

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

ÉVALUATION DE LA SUBMERSION CÔTIÈRE PAR L'ESTIMATION IN SITU DU WAVE
RUNUP SUR LES CÔTES BASSES DU BAS-SAINT-LAURENT, QUÉBEC

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR

DAVID DIDIER

SEPTEMBRE 2014

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI
Service de la bibliothèque

Avertissement

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

REMERCIEMENTS

Ce travail n'aurait pas vu le jour sans l'esprit de synthèse et visionnaire de mes directeurs, Pascal Bernatchez et Guillaume Marie. De ce duo de géomorphologues côtiers québéco-français émerge une énergie digne du déferlement, une pluri-disciplinarité encyclopédique. L'histoire de ce mémoire commence avec leurs idées.

Septembre 2010. On me propose un projet de recherche. « Au Québec, la submersion est peu étudiée. Ce sera pourtant une grande problématique dans les années à venir avec les changements climatiques.» me mentionne alors Pascal Bernatchez, mon directeur. Par « peu étudiée », comprenons que les zones à risque de submersion ne sont pas très connues au Québec en 2010. Le Saint-Laurent a pratiquement le statut d'une rivière en terme de législation selon la Loi sur la qualité de l'environnement.

Or, dans l'estuaire et le golfe, et chaque riverain pourrait en témoigner, on retrouve des *marées* et des *vagues*. Le deuxième terme est très méconnu près de la côte et peu de mesures de terrain sont disponibles pour en expliquer le fonctionnement. Sous-estimer un de ces deux aspects peut pourtant sous-estimer l'aléa. Et le risque en est tributaire.

Le 6 décembre 2010, les habitants du Québec maritime ont vu un Saint-Laurent déchaîné. Le fleuve s'est fait menaçant, les « grandes marées » ont surpris et détruit. De cet épisode médiatique se cicatrisent lentement des parcelles de terres léguées à la mer... Il semblerait que la marée était très haute. Mais quand est-il des vagues?

Les premiers remerciements vont aux riverains qui nous ont accueilli à bras ouverts, le cœur à l'ouvrage : les yeux encore fixés sur les limites atteintes par des niveaux d'eau surgis de la mer sans avertir. Une tempête à première vue banale culminant pourtant en une conjoncture de phénomènes météo-marins visuellement spectaculaires. En termes de vagues, notamment. Un épisode encore étudié aujourd'hui. J'ai vu des frigos dans des arbres et des arbres dans des frigos. Certains ont vu des vagues emporter leur frigo.

Ces remerciements vont également à ma famille, qui m'a appuyé sans condition ces dernières années à la réalisation de ce mémoire. Remerciements tout spéciaux à ma copine Mathilde avec qui je partage une vision poétique et musicale de la mer. Sans ses encouragements à haute fréquence ce travail serait moins lumineux.

Merci à l'inquantifiable soutien technique et moral apporté par mes amis, en particulier les membres des équipes de canot à glace de l'UQAR (Alex, Corinne, les Frenette, Johan, Julien, Max, Renaud, Robin, Simon), ainsi que mes amis de longue date Alain, Rosa, Audrey et Louis. Malgré les intempéries et les canicules, merci à tous ceux qui ont effectué des levés sur le terrain, Stef et David notamment, et avec qui j'ai travaillé conjointement sur des projets connexes, Sylvio et Jean-Philippe. Enfin je tiens à remercier le gouvernement du Québec via la Chaire de recherche en géoscience côtière pour le soutien financier de ce projet de recherche. Je tiens aussi à remercier la Caisse Populaire Desjardins ainsi que le Groupe Financier RBC/Boreas pour des bourses d'études offertes aux cours de mes deux années de maîtrise.

La sagesse de Wright et Short me pousse à découvrir ce qui se cache derrière leur inspirant et classique article de 1984. *"Surf zone and beaches are interesting because they are not all the same"*, disaient-ils. Comme la musique.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	VII
LISTE DES TABLEAUX	XI
LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS	XIII
RÉSUMÉ	XV
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I	
ÉTAT DE L'ART SUR LA SUBMERSION CÔTIÈRE	7
1.1 Introduction à l'aléa de submersion côtière	7
1.2 Genèse de la submersion : l'effet des tempêtes côtières	10
1.2.1 Les systèmes dépressionnaires	10
1.2.2 Les vagues et leur transition à l'approche de la côte	13
1.2.3 La surcote : une surélévation de la surface	15
1.2.4 L'agitation marine : l'effet des vagues sur le littoral	16
1.3 Méthodes de cartographie de l'aléa de submersion	26
1.3.1 L'approche classique	27
1.3.2 L'approche intégrant le <i>runup</i>	28
1.3.3 La mesure du <i>runup in situ</i>	29
1.3.4 Utilisation de l'échelle d'impact morphologique des tempêtes.....	32
CHAPITRE II	
SITE D'ÉTUDE : UNE CÔTE BAS-LAURENTIENNE VULNÉRABLE À LA SUBMERSION CÔTIÈRE	37

2.1	Localisation et géomorphologie du secteur	37
2.2	Dynamique côtière.....	41
2.3	Contexte marégraphique et météorologique.....	42
2.4	L'évènement extrême du 6 décembre 2010 au Québec maritime	44
CHAPITRE III		
	MÉTHODOLOGIE.....	47
3.1	Généralités sur l'approche utilisée	47
3.2	Données marégraphiques et hydrodynamiques	48
3.3	Zone submergée le 6 décembre 2010 et géomorphologie du littoral.....	50
	3.3.1 Mesures <i>in situ</i> suite à l'évènement.....	50
	3.3.2 Mesures <i>in situ</i> en 2011 : limites atteintes et levés topo- morphologiques.....	52
3.4	Mesures du <i>runup in situ</i> en condition calmes et pentes de haut estran	56
3.5	Statistiques et modélisation empirique.....	60
	3.5.1 Principes du modèle de <i>runup</i>	60
	3.5.2 Identification des variables géomorphologiques	61
	3.5.3 Régressions linéaires.....	63
	3.5.4 Modélisation du <i>runup</i> appliquée au secteur d'étude.....	64
3.6	Cartographie basée sur le modèle de <i>runup</i>	65
	3.6.1 Positionnement du trait de côte et des limites morphologiques	65
	3.6.2 Intégration du modèle et délimitation des zones submergées	68
CHAPITRE IV		
	IMPLICATIONS DES PHÉNOMÈNES MÉTÉO-MARINS LORS DE LA SUBMERSION DU 6 DÉCEMBRE 2010	73
4.1	Synthèse des phénomènes météo-marins du 6 décembre 2010	73
4.2	Altitude maximale de la submersion et <i>runup</i> atteint.....	76

CHAPITRE V	
SUIVI TOPO-MORPHOLOGIQUE DU HAUT ESTRAN	81
5.1 Variabilité spatiale du haut estran	81
5.2 Description géomorphologique des profils étudiés	82
5.3 Quantification de l'évolution des pentes de hauts estrans.....	86
CHAPITRE VI	
LE RÔLE DE LA GÉOMORPHOLOGIE ET DE L'HYDRODYNAMISME DANS	
LE PROCESSUS DE <i>RUNUP</i>	93
6.1 Le <i>runup</i> en conditions de tempête	93
6.1.1 La pente de la plage	93
6.1.2 Les autres paramètres morphologiques	96
6.1.3 Le modèle de <i>runup</i> adapté à la tempête du 6 décembre 2010	99
6.2 Le <i>runup</i> en conditions calmes	100
6.3 Le modèle de <i>runup</i> adapté au secteur d'étude	105
6.4 Comparaison du modèle avec ceux de la littérature	107
CHAPITRE VII	
CARTOGRAPHIE DE LA SUBMERSION DU 6 DÉCEMBRE 2010 GRÂCE À	
UN MODÈLE EMPIRIQUE DE <i>RUNUP</i> ADAPTÉ AU SITE D'ÉTUDE	109
7.1 Synthèse du procédé utilisé et paramètres calculés.....	109
7.2 Surfaces submergées modélisées : exemple de cartographie	111
7.3 Variabilité longitudinale des niveaux d'eau extrêmes prédits	114
7.4 L'échelle d'impact des tempêtes.....	116
7.5 Incertitudes associées aux limites d'application du modèle.....	121
CHAPITRE VIII	
DISCUSSION SUR LE PHÉNOMÈNE DE <i>RUNUP</i> ET SON IMPLICATION DANS	
LA CARTOGRAPHIE DE LA SUBMERSION CÔTIÈRE	125
8.1 Retour sur l'approche.....	125

8.2	Ambiguïtés relatives aux infrastructures de protection en haut de plage	126
8.3	Le type de pente : un critère dépendant des conditions météo-marines.....	129
8.3.1	La pente du haut estran.....	129
8.3.2	La pente du littoral et le modèle adapté au secteur d'étude	132
8.4	Impact de la morphologie sur le phénomène de <i>runup</i>	135
8.4.1	Le rôle de l'avant-côte et de la plate-forme rocheuse	135
8.4.2	Potentiel de submersion du trait de côte.....	138
8.5	Limites du modèle.....	140
8.5.1	Incertitudes liées à la numérisation manuelle	140
8.5.2	Incertitudes associées au filtre Lidar	142
8.5.3	Erreurs associées aux limites du modèle empirique.....	142
CHAPITRE IX		
CONCLUSION		145
RÉFÉRENCES.....		149

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Formation d'un système dépressionnaire. Le trait bleu correspond au front froid, le rouge au front chaud, et le mauve à l'occlusion.	12
Figure 1.2 Zones d'action des vagues et principaux courants agissant près des côtes	14
Figure 1.3 Phénomène de surcote visible sur un marégraphe.	15
Figure 1.4 Types de déferlements associés aux valeurs du nombre d'Iribarren.	20
Figure 1.5 Schématisation du <i>runup</i> au déferlement.	22
Figure 1.6 Méthode classique de cartographie de la submersion.....	26
Figure 1.7 Schématisation du processus de <i>runup</i> engendré par un tsunami, et localisation de sa limite maximale.....	31
Figure 1.8 Paramètres utilisés pour déterminer les niveaux d'eau et la réponse de leur impact morphologique sur le littoral.	33
Figure 1.9 Exemple d'extraction de D_{max} sur un MNE Lidar.....	35
Figure 2.1 Localisation du secteur d'étude.	37
Figure 2.2 Photographie héliportée d'une portion du secteur d'étude le 15 septembre 2010 à Sainte-Luce.....	38
Figure 2.3 Coupe schématique transversale du littoral et de ses composantes principales sur le territoire étudié.	39

Figure 2.4 Composantes géomorphologiques générales du littoral entre Sainte-Luce-sur-Mer et Sainte-Flavie.	41
Figure 2.5 Roses des vents annuelles à la station de Pointe-au-Père	44
Figure 2.6 Analyse de surface le 6 décembre 2010 dans l'Est du Québec.....	45
Figure 3.1 Localisation du capteur de pression situé à Pointe-au-Père.	50
Figure 3.2 Exemple d'indicateur de <i>runup</i> identifiés au DGPS sur le terrain.	52
Figure 3.3 Exemple de mesure au DGPS d'un profil de plage en milieu naturel.	53
Figure 3.4 Localisation des profils de plage au DGPS.	54
Figure 3.5 Schématisation de la localisation de R_{max} par rapport à D_{max}	56
Figure 3.6 Localisation des huit profils étudiés en conditions calmes.	57
Figure 3.7 Identification de la limite maximale atteinte par le <i>runup</i> suite au passage d'une marée haute sur le haut estran meuble.	59
Figure 3.8 Définition et représentation schématique des variables évaluées.....	62
Figure 3.9 Positionnement des éléments morphologiques sur les points Lidar bruts en présence d'une infrastructure de protection.	67
Figure 3.10 Profils générés aux 5 mètres le long de la côte de Sainte-Luce-sur-Mer.....	69
Figure 3.11 Approche méthodologique utilisée pour la cartographie évènementielle de la submersion côtière basée sur un modèle de <i>runup</i> ...	70
Figure 4.1 Conjoncture des phénomènes météo-marins à l'origine de la submersion du 6 décembre 2010 à Rimouski.	73

Figure 4.2 Caractéristiques des vagues (H_o et L_o) au large du 5 au 7 décembre 2010	74
Figure 4.3 Direction et vitesse moyennes des vents du 5 au 7 décembre 2010.	75
Figure 4.4 Photographie du déferlement dans le secteur de Sainte-Luce-sur-Mer. .	76
Figure 4.5 Répartition spatiale des points d'élévation maximale de la submersion du 6 décembre 2010	77
Figure 4.6 Valeurs altitudinales maximales atteintes lors de la submersion du 6 décembre 2010 à Pointe-au-Père et Sainte-Luce-sur-Mer.....	79
Figure 5.1 Évolution des pentes de hauts estrans étudiés à Pointe-au-Père.	83
Figure 5.2 Variabilité de la pente du haut estran pour les huit profils étudiés en 2011 et 2012 à Pointe-au-Père.....	86
Figure 5.3 Modèles numériques d'élévation des deux profils les plus différents en termes de variabilité de la pente du haut estran	89
Figure 5.4 Profils présentant la variabilité la plus faible (P19) et la plus forte (P29).....	90
Figure 5.5 Évolution dans le temps de la pente du haut estran pour chaque profil.....	91
Figure 6.1 Relations entre les pentes de plages et le <i>runup</i> maximal atteint lors de la tempête du 6 décembre 2010 pour les plages naturelles	96
Figure 6.2 Relation logarithmique entre la pente du littoral et sa largeur (m)	98
Figure 6.3 Rôle de l'état du trait de côte sur le <i>runup</i> maximal et l'altitude du trait de côte	99

Figure 6.4 Relation linéaire entre le <i>runup</i> observé et $H\xi$ obtenu avec la pente du haut estran en conditions calmes	104
Figure 6.5 Comparaison entre les valeurs de <i>runup</i> observé et $H\xi$ obtenu avec la pente de la zone intertidale pour l'ensemble des conditions	106
Figure 6.6 Comparaison des modèles pour chaque valeur de <i>runup</i> mesurée	107
Figure 7.1 Exemple de carte de l'aléa de submersion à Sainte-Luce-sur-Mer.....	112
Figure 7.2 Variabilité des NEE prédits lors de la tempête du 6 décembre 2010	115
Figure 7.3 Rapport entre l'altitude du sommet de défense et l'altitude des NEE ..	118
Figure 7.4 Rapport entre l'altitude de D_{max} et le niveau de marée enregistré	119
Figure 7.5 Secteur problématique A et influence de la morphologie du haut estran	122
Figure 7.6 Secteur problématique B et influence de la morphologie du haut estran	124

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 Formules proposées en littérature pour calculer le <i>runup</i> sur des plages naturelles ou en laboratoire, selon les limites du facteur et la pente utilisée	25
Tableau 4.1 Niveaux altitudinaux (géodésiques) atteints le 6 décembre 2010.....	79
Tableau 5.1 Valeurs de pentes du haut estran associées à l'évolution des profils au cours de la période d'inventaire en 2011 et 2012.....	87
Tableau 6.1 <i>Runup</i> mesuré selon les quatre types de pentes de plages.....	94
Tableau 6.2 Relation linéaires entre le <i>runup</i> maximal observé et les autres paramètres morphologiques de l'estran	97
Tableau 6.3 Limites des conditions hydrodynamiques et morphologiques au cours de l'échantillonnage en conditions calmes.....	101
Tableau 6.4 Relations entre les valeurs de <i>runup</i> observé ou sans dimension et différentes variables selon la pente utilisée.....	102
Tableau 6.5 Limites des variables utilisées dans la conception du modèle adapt	105
Tableau 6.6 Résultats statistiques des relation entre les modèles de <i>runup</i> issus de la littérature et les valeurs observées	108
Tableau 7.1 Caractéristiques des paramètres calculés avec le modèle	110

LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS

R_2	Runup 2% (m)
R_{max}	Runup maximal (m)
R_{min}	Limite inférieure de la nappe de retrait (m)
η	Setup (m)
h	Hauteur de la colonne d'eau (m)
L_0	Longueur d'onde des vagues au large (m)
L	Longueur d'onde des vagues
H_0	Hauteur des vagues au large (m)
H	Hauteur des vagues
f	Fréquence des vagues (Hz)
T	Période des vagues (s)
$\tan\beta$	Pente de plage
ξ	nombre d'Iribarren
$M.enr.$	Niveau de marée enregistré (m)
$M.pred.$	Niveau de marée prédit (m)
D_{max}	Sommet de défense naturel ou artificiel (m)
D_{min}	Pied de défense naturel ou artificiel (m)

RÉSUMÉ

Le 6 décembre 2010, une dépression engendrait la submersion du littoral de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent au Québec. Il s'agissait de la conjoncture d'une pleine mer supérieure de vive eau, d'une surcote, et du *wave runup*, soit l'amplitude entre la limite supérieure du jet de rive et le niveau de la mer sans agitation. Après la tempête, les limites de *runup* ont été identifiées au DGPS sur 17 km de côtes. La même approche a été appliquée sur huit plages en conditions calmes à marée haute. L'effet de l'orientation, des pentes, et des largeurs d'estrans a été évalué statistiquement sur la variabilité du *runup*. Un modèle empirique de *runup* a été réalisé grâce à l'utilisation de la pente la mieux corrélée avec les niveaux atteints. Sur le territoire bas-laurentien, il s'avère que la géomorphologie affecte l'hydrodynamisme au déferlement et par conséquent les niveaux d'eau extrêmes. Le paramètre le plus explicatif de la variabilité spatiale du *runup* lors de la tempête est la pente de la zone intertidale. Un large estran rocheux ou meuble protège la côte de la submersion puisqu'il atténue la pente ($r^2=0,91$). En conditions plus calmes, la pente du haut estran est plus représentative de la variabilité du *runup*. Le modèle empirique développé sur l'ensemble des données en milieu naturel ($r^2=0,69$) a été appliqué pour calculer le *runup* théorique sur un LiDAR et établir une cartographie de la submersion du 6 décembre 2010. Les niveaux d'eau extrêmes (NEE) ont également été mis en relation avec l'altitude du trait de côte en regard de l'échelle d'impact des tempêtes de Sallenger (2000). Il en ressort que sans la contribution des vagues, la marée astronomique et la surcote n'aurait submergé que 1% du littoral d'après les résultats de l'application du modèle sur 3177 points de mesure.

INTRODUCTION

Au Québec, plus de 35% des côtes de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent est caractérisé par un relief de faible altitude (Bernatchez, 2006). Le littoral du Bas-Saint-Laurent en fait partie. Notons entre autres les plates-formes rocheuses et les plages de sable et galets qui caractérisent le littoral entre Pointe-au-Père et Sainte-Flavie (Dionne, 2009). En raison de cette proximité altitudinale par rapport au niveau de la mer, ce type de côte est soumis au franchissement par les vagues lorsque le niveau de l'eau devient trop élevé (Benavente et al., 2006; Cariolet et Suanez, 2009). Le 6 décembre 2010, lorsqu'une dépression extratropicale originiaire du sud-est américain a frappé le Canada Atlantique (Québec, Nouveau-Brunswick, Nouvelle-Écosse, Île-du-Prince-Édouard), de nombreuses zones ont subi de la submersion et de l'érosion engendrées par de hauts niveaux d'eau poussés vers la côte (Daigle, 2011; Quintin et al., 2013). Parmi les secteurs submergés sur la rive sud de l'estuaire au Québec, la portion du littoral comprise sur les territoires de Pointe-au-Père et Sainte-Luce-sur-Mer a été fortement dévastée.

Les études sur les changements climatiques sont nombreuses à suggérer une augmentation dans l'intensité des événements extrêmes et des risques côtiers dans les années à venir (Forbes et al., 2004; Geng et Sugi, 2003; Grinsted et al., 2012; Holland, 2012; Knutson et al., 2010; Rhein et al., 2013). Le constat est encore plus marquée pour la hausse appréhendée du niveau marin (Boon, 2012; Nicholls et Cazenave, 2010; Rahmstorf et al., 2012; Vermeer et Rahmstorf, 2009). Considérant cette forte pression sur les littoraux dans un contexte de changements climatiques, le territoire de l'Est du Québec pourrait être submergé de façon plus réccurrente dans le futur. Or, les liens entre les tempêtes et les impacts sur la côte par

submersion côtière ne sont pas totalement compris, notamment au Québec où peu d'études ont été entreprises sur cet aléa (Bernatchez, et al., 2011; Marchand et al., 2014). Dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent, la dernière décennie enregistre une augmentation marquée de la fréquence des événements de vagues de tempêtes qui ont provoqué des dommages à la côte (Bernatchez et al., 2012). Toutefois, l'absence de données de vagues près de la côte ne permet pas d'évaluer avec précision l'impact des conditions hydrodynamiques sur le phénomène de submersion (Bernatchez et al., 2012).

Au Québec, la gestion en bordure du fleuve et du golfe du Saint-Laurent est régie par la Politique de protection des rives, du littoral et des plaines inondables conformément à l'article 2.1 de la Loi sur la qualité de l'environnement établit en 1987 (MDDEP, 2005). Selon cette politique qui s'applique depuis la *ligne des hautes eaux*, c'est-à-dire la limite entre la végétation terrestre et littorale, vers le centre du cours d'eau, la *plaine inondable* du littoral du fleuve Saint-Laurent est soumise à la même législation que celle des autres cours d'eau, soit «[...] l'espace occupé par un lac ou un cours d'eau en période de crue.» Cependant, en aval de l'Île d'Orléans, le Saint-Laurent acquiert des caractéristiques marines très rapidement. Établir une cartographie des zones inondables à partir de cotes d'inondation de récurrences de 20 ans et/ou 100 ans, comme pour les autres cours d'eau, est peu adapté dans un contexte marégraphique subissant l'effet des vagues et des tempêtes. Déterminer la limite des hautes eaux sur une récurrence de 2 ans et se baser sur des critères de succession végétale est tout autant subjectif. Il est ainsi nécessaire d'étudier le phénomène de submersion plus en détail afin de mieux envisager l'aménagement du territoire et l'adaptation face aux risques côtiers en bordure du Saint-Laurent. Des outils de gestion, comme la cartographie des zones submersibles, peuvent contribuer à guider les interventions futures, surtout dans un contexte

d'augmentation de la population et de la valeur des infrastructures en bord de mer (Knutson et al., 2010; Pielke et al., 2008).

La méthode classique de cartographie de la submersion côtière se résume généralement à superposer les niveaux d'eau extrêmes, calculés grâce à un échantillonnage statistique d'une période passée, au-dessus d'un modèle numérique d'élévation afin d'identifier les surfaces à risque (Cariolet et al., 2012; Daigle, 2011; Perherin et Roche, 2010; Richards et Daigle, 2011). Cette méthode simple intègre les valeurs de surcote, la différence entre le niveau d'eau prédit et celui observé, parfois croisées avec les conditions de houle au large (Peeters et al., 2009). Cette technique ne considère pas l'impact de l'hydrodynamisme à la côte qui est notamment fonction de la profondeur de l'eau en zone peu profonde et par conséquent de la géomorphologie des zones pré littorales et intertidales (Davidson-Harnott, 2010; Komar, 1998). Lors des tempêtes côtières, la faible pression atmosphérique et les vents peuvent provoquer une surcote (*storm surge*). À ce phénomène s'ajoutent deux composantes liées à l'agitation marine suite au déferlement des vagues, lesquelles dépendent notamment de la pente de la plage (Battjes, 1974; Cariolet, 2011; Hunt, 1959; Stockdon et al., 2006, 2007). Cette agitation se caractérise par les effets du *wave setup*, une élévation du niveau de la mer surpassant le niveau moyen local, et/ou ceux du *wave runup*, la différence entre le niveau maximum atteint par le jet de rive et le niveau moyen de la mer observé sans agitation (Komar, 1998). La nappe d'eau projetée sur la plage peut alors submerger une surface plus importante. Pourtant, ces phénomènes ne sont pas toujours intégrés aux études de risque de submersion, même dans des ouvrages récents ayant pour but d'estimer les conditions à long terme des niveaux d'eau sur la côte à des fins d'adaptations en milieux côtiers (Daigle, 2012). Les tempêtes récentes, notamment aux États-Unis (ex. Katrina, Wilma) et en Europe (ex. Xynthia)

ont d'ailleurs montré les lacunes scientifiques sur le phénomène de submersion et l'importance des contextes géomorphologique et hydrodynamique près de la côte pour déterminer avec exactitude les zones de submersion de l'arrière-plage (Cariolet et al., 2012; FEMA, 2006; Ruggiero et al., 2001; Stockdon et al., 2006).

Ceci soulève un premier questionnement sur la validité de l'approche couramment utilisée. Est-ce que cette méthode omettant d'intégrer l'agitation marine est adaptée à une gestion du risque de submersion? Afin d'améliorer la précision de l'estimation des niveaux d'eau à la côte, certains auteurs ont montré qu'il était nécessaire d'ajouter à la surcote la surélévation du plan d'eau local due au déferlement (*wave setup* et *wave runup*) (Cariolet et Suanez, 2013; Cariolet, 2011a). Cette étape consiste à réaliser un modèle empirique de *runup* grâce à des mesures *in situ*, ou à utiliser des formules issues de la littérature. L'hydrodynamisme n'est cependant pas constant, et les phénomènes de *setup/runup* engendrent au sein de la surface de la mer un gradient longitudinal de la hauteur de la colonne d'eau – ce qui par ailleurs contribue au maintien de la dynamique côtière, par exemple en forçant le mouvement des courants littoraux (Holman et Sallenger, 1985). Il existe alors une seconde interrogation, cette fois fondamentalement géomorphologique, soulevée brièvement en littérature (Cariolet, 2011a; Holman et Sallenger, 1985; Nielsen et Hanslow, 1991; Stockdon et al., 2006) : en milieu naturel où le système côtier peut présenter une structure complexe (ex. plusieurs ruptures de pentes, présence de barres d'avant-côte, etc.), comment définir la pente idéale à utiliser dans les modèles de *setup* ou de *runup*? Cariolet (2011) propose de calculer plusieurs pentes afin d'augmenter la justesse de la modélisation empirique. Étant donné que la configuration géomorphologique de la côte a un impact considérable sur l'extension maximale atteinte par l'eau, plusieurs autres variables géomorphologiques sont également susceptibles d'influencer un épisode de

submersion côtière (Ramana Murthy et al., 2012). Au Québec, il a été montré que la présence d'une infrastructure de protection peut amplifier les niveaux d'eau lors d'une tempête (Bernatchez et al., 2011).

Ce mémoire de maîtrise a pour principal objectif de développer une méthode de cartographie de l'aléa de submersion côtière au Québec grâce à une quantification *in situ* du *wave runup* sous différentes conditions hydrodynamiques, c'est-à-dire lors de caractéristiques de vagues variables. Le projet est mené sur le littoral de Pointe-au-Père et Sainte-Luce-sur-Mer et tente de répondre à deux objectifs spécifiques:

- Évaluer le rôle des facteurs hydrodynamiques et géomorphologiques dans la genèse de la submersion côtière grâce à une quantification du jet de rive *in situ* (*wave runup*);
- Cartographier l'étendue des zones submergées lors de l'évènement extrême du 6 décembre 2010 grâce à un modèle empirique de *wave runup* adapté au secteur d'étude.

