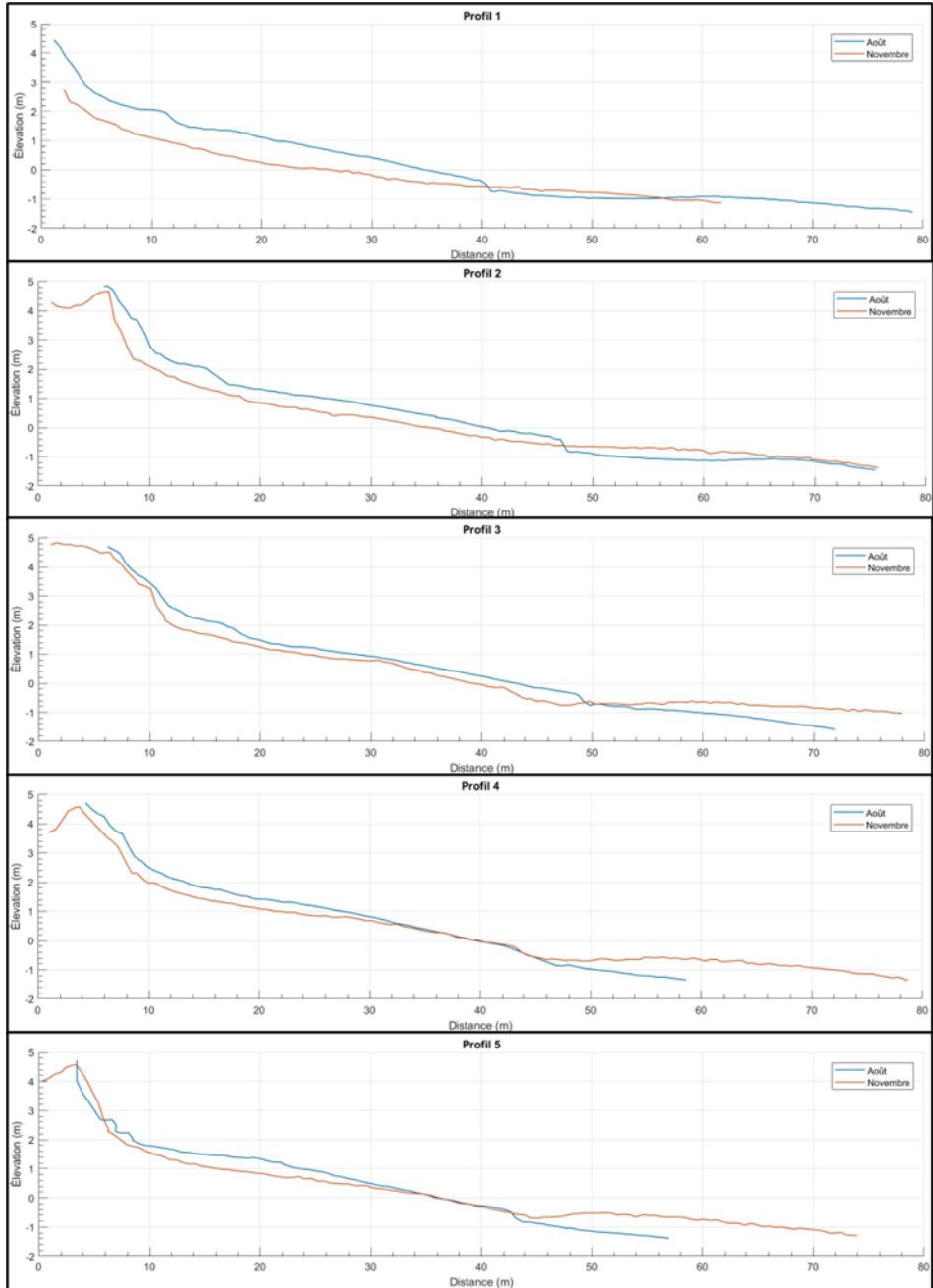
Wahl, T., Calafat, F. M., & Luther, M. E. (2014). Rapid changes in the seasonal sea level cycle along the US Gulf coast from the late 20th century. *Geophysical Research Letters*, 41(2), 491-498.

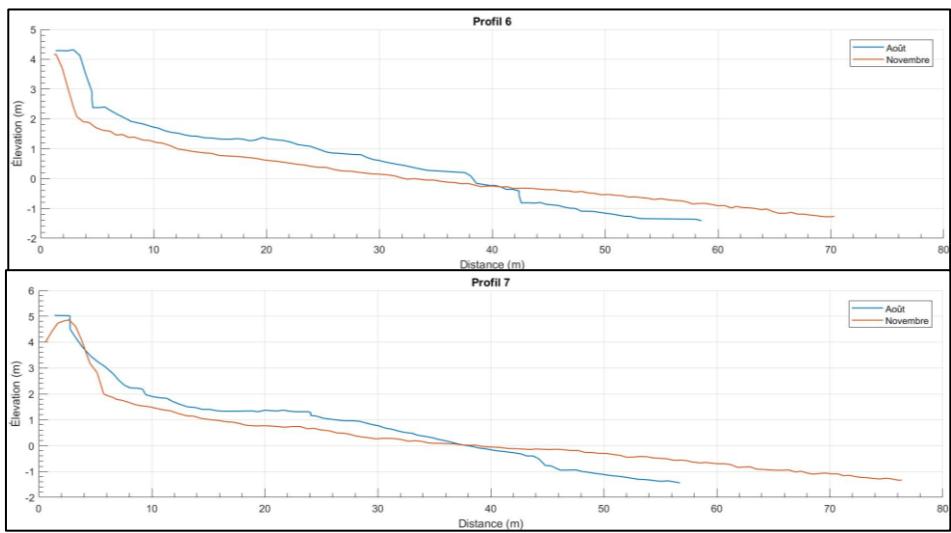
Wright, L.D., Guza, R.T., Short, A.D., 1982. Dynamics of a high-energy dissipative surf zone. *Marine Geology*, 45, 41-62

Wright, L. D., & Short, A. D. (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology*, 56(1-4), 93-118. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90008-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2)

ANNEXES

ANNEXE I PROFILS A GRANDE-ENTREE





ANNEXE II PROFILS A LA BAIE DE PLAISANCE