Ces objectifs se basent sur trois hypothèses de travail. D'abord, le *runup* enregistre une variabilité spatio-temporelle. Les niveaux d'eau à la côte et la configuration géomorphologique du littoral influencent localement la limite atteinte par le jet de rive. Ce qui signifie qu'au même moment le long de la côte, on puisse observer des altitudes de jets de rive différentes selon certaines caractéristiques du littoral, et également selon les conditions de houle et de marée. Une seconde hypothèse souligne qu'il est possible de cartographier un évènement de submersion sur un tronçon de côte de plusieurs kilomètres, en se basant sur un modèle de *runup* développé grâce à des mesures *in situ* de vagues, de marées et de limites atteintes

lors de diverses conditions météo-marines. Finalement, grâce à l'application d'un modèle adapté au secteur d'étude, une prédiction du *runup* pourrait permettre d'identifier les surfaces potentiellement à risque de submersion côtière.

Ce mémoire est structuré en neuf chapitres afin de répondre aux objectifs et vérifier les hypothèses soulevées. La première partie présente un cadre théorique sur la submersion côtière, notamment sur l'estimation du *runup* et l'implication de ce paramètre dans les niveaux d'eau extrêmes (NEE). Le deuxième chapitre présente le site d'étude et expose le contexte de l'événement de tempête du 6 décembre 2010 au Québec maritime. Le troisième chapitre définit l'approche méthodologique utilisée, depuis la quantification sur le terrain à la modélisation et la cartographie.

La section de résultats est divisée en trois chapitres. Les paramètres météo-marins de la tempête de décembre 2010 et leur implication dans la submersion des côtes basses sont présentées au chapitre quatre. Le cinquième chapitre aborde plus particulièrement le volet géomorphologique du travail. Il s'agit de la dynamique morphologique de l'estran et de sa variabilité spatio-temporelle. Les résultats de la modélisation du *runup* et la cartographie sont présentés respectivement dans les chapitres six et sept.

Le huitième chapitre du document constitue une discussion sur les résultats obtenus. Elle traite du rôle des différentes caractéristiques de l'estran sur le phénomène de submersion et discute de la part du *runup* dans une démarche de cartographie de l'aléa de submersion. Le dernier chapitre constitue une conclusion générale et fait un bref retour sur les éléments importants de ce projet de recherche.

CHAPITRE I

ÉTAT DE L'ART SUR LA SUBMERSION CÔTIÈRE

1.1 Introduction à l'aléa de submersion côtière

Les processus physiques d'origine climatique façonnent les côtes et engendrent des impacts associés à la submersion marine (Bernatchez et al., 2011; Dolan et Davis, 1994; Forbes et al., 2004). Notons de possibles dommages aux infrastructures, une perturbation des activités économiques, un déclin des ressources écologiques côtières, et potentiellement des pertes de vies humaines (Carrasco et al. , 2012). Les tempêtes tropicales en sont un exemple typique dans l'océan Atlantique, celles-ci agissant couramment le long du littoral américain. Plus au nord, au-dessus des eaux de l'Atlantique ainsi que dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent, il peut également se produire des tempêtes dévastatrices à l'origine de vents forts en provenance du nord-est: elles portent le nom de *dépressions extratropicales* (Dolan et Davis, 1994). En octobre 2012, en plus d'une destruction massive d'infrastructures en bord de mer, le système hybride tropical-post-tropical Sandy a causé la mort de 43 personnes dans la ville de New York (Benimoff, 2013; Boothroyd et al., 2013). Les dommages étaient le résultat de la submersion côtière associée à une onde de tempête. La dénaturation du littoral a également été mise en cause : l'éponge qu'offre les milieux naturels face à l'énergie du vent et des vagues ayant été remplacé par des aménagements anthropiques, ce sont les éléments

d'urbanisation qui absorbaient l'énergie lorsque Sandy frappait, et par conséquent les dommages ont été importants. Plus au nord, le 6 décembre 2010, le Québec a été témoin d'un phénomène naturel majeur lorsqu'une submersion touchait les rives de l'estuaire maritime et du golfe du Saint-Laurent (Quintin et al., 2013).

Les niveaux d'eau extrêmes provoqués dans ces situations de tempête sont le résultat de la combinaison de deux phénomènes principaux. D'abord, la surcote (*storm surge*) est caractérisée par une amplification de l'élévation de la surface de la mer générée par la basse pression atmosphérique (*barometric setup*) et l'effet d'empilement créé par les vents exerçant une contrainte sur l'eau en direction de la terre (*wind setup*) (Soldini et al., 2013). Le second phénomène est l'agitation marine (*wave setup/runup*) due au déferlement (Cariolet, 2011). Une troisième composante peut être associée à l'oscillation des plus longues vagues sur la plage, nommé *surf beat* (TAW, 2002). Si l'événement survient au moment d'une pleine mer, les niveaux d'eau peuvent être encore plus élevés (Kumar et al., 2008). Le phénomène de submersion se produit au moment où la somme de ces composantes atteint une altitude supérieure à celle de la crête des accumulations littorales en milieu naturel (Benavente et al., 2006; Matias et al., 2008; Stéphan, 2011). En milieu protégé par une défense, il se produit une submersion lorsque l'eau surpasse l'élévation de la crête de l'infrastructure, référé par le terme *crest level*, qui prévient contre le franchissement par les vagues (Mase et al., 2013; Melby, 2012). Suivant ce principe, Stéphan (2011) propose cette relation :

$$Submersion = M.pred. + (Surcote) + R_2 (\eta + Swash) > D_{max} \quad (1.1)$$

où *M.pred.* représente le niveau de marée prédit (m), et *R₂* le *runup* (niveau altitudinale dépassé par 2% des plus hauts jets de rive), lequel comprend l'addition

du *setup* (η) étant une surélévation de l'eau à la côte, et du *swash runup* (*Swash*) limité par la partie supérieure du jet de rive. Par simplification, le terme *runup* sera utilisé dans ce travail afin de désigner l'ensemble du phénomène de hausse du niveau d'eau à la côte suite au déferlement. Le sommet maximal de la première ligne de défense côtière depuis la mer vers la terre est représenté par D_{max} , définit D_{high} par Sallenger (2000).

Ce chapitre aborde en détail les composantes impliquées dans l'équation 1.1, considérant l'intérêt principal de ce travail envers l'aléa de submersion. Les autres termes nécessaires à la définition du *risque*, soit l'*exposition* et la *vulnérabilité* (Cardona et al., 2012), ne sont pas abordés. Les effets de la pression atmosphérique et du vent (à l'origine de la surcote) y sont expliqués, de même que les notions référant aux processus hydrodynamiques de hausse du niveau d'eau à la côte, soit les concepts de *surf similarity* et de *wave runup*.

L'impact socio-économique de l'aléa de submersion sur les communautés littorales peut être limité en élaborant une cartographie du risque ou de l'aléa (Benavente et al., 2006; Cariolet, 2011b; FEMA, 2007; Kumar et al., 2008). Les techniques varient selon le domaine professionnel, mais une approche multidisciplinaire est en vogue dans ce secteur d'étude de risque, oscillant entre travaux d'ingénierie (Battjes, 1974; Laudier et al., 2011; TAW, 2002) et sciences de la Terre (Bernatchez et al., 2011; Cariolet et Suanez, 2009; Cariolet, 2011a). Cet état des connaissances définit également les concepts qui encadrent la cartographie de la submersion et introduit les formules empiriques de *runup*.

1.2 Genèse de la submersion : l'effet des tempêtes côtières

1.2.1 Les systèmes dépressionnaires

Il existe plusieurs synthèses sur les grands types de tempêtes pouvant provoquer la submersion des littoraux de l'Est du Canada. Forbes et al. (2004), Morton (2002) et Dolan et Davis (1994) identifient le rôle perturbateur et récurrent des tempêtes extratropicales lorsque des dommages sont recensés sur la côte. Ces travaux attribuent une grande part de la submersion côtière à l'effet de la pression atmosphérique ou du centre dépressionnaire et de sa trajectoire. Selon Dolan et Davis (1994), «[...] *people who live along the coast face two types of storm hazards – hurricanes and mid-latitudes extratropical storms.*» Ce sont les dépressions extratropicales qui sont les plus fréquentes et qui touchent davantage les côtes canadiennes (Forbes et al., 2004). Ces tempêtes sont souvent considérées à tort comme étant des ouragans lorsqu'elles approchent le Canada, mais elles ont généralement acquis des caractéristiques typiques de systèmes extratropicaux dans les environs de New York et de la Nouvelle-Angleterre (Masson et Catto, 2013). Une fois au Canada, elles ont effectué une transition partielle ou complète. Une phase de *transition extratropicale* marque la migration d'un stade de *cyclone* vers celui de *tempête extratropicale*. Les systèmes dépressionnaires Igor et Leslie, ayant atteints Terre-Neuve respectivement en septembre 2010 et 2012, ont par exemple causé de nombreux dommages sur les côtes. À lui seul, le système Igor a engendré pour 165 millions de dollars de dommages aux propriétés, et causé la perte d'une vie humaine. Les impacts peuvent être tout aussi considérables sur les côtes à l'intérieur même du système que sur celles en périphérie, mais l'effet de la pression sur l'eau est plus important au centre du système (Morton, 2002). En dehors de l'effet de l'onde de tempête provenant de la mer, de fortes pluies peuvent être enregistrées.

Les risques d'inondation fluviale sont alors plus élevés – Igor a généré plus de 150 mm de pluie en 24 heures à Terre-Neuve et provoqué des inondations.

Il existe des variations annuelles ou décennales de la pression atmosphérique, mais il peut également se produire des changements à court terme au sein des masses d'air. Un système de masse d'air peut provoquer un abaissement de la mer lors d'une forte pression atmosphérique. Il peut à l'inverse provoquer une surélévation (basse pression) de la surface de la mer (Davidson-Arnott, 2010). Il se crée une augmentation d'un centimètre de la surface de l'eau pour chaque diminution d'un hectopascal de la pression atmosphérique (Caspar et al., 2007; Harris, 1963). C'est la loi du baromètre inversé. Dans l'hémisphère Nord, un cyclone se définit comme étant un champ de vents antihoraire entourant un centre de basses pressions (Dolan et Davis, 1994). Généralement, il se forme aux limites entre des masses d'air chaudes et froides. Il s'agit de cyclones de latitude moyenne et d'échelle synoptique, en opposition aux cyclones tropicaux moins larges mais aux vents plus forts. Ces systèmes se caractérisent par un noyau, centre de diminution de la pression barométrique, alors qu'autour divergent des vents forts pouvant créer une onde de tempête (Caspar et al., 2007; Héquette et Rufin-Soler, 2007). Leur trajectoire est généralement nord-est suivant la côte du continent nord-américain, et ils se produisent préférentiellement l'automne et l'hiver le long de la côte Atlantique du Canada (Davidson-Harnott, 2010). Le modèle Norvégien mentionne que la cyclogenèse, le phénomène de formation des cyclones, implique une phase importante d'occlusion, où le front froid rattrape le front chaud, un phénomène nommé *catch-up* (figure 1.1). Il se manifeste alors des vents puissants (Schultz et Mass, 1993). Cette théorie a été récemment remise en question. Schultz et Vaughan (2011) mentionnent plutôt que l'occlusion *peut* survenir mais ne constitue pas un passage obligatoire dans la vie d'un cyclone.

Le passage d'un système dépressionnaire produit des vents. Les effets du vent sur la surface de la mer sont engendrés par friction, en fonction de la vitesse, l'orientation, la durée et le *fetch* de ce dernier (Davidson-Arnott, 2010; Dolan et Davis, 1994). Les vagues sont le résultat de ces processus.

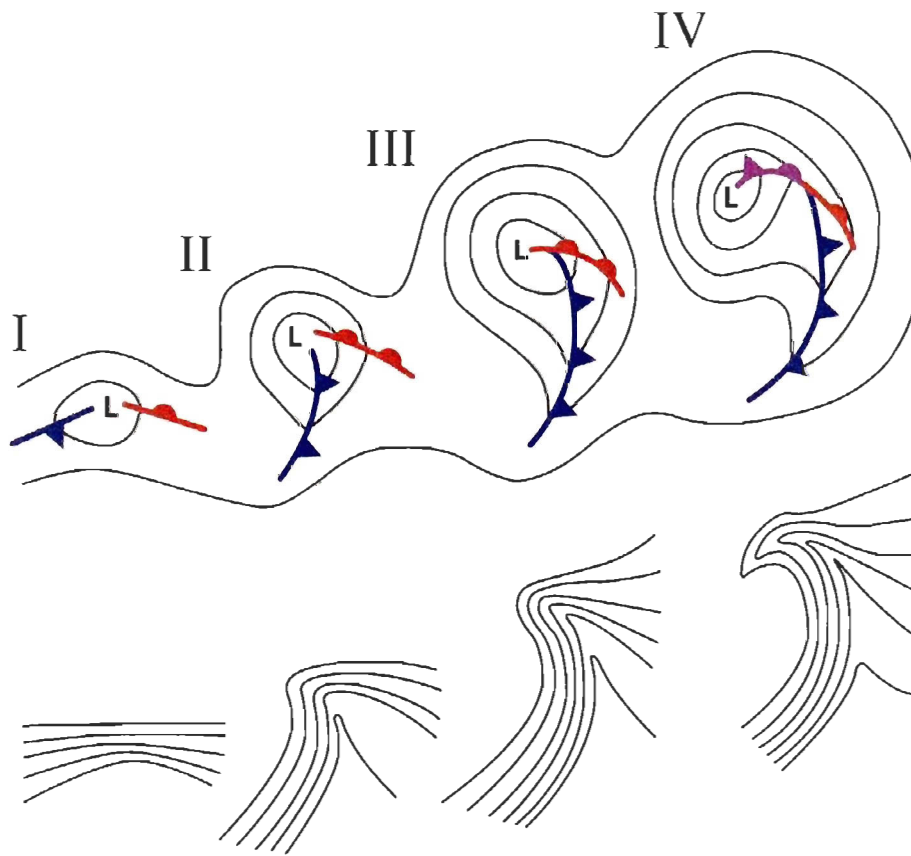


Figure 1.1 Formation d'un système dépressionnaire. Le trait bleu correspond au front froid, le rouge au front chaud, et le mauve à l'occlusion.
(Schultz et Vaughan, 2011)

1.2.2 Les vagues et leur transition à l'approche de la côte

En initiant la croissance des vagues au large, les vents provoquent un mouvement de la masse d'eau dans la direction vers laquelle ils soufflent (Dean et Dalrymple, 2004). Les vagues sont caractérisées par leur période T , soit la durée (s) entre deux crêtes de vagues – ou leur fréquence f (Hz), la réciproque de la période ($f = 1/T$). Les vagues au large se situent en eaux profondes ($h/L_0 > 0,5$, où h représente la hauteur de la colonne d'eau (m) et L_0 la longueur d'onde de la vague (m)) et ne dépendent pas de la topographie du fond (figure 1.2). Leur hauteur et leur période augmentent alors avec la vitesse et la durée du vent. En eau profonde, les longues vagues voyagent plus rapidement que celles ayant une courte longueur d'onde. En eaux intermédiaires et peu profondes, lorsque la profondeur de la colonne d'eau devient inférieure à la moitié de la longueur d'onde de vague ($h/L_0 < 0,5$), la houle subit une diminution de sa longueur d'onde. S'ensuit une diminution de la vitesse de propagation de la vague, une concentration de l'énergie sur une plus faible distance, et enfin un gonflement de la masse d'eau (*wave shoaling*) (Masselink et Hughes, 2003). Lorsque la profondeur de l'eau est inférieure à la hauteur des vagues ($h < H_0$, pour les vagues régulières), ou inférieure à deux fois la hauteur des vagues ($h < 2H_0$, pour les vagues irrégulières), les vagues pénètrent dans le domaine de la zone de *surf*, et le déferlement se produit pour certaines vagues, c'est-à-dire que la vitesse des particules d'eau dans la crête de vague dépasse la vitesse de propagation de la vague. Le déferlement provoque une dissipation de l'énergie et une diminution de la hauteur des vagues tout au long de leur déplacement dans la zone de *surf*. L'absence d'une telle zone sur des plages plus abruptes peut cependant engendrer un déferlement directement sur la plage, augmentant la réflexion. En période de tempête, une forte proportion de l'énergie présente dans la zone de *surf* provient des vagues à très basses fréquences, nommées vagues *infragravitaires*. Lorsque $h=0$,

le phénomène de *runup* se produit et permet au niveau maximal de l'eau après déferlement de dépasser le niveau marégraphique moyen de l'eau à la côte.

Il se produit ainsi une accumulation de l'eau dans les zones littorales qui font face aux vents d'afflux, c'est-à-dire les vents soufflant de la mer vers la terre. Deux phénomènes y contribuent de façon importante: la surcote et l'agitation marine (Caspar et al., 2007).

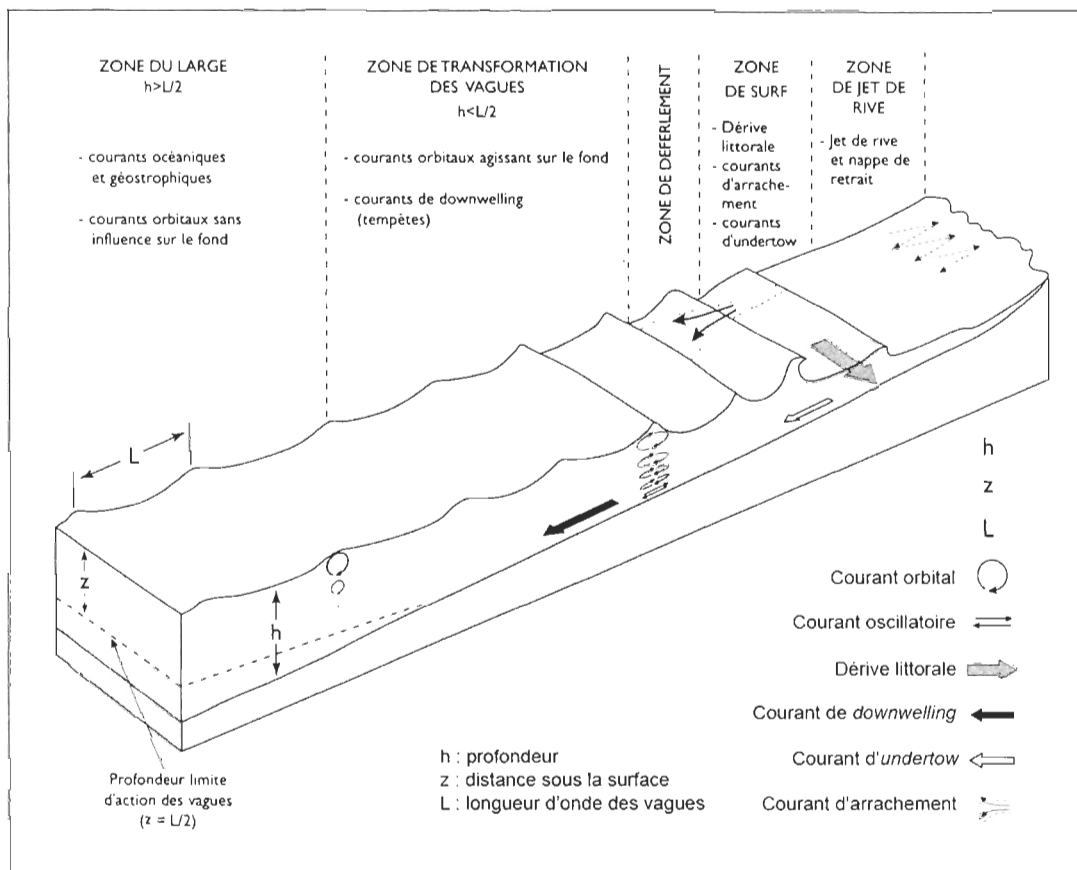


Figure 1.2 Zones d'action des vagues et principaux courants agissant près des côtes. (Héquette, 2001)

1.2.3 La surcote : une surélévation de la surface

Comme mentionné précédemment, le résultat combiné du vent et de la pression atmosphérique peut créer un déplacement positif du niveau de l'eau : c'est la surcote (*storm surge*) (Davidson-Harnott, 2010; Dean et Dalrymple, 2004). Ce phénomène peut se traduire par une hausse marquée du niveau de l'eau, et peut être enregistré sur un marégraphe. Il représente la différence quantifiée entre le niveau d'eau prédit (marée astronomique) et celui enregistré (figure 1.3).

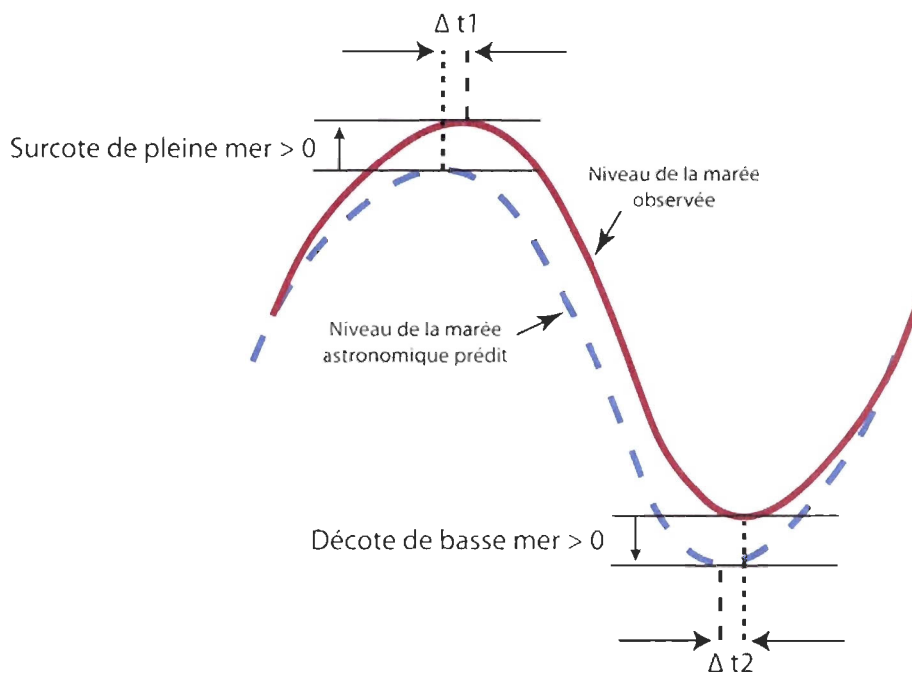


Figure 1.3 Phénomène de surcote visible sur un marégraphe.
(Adapté du Service hydrographique et océanographique de la marine, SHOM)

Le niveau d'eau observé au marégraphe inclut l'effet de la pression atmosphérique, également nommé marée barométrique (Dean et Dalrymple, 2004). Certains

auteurs emploient le terme *marée de tempête* afin de représenter la combinaison de la surcote à une marée de vives-eaux (Caspar et al., 2007; Delusca et al., 2008; Suanez et al., 2007). Le phénomène peut également se produire lors de différents niveaux de marée (Cariolet et al., 2010) et si le niveau observé est inférieur à celui prédit, on parle de décote. Les surcotes et décotes s'ajoutent à l'effet des vagues sur la côte.

1.2.4 L'agitation marine : l'effet des vagues sur le littoral

L'agitation marine est un champ de fortes vagues générées par la friction des vents d'afflux. Il s'agit d'un facteur considérable lors d'une surélévation de l'eau en zone côtière (Caspar et al., 2007). Elle peut se définir comme étant la combinaison de l'agitation locale de la surface de l'eau aux houles générées au large (Cariolet, 2011a). Les conditions d'agitation marine gèrent particulièrement l'action du *wave runup* et du *wave setup* près du rivage à travers le paramètre de *surf similarity*. Ces concepts sont développés dans cette section et sont les fondements des formules utilisées dans le travail.

1.2.4.1 Le nombre d'Iribarren : un indice de l'interaction vague/plage

Afin d'identifier la limite supérieure du *runup* lors de diverses conditions météorologiques, plusieurs auteurs ont testé des formules empiriques combinant des variables hydrodynamiques et géomorphologiques (Battjes, 1971, 1974; Cariolet,

2011a; Holman, 1986; Hunt, 1959; Iribarren et Nogales, 1949; Mase, 1989; Nielsen et Hanslow, 1991; Ruggiero et al., 2001; Stockdon et al., 2006). Les équations ont été appliquées dans diverses régions du globe à la suite des travaux majeurs d'Iribarren et Nogales (1949). Ces derniers tentaient de répondre à une question précise : à partir de quelle condition se produit-il un déferlement? Ils ont ainsi élaboré une quantification qui montre le lien étroit entre la morphologie de la plage et sa nature réfléchive ou dissipative à l'égard de l'énergie des vagues (Bauer et Greenwood, 1988). Cette relation est représentée par le nombre d'Iribarren (ξ ou *surf similarity*), et traduit les conditions qui permettent à une vague de déferler à l'approche du rivage sur une pente linéaire dans la zone de *surf* (Battjes, 1974; Iribarren et Nogales, 1949):

$$\xi = \frac{\tan \beta}{(H/L_o)^{1/2}} \quad (1.2)$$

où $\tan \beta$ est la pente de la plage, H la hauteur de la vague incidente, et L_o la longueur d'onde au large donné par :

$$L_o = gT^2/2\pi \quad (1.3)$$

où g est la force gravitationnelle (9,81m/s) et T la période de la vague. Ce qui se résume à $1,561\text{m/s}^2 \cdot T^2$ pour des vagues en eaux profondes.

L'indice de *surf similarity* ou nombre d'Iribarren (ξ) est à la base des études qui intègrent l'agitation marine dans l'aléa de submersion côtière. Comme illustré dans l'équation 1.2, il est reconnu que la *hauteur de vague* (H_o), la *longueur d'onde en eau profonde* (L_o), la *période de vague* (T), et la *pente de plage* (β) forment un ensemble de variables dynamiques importantes (Stockdon et al., 2006). Le nombre d'Iribarren

rassemble ces paramètres dans une même équation plutôt que de les considérer séparément, ce qui forme une variable sans dimension. Cette particularité aide à réduire le nombre de variables à traiter séparément pour comprendre un processus, ou encore les corrélations qui associent la variable à un processus (Hughes, 2004).

Le travail de Battjes (1974) est d'un intérêt majeur pour l'étude de la submersion. Il introduit l'effet de la morphologie sur l'hydrodynamisme à la côte. Dans sa thèse portant sur la modélisation dans la zone de déferlement, l'auteur annonçait explicitement les deux principaux facteurs qui influencent le comportement de l'eau sur une plage : « [...] *we shall be mainly concerned with the changes brought about by variations in **slope angle** and **wave steepness**.* » J.A. Battjes propose ainsi que pour un éventail de valeurs de pente de plage (β) et de cambrure de vague (H/L), plusieurs caractéristiques du fluide soient fonction de ξ .

Le choix de la pente à utiliser pour le calcul du nombre d'Iribarren est cependant difficile à établir (Cariolet, 2011a; Nielsen et Hanslow, 1991). Pour des profils complexes, il devient incertain de déterminer une seule pente, comme en présence de bermes ou de barres sableuses en milieu naturel. Les auteurs proposent alors la « face externe » de la plage, ou encore la pente moyenne entre la limite du jet de rive et le point où la profondeur d'eau est égale à la hauteur des vagues. Cariolet (2011) calcule la pente via des profils topographiques perpendiculaires au rivage. L'auteur préconise, en milieu macrotidal, l'utilisation de la pente de la « portion mobile » de la plage à partir de la ligne de rivage, c'est-à-dire la section comprise dans l'espace de variabilité du profil dans le temps ou dans son cycle saisonnier. Selon cette méthode, si une accumulation est présente en haut de plage (berme), la pente est calculée à partir du sommet de l'accumulation, et est par conséquent plus

abrupte. Dans le doute sur la pente à utiliser, il est préconisé de valider la formule empirique avec plusieurs pentes de plages (Cariolet, 2011; Melby, 2012).

Il existe par ailleurs plusieurs équations basées sur le *surf similarity* qui décrivent le comportement de l'eau depuis la zone de déferlement jusqu'à la ligne de rivage (Bauer et Greenwood, 1988). Cet indice est particulièrement utilisé pour les calculs de *runup*. Il peut être calculé de la même façon dans des contextes géomorphologiques différents. Notons par exemple les travaux de Vousdoukas et al. (2009), qui ont été réalisés sur des plages sableuses à régime microtidal du nord-est méditerranéen en Grèce, et ceux de Cariolet (2011), appliqués également en zones sableuses mais en milieu macrotidal en Bretagne. Les deux auteurs ont utilisé les mêmes types d'équation pour calculer des niveaux d'eau à la côte mais dans des conditions marégraphiques différentes. Preuve que ces équations peuvent être appliquées à divers environnements marégraphiques. Trenhaile et Kanyaya (2007) a également eu recours à ces modèles sur la côte septentrionale de la Gaspésie. Cette fois, ce sont des plates-formes rocheuses en milieux macrotidal et mésotidal qui ont été étudiées. Un autre exemple est celui de Nielsen et Hanslow (1991), qui ont évalué le *runup* sur des plages réfléchives et dissipatives. Il est reconnu que le travail le plus abouti à propos de la modélisation du *runup* est celui de Stockdon et al. (2006), réalisé sur dix sites expérimentaux (Cariolet, 2011b; Laudier et al., 2011; Vitousek et al., 2008). Cette contribution majeure utilise également l'indice de *surf similarity*.

Bauer et Greenwood (1988) résument les notions théoriques développées en littérature sur le paramètre ξ . Ils divisent les types de déferlements de la même manière que Komar (1998) (figure 1.4) : déversant (pente relativement nulle), plongeant (pente faible à moyenne), par effondrement (pente abrupte) et gonflant

(pente très abrupte). Davidson-Arnott (2010) suggère que le *surf similarity* peut être appliqué à la prédiction de l'état d'une plage et renseigner sur les processus qui s'y produisent. En l'occurrence, plus ξ augmente, plus il y a de réflexion - selon le rapport de la pente de plage sur la racine carrée de la pente de vague.

Enfin, le *nombre d'Iribarren* constitue un indice très largement accepté, et son utilisation fréquente est tout aussi grandissante que l'étendue des processus qu'il permet de quantifier (Bauer et Greenwood, 1988). Lors des études sur la submersion côtière, la formule du nombre d'Iribarren s'intègre dans les modèles empiriques de *runup*.

Paramètre	Étendue des valeurs de ξ						
ξ	≈ 0.1	0.5	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0
Approche de la vague	Déferlement					Aucun déferlement	
Type de déferlement	Déversant ($\xi < 0.4$)	Plongeant ($0.4 < \xi < 2.0$)		Effondrement et Gonflant ($\xi > 2.0$)		Réflexion	

Figure 1.4 Types de déferlements associés aux valeurs du nombre d'Iribarren.

1.2.4.2 Le *runup*

Le niveau d'eau à la côte peut être plus élevé que le niveau de la marée observée qui comprend la surcote barométrique. Cette portion de l'élévation de l'eau, amplifiée

par l'arrivée des vagues, constitue le *runup* (ou jet de rive) (Cariolet, 2011). Il s'agit de l'amplitude verticale (m) comprise entre l'extension maximale atteinte par le jet de rive se produisant sur la plage et le niveau de la mer sans agitation (Komar, 1998; Stockdon et al, 2006). Le niveau de l'eau sans agitation correspond au niveau théorique de la mer en l'absence de vague, donc celui enregistré au marégraphe (M.enr) (figure 1.5). La valeur du *runup* délimite l'altitude à laquelle peut se produire une submersion. Ce phénomène résulte de l'addition de deux processus dynamiques distincts: le *setup*, soit la surélévation du niveau moyen de la mer associée à une accumulation d'eau entre la zone de déferlement et la plage (moyenne sur une période de temps), et le *swash runup* (*swash*), qui correspond à la fluctuation du jet de rive à l'intersection de la plage autour de cette moyenne (figure 1.5) (Hedges et Mase, 2004; Komar, 1998; Stockdon et al., 2006). Le *runup* est dépendant de la transformation des vagues en eaux peu profondes ainsi que du déferlement dans la zone de *surf*. Sur la côte, outre la pente de plage, le *runup* sera également modifié par la bathymétrie, la composition et la perméabilité du substrat, la cambrure des vagues, l'altitude des résurgences d'eaux souterraines et les vagues infragravitaires (Melby, 2012).

Les vagues infragravitaires sont des ondes longues et de basses fréquences (entre 0,001 et 0,05 Hz) (Ardhuin et al., 2011). Elles influencent particulièrement le *runup*, d'autant plus lors de tempêtes (Short, 1999). Ce sont des vagues moins fréquentes que les vagues plus courtes qui approchent la côte, mais contrairement à ces dernières, leur énergie n'est pas dissipée dans la zone de *surf*: leur longues longueurs d'onde minimisent le déferlement (Masselink et Hughes, 2003). En périodes de tempête, les vagues, plus hautes, déferlent simplement plus au large. L'impact des vagues courtes à la côte n'est donc pas nécessairement augmenté. Ce n'est pas le cas des vagues infragravitaires, qui enregistrent une augmentation de

l'énergie à mesure qu'elles s'approchent de la côte (Masselink et Hughes, 2003), même en période de tempête.

En présence de structures de protection, certains paramètres de l'ouvrage tels la géométrie, porosité, rugosité, et perméabilité ainsi que la bathymétrie au large sont à ajouter à l'éventail de paramètres qui affectent le *runup*. En ingénierie, le *runup* est fréquemment calculé afin de prévoir une hauteur d'infrastructure côtière (Mase, 1989; Melby, 2012; Pullen et al., 2007). Les ouvrages de protection, qu'ils soient édifiés au large ou sur la côte, sont conçus pour résister au choc d'une vague d'un certain niveau (*design wave*), ce qui justifie la hauteur du « sommet de défense » (Hughes, 2004; Melby, 2012). Holman (1986) mentionnait à l'époque que l'augmentation du coût d'une structure de protection côtière était approximativement proportionnelle au carré de la hauteur du *runup*. Melby (2012) note indubitablement l'importance de comprendre ce phénomène encore aujourd'hui: «*Wave runup determines the extent over which waves act. [It] is therefore an important parameter to determine inundation from coastal storms.*»

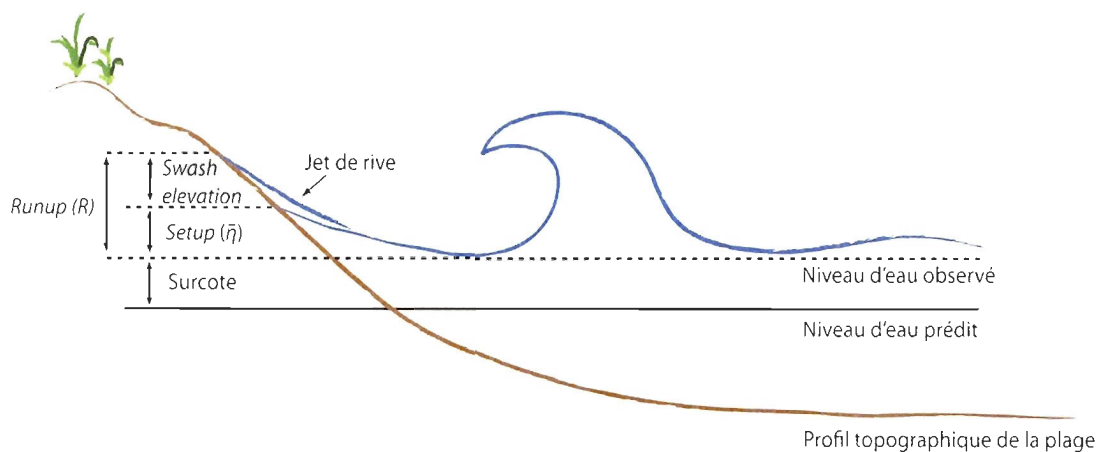


Figure 1.5 Schématisation du *runup* au déferlement (Modifié de Cariolet, 2011a)

Plusieurs auteurs ont évalué le *runup* sur des plages naturelles afin d'en étudier les répercussions sur la morphologie du littoral (Cariolet, 2011a; Cariolet et Suanez, 2013; Holland et Holman, 1993; Holman, 1986; Raubenheimer et Guza, 1996; Ruggiero, 2004; Stockdon et al., 2006). Cependant, en raison de la grande diversité géomorphologique des plages étudiées, les modèles peuvent être légèrement différents, ce qui par ailleurs permet l'affinement des modèles. Ceci engendre forcément un nombre élevé de relations empiriques et de modèles informatisés pour calculer le *runup*, mais aucun consensus ne fait part d'un choix de modèle en particulier (Melby, 2012). Le *runup* peut donc être exprimé de diverses façons, dépendamment de l'objet de recherche. Par convention, les ingénieurs côtiers définissent R_2 (limite atteinte par 2% des plus hauts jets de rive) comme étant l'indice de référence pour la construction d'infrastructure côtière (Laudier et al., 2011). Le niveau maximal atteint par le *runup*, R_{max} , est également utilisé en étude de risque de submersion et il possède l'avantage de pouvoir être mesuré *in situ* (Cariolet et Suanez, 2013; Cariolet, 2011). Le calcul du *runup* (R), tel qu'utilisé aujourd'hui, a évolué depuis sa proposition par Hunt en 1959. À cette époque, il était appliqué aux plages uniformes à pentes régulières et calculé de manière empirique selon :

$$R = H_o \xi \quad (1.4)$$

où R correspond à l'élévation du *runup*, et H_o la hauteur de la houle au large. Afin d'adapter celle-ci à différentes plages, Battjes (1974) démontrait en laboratoire la dépendance entre le niveau maximal du *runup* (R_{max}) normalisé par la hauteur des vagues au large (H_o), et le nombre d'Iribarren ξ . Il introduit une constante (C) malléable selon les caractéristiques locales:

$$R_{max} = CH_o\xi \quad (1.5)$$

Afin d'obtenir le meilleur modèle de *runup* en modulant C pour un secteur précis, Cariolet (2011) propose de comparer plusieurs équations avec des données mesurées *in situ*. Le tableau 1.1 présente diverses formules empiriques obtenues par différents auteurs en soulignant les limites qui leur sont associées selon un facteur ($\tan \beta$ ou ξ). Ces modèles montrent une relation positive entre le *runup* et la pente. Sur des flèches de galets de Bretagne, Stéphan (2011) souligne que, par rétroaction en milieu déficitaire au niveau du bilan sédimentaire (volume de sédiments faible, crête basse, pente faible), les « faibles valeurs de pentes atténuent les phénomènes de *setup* et de *swash runup* [...] ». Un déficit sédimentaire peut donc diminuer le *runup* et l'impact morphologique des submersions peu à peu. D'un autre côté, les plages ayant une forte accumulation sédimentaire près de la crête ont une forte pente, ce qui peut amplifier ponctuellement le *runup*. Par exemple, suite à la tempête *Johanna* en 2008, Stéphan (2011) a remarqué une submersion côtière plus importante malgré une altitude de crête plus élevée sur certains secteurs.

Le phénomène d'*overtopping*, ou de franchissement par les vagues, se produit lorsque le *runup* potentiel de la masse d'eau est supérieur à l'élévation de la côte ou d'un sommet d'infrastructure (FEMA, 2007). Il s'ensuit alors un franchissement de l'eau qui, de l'autre côté de l'édifice sédimentaire ou artificiel, atteint une altitude plus faible que celle du *runup* potentiel, souvent en raison d'une dépression de l'autre côté de la crête. Si une infrastructure est présente en haut de plage, la vague peut déferler directement sur la face verticale de l'artificialité, et un certain volume d'eau peut alors être projeté par-dessus la structure (Pullen et al., 2007). Même s'il n'est pas mesuré dans ce travail, ce phénomène est important en milieu artificiel

puisqu'il peut engendrer des niveaux d'eau potentiellement menaçant pour la sécurité de quiconque s'aventure sur une défense (Sung Joon Na et al., 2011).

Tableau 1.1 Formules proposées en littérature pour calculer le *runup* sur des plages naturelles ou en laboratoire, selon les limites du facteur et la pente utilisée

Auteur	Facteur	Pente utilisée	Formule et marnage
Mase (1989)	$\tan \beta$ [0,033 : 0,2]	Pente de la plage (Laboratoire)	$R_{max} = 2,32\xi_o^{0,77}H_o$ Microtidal
Komar (1998)	ξ [0,026 ; 0,14]	Haut estran (<i>Beachface</i>)	$R_{max} = 1,07H_o\xi_o$ Microtidal
Ruggiero et al. (2001)	$\tan \beta$ [0,005 : 0,047]	Zone intertidale (Régression)	$R_{max} = 0,27(\tan\beta H_o L_o)^{1/2}$ Mésotidal
Stockdon et al. (2006)	$\xi < 0,3$	Zone intertidale ($\pm 2\sigma$ de <i>M.enr.</i>)	$R_{2\%} = 0,043(H_o L_o)^{1/2}$ Micro/mésotidal
	Diverses conditions de ξ		$R_{2\%} = 1,1(0,35\tan\beta(H_o L_o)^{1/2} + ([H_o L_o(0,563\tan\beta^2 + 0,004)]^{1/2}/2))$ Micro/mésotidal
	$\xi > 1,25$		$R_{2\%} = 0,73\beta(H_o L_o)^{1/2}$ Micro/mésotidal
Cariolet (2011)	$\tan \beta$ [0,051 : 0,068]	Haut estran (Portion mobile)	$R_{max} = 0,7H_o\xi_o$ Macrotidal

1.2.4.3 Le *setup*

Le *wave setup* est une augmentation du niveau moyen de la mer suite au passage des vagues en eaux peu profondes (FEMA, 2007). Comme mentionné précédemment, il s'agit du niveau altitudinal moyen de l'intersection eau/substrat. Le *setup* peut être calculé séparément dans la cartographie de la submersion si le *runup* ne semble pas pouvoir engendrer de submersion, comme par exemple dans le cas de cordon dunaire très large où le jet de rive ne risque pas de dépasser l'édifice naturel (Cariolet et al., 2012). Sans considérer le *runup*, le *setup* peut créer une

submersion par débordement si le niveau d'eau est trop élevé. Il se calcule selon la méthode de Komar (1998) pour des plages sableuses selon la formule suivante :

$$\eta_{max} = 0,45H_o\xi_0 = 0,18g^{0,5}\tan\beta H_o^{0,5}T \quad (1.6)$$

où η_{max} représente l'amplitude maximale du *setup* et T la période de la houle (s). La distinction des deux composantes du *runup* (*swash* et *setup*) n'est pas nécessaire si l'objectif est de connaître le niveau maximal qui peut être atteint (Holman, 1986). Le *runup* est donc plus souvent calculé. Le *setup* n'est pas considéré dans ce travail.

1.3 Méthodes de cartographie de l'aléa de submersion

Ce mémoire fait une distinction entre deux méthodes de cartographie : la première méthode, dénommée ici la méthode *classique* puisqu'elle n'inclut pas de modélisation du *runup* à l'échelle locale ou régionale (figure 1.6), et la méthode qui intègre l'effet des vagues.

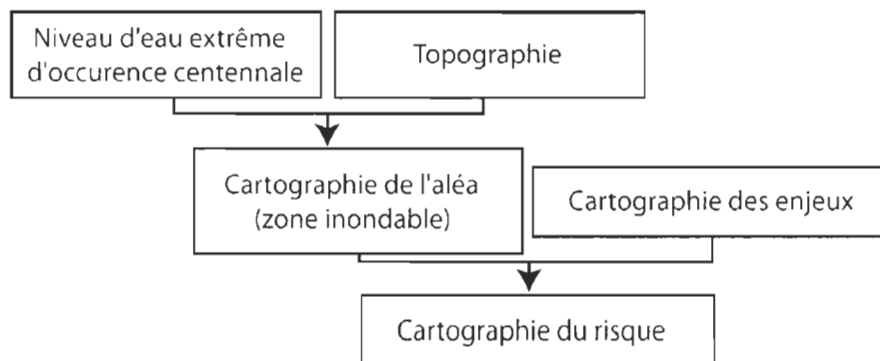


Figure 1.6 Méthode classique de cartographie de la submersion (Cariolet, 2011)

1.3.1 L'approche classique

La cartographie de la submersion marine repose sur un principe simple : celui de superposer des surfaces inondables au-dessus d'un modèle numérique d'élévation (MNE). Pour y parvenir, on retrouve globalement trois étapes (Bellomo et al., 1999; Benavente et al., 2006; Fletcher et al., 1995; Kumar et al., 2008; Suanez et al., 2007). Une des étapes consiste à calculer des valeurs statistiques d'occurrence de niveaux d'eau extrêmes (surcote, et parfois le *setup*) afin que les maxima annuels permettent de déterminer des conditions pour une période de retour donnée (Cariolet, 2011a; Daigle, 2012). Les surfaces obtenues sont ensuite reportées sur le MNE. Enfin, si on souhaite obtenir une cartographie du risque, et non-seulement de l'aléa, on doit prendre en considération les enjeux, ou les éléments vulnérables, et comparer leur localisation aux zones sensibles à la submersion. En France, par exemple, les Plan de Prévention des Risques par Submersion Marine (PPR-SM) sont élaborés de cette façon.

Au Canada, certains programmes provinciaux proposent des méthodes de cartographie du risque de submersion. Les provinces qui bordent la mer développent leurs différentes approches avec la contribution de Ressources Naturelles Canada. En Colombie-Britannique, il existe depuis 2011 un guide méthodologique décrivant toutes les étapes de cartographie de la submersion côtière (BC Ministry of Environment, 2011). Le document identifie les zones à risque pour certains scénarios, et met l'accent sur le niveau minimal d'inondation pour permettre la construction d'habitations (FCL pour *flood construction level*). Le FCL est la somme des niveaux de marées (calculés pour des périodes de retour), de l'augmentation du niveau marin, de la surcote, de l'agitation marine (*wave effect* ou *runup*), et du facteur de sécurité pour pallier aux incertitudes (0,6 m). Le zonage est

alors appliqué sur un MNE issu de Lidar aéroporté. Le *runup* n'y est pas calculé explicitement, mais une amplitude définie (0,65 m) est allouée au processus dans la somme totale des paramètres.

Dans l'est du pays, les quatre Ministères de l'Environnement provinciaux de la Nouvelle-Écosse, du Nouveau-Brunswick, de l'Île-du-Prince-Édouard ainsi que de Terre-Neuve-et-Labrador font partie d'un projet commun : Solutions d'adaptation aux changements climatiques pour l'Atlantiques (ACASA). Dans le cadre de ce projet, Daigle (2012) a entre autres réalisé une étude sur la hausse du niveau marin et l'estimation des secteurs submersibles au Nouveau-Brunswick. Le rapport se base sur des estimations de *niveaux marins totaux extrêmes* issus de travaux publiés par Bernier (2005), autrefois disponibles sur le site web d'Environnement Canada. Les composantes utilisées pour décrire les niveaux marins totaux extrêmes sont les marées hautes de vives-eaux, la hausse du niveau marin, et la surcote calculée selon la période de retour souhaitée. Le *runup* n'est pas intégré dans la méthode, mais le rapport souligne qu'il peut en effet augmenter les niveaux d'eaux extrêmes. Selon l'auteur, dans la baie des Chaleurs le 6 décembre 2010, le *runup* a atteint environ 1 mètre d'amplitude sur la côte de la communauté d'Eel River Bar First Nation.

1.3.2 L'approche intégrant le *runup*

L'approche précédente fait appel aux niveaux d'eau extrêmes (NEE) pour établir des cotes de références à instaurer dans la cartographie de la submersion. Elle ajoute une cote fixe de niveaux d'eau extrêmes généralisée pour un secteur et superposée à un MNE. La méthode incluant le *runup* nécessite une connaissance approfondie de

la morphologie côtière. Localement, la cote finale peut varier selon la constante C adaptée au secteur d'étude. Son intérêt repose sur le fait qu'elle se base sur une superposition du *runup* aux valeurs de surcote. Aux États-Unis par exemple, la *Federal Emergency Management Agency* (FEMA) suggérait auparavant de calculer le 1 % de chance annuelle d'occurrence de submersion par surcote (méthode classique, incluant la marée astronomique + effet de la pression atmosphérique), typiquement associé aux conditions de 1% des tempêtes extrêmes générées au large. Depuis quelques années, la FEMA inclut l'effet des vagues transformées à l'approche de la côte (*runup*) dans ses guides méthodologiques de cartographie (FEMA, 2006 et 2007).

En ce qui concerne les infrastructures, les démarches méthodologiques impliquent l'apport de l'ingénierie côtière. Aux Pays-Bas, un récent ouvrage (Pullen et al., 2007) propose divers calculs de *runup* et d'*overtopping* basé sur la hauteur des vagues au pied d'infrastructures de protection. Ces calculs varient selon les types de configuration du littoral et sont développés dans une optique d'ingénierie de défense côtière ou de cartographie pour la prévention du risque.

1.3.3 La mesure du *runup in situ*

Témoigner de la variabilité du *runup in situ* exige de connaître des limites atteintes. La démarche de délimitation d'une zone submergée dépend de la superficie touchée. Des outils de télédétection peuvent également être utilisés pour cartographier un événement ou une prédiction de submersion sur de grands secteurs. L'imagerie satellitaire est couramment utilisée au lendemain d'épisodes

violents provoqués par des tsunamis ou des ouragans (Kiage et al., 2005). Dans ce cas, les surfaces cartographiées sont plus grandes et dépendent directement de la résolution spatiale de l'imagerie utilisée. Le survol aérien réalisé peu de temps après la submersion afin de délimiter la zone touchée est aussi couramment utilisé (Benavente et al., 2006; MEDDE, 2013).

L'identification des limites peut apporter un lot important d'informations sur un épisode extrême et sur ce qui l'a provoqué. Bernatchez et al. (2011) ont appliqué au Québec une approche cartographique événementielle dans la communauté de Maria, en Gaspésie, suite à la tempête du 2 décembre 2005. Cette approche comprend notamment une analyse plus détaillée spécifique au secteur d'étude, incluant les niveaux d'eau enregistrés et prédits (et calculs de surcote), une caractérisation côtière, des profils de plage au DGPS (GPS-différentiel) afin d'évaluer la variabilité morphologique de la plage, et une délimitation au DGPS de la zone submergée grâce à une validation des limites atteintes par des résidents. Même si le *runup* n'a pas été estimé dans cette approche, les résultats ont montré une large part de submersion causée par des niveaux d'eau plus élevés que le niveau enregistré comprenant la surcote. Ce sont ainsi des mesures *in situ* qui ont été effectuées localement, et qui prennent en considération l'effet des vagues puisqu'il s'agit d'une limite maximale atteinte par le jet de rive. Il est à noter que cette étude reconnaît une variabilité importante de la surface submergée selon la présence d'infrastructures de protection ou non. En secteurs artificialisés, le *runup* était plus élevé, et l'indice de budget sédimentaire plus faible.

Une autre technique reposant sur une reconnaissance terrain des limites de submersion peut aussi s'employer pour élaborer un modèle de *runup* (Cariolet, 2011a). Comme l'imagerie satellitaire, cette méthode est d'intérêt majeur tant lors

des tempêtes que lors de tsunamis. Les modèles mathématiques de prédictions des niveaux d'eau n'étant pas vraiment adaptés aux tsunamis – leur occurrence est si rare qu'il est difficile d'élaborer des modèles de *runup* (Wijetunge, 2006) – il est justifié de parcourir le territoire afin de délimiter l'étendue de la submersion, équivalent théoriquement au *runup* maximal atteint. Suite à l'ouragan Katrina en 2005, la FEMA (2006) considérait la limite maximale atteinte par les débris de tempête comme étant le *runup* maximal s'étant produit, témoignant de l'étendue de la zone submergée pouvant être cartographiée.

L'utilité du *runup* maximal (R_{max}) dans une approche méthodologique de cartographie de l'aléa repose sur le fait qu'il puisse être mesuré facilement et directement sur le terrain (Cariolet et Suanez, 2013). Lorsque l'eau franchit la ligne de rivage, des débris peuvent être transportés à l'intérieur des terres. Demeurent alors sur le sol des débris pouvant être identifiés (figure 1.7). Ce type de levé est couramment appliqué suite aux passages d'ouragans ou de tsunamis (Fletcher et al., 1995; Nott et Hubbert, 2005; Wijetunge, 2006) car bien qu'il permette de délimiter la submersion, il fournit la hauteur du R_{max} (Ramana Murthy et al., 2012).

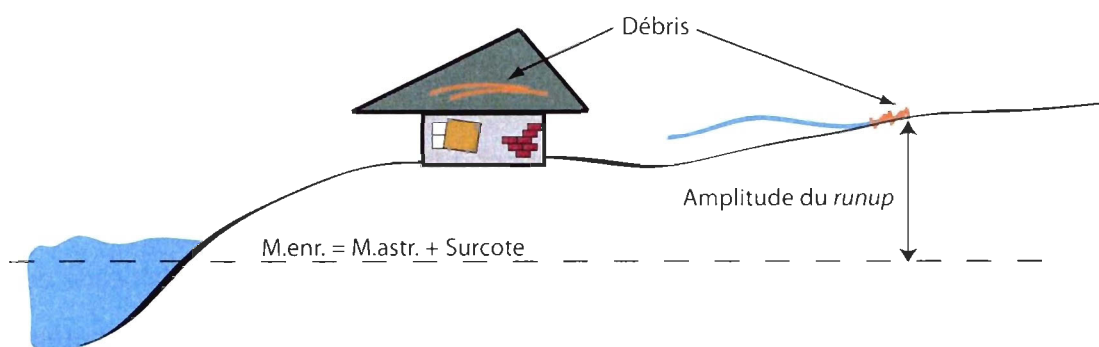


Figure 1.7 Schématisation du processus de *runup* engendré par un tsunami, et localisation de sa limite maximale. (Adapté de Ramana Murthy, 2012)

Les marqueurs inventoriés peuvent être des laisses de tempête ou des marques visibles sur les murs aux niveaux atteints par l'eau (Tsuji et al., 2006). Généralement, les auteurs utilisent un DGPS pour identifier ces limites. Avec une précision centimétrique, cet instrument permet de positionner concrètement les limites dans l'espace (x , y et z). En dehors des épisodes de tsunamis où des objets volumineux peuvent être transportés, les algues et les débris ligneux peuvent constituer des limites atteintes par le *runup*. Dawson (1994) explique cependant que les lobes d'*overwash* (dépôts sableux projetés prenant la forme d'accumulation sous forme de lobes) peuvent induire un biais dans ce type d'échantillonnage puisque la nappe de retrait peut remanier les dépôts, minimisant l'élévation réelle atteinte par le *runup*. Grâce à la connaissance de l'altitude du *runup*, de la morphologie de la plage ainsi que des différents niveaux d'eau, il est possible de valider un modèle de *runup* sur un secteur particulier. Enfin, ajouter l'effet du *runup* calculé avec le modèle aux conditions de marée, et superposer le niveau total à la topographie de la côte permet de quantifier la sensibilité du littoral face aux invasions marines.

1.3.4 Utilisation de l'échelle d'impact morphologique des tempêtes

Sallenger (2000) a proposé une échelle d'impact à la côte (*storm impact scale*), en termes d'érosion et de submersion côtière suite à une tempête tropicale ou extratropicale, basée sur une définition des niveaux d'eau en regard de l'altitude du sommet et de la base d'un édifice de protection naturel. C'est ainsi que l'auteur définit le trait de côte: « *Take D_{HIGH} to be the elevation, relative to the fixed datum, of the highest part of the "first line of defense" [...].* » Selon cette classification, l'impact morphologique sera différent en fonction de l'altitude relative des niveaux

d'eau par rapport à cette crête (figure 1.8). Quoiqu'élaborée sur des plages sableuses des États-Unis ayant comme première barrière morphologique un cordon dunaire, l'échelle compte différents seuils pouvant être appliqués sur d'autres types de littoraux. Stéphane (2011) l'a par exemple utilisé sur des flèches de galets pour évaluer leur réponse face à des épisodes de submersion marine.

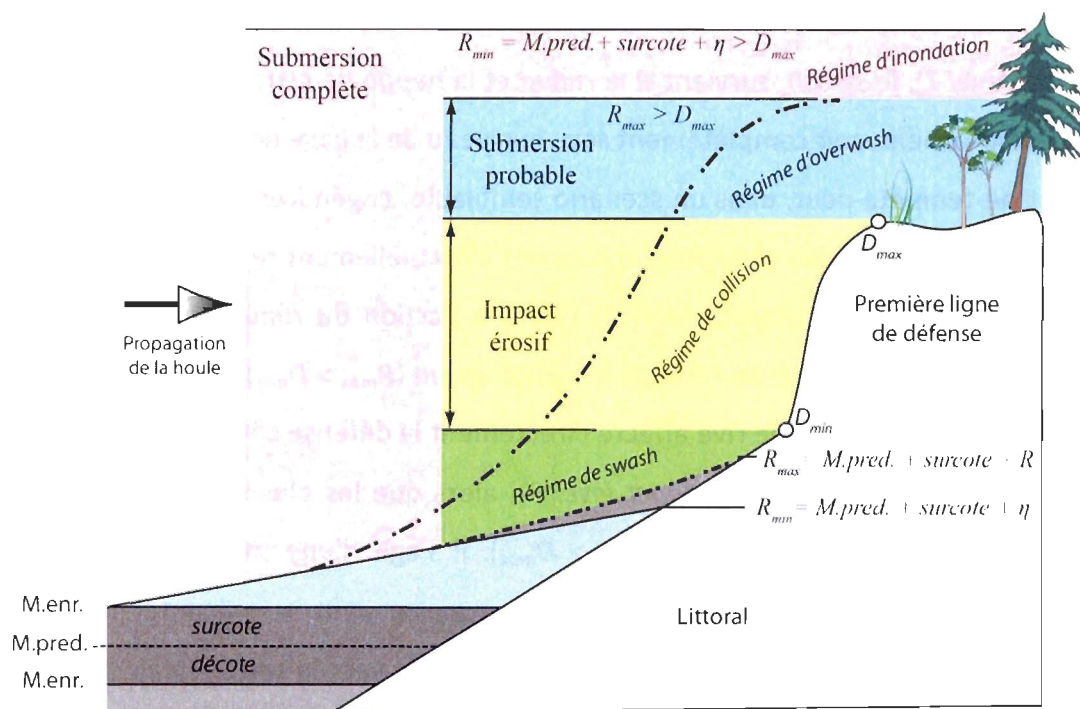


Figure 1.8 Paramètres utilisés pour déterminer les niveaux d'eau et la réponse de leur impact morphologique sur le littoral. (Adapté de Sallenger (2000) et Stéphane (2011))

L'échelle de Sallenger (2000) comporte quatre seuils altitudinaux. Dans le modèle conceptuel, R_{max} correspond au *runup* maximal sur la côte, alors que R_{min} représente la limite inférieure de la nappe de retrait (Stéphane, 2011). D_{max} est l'altitude maximale de la crête de la plage, soit le sommet de la défense. L'auteur réfère à la

« première ligne de défense », c'est-à-dire l'élévation maximale de la première crête rencontrée par l'eau, alors que le terme *trait de côte* sera utilisé dans ce travail. D_{min} correspond à la base de la défense morphologique. Dans l'étude de Sallenger (2000), ces deux paramètres étaient associés au sommet et à la base de la dune (systèmes dunaires). Dans le cas où aucune base n'est distinguable, $D_{min} = D_{max}$.

Quatre niveaux d'impact à la côte sont associés à ces seuils. Le premier régime (*impact level 1*), le *swash*, survient si le *runup* et la nappe de retrait s'effectue sur la plage uniquement, soit complètement sous le niveau de la base de la défense ($R_{max} < D_{min}$). Une tempête peut, dans un scénario semblable, engendrer de l'érosion sur la plage, et transporter des sédiments qui seront éventuellement redéposés sur celle-ci. Ensuite, la *collision* (*impact level 2*) réfère à l'action du *runup* lorsque celui-ci atteint ou dépasse la base de l'édifice morphologique ($R_{max} > D_{min}$), tout en ayant un potentiel érosif car le jet de rive affecte directement la défense côtière. Le troisième régime constitue l'*overwash* (*impact level 3*), alors que les plus hauts jets de rive dépassent le sommet de la côte ($R_{max} > D_{max}$). Il s'agit d'une situation initiale de submersion côtière, où un phénomène d'*overtopping* peut se présenter dès que $R_{max} \approx D_{max}$ et provoquer un transport des sédiments vers la terre. Finalement, le dernier type de régime (*impact level 4*) correspond à un régime d'inondation totale (*inundation regime*). Toute la portion littorale est alors submergée et l'influence du *swash* agit constamment au-dessus de la crête ($R_{min} > D_{max}$). Dans ce dernier cas, il est fréquent de remarquer un transfert sédimentaire majeur vers l'intérieur des terres et également des situations de ruptures de cordons en raison d'une pression constante sur l'édifice sédimentaire.

Afin d'appliquer le concept de Sallenger, l'altitude de D_{max} doit être connue. La localisation d'une crête est théoriquement facilement identifiable (Stockdon et al.,

2009). En revanche, le positionnement du sommet « le plus pertinent » par photo-interprétation peut demeurer discutable en présence de végétation dense ou lorsque plusieurs sommets sont présents. C'est le cas par exemple lorsque divers types de côtes caractérisent un même secteur. Dans un tel cas, il peut s'avérer difficile de définir D_{max} . Stockdon et al. (2009) ont en ce sens employé l'imagerie Lidar pour positionner la première crête de manière précise (figure 1.9). Ceci permet d'identifier les paramètres morphologiques d'un système dunaire afin d'évaluer la vulnérabilité de la côte à la submersion. Une fois cet élément morphologique bien positionné, il apparaît possible de déterminer à partir de quelles conditions peut se produire une éventuelle submersion.

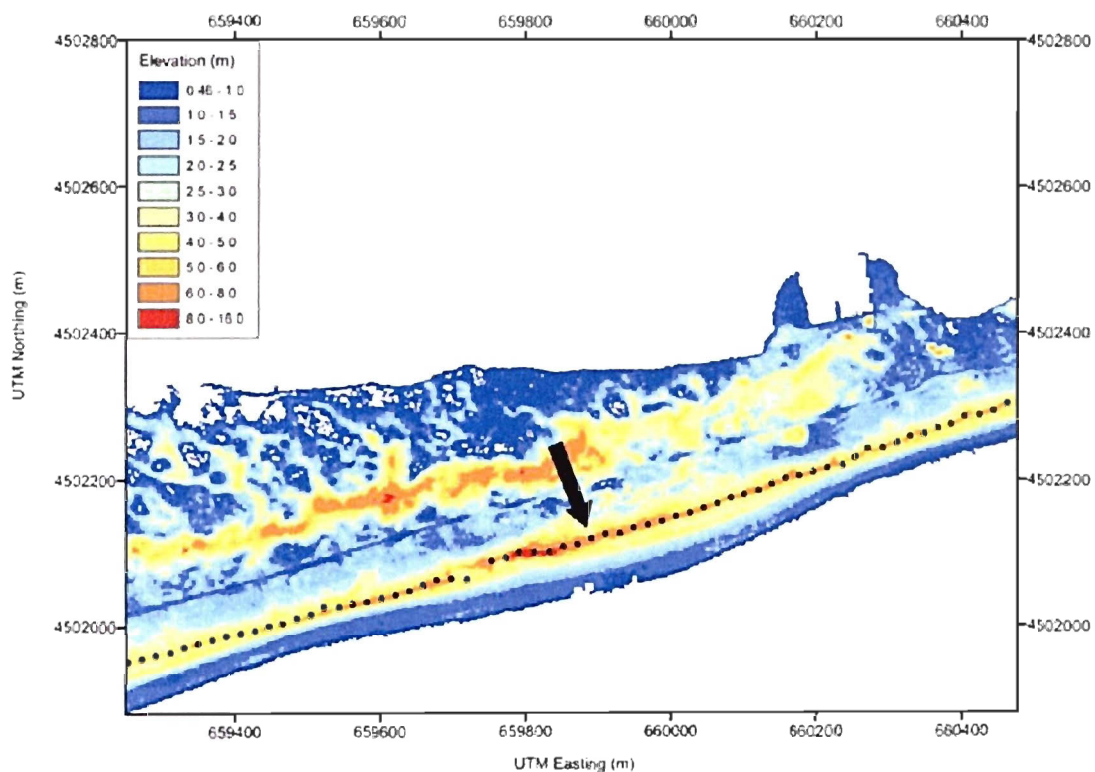


Figure 1.9 Exemple d'extraction de D_{max} sur un MNE Lidar. (Stockdon et al., 2009)

En somme, cet état des connaissances a fait part des points principaux qui orientent ce travail de cartographie de l'aléa basé sur une estimation du *runup*. La submersion est produite par la combinaison de plusieurs facteurs météo-marins qui engendrent des niveaux d'eau extrêmes (pression atmosphérique, marée et surcote, agitation marine). La cartographie de l'aléa peut être effectuée en intégrant ou non le *runup*. Superposer des niveaux statiques à un modèle d'élévation demeure une procédure simple qui ne considère pas l'effet du déferlement des vagues. Par conséquent, cette approche peut minimiser l'aléa. Une quantification du processus de *runup* ainsi que la production d'un modèle empirique adapté au site d'étude, à partir de données acquises sur le terrain, comble cette lacune. Les NEE résultants peuvent ensuite servir de données en entrée pour une cartographie ou une analyse de sensibilité du trait de côte si son altitude est connue le long du littoral.

Dans ce travail, le secteur étudié possède une certaine variabilité géomorphologique, associée surtout au type d'estran mais également à l'état naturel ou artificiel de la côte. L'effet de cette variabilité dans la morphologie littorale se répercute sur l'élévation du trait de côte, qui enregistre localement des différences d'altitude, et la sensibilité du littoral face au phénomène de submersion y est tributaire.

CHAPITRE II

SITE D'ÉTUDE : UNE CÔTE BAS-LAURENTIENNE VULNÉRABLE À LA SUBMERSION CÔTIÈRE

2.1 Localisation et géomorphologie du secteur

Le secteur étudié couvre environ 17 km de longueur depuis le quai de Pointe-au-Père (Rimouski) jusqu'à la limite est de Sainte-Luce-sur-Mer (figure 2.1).

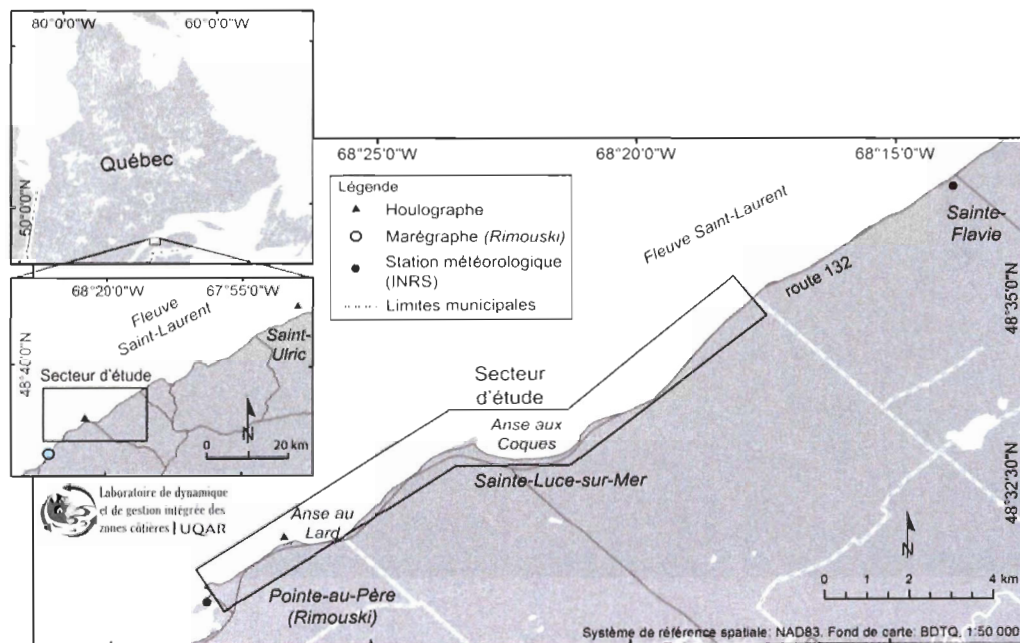


Figure 2.1 Localisation du secteur d'étude.

Ce territoire de l'Est du Québec est situé au Nord des Appalaches. La déglaciation de cette région s'est effectuée entre 13 000 ans et 12 500 ans BP (Hétu, 1998). Une élévation du niveau de la mer s'est ensuite produite jusqu'à une altitude de 140 mètres. Le territoire a émergé jusqu'à 9 500 ans BP, mais deux fluctuations mineures se sont produites à l'Holocène (Dionne, 1988). Le paysage y est par conséquent empreint d'une histoire récente marquée par une variation du niveau de la mer et donc de la position de la ligne de rivage. Celle-ci se situait autrefois plus à l'intérieur des terres. Le tronçon étudié possède une diversité géomorphologique assez constante : un estran formé de plages meubles déposées sur le roc (figure 2.2).



Figure 2.2 Photographie héliportée d'une portion du secteur d'étude le 15 septembre 2010 à Sainte-Luce.

Dionne (2002) distingue trois composantes principales du littoral dans le secteur, lesquelles constituent un héritage de la Mer de Goldthwait et du dernier épisode glaciaire le long de la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent. De la terre vers la mer, on retrouve : 1) la falaise Micmac, soit un escarpement d'érosion très net à plusieurs centaines de mètres de la ligne de rivage actuelle; 2) la basse terrasse Mitis, comprise entre 5 et 8 mètres d'altitude, composée notamment de dépôts meubles reposant sur une ancienne plate-forme rocheuse; 3) la zone intertidale actuelle, souvent composite, pouvant présenter une plate-forme rocheuse, ou des portions rocheuses en alternance avec des dépôts meubles (sable, graviers, blocs erratiques). Ajoutons que le haut de plage se caractérise par des accumulations sablo-graveleuses.

Un substrat argileux souvent tapissé de blocs en dallages et de méga-blocs épars couvre parfois le bas estran et succède à la plate-forme vers le large (Dionne, 2009). Dans certains secteurs plus abrités, comme la baie de Sainte-Luce-sur-Mer (Anse aux Coques) et l'Anse au Lard, la plate-forme rocheuse n'est pas visible et l'estran est majoritairement meuble avec des placages de blocs.

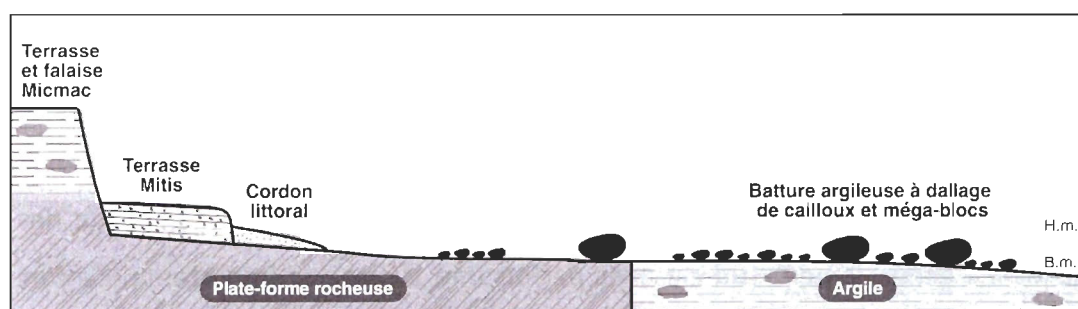


Figure 2.3 Coupe schématique transversale du littoral et de ses composantes principales sur le territoire étudié. (Dionne, 2009)

La falaise Micmac représente une falaise morte et est constituée d'argile caillouteuse (Dionne, 2009). Cet escarpement a été incisé au cours de l'Holocène moyen (Dionne, 2002). Depuis cette falaise jusqu'au rivage actuel, la terrasse Mitis sert d'assise au développement des communautés côtières. Elle est composée de dépôts meubles, c'est-à-dire des sables et des graviers déposés il y a entre 2 500 et 1 500 ans BP lors de plus hauts niveaux marins. La route nationale 132, en alternance avec certaines rues et routes locales, se situent sur la terrasse meuble Mitis et longe le littoral sur tout le secteur, ce qui augmente la vulnérabilité le long du littoral. La terrasse de plage, qui est généralement l'édifice morphologique d'anciennes plages, se termine abruptement par une falaise inférieure à un mètre pour laisser place à l'estran actuel. C'est cette limite morphologique qui est souvent artificialisée par des défenses côtières.

Dionne (2002) décrit en détail trois unités morphologiques composant la zone intertidale, succédant à la terrasse de plage Mitis (figure 2.4). D'abord, le cordon littoral (haut estran) se compose de sables et de graviers déposés sur le substrat rocheux. Selon l'auteur, il n'est entièrement recouvert par l'eau qu'en période de marées de vives-eaux ou encore lors des tempêtes. Une plate-forme rocheuse est ensuite présente, sauf dans les baies à estran meuble, et constitue la deuxième unité morphologique. Sa rugosité peut varier d'un endroit à l'autre, mais sa composition est majoritairement caractérisée par des schistes argileux en alternance avec des strates de grès ou de calcaire d'âge Cambro-Ordovicien. Le pendage des couches est généralement sud-est avec parfois une inclinaison importante. Ce fort pendage explique la présence sur les plate-formes rocheuses de microreliefs monoclinaux dont le front est orienté vers la mer. La troisième entité géomorphologique du littoral est un bas estran argileux «par endroits voilée de sable» (Dionne, 2002). Il s'agit d'un relief parfois imperceptible et très plat, quasi-

horizontal, et qui présente des accumulations de cailloux d'origine glacielle ou glaciaire sous formes de dallages ou de cordons. Des blocs et méga-blocs précambriens et appalachiens sont également présents sur l'estran. Des dallages de cailloux glaciels sont également présents à certains endroits sur l'estran rocheux.

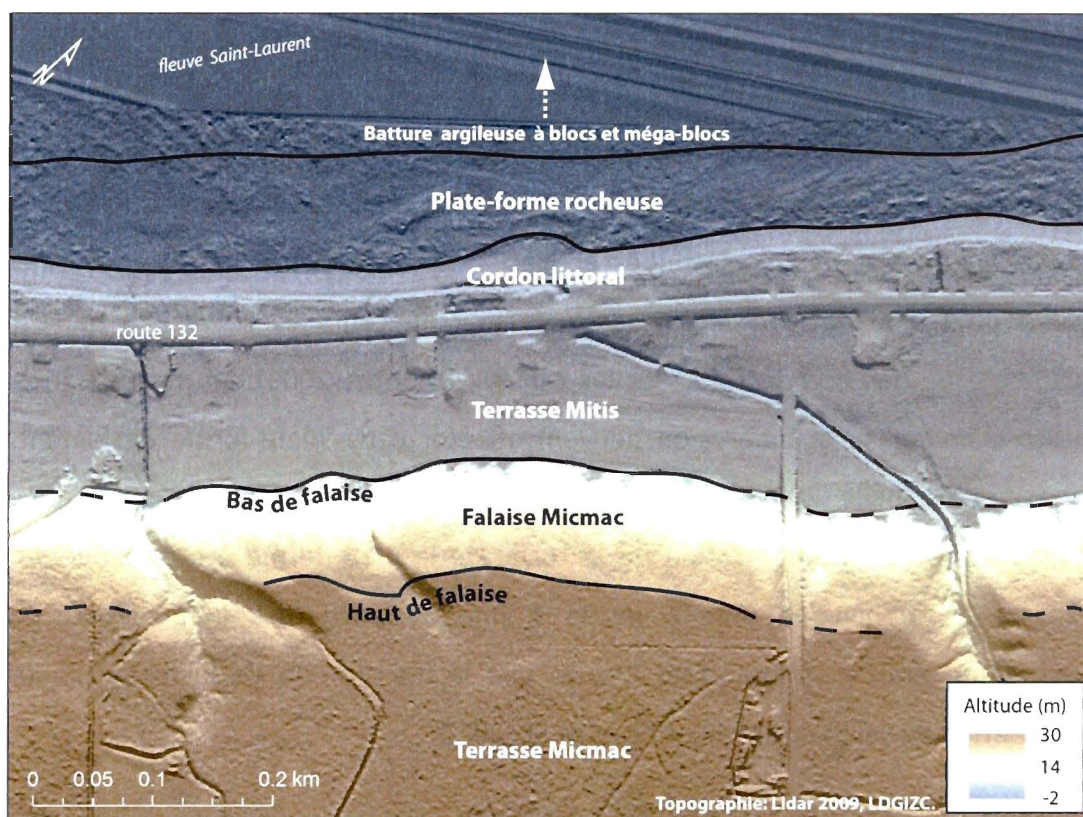


Figure 2.4 Composantes géomorphologiques générales du littoral entre Sainte-Luce-sur-Mer et Sainte-Flavie.

2.2 Dynamique côtière

La côte est sujette aux phénomènes de submersion marine et d'érosion côtière au niveau de la ligne de rivage, définit comme étant la limite de végétation dense. Dans

son ensemble, la ligne de rivage est rectiligne et massivement artificialisée. Dans ses parties artificielles, elle se compose majoritairement de murets de béton, de bois ou d'enrochements (Dionne, 2009). Elle est cependant touchée par les processus hydrodynamiques qui provoquent de l'érosion (Marie et al, 2014; Quintin et al., 2013) : des microfalaises d'érosion témoignent de ces phénomènes à plusieurs endroits.

La structure foliée de la roche qui constitue la plate-forme rocheuse de Pointe-au-Père à Sainte-Flavie la rend fragile face à l'action des vagues (délogement, abrasion) ainsi qu'aux processus cryoclastiques et glaciels. Le littoral peut être en ce sens couvert d'un pied de glace et de glace de mer au cours de l'hiver, ce qui est susceptible de déplacer les blocs et les cailloux (Dionne, 2009). La météorisation physico-chimique et la bioérosion peuvent affecter cette plate-forme également. Kanyaya et Trenhaile (2005) ont par ailleurs montré que des phénomènes cycliques de dessiccation et d'humectation de la roche de la plate-forme à Mont-Louis en Gaspésie contribuait en grande partie à une destruction à long terme. Ce phénomène serait plus important encore que la fracturation de la roche par la cristallisation du sel (haloclastie) (Porter et al., 2010).

2.3 Contexte marégraphique et météorologique

Le territoire est sous l'influence d'un régime marégraphique semi-diurne, de marnage méso-tidal (≥ 2 m) à macro-tidal (≥ 4 m) (Masselink et Hughes, 2003). Le niveau moyen de la mer est de 2,3 mètres au-dessus du zéro marégraphique au marégraphe de Rimouski (Service Hydrographique du Canada, 2013). Les marées de

vives-eaux, qui ont lieu lors de la pleine lune et la nouvelle lune (période de syzygies), varient entre 4 et 4,8 mètres, et celles de mortes-eaux (période de quadratures), de 2,5 à 3,7 mètres. Les plus hautes marées ont théoriquement lieu aux périodes d'équinoxes, soit aux mois de mars et septembre. Or, d'après une analyse effectuée par Dionne (2008) sur une série temporelle comprise entre 2002 et 2007, ces marées ne sont pas nécessairement les plus hautes de l'année à Rimouski. Les plus grandes marées peuvent par exemple survenir suite à des conditions climatiques favorables à l'élévation des niveaux d'eau (ex. baisse de la pression atmosphérique).

La côte présente diverses orientations se situant entre l'ouest et le nord-est, avec une orientation préférentielle vers le nord-ouest. Ceci confère au secteur diverses orientations pouvant subir l'impact des tempêtes à l'interface terre-mer si les vagues proviennent du nord. La station météorologique de Pointe-au-Père (Institut National de Recherche Scientifique, INRS) se situe à l'ouest du site d'étude. Selon les données anémométriques annuelles d'Environnement Canada (2012), les vents proviennent majoritairement du sud-ouest sur le secteur d'étude (figure 2.5), toutes vitesses confondues. La fréquence des vents provenant de ce secteur y est de 25%. Un patron de vents en provenance du nord-est est également présent.

Au marégraphe de Rimouski, sur une base de données couvrant la période du 8 juillet 1984 au 31 janvier 2012 (27,6 ans), Bernatchez et al. (2012) remarquent qu'en moyenne 12,7 surcotes dépassent le seuil 50 cm annuellement. Sur ce nombre, 10,7 se situent entre 50 cm et 74 cm, 1,6 événements se trouvent entre 75 cm et 99 cm, alors que 0,4 surcote par année surpasse 1 m. Également, 3,1 événements surpassent le niveau des pleines mers supérieures de grandes marées (PMSGM) de

2,52 m géodésique. La tendance à la hausse du niveau marin relatif au marégraphe de Rimouski est de $+0,91 \text{ mm} \pm 0,1 \text{ mm/an}$ entre 1984 et 2012.

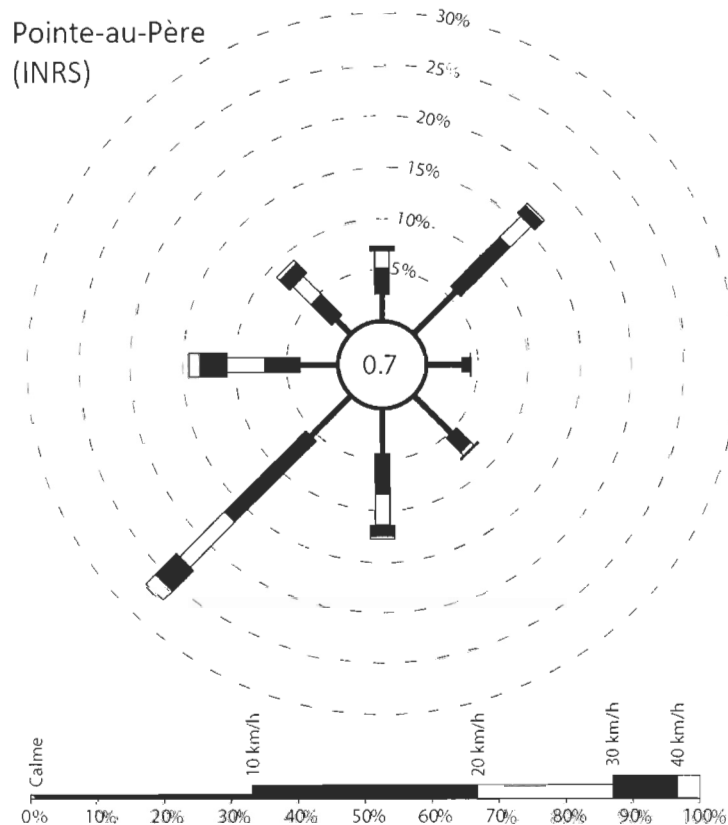


Figure 2.5 Roses des vents annuelles à la station de Pointe-au-Père (INRS) (Environnement Canada, 2014)

2.4 L'évènement extrême du 6 décembre 2010 au Québec maritime

Le 6 décembre 2010, de nombreux dommages ont été recensés sur les côtes de l'estuaire maritime du Saint-Laurent. Les territoires de Pointe-au-Père et Sainte-Luce-sur-Mer ont été frappés par une submersion et de l'érosion côtière. La ligne de rivage de Sainte-Luce-sur-Mer a enregistré des taux de reculs maximaux de 13

mètres pour un seul évènement selon Quintin et al. (2013). Les auteurs ont mesuré des niveaux d'eau atteints moyens de 5,08 mètres à Rimouski et 4,66 mètres à Sainte-Luce (altitude géodésique).

Il s'agit du résultat du passage d'une dépression extratropicale en provenance de la côte Est américaine, avec un centre situé près du Témiscouata, au Bas-Saint-Laurent, le 6 décembre 2010 à 14h. En réponse à cette configuration des masses d'air, le système provoquait des vents soufflant préférentiellement du nord-est le long du Saint-Laurent au plus fort de la tempête à 14h HNE (figure 2.6) avec des vitesses moyennes horaires variant entre 40 km/h et 50 km/h.

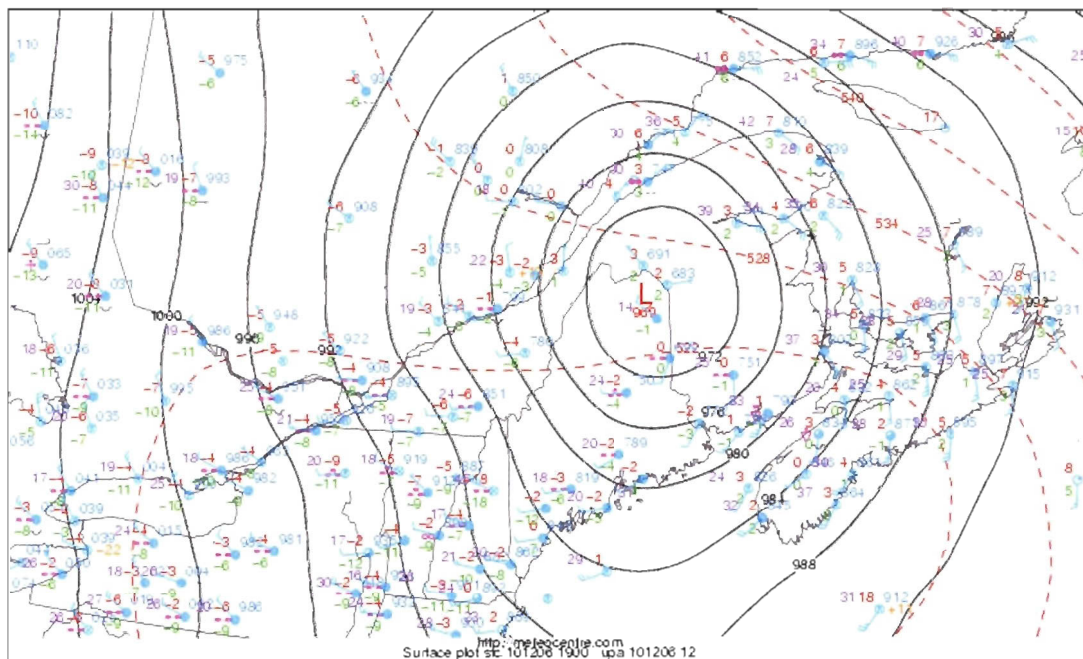


Figure 2.6 Analyse de surface le 6 décembre 2010 dans l'Est du Québec, 14h HNE (Centre Météo UQAM, 2010)

Les niveaux d'eau prédits à 14h00 (2,24 m) au marégraphe de Rimouski se sont avérés beaucoup plus élevés que prévus : la pression atmosphérique, qui a atteint un minimum de 96,75 kPa à 15h00 (HNE) (station météorologique de Mont-Joli), a contribué à une surcote de 1,05m à 14h (Bernatchez et al., 2012). Le niveau d'eau total enregistré au marégraphe (3,19 m à 14h00) a été plus élevé que la pleine mer supérieure de grande marée (2,52 m). Bernatchez et al. (2012) ont évalué la période de retour de ce niveau d'eau maximal à 149 ans. La dernière fois qu'un tel niveau a été enregistré était en 1914 (3,16 m) (Lefavre, 2011). Les limites altitudinales atteintes par la submersion ont dépassé 6 mètres dans les secteurs de Rimouski et Sainte-Luce-sur-Mer (Quintin et al., 2013), ce qui s'est traduit par une accumulation de débris de submersion sur la terrasse de plage.

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

3.1 Généralités sur l'approche utilisée

La méthodologie de ce projet est orientée de la même façon que les travaux cités précédemment. Il s'agit de superposer les niveaux d'eau extrêmes à l'élévation de la côte afin de définir les zones potentiellement submersibles. En plus de prendre en considération les niveaux de marée haute et la surcote, la méthode appliquée ici tient compte du runup, comme proposé par Suanez et al. (2007) ainsi que Cariolet (2010, 2011a). Ce chapitre présente les cinq étapes méthodologiques associées à ce travail, depuis l'échantillonnage sur le terrain jusqu'à la cartographie de l'aléa de submersion. Ces étapes sont : 1) l'intégration des données marégraphiques et hydrodynamiques; 2) l'identification *in situ* des limites atteintes par la submersion du 6 décembre 2010 et levés topo-morphologiques; 3) l'acquisition *in situ* de runup en conditions plus calmes¹; 4) la quantification et la comparaison de variables géomorphologiques avec les valeurs de runup réelles, ainsi que le développement d'un modèle de runup; et enfin 5) l'application du modèle dans l'élaboration d'une cartographie de l'aléa de submersion marine sur le secteur étudié.

¹ Tout au long de ce travail, le terme *tempête* fait référence à l'épisode de submersion du 6 décembre 2010, alors que les *conditions calmes* soulignent l'échantillonnage réalisé en 2011 sous d'autres types de conditions météo-marines.

3.2 Données marégraphiques et hydrodynamiques

Le marégraphe de référence dans ce travail est celui de Rimouski (station 2985). Il se situe à 5,5 km à l'ouest du site d'étude. Les niveaux de marée enregistrés (m) proviennent du portail web des Archives canadiennes des données sur les marées et niveaux d'eau (Pêches et Océans Canada). Les niveaux de marée prédits (m) sont générés par le Système d'information sur les niveaux d'eaux côtières et océaniques (SINECO) du Service hydrographique du Canada (SHC) situé à l'Institut Maurice Lamontagne (IML). Ces données servent aux calculs de la surcote. La différence entre le zéro marégraphique et le zéro géodésique au marégraphe de Rimouski est de 2,28 m. Ce travail fera toujours référence aux valeurs géodésiques afin de permettre des comparaisons avec les modèles topographiques.

Les caractéristiques de vagues sont utilisées dans les calculs de *runup* tant pour la tempête qu'en conditions normales. Deux instruments différents ont été utilisés pour l'acquisition des données. Lors de la tempête, les vagues étaient mesurées *in situ* par un houlographe (*acoustic wave and current profiler (AWAC)*) de l'Institut des Sciences de la Mer de Rimouski (ISMER-UQAR). Le mouillage est situé au large à 2,3 km du rivage de Saint-Ulric (48° 48.0' N, 67° 44.6' W) et à 34 m de profondeur. Il se situe à une distance de 55 km de la limite est du site d'étude (figure 2.1). Celui-ci enregistre des mesures de 1024 secondes (17 minutes) à chaque heure (vitesses orbitales et pression à 1 Hz, et la distance AWAC-surface déterminée par acoustique à 2 Hz). Les variables utilisées sont la hauteur significative, H_o , mesurée par méthode spectrale, et la période moyenne des vagues, T_{02} , également acquise par méthode spectrale. La longueur d'onde de la houle en eau profonde ($d > L_o/2$, où d est la profondeur de l'eau) est donnée par l'équation 1.3, où $L_o = gT^2/2\pi$. Afin d'évaluer l'effet de la pression atmosphérique sur les niveaux d'eau, la pression provenant de

la station météorologique de Pointe-au-Père (INRS) située à 4,9 m d'altitude a été utilisée.

Pour les données de vagues en conditions normales, un capteur de pression (RBR Virtuoso) installé sur la partie distale de la plate-forme rocheuse à Pointe-au-Père a été utilisé. Il est situé à -0,776 m d'altitude, et à 39 cm au-dessus du substrat rocheux à l'extrémité de la plate-forme du côté de la mer (48° 31' 38.640'' N, 68° 26' 45.6'' W) (figure 3.1). L'instrument enregistre à intervalle de 5 minutes 512 mesures à 4 Hz. La hauteur de la colonne d'eau peut être obtenue en soustrayant à la pression totale enregistrée au capteur la pression atmosphérique via la formule suivante (Cariolet, 2011) :

$$H = \frac{P_{\text{capteur}} - P_{\text{atmosphère}}}{\rho \cdot g} \quad (3.1)$$

où H est la hauteur de la colonne d'eau au-dessus du capteur (m), P_{capteur} la pression mesurée par le capteur (Pa), $P_{\text{atmosphère}}$ la pression atmosphérique (Pa), ρ la masse volumique de l'eau (1025 kg/m³) et g l'accélération de la pesanteur = 9,80665 m.s⁻².

La station météorologique de Pointe-au-Père INRS située à 2,25 km à l'ouest du houlographe a été utilisée pour mesurer la pression atmosphérique. Comme l'instrument est situé en eau peu profonde, une autre formule doit être utilisée pour calculer L selon la profondeur d'eau, soit l'expression de la longueur d'onde lorsque $d < L/2$ (US Army Corps of Engineers, 2008), soit:

$$L \approx \frac{gT^2}{2\pi} \sqrt{\tanh\left(\frac{4\pi^2 d}{T^2 g}\right)} \quad (3.2)$$

où d est la profondeur de l'eau (m) au-dessus du capteur, et \tanh la tangente hyperbolique.

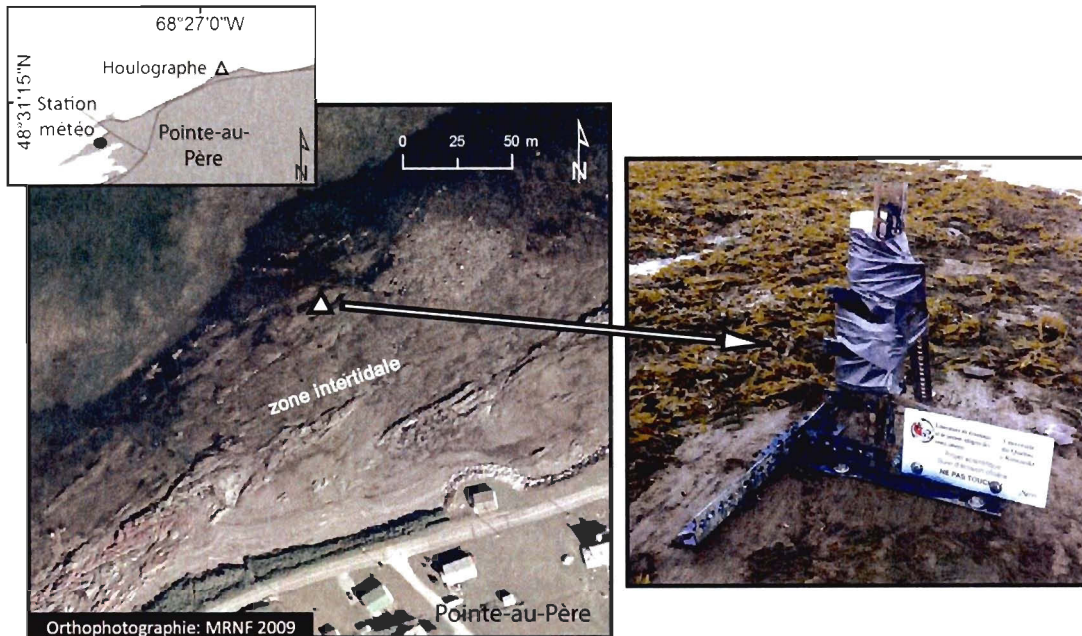


Figure 3.1 Localisation du capteur de pression situé à Pointe-au-Père.

3.3 Zone submergée le 6 décembre 2010 et géomorphologie du littoral

3.3.1 Mesures *in situ* suite à l'évènement

Lors de la submersion du 6 décembre 2010, des débris ont été transportés puis déposés à l'intérieur des terres. Partant du principe que plus le temps passe après l'évènement, plus les indices disparaissent, une reconnaissance sur le terrain a d'abord été réalisée pendant et suite à l'épisode.

Des limites de submersion atteintes ont ainsi été identifiées au DGPS (figure 3.2a) par le Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières et la Chaire de recherche en géosciences côtières de l'UQAR afin d'obtenir un aperçu immédiat des zones submergées avec des limites géoréférencées (Quintin et al., 2013). Les éléments indicateurs de *runup* ayant été identifiés sur le terrain sont des débris déposés par l'eau lors de l'événement (débris organiques). Les dépôts sableux projetés n'ont pas été pris en considération car la nappe de retrait peut remanier les dépôts, biaisant l'élévation réelle atteinte par le jet de rive (Dawson, 1994).

Étant donné la grande superficie du territoire et en raison des précipitations de neige qui sont tombées au-dessus des marqueurs dans les jours qui ont suivi la tempête, les secteurs n'ont pas tous été couverts par les levés de limites de submersion à cette étape. Seul le secteur de Sainte-Luce-sur-Mer a été échantillonné au DGPS. Le DGPS utilisé était le Promark3 de Magellan. La précision verticale en mode mobile est de 0,015 m et la précision horizontale de 0,012 m. La précision verticale en mode statique (base) est de 0,01 m et la précision horizontale de 0,005 m. L'acquisition des limites lors de cette première étape sert principalement à obtenir des marqueurs le moins remaniés que possible suite à l'évènement. Elle ne se veut pas un échantillonnage systématique des limites, mais elle constitue néanmoins un référentiel de données *in situ* sur lequel il sera possible de valider les données recueillies au point 3.3.2. Un échantillonnage systématique couvrant tout le secteur d'étude a en effet été réalisé à l'été 2011 et est détaillé dans la partie suivante.



Figure 3.2 Exemple d'indicateur de *runup* identifiés au DGPS sur le terrain.

3.3.2 Mesures *in situ* en 2011 : limites atteintes et levés topo-morphologiques

Afin d'obtenir la topographie du littoral après la tempête et les limites de submersion sur l'ensemble du secteur d'étude, une succession de profils topographiques perpendiculaires au rivage a été réalisée entre le 1^{er} juin 2011 et le 28 août 2011 (figure 3.3). Ce type de données permettra ultérieurement de calculer des variables géomorphologiques sur les profils, notamment les pentes de plage nécessaires aux calculs de *runup*.

Des profils au DGPS, à raison de un point par mètre ainsi qu'à chaque rupture topographique, ont été menés sur les territoires de Pointe-au-Père et Sainte-Luce-sur-Mer (figure 3.4). L'échantillonnage était systématique et aléatoire, c'est-à-dire que les profils ont été positionnés au préalable dans ArcGIS à intervalles de 100 mètres sur la ligne de rivage tracée par le LDGIZC à partir d'orthophotos aériennes de 2009 (MRNF). Rappelons que la ligne de rivage correspond à la limite de végétation dense en milieu naturel, ou encore au sommet de l'infrastructure de protection (trait de côte). La section échantillonnée au DGPS couvre 17 km de côte en continu, pour un total de 167 profils et 36 000 points topographiques, 5 profils ayant été annulés en raison d'obstacles majeurs sur le terrain (ex. présence d'un quai) ou lorsque le profil avait une orientation préférentielle vers le sud localement. Lors de la tempête de décembre 2010, les vents provenaient du nord-est. On assume donc qu'un profil orienté nord-sud n'était pas touché directement par les vagues.



Figure 3.3 Exemple de mesure au DGPS d'un profil de plage en milieu naturel.

Le DGPS utilisé était le Trimble TSC3, muni d'une antenne Trimble R8 GNSS. Il donne des valeurs en x , y et z avec une précision verticale de 0,0035 m, et de 0,003 m à l'horizontal (Trimble®). Les éléments suivants ont été identifiés et segmentés le long des profils au DGPS : limite de submersion (R_{max}), crête de la première ligne de défense côtière (naturelle ou artificielle) (D_{max}), ligne de rivage (limite de végétation), points d'inflexions au sein du profil, changements de végétation, et variations lithologiques ou granulométriques.

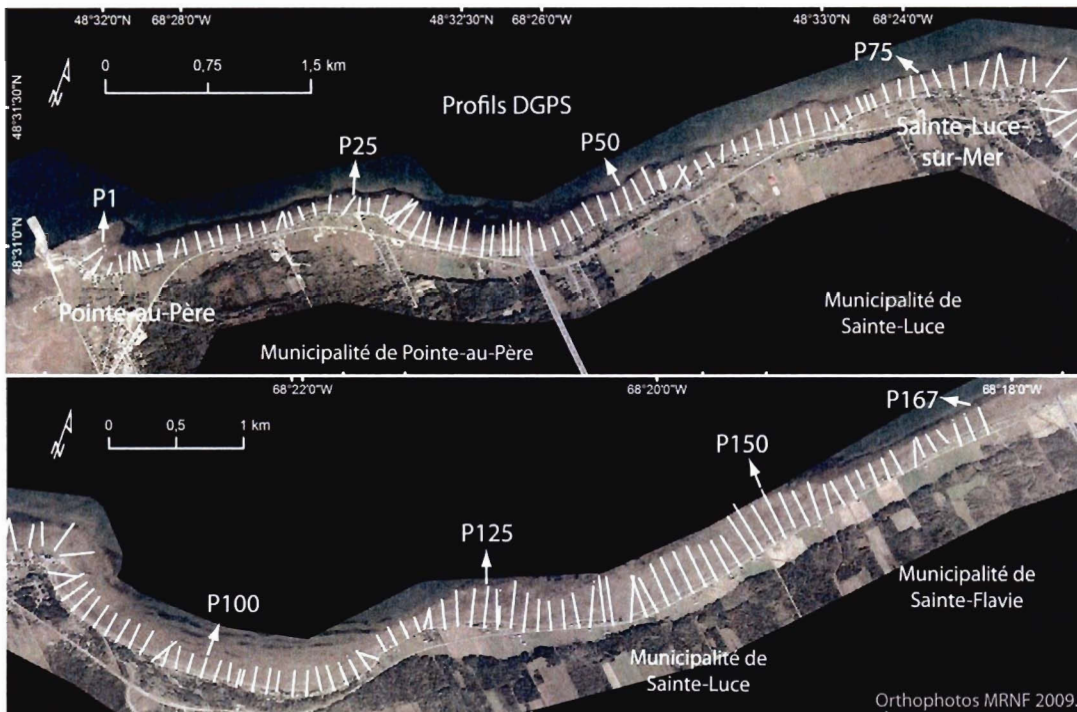


Figure 3.4 Localisation des profils de plage au DGPS.

Certains auteurs préconisent de calculer la pente de l'estran à partir d'un point au large, où la profondeur de la colonne d'eau est équivalente à la hauteur des vagues ($D = H$) (Nielsen et Hanslow, 1991). Cependant, étant donné la forte élévation des

niveaux d'eau enregistrés le 6 décembre 2010, ce point correspond relativement au niveau moyen des mers (≈ 0 m) et par conséquent, à la flexure d'estran. Utiliser cette limite reviendrait à calculer une pente de haut estran. Pour pallier cette lacune, il est justifié d'utiliser un point au large proposé par la FEMA (2007) et le TAW (2002), soit de soustraire à la hauteur de la colonne d'eau la valeur associée à $1,5H_0$ (hauteur significative des vagues au large). En présence de plate-forme rocheuse, il est à noter que toute la zone d'affleurement rocheux est couverte au DGPS. Tous les profils ont été effectués à marée basse du large vers les terres, jusqu'à la limite de submersion. Le début du profil au large correspond à la fin de la plate-forme rocheuse ou des placages de cailloux glaciels, couvrant ainsi la majeure partie de la zone intertidale.

L'élévation de certaines laisses de mer ou débris de tempête peut être attribuée au niveau maximal atteint par le *runup* maximal (Cariolet, 2011). Dans certains cas, si la topographie augmente constamment de la mer vers la terre, on considère que R_{max} est égal ou plus élevé que D_{max} (figure 3.5a). Par contre, dans le cas où la topographie de l'arrière-côte présente une dépression, l'altitude de la limite pourrait sous-estimer le niveau maximal atteint par l'eau. Un traitement dans ArcGIS est donc effectué sur les profils afin de vérifier si l'altitude de la limite de submersion correspond réellement au maximum atteint. Si un niveau plus élevé a été franchi avant la dépression, c'est ce nouveau point plus élevé (D_{max}) qui correspond au R_{max} réel (figure 3.5b). Le R_{max} dans un tel cas n'équivaut pas à la limite de submersion, mais bien à la topographie élevée qui a fait office de barrière.

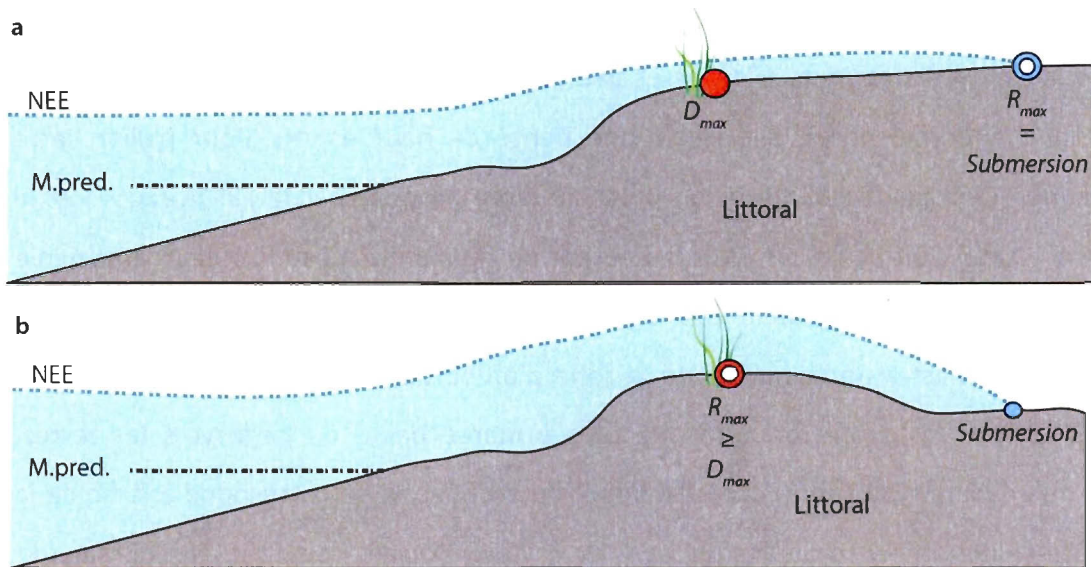


Figure 3.5 Schématisation de la localisation de R_{max} par rapport à D_{max}

3.4 Mesures du *runup in situ* en conditions calmes et pentes de haut estran

Le *runup* mesuré lors de la tempête peut être utilisé dans un modèle empirique, mais il ne s'agit que d'un seul évènement et par conséquent les conditions hydrodynamiques sont constantes. En condition calme à marée haute, c'est-à-dire sous des conditions de *swash* se limitant au haut estran sans franchir la ligne de rivage ou la ligne de défense côtière – régime de *swash* lorsque $R_{max} \leq D_{min}$ – (figure 1.8), la limite du *runup* sur la plage est d'autant plus évidente que le contraste d'humidité du substrat est perceptible. Recueillir un éventail plus large de valeurs de pentes et de caractéristiques de vagues augmente directement l'étendue des valeurs de l'indice de *surf similarity*, ce qui permet ensuite d'élargir le domaine d'application du modèle final.

À cet égard, un échantillonnage du *runup in situ* au DGPS a été effectué entre le 1^{er} juin 2011 et le 8 novembre 2012 sur 8 profils de plages différents à marée haute. Les sites sont situés à Pointe-au-Père et une distance linéaire de 2,64 km sépare les deux extrémités de la zone (figure 3.6). Pour chaque inventaire, la limite du *runup* était identifiée sur la plage aux 8 sites suite au passage d'une même marée haute prédite et mesurée au marégraphe de Rimouski.

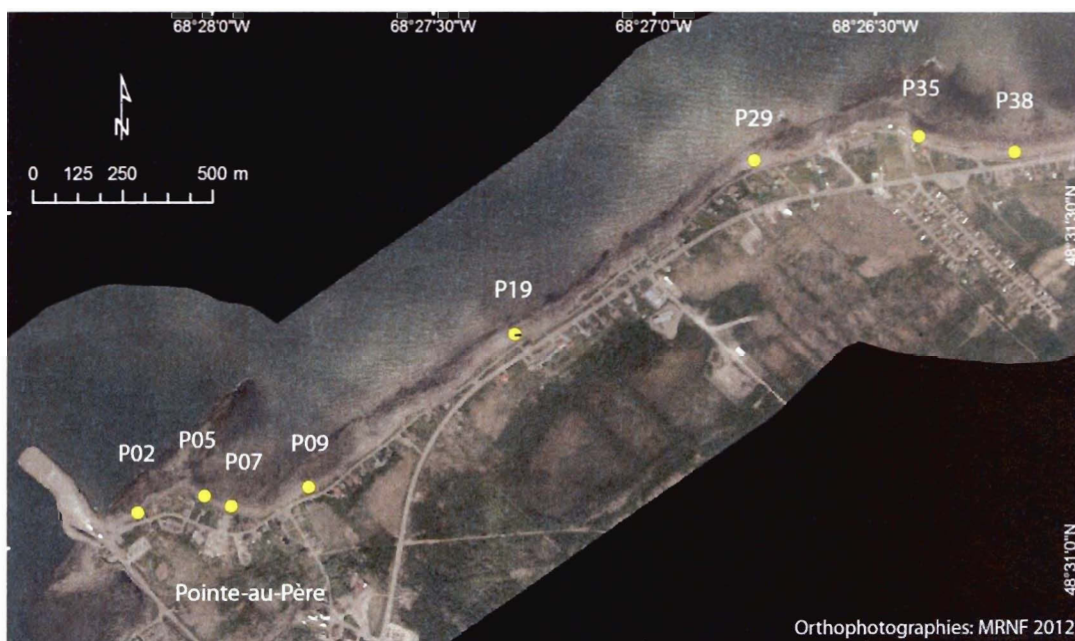


Figure 3.6 Localisation des huit profils étudiés en conditions calmes.

La limite maximale était identifiée grâce à la différence visible d'humidité du substrat, soit le contraste substrat sec et substrat mouillé, suite au retrait progressif de la marée. Les laisses de mer déposées sur l'estran ont également été considérées comme des marqueurs physiques servant de *proxy* à la limite atteinte (figure 3.7).

Au cours des mesures de *runup*, 8 levés ont été réalisés sur ces 8 plages en mesurant la variabilité naturelle des pentes du substrat meuble à chaque site, comprise entre la ligne de rivage et la flexure d'estran. Ces pentes seront testées dans les calculs de *runup* afin de valider quel type de pente est le mieux corrélé avec le phénomène de *runup* en conditions calmes. Les huit profils sont caractérisés par des morphologies relativement différentes. Bien que tous les hauts estrans soient meubles, quatre profils ont un bas estran complètement rocheux alors que les autres ont une matrice meuble très compacte (limon, sable, graviers, galets et blocs), avec des affleurements rocheux et des placages de blocs encaissés dans le substrat.

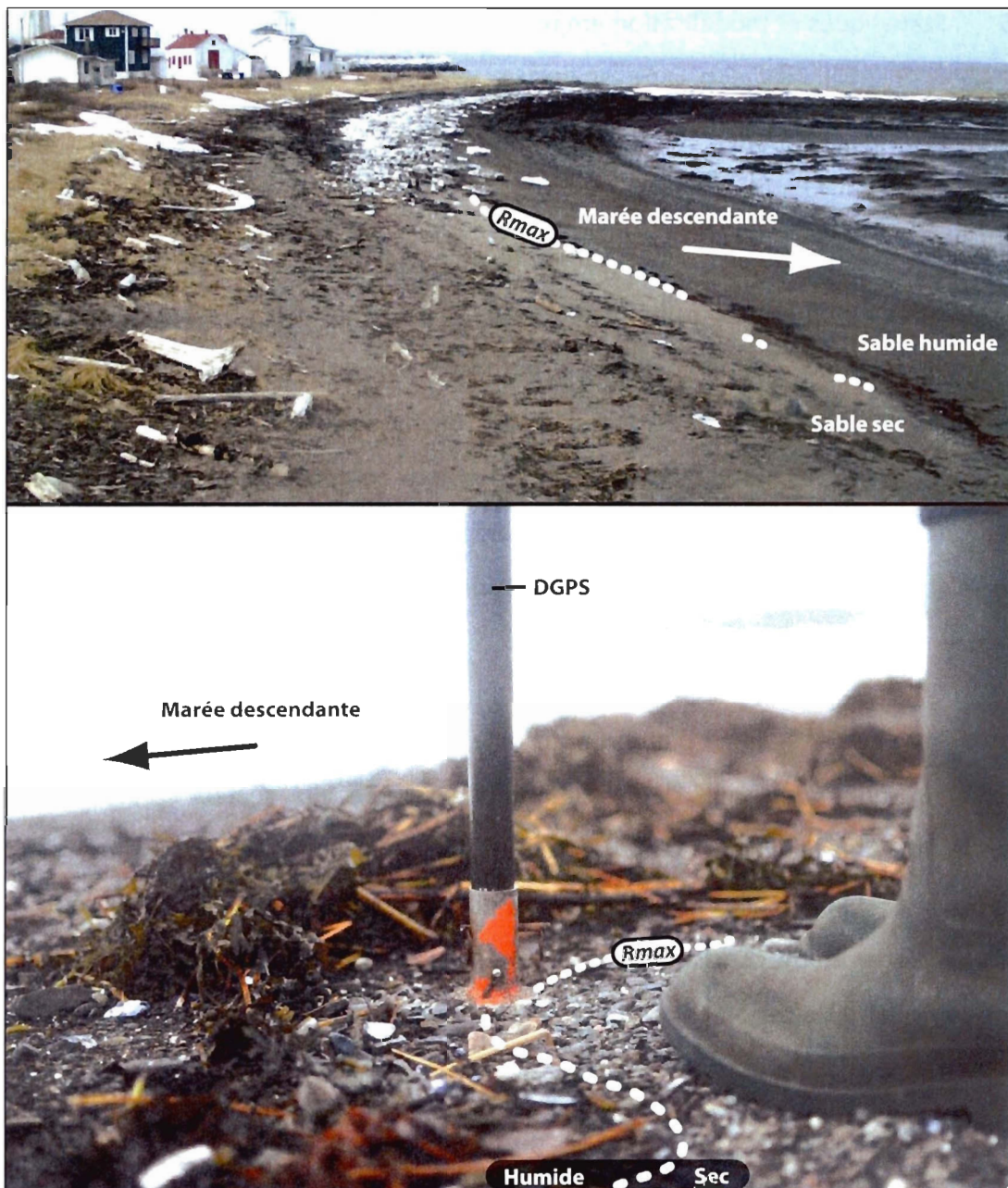


Figure 3.7 Identification de la limite maximale atteinte par le *runup* suite au passage d'une marée haute sur le haut estran meuble.

3.5 Statistiques et modélisation empirique

3.5.1 Principes du modèle de *runup*

Les étapes méthodologiques présentées jusqu'à maintenant avaient pour but de quantifier le *runup* et la morphologie littorale. Il est désormais possible de calculer certaines variables morphologiques à partir de ces données, et d'évaluer leur relation avec le *runup* mesuré afin d'établir un modèle statistique basé sur des observations *in situ*. Cette section présente les deux composantes associées à cette étape. D'abord, la paramétrisation des variables géomorphologiques à partir des profils topographiques, ensuite la modélisation du *runup* sous forme de régression linéaire.

Notons que cette section a d'abord pour objectif d'établir un modèle empirique de prédiction du *runup* qui s'applique sur l'ensemble du secteur d'étude, en considérant tant les valeurs d'altitude de jet de rive atteintes le 6 décembre 2010 (où $R_{max} > D_{max}$) que celles mesurées en conditions calmes en 2011 et 2012 (où $R_{max} < D_{max}$). Cette étape consiste par la suite à évaluer la variabilité longitudinale et perpendiculaire de certaines variables géomorphologiques, ainsi que leur rôle vis-à-vis du niveau d'eau atteint sur la plage, que ce soit lors d'un épisode de submersion ou non.

3.5.2 Identification des variables géomorphologiques

La première associée au traitement statistique implique une intégration des profils de plage dans ArcGIS. Une caractérisation perpendiculaire à la côte y est réalisée sur chaque profil à partir des changements morphologiques identifiés au DGPS. Ces éléments sont identifiés sur le terrain et validés dans ArcGIS grâce à des vues en coupes des profils. Cette caractérisation permet entre autres une détermination exacte du haut estran, considéré ici comme étant la section comprise entre la ligne de rivage et la flexure morphologique au sein du profil, peu importe la lithologie. Cette flexure est visible par un changement de pente uniquement. En raison du substrat variable d'un profil à l'autre, la flexure peut se situer sur un substrat différent. La pente du haut estran peut ainsi correspondre, d'une part, à l'inclinaison comprise entre la ligne de rivage et la flexure qui sépare le substrat meuble du roc si un bris de pente y est présent. D'autre part, si la flexure est plutôt visible au sein de la plate-forme rocheuse, même si une plage meuble est présente, c'est plutôt l'inclinaison de la section entre la ligne de rivage et la flexure dans le roc qui est considérée. Les limites morphologiques qui permettent de calculer ces variables sont, de la terre vers la mer, la première ligne de défense côtière, la ligne de rivage, le sommet de la berme si présente, la première flexure morphologique indépendamment de la lithologie, ainsi que la partie distale de la plate-forme rocheuse au point de transition avec la section limoneuse au large. La fin du profil lorsque le bas estran est meuble se qualifie comme étant le point où la profondeur de l'eau est au moins égal à $1,5H_0$. Toutes les variables évaluées statistiquement sont définies et positionnées sur un schéma conceptuel dans la figure 3.8. Huit variables, dont quatre pentes et quatre autres paramètres morphologiques, sont calculées avec le logiciel R sur l'ensemble des profils.

Variable	Schématisation de la variable
<p>Type de pente ($\tan \beta$)</p> <p>Pente du littoral (D.max-Fin du profil) <i>Pente de la section comprise entre la première ligne de défense et la partie distale de la plateforme ou M.enr. - $1,5H_{m0}$ en milieu sédimentaire.</i></p> <p>Pente de l'estran (LR-Fin du profil) <i>Pente de la section comprise entre la ligne de rivage et la partie distale de la plateforme ou M.enr. - $1,5H_{m0}$ en milieu sédimentaire.</i></p> <p>Pente du haut estran <i>Pente de la section comprise entre la ligne de rivage et la flexure meuble ou rocheuse.</i></p> <p>Pente du bas estran <i>Pente de la section comprise entre la flexure meuble ou rocheuse et la partie distale de la plateforme ou M.enr. - $1,5H_{m0}$ en milieu sédimentaire.</i></p>	
<p>Largeur du littoral (m) (D.max-Fin du profil)</p>	
<p>Largeur du haut estran (m)</p>	
<p>État de la côte (artificielle ou naturelle)</p>	
<p>Orientation du profil (°)</p>	<p>Orientation préférentielle du profil de manière perpendiculaire à la ligne de rivage.</p>

Figure 3.8 Définition et représentation schématique des variables évaluées.

Il est à noter que cette étape considère que les 165 hauts estrans échantillonnés en 2011 correspondent morphologiquement à ceux qui étaient en place au cours de la tempête de décembre 2010, c'est-à-dire qu'aucune variabilité des profils dans le temps n'est impliquée. Le suivi des profils à l'étape 3.4 vient valider cette démarche

méthodologique, et rend compte d'une stabilité marquée au sein des pentes de hauts estrans, comme il en sera question au point 4.2.

3.5.3 Régressions linéaires

Une fois les paramètres calculés sur l'ensemble des profils, un traitement statistique est appliqué afin d'évaluer le rôle de la géomorphologie côtière sur le *runup*. Plus précisément, cette sous-étape met en relief au sein d'un même profil quels sont les paramètres clés qui exercent une influence sur les niveaux d'eau à la côte, que ce soit lors d'une tempête ou en conditions plus calmes.

Des régressions linéaires sont d'abord appliquées afin d'analyser les corrélations entre les variables et le niveau maximal atteint le 6 décembre 2010. Les coefficients de détermination (r^2) sont utilisés pour attester de la qualité de l'ajustement linéaire entre les valeurs de *runup* mesurées et les différentes variables. Cette analyse statistique permet 1) de vérifier l'importance de certains facteurs morphologiques dans la submersion du 6 décembre 2010 et l'effet de leur variabilité le long de la côte sur la disparité des secteurs submergés, et 2) de choisir la bonne pente à intégrer dans le modèle empirique de *runup* basé sur la formule de Battjes (1974). Les diverses pentes sont également évaluées en conditions calmes afin de voir si le *runup* est influencé par les mêmes paramètres lors de conditions hydrodynamiques différentes. Une fois cette étape réalisée, il est possible d'élaborer un modèle empirique basé sur le type de pente le plus significativement corrélé avec l'amplitude du *runup*.

3.5.4 Modélisation du *runup* appliquée au secteur d'étude

Le modèle de *runup* passe également par l'application de régressions linéaires simples dans le logiciel R. Le type de pente le mieux corrélé avec les valeurs de *runup* mesurées lors de l'évènement du 6 décembre 2010 ou en conditions calmes est utilisé dans le modèle. Le modèle de R_{max} prend la forme de la formule de Battjes (1974), illustré ainsi :

$$R_{max} = CH\xi \quad (3.3)$$

où C est une constante associée au modèle spécifique, H la hauteur des vagues (au large pour la tempête et près de la côte pour les conditions normales en raison de la disponibilité des données) et ξ le nombre d'Iribarren.

Une formule type et une constante sont retenues dans les modèles finaux de *runup* basés sur des valeurs réelles. Or, il est également approprié, dans une optique de validation de la méthode, de comparer le résultat du modèle adapté au secteur d'étude avec ceux issues de la littérature.

Les modèles des différents auteurs cités dans le tableau 2.1 sont appliqués aux données de cette étude. Ce qui signifie que les limites atteintes lors de l'épisode de submersion du 6 décembre 2010 sont comparées statistiquement (r^2) avec celles théoriques obtenues avec les modèles. Cette démarche permet de valider l'intérêt d'effectuer un modèle basé sur des données réelles, ou plutôt de justifier l'emploi de formules empiriques qui proviennent de la littérature.

Le modèle sélectionné sera le plus explicatif du niveau altitudinal atteint par le jet de rive sur l'ensemble du secteur, à tous les 100 mètres. Ce qui permet son utilisation afin de déterminer, à intervalles plus précis, le niveau atteint par l'eau le 6 décembre 2010. La prochaine étape méthodologique implique l'utilisation du modèle empirique dans la cartographie d'un événement ponctuel.

3.6 Cartographie basée sur le modèle de *runup*

3.6.1 Positionnement du trait de côte et des limites morphologiques

La cartographie événementielle de la submersion du 6 décembre 2010 est effectuée dans le logiciel ArcGIS en tenant compte du modèle de *runup* développé. Pour en arriver à une représentation surfacique continue de la zone submergée, le modèle de *runup* est appliqué sur toute la côte, sur les territoires de Pointe-au-Père et de Sainte-Luce-sur-Mer. Comme mentionné précédemment, le principe repose sur la combinaison du *runup* théorique calculé en un point sur la côte et des valeurs de marées observées au marégraphe de Rimouski lors de l'évènement. Rappelons que la somme du *runup* et de la marée observée (laquelle inclut la surcote) correspond au niveau d'eau extrême (NEE) ayant causé la submersion selon ce modèle.

La première étape identifie les limites qui servent aux calculs des variables impliquées dans le modèle développé. En premier lieu, en utilisant le Lidar aéroporté comme topographie de l'ensemble de la côte, les limites morphologiques nécessaires aux calculs des paramètres sont tracées, soit le trait de côte, la flexure, et la fin de la zone intertidale. Une fois ces limites intégrées au SIG, il est ensuite

possible de segmenter la côte à intervalles réguliers afin d'appliquer le modèle. Pour se faire, l'extension DSAS est utilisée afin de générer aux cinq mètres des lignes perpendiculaires à la ligne de rivage (Thieler et al., 2009).

Une ligne est tracée au sommet de la première ligne de défense côtière de façon continue pour représenter D_{max} , alors que la ligne de rivage (LR) avait été tracée préalablement sur les orthophotos de 2009 par le LDGIZC. D_{max} est numérisé manuellement dans ArcGIS avec l'extension LP360 qui permet une visualisation des points Lidar bruts et un placement précis du sommet de défense. Pour le secteur de Sainte-Luce-sur-Mer (Anse aux Coques), le sommet de la côte a été tracé en utilisant des points Lidar en provenance d'un système mobile de laser terrestre, en raison du manque de points bruts au niveau des infrastructures de protection sur le Lidar aéroporté. En effet, l'angle de positionnement de l'appareil lors de l'acquisition ne permet pas d'obtenir des points sur toutes les orientations. Ce qui est particulièrement amplifié dans le cas d'infrastructures perpendiculaires au sol. Il est alors justifié d'utiliser un Lidar avec plus de points d'échantillonnage (figure 3.9).

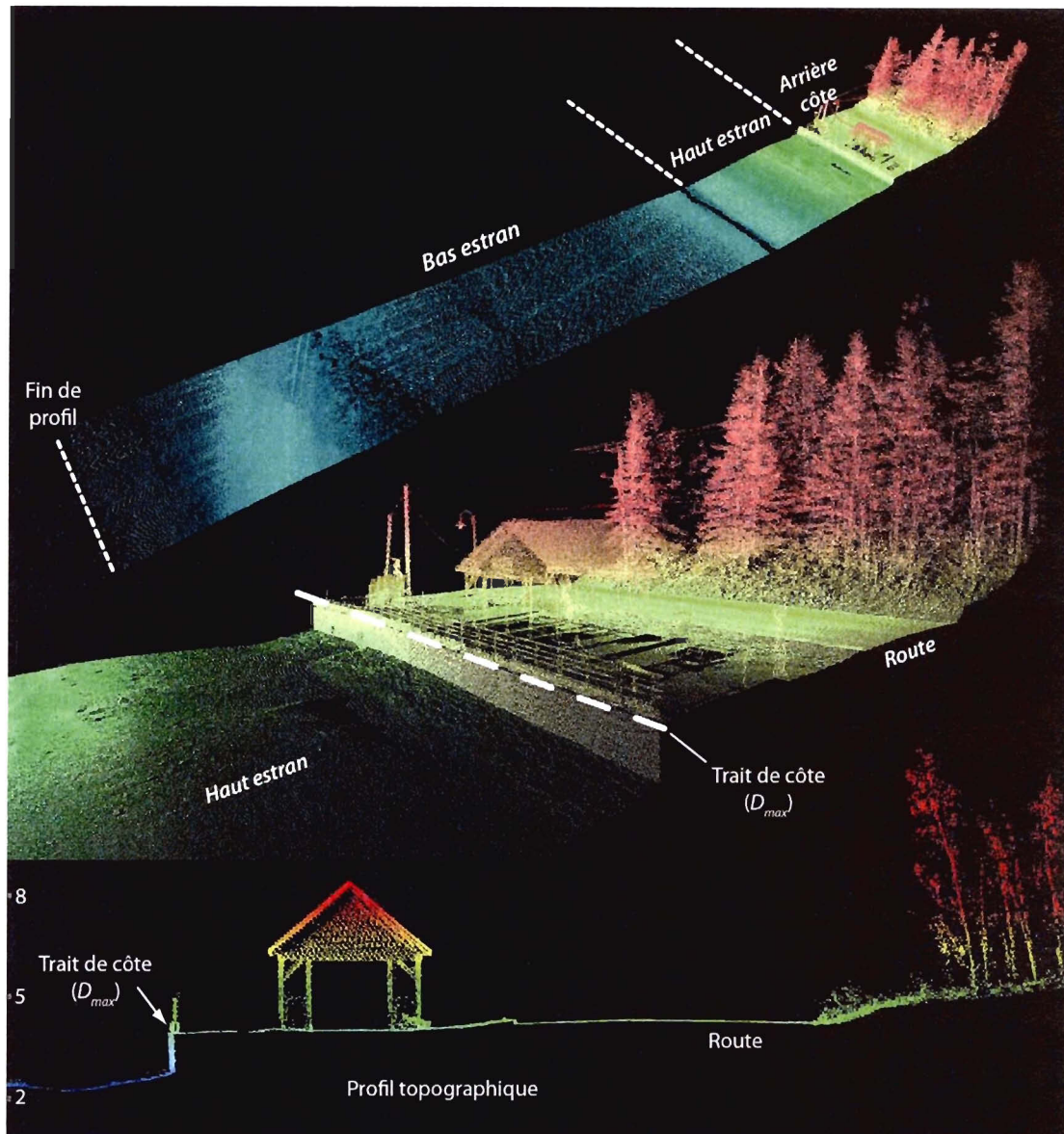


Figure 3.9 Positionnement des éléments morphologiques sur les points Lidar bruts en présence d'une infrastructure de protection.

La fin des profils (bas de l'estran) est également tracée manuellement à partir de la caractérisation des 167 points DGPS de 2011 et par photointerprétation sur les

orthophotos de 2009. Étant donné que les points Lidar ne couvrent pas entièrement la zone intertidale, une interpolation spatiale entre les profils DGPS a été réalisée dans ArcGIS (krigeage ordinaire) afin de connaître l'élévation de la fin de l'estran. Dans le cas où la pente retenue nécessitait de connaître la flexure morphologique, celle-ci est numérisée grâce au modèle d'élévation Lidar. Une fois ces variables positionnées, il est ensuite possible d'appliquer le modèle sur le secteur.

3.6.2 Intégration du modèle et délimitation des zones submergées

Dans le logiciel R, le modèle de *runup* est exécuté de manière automatisée en calculant, pour chaque profil aux cinq mètres issu du Lidar, les variables impliquées dans la formule adaptée de l'équation 3.3 (figure 3.10). Ces variables sont calculées en se basant sur les limites identifiées au préalable dans le SIG. Le référentiel topographique sur lequel s'effectuent les calculs ainsi que la cartographie proviennent du modèle Lidar aéroporté réalisée en 2009, lequel couvre l'ensemble du secteur étudié sous forme de grille d'élévation. Pour chaque profil, un point est généré sur le Lidar par le modèle de *runup* à la première rencontre de la valeur d'altitude calculée de façon perpendiculaire à la côte. Tous les points sont ensuite reliés afin d'obtenir un segment continu, ce qui correspond à la limite atteinte théoriquement par la submersion côtière sur les secteurs de Pointe-au-Père et Sainte-Luce-sur-Mer le 6 décembre 2010 à 14h00 au plus fort de la submersion. Sur la carte, les marges d'erreur inférieures et supérieures ($\pm 1RMSE$, soit l'erreur quadratique moyenne) ont également été tracées, celles-ci entourant la limite prédite par le modèle. La cartographie de l'erreur permet entre autres de palier

l'incertitude occasionnée par les dépressions qui peuvent être présentes derrière D_{max} .

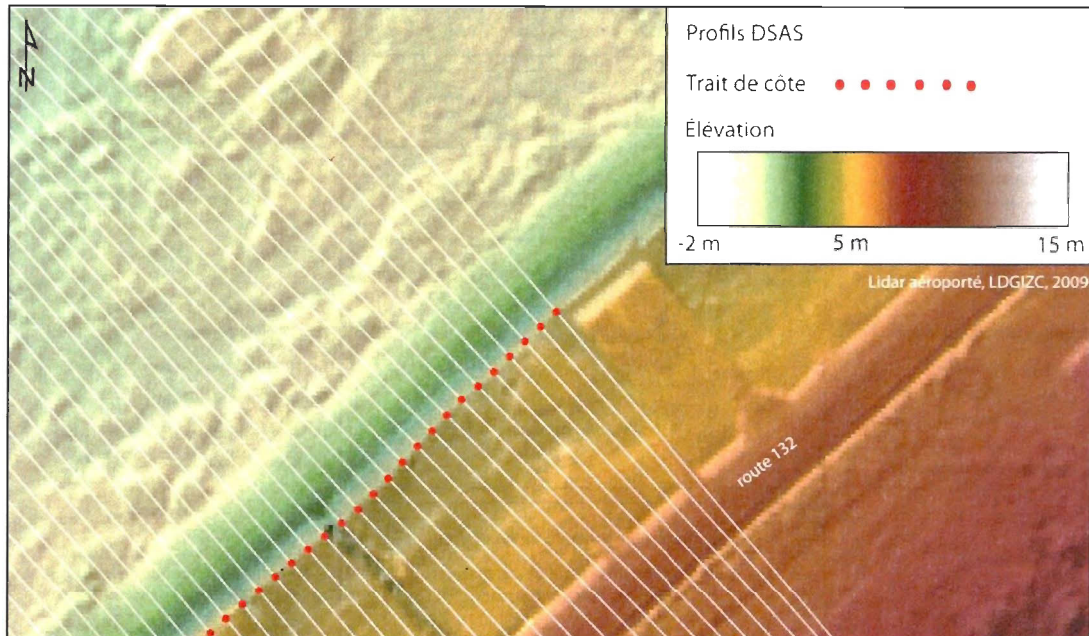


Figure 3.10 Profils générés sur le Lidar aux 5 mètres le long de la côte de Sainte-Luce-sur-Mer.

En résumé, la méthode appliquée dans ce travail consiste à établir un modèle de *runup* général pour un secteur d'étude continu, et à appliquer ce modèle auquel s'ajoutent surcote et marée astronomique sur un Lidar aéroporté. Le modèle est basé sur des mesures *in situ* acquises sous diverses conditions météo-marines, et il est affiné en effectuant le meilleur choix de pente d'après des résultats statistiques. Le schéma 3.11 résume les étapes méthodologiques de ce travail ainsi que le chapitre auquel l'étape est associée.

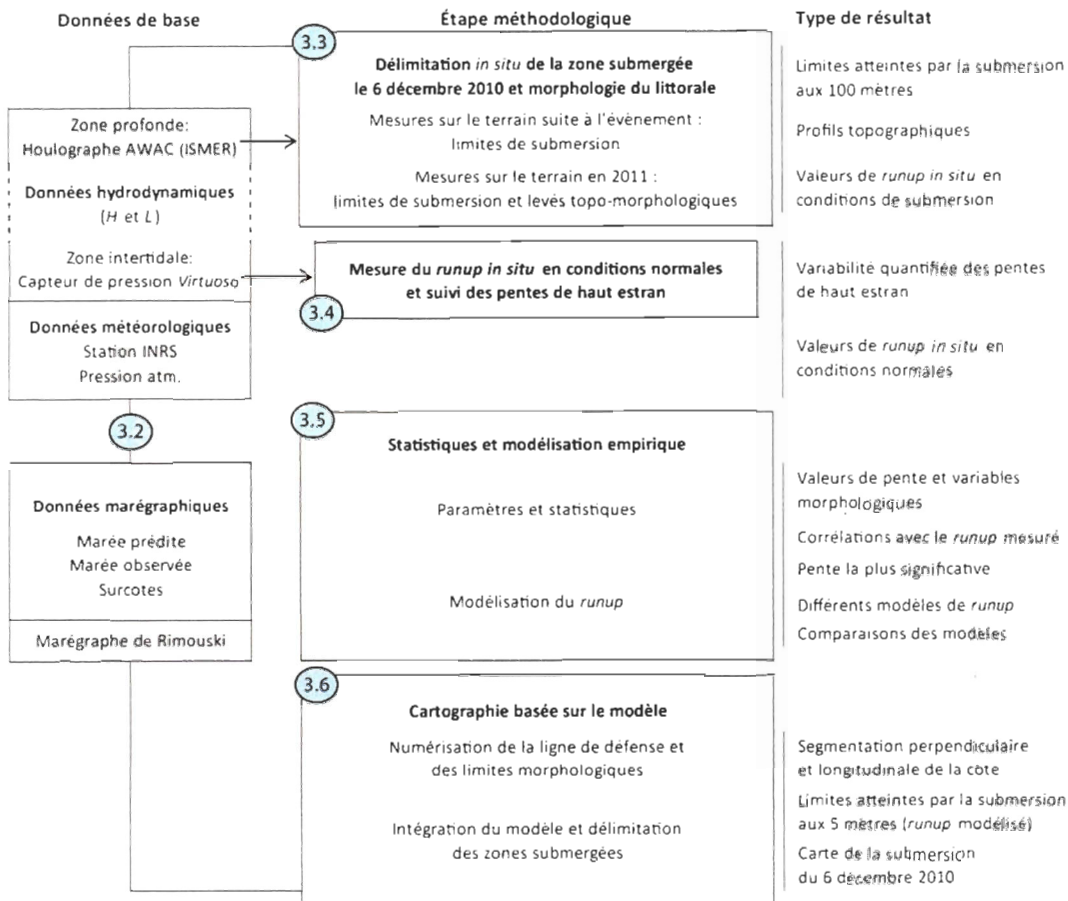


Figure 3.11 Approche méthodologique utilisée pour la cartographie événementielle de la submersion côtière basée sur un modèle de *runup*

La méthode employée dans ce travail comporte plusieurs sous-étapes, chacune à l'origine d'un type de données précis. Les prochains chapitres présentent les résultats dans le même ordre que les étapes méthodologiques.

Le chapitre IV présente les caractéristiques météo-marines de l'évènement et la délimitation des secteurs submergés le 6 décembre 2010. Les résultats associés aux profils de plage y sont présentés, tout comme l'identification *in situ* des limites atteintes au cours de l'été 2011. Il en ressort un aperçu cartographique sur lequel

sont présents tous les points acquis au DGPS, et de ce fait montre les valeurs de *runup* atteintes.

Il est ensuite nécessaire de présenter, au chapitre V, la variabilité des profils de plage suivis au cours des années 2011 et 2012 afin de valider l'hypothèse suggérant que les hauts estrans sont relativement stables en milieu partiellement rocheux. De ce fait, une éventuelle stabilité des plages pourrait permettre d'utiliser un Lidar pour calculer des pentes à une échelle plus fine.

Le sixième chapitre s'intéresse dans un premier temps aux statistiques associées aux différentes variables géomorphologiques. Celles-ci sont toutes d'un intérêt majeur en regard de l'interprétation finale concernant l'impact de la morphologie sur le phénomène de submersion. Ceci dit, la section porte principalement sur l'importance d'un type de pente précis et sur son rôle dans le processus de *runup*. Dans un second temps, ce chapitre porte sur les résultats du modèle empirique de *runup* adapté au secteur d'étude. Le modèle est par la suite présenté et comparé avec ceux issus de la littérature.

L'exemple d'un secteur cartographié à partir du modèle appliqué aux cinq mètres le long du littoral est présenté au chapitre VII. Ce chapitre porte également sur l'application de l'échelle d'impact des tempêtes à des fins de détermination des zones sensibles à l'aléa de submersion.

Enfin, le chapitre VIII constitue une discussion sur l'implication du *runup* dans une approche cartographique pour l'aléa de submersion côtière.

CHAPITRE IV

IMPLICATIONS DES PHÉNOMÈNES MÉTÉO-MARINS LORS DE LA SUBMERSION DU 6 DÉCEMBRE 2010

4.1 Synthèse des phénomènes météo-marins du 6 décembre 2010

L'épisode de submersion du 6 décembre 2010 résulte en premier lieu d'une combinaison de facteurs météo-marins, soit d'une surcote s'étant produite au même moment qu'une forte marée en période de nouvelle lune. La figure 4.1 présente graphiquement l'évolution des phénomènes du 5 au 7 décembre 2010 inclusivement.

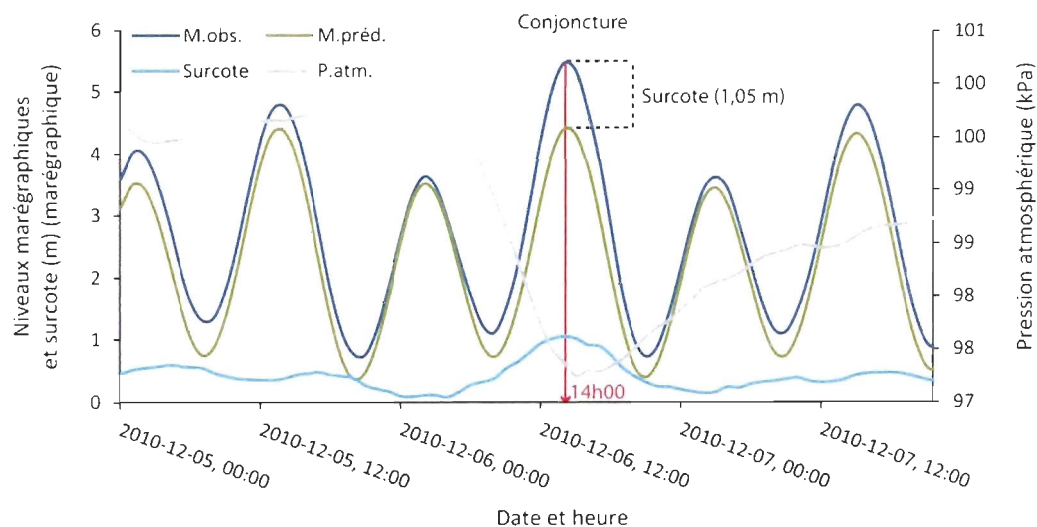


Figure 4.1 Conjoncture des phénomènes météo-marins à l'origine de la submersion du 6 décembre 2010 à Rimouski.

L'amplitude de la surcote au moment de la marée haute à 14h00 est de 1,05 m. La part de la pression atmosphérique dans l'élévation des niveaux d'eau est explicite sur la figure 4.1. Sa chute soudaine atteignant 97,37 kPa le 6 décembre à 14h explique la concomitance de la surcote avec la marée haute à ce moment. Alors qu'à la côte les niveaux d'eau enregistrés au marégraphe de Rimouski atteignaient 5,47 mètres au-dessus du zéro marégraphique, les vagues enregistrées au large de Saint-Ulric présentaient également des hauteurs importantes, en regard de vents dominants provenant du nord-est.

Les caractéristiques de vagues enregistrées au mouillage de Saint-Ulric sont présentées dans la figure 4.2 – les valeurs de T_{02} sont présentées après une transformation vers L_o . Au moment de la marée haute et de la surcote, le houlographe enregistré à 14h10 des hauteurs significative de vagues de 2,75 mètres (H_o) avec une longueur d'onde de 64,3 mètres au large. Ce sont ces deux caractéristiques de vagues qui sont utilisés dans les calculs de *runup*.

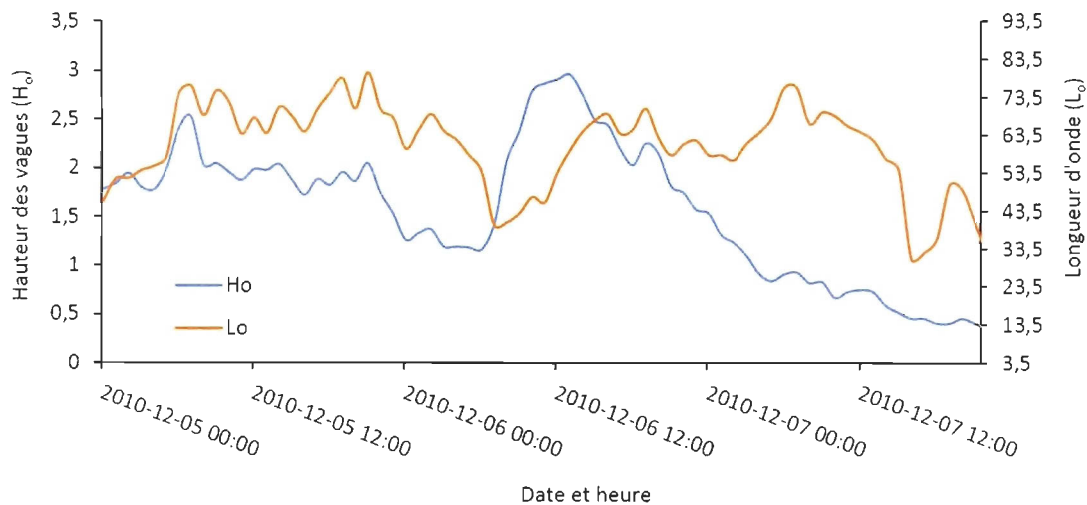


Figure 4.2 Caractéristiques des vagues (H_o et L_o) au large du 5 au 7 décembre 2010

La vitesse moyenne horaire des vents provenant du nord-est (50°) atteint 28 km/h lors de la conjoncture (figure 4.3). Au cours de la journée du 6 décembre 2010, le maximum des vitesses moyennes atteint 35 km/h à 11h00 suite à une augmentation progressive des vitesses au cours de l'avant-midi. Cette croissance correspond également à un changement de direction marqué des vents, passant rapidement du nord-ouest à 23h00 le 5 décembre, au nord-est depuis la nuit du 6 décembre jusqu'en soirée.

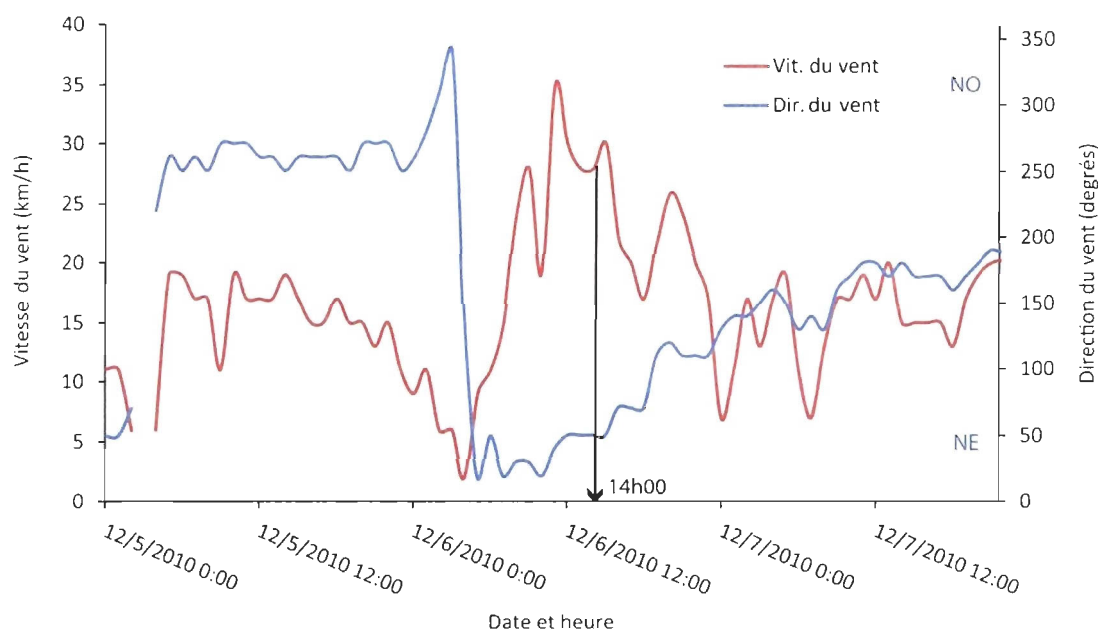


Figure 4.3 Direction et vitesse moyennes des vents du 5 au 7 décembre 2010.

Étant donné que les vents provenaient du nord-est au cours de la journée du 6 décembre (rafales de 61 km/h), que ceux-ci contribuaient à engendrer des vagues vers la rive sud du Saint-Laurent (Lefaivre, 2011), et que la marée était montante dans un courant préférentiel vers le sud-ouest selon la pénétration de l'onde de marée dans le Saint-Laurent, il est justifié de considérer un impact des vagues à la

côte sur le secteur étudié le 6 décembre 2010 (figure 4.4). Cet empilement de l'eau en zone littorale a pu causer une élévation des niveaux d'eau encore plus élevée que celle enregistrée au marégraphe de Rimouski. Ces valeurs sont présentées dans la section 4.2 traitant des niveaux atteints sur le territoire suite à la submersion.



Figure 4.4 Photographie du déferlement dans le secteur de Sainte-Luce-sur-Mer

4.2 Altitude maximale de la submersion et *runup* atteint

Le 6 décembre 2010, la conjoncture des phénomènes météo-marins qui a engendré de hauts niveaux d'eau à la côte entraîne une submersion importante sur la majorité du tronçon étudié. Les limites atteintes mesurées au DGPS montrent ce patron de submersion généralisée sur l'ensemble du secteur d'étude dans la figure 4.5. Il s'agit

d'une zone couverte par des points aux 100 mètres représentant le niveau altitudinal « maximal » atteint – les niveaux d'eau extrêmes (NEE).



Figure 4.5 Répartition spatiale des points d'élévation maximale de la submersion du 6 décembre 2010

Sur la figure 4.5, le pas d'échantillonnage associé à l'inventaire de 2011 est constant et les intervalles de 100 mètres sont généralement respectés sur l'ensemble du territoire (haut de la figure 5.5). Cependant, comme l'identification des limites demeure tributaire de la présence d'un marqueur physique sur le terrain, certains points n'ont pas été acquis en raison d'un manque d'information pouvant témoigner de la limite atteinte. Le bas de la figure montre également un exemple à échelle plus

précise des différentes cotes altitudinales enregistrées sur une portion de côte entre Pointe-au-Père et Sainte-Luce-sur-Mer au cours de l'inventaire de 2011. Les limites enregistrées en 2010 après l'évènement sont utilisées uniquement à des fins de validation, puisque le pas d'échantillonnage n'est pas constant, ce qui pourrait surévaluer ou sous-évaluer R_{max} sur certains secteurs. Comme ce travail émet comme hypothèse que la géomorphologie locale influence le *runup* atteint, il est prioritaire de respecter un échantillonnage systématique le long de la côte. Ainsi, les seuls points présentés et utilisés dans l'analyse sont ceux aux 100 mètres.

Un total de 154 points de niveaux d'eau extrêmes atteint ($NEE = M.enr. + Surcote + R_{max}$) couvre le littoral étudié, qu'il soit protégé par une structure ou non. Ces points sont présentés dans la figure 4.6. La distribution des points se répartie autour d'une moyenne de 4,81 m. Le NEE maximal atteint 6,142 m alors que l'altitude minimale est de 3,646 m. Toutes les mesures surpassent largement le niveau des pleines mers supérieures de grandes marées (2,52 m) d'au moins 1,126 m. Une faible tendance négative ($r^2 = 0,41$) existe entre le niveau maximal atteint par les niveaux d'eau extrêmes et la localisation géographique du profil le long de la côte d'ouest en est, soit de P1 à P167. Bien que la relation soit significative ($p < 0,001$), un faible pourcentage de la variabilité de l'altitude atteinte est expliqué par le positionnement du profil ce qui ne permet pas d'établir un lien précis au sein de la relation. La topographie variable le long de la côte et probablement en diminution d'ouest en est pourrait expliquer cette tendance. L'importance de cette figure demeure dans la démonstration de la variabilité des niveaux atteints le long du littoral : en effet, l'amplitude entre le minimum et le maximum est de 2,496 mètres.

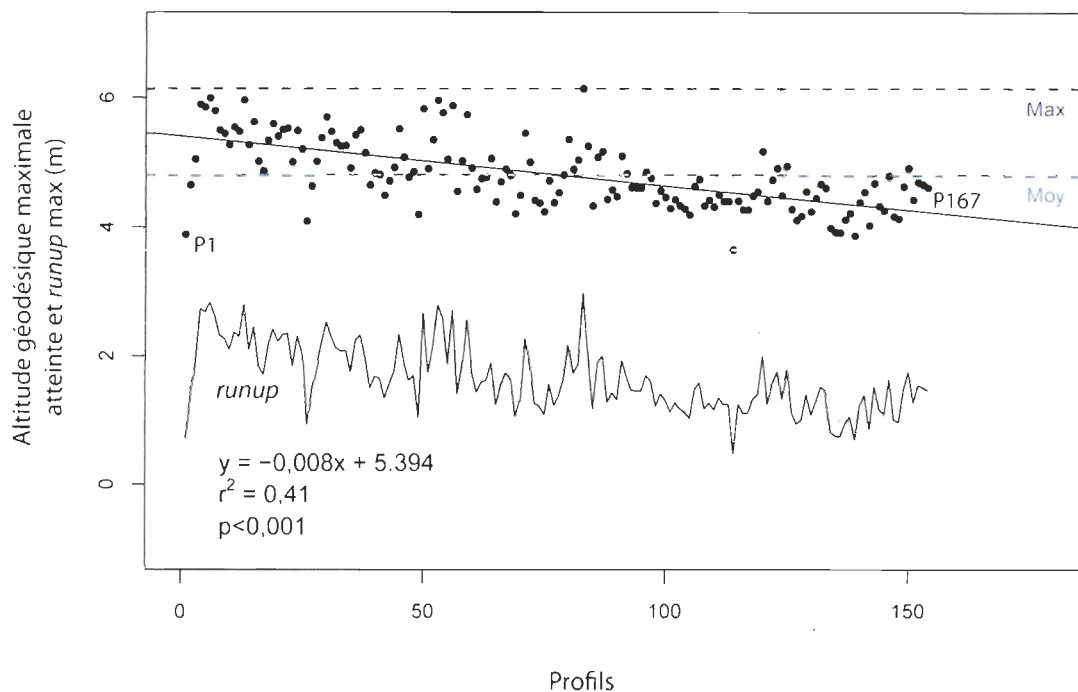


Figure 4.6 Valeurs altitudinales maximales atteintes lors de la submersion du 6 décembre 2010 à Pointe-au-Père et Sainte-Luce-sur-Mer

Le *runup*, indiqué dans la même figure, a été déduit du niveau maximal atteint. L'amplitude maximale est de 2,975 mètres, soit légèrement plus élevée que la hauteur significative des vagues enregistrées à Saint-Ulric. Le tableau 4.1 établit un récapitulatif des conditions hydrodynamiques qui ont engendrés ces hauts niveaux d'eau à la côte.

Tableau 4.1 Niveaux altitudinaux (géodésiques) atteints le 6 décembre 2010

Niveaux de marée (m) marégraphe de Rimouski		NEE (m) Pointe-au-Père et Sainte-Luce		R_{max} Pointe-au-Père et Sainte-Luce	
Prédits	2,12	Maximum	6,14	Maximum	2,98
Surcote	1,05	Moyenne	4,81 ($\sigma = 0,525$)	Moyenne	1,643 ($\sigma = 0,525$)
Observés	3,17	Minimum	3,65	Minimum	0,479

Les résultats obtenus suite à l'échantillonnage par profil le long du littoral sur les territoires de Pointe-au-Père et Sainte-Luce montrent ainsi des niveaux d'eau plus élevés enregistrés au DGPS que ceux provenant de la station marégraphique. Le *runup*, déduit de ces niveaux, peut éventuellement être intégré à un modèle empirique qui nécessite de connaître la pente de la plage. Or, jusqu'à maintenant, la pente la plus corrélée avec le phénomène de *runup* est inconnue.

Les prochaines sections abordent l'influence des pentes de plage. Mais avant cela, le chapitre V permet de connaître la variabilité du haut estran dans le temps et justifie qu'une mesure ponctuelle, ici mesurée en 2011 au moment des levés de profils, puisse être intégrée aux calculs de *runup* afin d'expliquer l'évènement du 6 décembre 2010.

CHAPITRE V

SUIVI TOPO-MORPHOLOGIQUE DU HAUT ESTRAN

5.1 Variabilité spatiale du haut estran

Un suivi de huit profils a été réalisé à Pointe-au-Père afin de rendre compte de la variabilité spatio-temporelle du haut estran sédimentaire, c'est-à-dire la portion située au-dessus du niveau moyen des mers souvent identifiable par une flexure et la ligne de rivage délimitée par la végétation dense. Ceci a été réalisé dans l'optique de vérifier l'hypothèse d'une relative stabilité des sédiments de façon perpendiculaire à la côte lorsque le bas estran est rocheux ou parfois meuble mais très compact. Dans un tel cas, la pente du haut estran varierait peu dans le temps, étant donné le peu d'échange entre le haut et le bas estran et le peu de transits longitudinaux. Il serait alors justifié, dans un contexte d'étude de risque, de considérer la mesure d'une seule pente à un moment précis comme étant représentative des conditions dynamiques qui affectent la plage.

Cette section décrit les profils ainsi que leur variabilité, d'abord de manière qualitative, et présente ensuite les valeurs de pentes. Rappelons que plusieurs pentes sont évaluées afin de connaître la portion précise de l'estran qui affecte directement le calcul de *runup*. Cette première partie des résultats ne fait qu'aborder la variabilité du haut estran dans un contexte de côte rocheuse à terrasse de plage.

5.2 Description géomorphologique des profils étudiés

La géomorphologie littorale dans le secteur de Pointe-au-Père est relativement constante. Le suivi se situe dans une portion de 2,5 km de long. Par conséquent, les huit profils présentent des configurations morphologiques semblables (figure 5.1), c'est-à-dire que des sédiments meubles (sable, graviers, petits galets) déposés sur un substratum rocheux forment un cordon en haut d'estran limité par une rampe. La flexure est ici le résultat d'une discontinuité tant lithologique que morphologique entre le haut estran meuble (nommé HE sur les diagrammes) et le bas estran rocheux pour les huit profils, même si localement des différences sont perceptibles.

La plate-forme rocheuse se poursuit dans la zone intertidale et se termine par une faible pente dont la surface est surmontée de dépôts limoneux et de blocs. Il peut également y avoir certains affleurements de roc sur la portion haute de l'estran. Sur les profils P05 et P07 par contre, la plate-forme n'est pas visible sur le bas estran étant donné la matrice compacte de sédiments fins et de blocs accumulés sur le substratum rocheux dans une baie protégée par un cap rocheux. Quelques éléments morphologiques permettent de faire ressortir des particularités propres à chacun des profils étudiés, notamment en ce qui a trait au positionnement de la flexure et de la ligne de rivage. Les huit profils ainsi que leur évolution, présentés dans la figure 5.1, sont décrits succinctement.

Le profil P02, situé devant le phare de Pointe-au-Père, est caractérisé par un affleurement rocheux avec écueils. Il s'agit également du seul profil suivi qui se termine abruptement par un talus distal de plus de quatre mètres d'amplitude. Cette rugosité du bas estran rocheux freine les vagues qui atteignent rarement directement le haut estran meuble (graviers et galets).

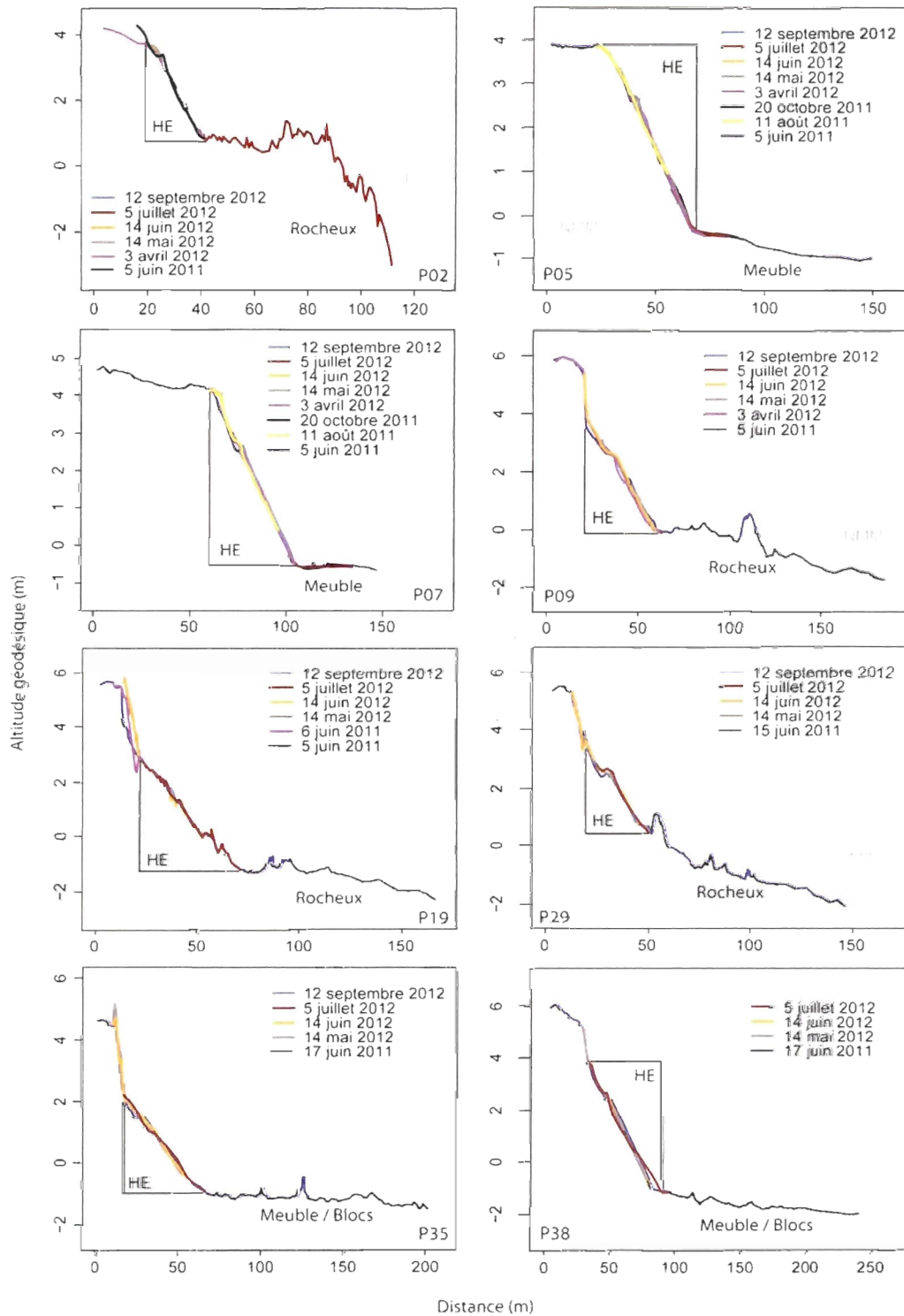


Figure 5.1 Diagrammes des profils de hauts estrans étudiés à Pointe-au-Père.

Toujours sur le même profil, l'accumulation présente en haut de plage au cours de l'été qui suit l'évènement du 6 décembre 2010 est visible (trait noir), mais celle-ci disparaît avec le temps avec un reprofilage naturel du haut estran. Le niveau moyen des mers (NMM) est à cet endroit plus bas que la section plane de la plate-forme rocheuse et par conséquent plus bas que la flexure, alors que les pleines mers supérieures de grandes marées (PMSGM) sont inférieures à la ligne de rivage qui varie peu dans le temps.

Les profils P05 et P07, situés au sein d'une même plage confinée à l'est du phare entre une pointe rocheuse et la côte bordée par la rue du Phare, présentent une forme similaire. Une terrasse de plage est présente, surmontée d'une végétation herbacée dense (*Elymus arenarius* L.): la limite de cette végétation fluctue peu car l'érosion est quasi absente et par conséquent la ligne de rivage a conservé sa position au cours de la période d'inventaire pour les deux profils. Comme pour le profil précédent, les PMSGM atteignent un niveau plus bas que la ligne de rivage et se limitent par conséquent à la face active du profil, soit la zone de *swash*. La flexure se situe sous le niveau moyen des mers, gouvernée par un bris de pente explicitement situé entre un haut estran meuble et un bas estran composite très compact (limon, sables, graviers, roc).

Les profils P09, P19 et P29 sont constitués d'une plate-forme rocheuse avec écueils et d'un haut estran meuble terminant abruptement sur cette plate-forme. La présence d'une flexure marque la fin du haut estran à sa jonction avec le roc. Dans les trois cas, la ligne de rivage se situe au-dessus des PMSGM. Malgré ces similarités, P09 présente une micro-falaise d'érosion active en haut de plage ainsi qu'une flexure située autour du NMM. À cet égard, la partie subhorizontale du bas estran rocheux avoisine le NMM. Les profils P19 et P29 sont caractérisés par des enrochements au

sommet du haut estran. Au mois de juin 2011, le profil P19 n'était pas enroché et la ligne de rivage était par conséquent plus élevée, près d'une micro-falaise d'érosion. Pour toutes les autres dates d'échantillonnage, la ligne de rivage constitue la base de l'enrochement, ce qui diminue l'altitude moyenne du bas estran, considérant que les PMSGM atteignent le pied de l'infrastructure après sa mise en place. Sur ce profil, le NMM est nettement plus haut en altitude que la flexure, contrairement à P29 où le haut estran se voit confiné entre un enrochement et un écueil. Ceci confère à la flexure un niveau plus élevé que le NMM.

Les deux derniers profils, P35 et P38, sont situés dans une baie. Un cordon sableux compose le haut estran, alors que sous le NMM, un substrat fin et compact parsemé de blocs et méga-blocs recouvre la plateforme. Le profil P35 présente une certaine similarité avec P19, puisque la présence d'un enrochement diminue l'altitude de la ligne de rivage et soumet le haut estran à un impact potentiel par la mer. La ligne de rivage (pied de l'infrastructure) se positionne en-dessous des PMSGM. En revanche, P38 présente une ligne de rivage plus élevée que les PMSGM. Même s'il possède un petit enrochement en haut de plage (situé entre 5 et 6 mètres d'altitude), celui-ci est loin derrière la végétation clairsemée. Son assise ne peut être que rarement affectée par la dynamique littorale en dehors des tempêtes.

Les caractéristiques des profils de plage étudiés permettent de rendre compte de la diversité de la géomorphologie à une échelle plus fine, dans le secteur de Pointe-au-Père, en regard d'un système côtier à première vue uniforme. Le rapport entre les niveaux d'eau marégraphiques et les limites morphologiques permet d'établir ces distinctions. Pour compléter les précisions sur la morphologie de la côte, la prochaine section quantifie les changements enregistrés au sein des pentes des profils.

5.3 Quantification de l'évolution des pentes de hauts estrans

Chaque haut estran étudié enregistre une certaine variabilité dans le temps, mais celle-ci demeure faible au cours de la période d'inventaire couvrant un total de 46 levées (figure 5.2). Le diagramme présenté permet de visualiser l'étendue de leur distribution. Les valeurs sont peu réparties de part et d'autre de la médiane du groupe pour chaque plage, ce qui renseigne sur la faible variabilité de la pente des hauts estrans dans le temps. Le profil P02 possède les pentes les plus importantes étant donné des tailles granulométriques plus grandes augmentant la pente d'équilibre du substrat. Les profils P02 et P29 possèdent également une étendue plus élevée de valeurs de pentes. Ce sont par ailleurs les deux seuls profils avec un haut estran majoritairement composé de graviers et galets. Tous les autres profils présentent des étendues semblables, mais les pentes de P05, P07 et P09, situé dans un même secteur, sont particulièrement similaires.

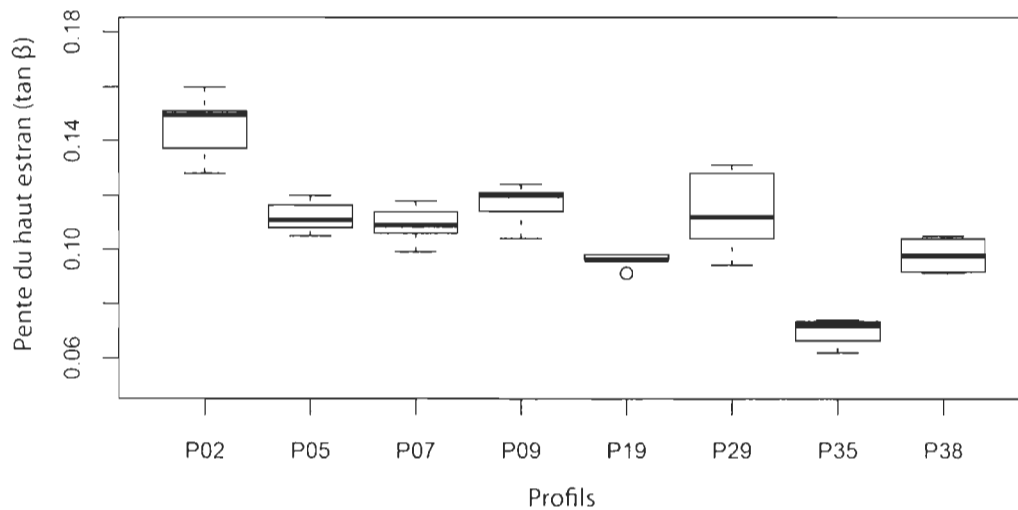


Figure 5.2 Variabilité de la pente du haut estran pour les huit profils étudiés en 2011 et 2012 à Pointe-au-Père.

Les deux derniers profils sont situés dans une même baie, mais le premier est enroché (P35). Il s'agit également du profil avec les pentes de haut estran les plus faibles, alors que celles associées à P38, situé à 300 mètres vers l'est dans la même baie, sont plus élevées. Les valeurs éloignées sont également illustrées par un cercle dépassant la valeur minimale ou maximale des moustaches dans la figure 5.2. Une valeur éloignée ne dépasse pas 1,5 à 3 longueurs de boîte. Seul le profil P19 possède une valeur semblable. Celle-ci diffère cependant peu des autres valeurs de pentes calculées pendant la période d'inventaire et la dispersion ainsi que le nombre de données demeure faible, ce qui ne permet pas d'identifier cette valeur comme étant aberrante. Les valeurs de pentes sont intégrées au tableau 5.1.

Tableau 5.1 Valeurs de pentes du haut estran associées à l'évolution des profils au cours de la période d'inventaire en 2011 et 2012

Date	P02	P05	P07	P09	P19	P29	P35	P38
Juin 2011	0.149	0.105	0.099 6/5/2011	0.104	0.096	0.094 6/15/2011	0.062 6/17/2011	0.092
8/11/2011	—	0.110	0.114	—	—	—	—	—
10/20/2011	—	0.108	0.110	—	—	—	—	—
4/3/2012	0.128	0.120	0.114	0.114	—	—	—	—
5/14/2012	0.150	0.108	0.108	0.121	0.091	0.104	0.074	0.103
6/14/2012	0.151	0.114	0.118	0.120	0.098	0.128	0.073	0.105
7/5/2012	0.137	0.112	0.106	0.120	0.096	0.112	0.071	0.091
9/12/2012	0.160	0.119	0.106	0.124	0.098	0.131	—	—

Il est à noter que pour le mois de juin 2011, les dates diffèrent d'un profil à l'autre au cours du mois. La variabilité des profils demeure faible et, par conséquent, les pentes calculées pour P19 varient seulement entre 0,091 et 0,098. Il s'agit du profil qui varie le moins au cours de la période d'échantillonnage, soit de seulement 0,4° au total. À l'inverse, le profil P29 est celui qui enregistre la plus grande variabilité de la pente de haut estran, passant de 0,094 en juin 2011, l'été après le 6 décembre

2010, à 0,131 en décembre 2012. Il s'agit d'une augmentation de 2,12° au cours d'une année d'engraissement du haut de plage en sédiments.

Grâce à un modèle numérique d'élévation réalisé depuis un Lidar aéroporté pour les deux profils les plus différents en termes de variabilité de pentes (P19 et P29) (figure 5.3), il est possible de distinguer la présence de la plate-forme rocheuse qui se heurte au haut estran meuble. Cette discontinuité lithologique et morphologique est présente pour les deux profils sous forme de flexures.

Les enrochements marquent également le trait de côte dans les deux cas, ce qui délimite nettement la ligne de rivage près de la base de l'infrastructure. Le haut estran est par conséquent bien distingué dans les deux environnements. Un aperçu plus précis est présenté dans la prochaine figure afin d'approfondir l'analyse de la variabilité des deux profils (figure 5.4). L'importance du substratum rocheux dans la dynamique des sédiments est marquée dans les deux cas. Dans le premier cas (P19), même si le transit sédimentaire perpendiculaire sur le haut estran est visible, le profil semble uniquement changer à l'intérieur de la section composite où les sédiments sont alternativement déplacés d'une dépression à l'autre, entre deux échines rocheuses. Les positions de la ligne de rivage et de la flexure demeurent relativement fixes.

Le patron de déplacement des sédiments du profil 29 est différent. Au niveau de la jonction entre le haut estran meuble et le bas estran rocheux, chaque échantillonnage enregistre une position différente de la flexure qui, de toute évidence, ne peut pas migrer vers la mer en raison d'un blocage par un écueil rocheux. D'ailleurs, le bas estran de l'autre côté de l'écueil est uniquement rocheux.

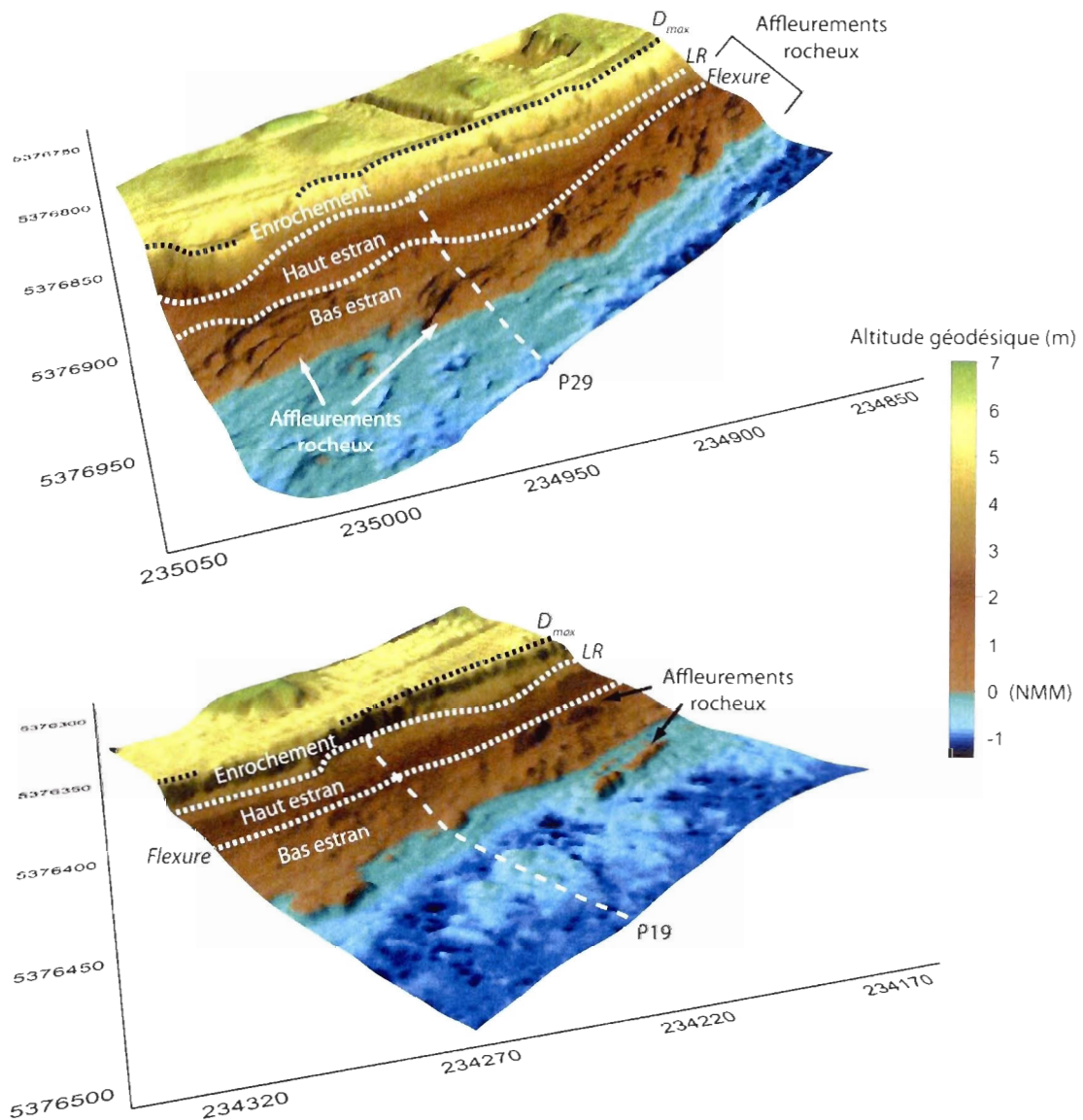


Figure 5.3 Modèles numériques d'élévation des deux profils les plus différents en termes de variabilité de la pente du haut estran

En haut de plage, une accumulation de sédiments grossiers fluctue dans le temps, ce qui change constamment le positionnement de la ligne de rivage, en rapport à un

sommet de berme tantôt présent, tantôt absent. Rappelons que les deux profils sont enrochés devant la ligne de rivage. Selon la présence ou l'absence de berme dans le temps, le positionnement de la ligne de rivage varie donc de la base de l'infrastructure à la limite externe de la berme selon le cas.

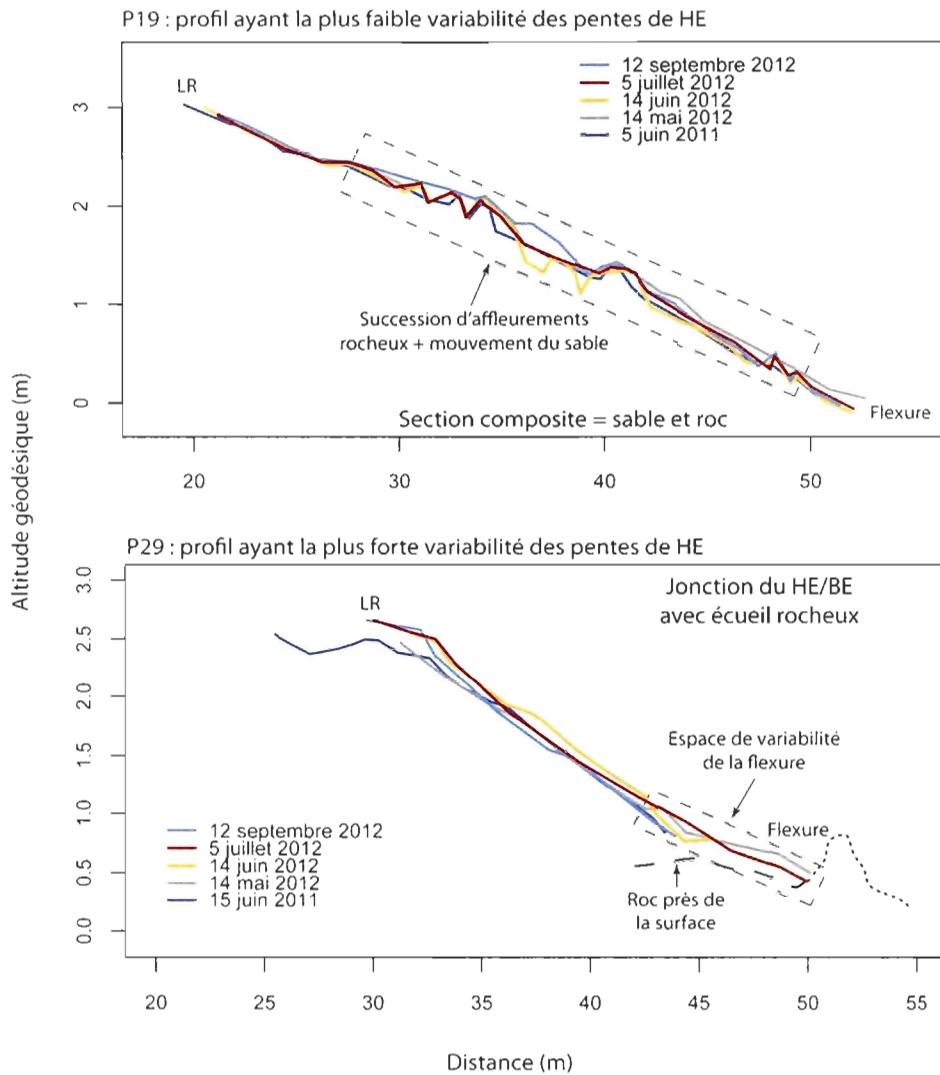


Figure 5.4 Profils présentant la variabilité la plus faible (P19) et la plus forte (P29)

Enfin, les variations enregistrées sur la pente du haut estran pour chaque profil selon la date d'inventaire sont représentées dans la figure 5.5. Selon cette figure, bien qu'une légère augmentation des pentes soit présente le 12 septembre 2012, il n'est pas possible d'identifier une tendance générale d'augmentation ou de diminution des pentes dans le temps pour la période couverte par le suivi. Pour l'ensemble des profils, la variabilité demeure très faible, ce qui porte à considérer une relative stabilité des pentes de haut estran cours d'une même année lorsque le bas estran est rocheux ou composé d'un placage de sédiments fins compacts et de dallages de blocs sur roc. La période de suivi sur une seule année est toutefois courte pour pouvoir connaître de façon précise le morphodynamisme des plages étudiées. Néanmoins, les résultats suggèrent que les pentes présentes au moment de la submersion du 6 décembre 2010 étaient similaires à celles étudiées en 2011 et 2012. Ces résultats appuient l'hypothèse selon laquelle en milieu rocheux, les pentes enregistrent peu de variabilité au fil du temps.

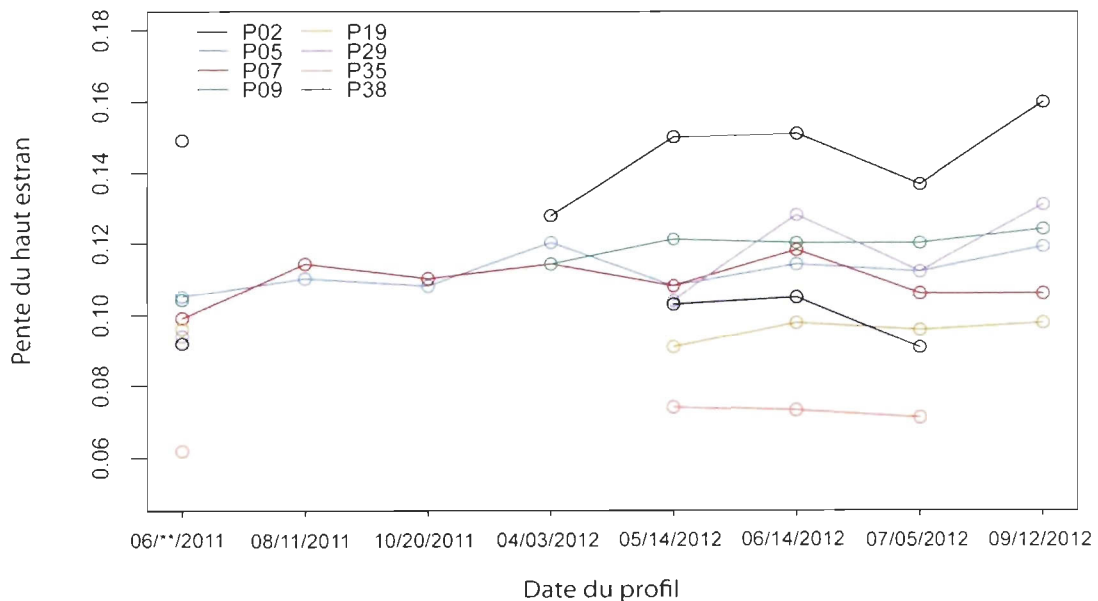


Figure 5.5 Évolution dans le temps de la pente du haut estran pour chaque profil

CHAPITRE VI

LE RÔLE DE LA GÉOMORPHOLOGIE ET DE L'HYDRODYNAMISME DANS LE PROCESSUS DE *RUNUP*

6.1 Le *runup* en conditions de tempête

Le chapitre précédent montrait que la morphologie de l'estran pouvait avoir un certain effet quant à la variabilité du haut estran dans le temps. Suite à l'inventaire systématique réalisé en 2011 sur 167 profils de plages, huit variables ont également été calculées, soit: quatre types de pentes, la largeur de la zone intertidale ainsi que celle du haut estran, l'état du trait de côte et l'orientation du profil. Dans un premier temps, ces paramètres sont évalués statistiquement. Ensuite, la pente la mieux corrélée avec le *runup* atteint le 6 décembre 2010 et en conditions calmes sera intégrée au modèle empirique. Cette première section porte sur l'effet de la pente sur les NEE lors de la tempête du 6 décembre 2010.

6.1.1 La pente de la plage

Les variables les plus importantes dans ce travail sont les pentes de plages puisqu'il s'agit du paramètre principal utilisé dans le modèle de *runup*. Les premières variables évaluées sont les quatre types de pentes de plages. La pente est toujours

une pente moyenne calculée entre deux points délimitant une section perpendiculaire de la plage. Rappelons ainsi les quatre types de pentes, définies dans la section méthodologique. Le terme *littoral* réfère à la portion comprise entre le dernier point au large et le sommet de la première défense côtière (D_{max} -Fin). La pente de *l'estran* est celle comprise entre le dernier point au large et la ligne de rivage (LR-Fin). Dans certains cas, la différence peut être minime entre ces pentes si le sommet de défense est relativement près de la ligne de rivage. Les pentes de *haut* et *bas* estrans sont celles correspondant à ces deux entités au sein du profil, considérant la flexure morphologique comme limite entre les deux portions.

Le tableau 6.1 présente les relations linéaires entre R_{max} et les pentes. Les coefficients de détermination montrent que si les profils artificialisés sont inclus dans l'analyse, toutes les relations sont très faibles, soit que la variabilité de R_{max} est très peu expliquée par celle de la pente si une structure de protection est présente.

Tableau 6.1 *Runup* mesuré selon les quatre types de pentes de plages

R_{max} / Type de pente	Coefficient de détermination (r^2)	Équation de la droite de régression
Tous les profils (artificiels et naturels) (n=154)		
R_{max} / $\tan\beta$ Littoral	0,279	$y = 17,22x + 0,96$
R_{max} / $\tan\beta$ Haut estran	0,232	$y = -0,98x + 1,75$
R_{max} / $\tan\beta$ Bas estran	-0,002	$y = 11,59x + 1,47$
R_{max} / $\tan\beta$ Estran	0,047	$y = 21,83x + 1,03$
Profils naturels seulement (n=60)		
R_{max} / $\tan\beta$ Littoral	0,491	$y = 25,05x + 0,74$
R_{max} / $\tan\beta$ Haut estran	-0,017	$y = 0,17x + 1,72$
R_{max} / $\tan\beta$ Bas estran	0,092	$y = 21,24x + 1,41$
R_{max} / $\tan\beta$ Estran	0,446	$y = 33,2x + 0,72$

Par ailleurs, si seuls les profils naturels sont conservés, le r^2 augmente de façon importante pour les pentes du littoral (0,49) et de l'estran (0,45). Cela signifie qu'en milieu naturel, près de 50% (49,1%) de la variabilité du *runup* peut être expliquée par une augmentation des pentes du littoral et que cette relation est significative (p -value < 0,001). Même si les corrélations sont relativement faibles, elles montrent l'implication de la pente dans le processus de *runup*. En milieu naturel et non perturbé par une infrastructure de protection, la pente de la zone intertidale jusqu'au niveau maximal de franchissement correspondant au sommet de la défense (D_{max}), est celle la mieux corrélée avec les niveaux maximaux atteints par la submersion. Par conséquent, il est justifié d'utiliser uniquement les profils naturels ainsi que la pente du littoral pour continuer les analyses sur les pentes.

La figure 6.1 montre les diverses valeurs de pentes présentes sur la côte de Pointe-au-Père et Sainte-Luce en milieu naturel. La pente moyenne du littoral, indépendamment de la présence d'une plate-forme rocheuse ou d'un bas estran meuble, y est de 0,039, et comprises entre 0,014 et 0,08, ce qui correspond à des milieux généralement dissipatifs. Les pentes de haut estran, situées entre 0,036 et 0,205 avec une moyenne de 0,104, sont davantage réfléchives. D'autres paramètres ont également été calculés, et sont définis dans la section suivante.

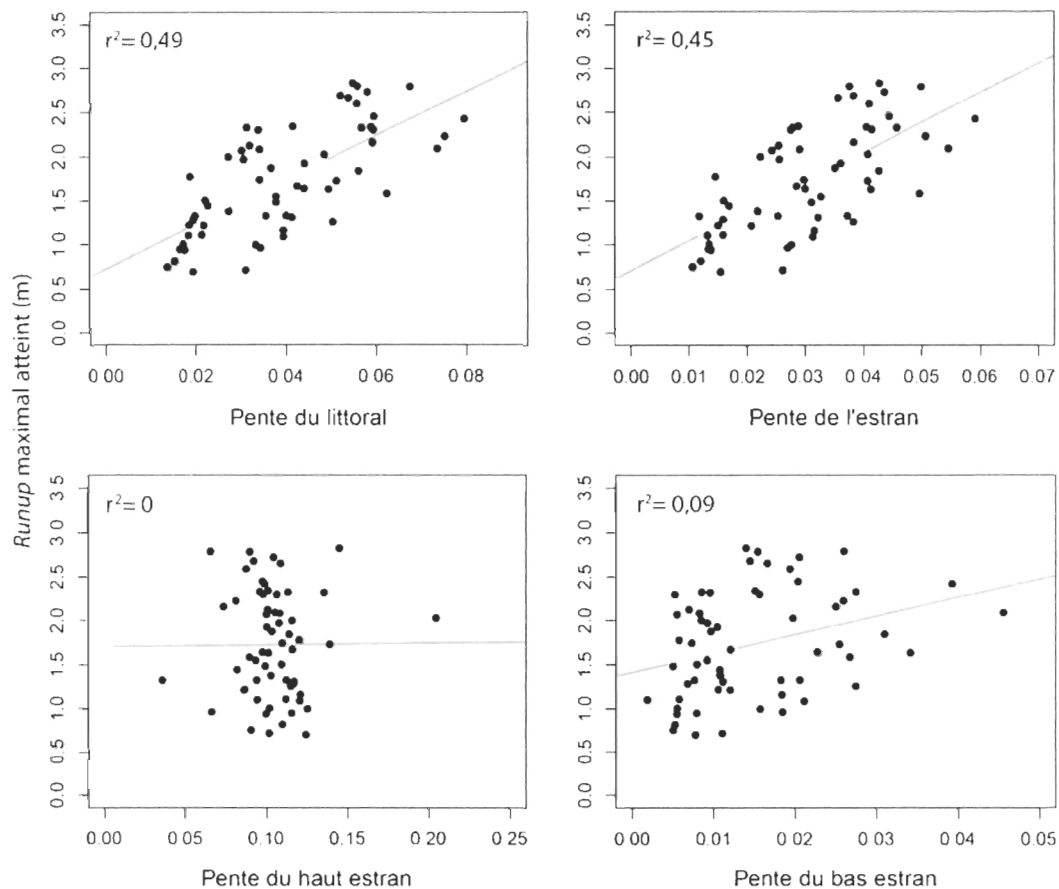


Figure 6.1 Relations entre les pentes de plages et le *runup* maximal atteint lors de la tempête du 6 décembre 2010 pour les plages naturelles

6.1.2 Les autres paramètres morphologiques

Outre le rôle de la pente dans le processus de *runup* au cours de la tempête de décembre 2010, la largeur du haut estran, la largeur totale du littoral ainsi que l'orientation du profil peuvent être évaluées. Le tableau 6.2 montre des relations linéaires très faibles entre les largeurs d'estran ainsi que les orientations de profils par rapport à la variabilité du *runup* maximal atteint. Pour les trois paramètres, les

relations sont cependant significatives ($p < 0,001$). Même s'il n'apparaît pas justifié d'utiliser ces variables dans l'élaboration du modèle en raison du faible pourcentage de variabilité expliqué, parmi ces trois variables quantitatives, la largeur du littoral est celle la mieux corrélée avec le *runup* ($r^2 = 0,28$ en milieu naturel; 0,29 en milieu artificiel). En revanche, il s'agit davantage du résultat intrinsèque de la relation qui associe la largeur à la pente et ce, peu importe l'état naturel ou artificiel de la côte (figure 6.2).

Tableau 6.2 Relation linéaires entre le *runup* maximal observé et les autres paramètres morphologiques de l'estran

R_{max} / Paramètre	Coefficient de détermination (r^2)	Équation de la droite de régression
Tous les profils (artificiels et naturels) (n=154)		
R_{max} / Largeur du haut estran	0,142	$y = 0,02x + 1,19$
R_{max} / Largeur du littoral	0,288	$y = -0,005x + 2,55$
R_{max} / Orientation du profil	0,019	$y = 0,004x + 1,41$
Profils naturels seulement (n=60)		
R_{max} / Largeur du haut estran	0,248	$y = 0,03 + 0,92$
R_{max} / Largeur du littoral	0,279	$y = -0,005x + 2,53$
R_{max} / Orientation du profil	0,009	$y = 0,004x + 1,46$

Les résultats montrent qu'il existe un lien entre la largeur et la pente de la zone littorale (figure 6.2). Ces deux paramètres sont directement reliés puisque l'altitude du sommet de défense côtière varie peu sur l'ensemble des profils contrairement à la largeur. Présentée sous la forme du logarithme naturel de chacune des variables, la relation suit une tendance linéaire négative, très forte ($r^2 = 0,91$) et significative ($p < 0,001$). Ce qui montre que la largeur explique 91 % de la variabilité de la pente du littoral, et qu'il est juste de signaler une diminution de pente au fur et à mesure que

la largeur augmente. Ceci peut signifier qu'une zone intertidale plus large atténue l'amplitude du *runup* tant en milieu naturel qu'en milieu protégé par une défense côtière. En effet, le coefficient de détermination est de 0,91 dans les deux cas.

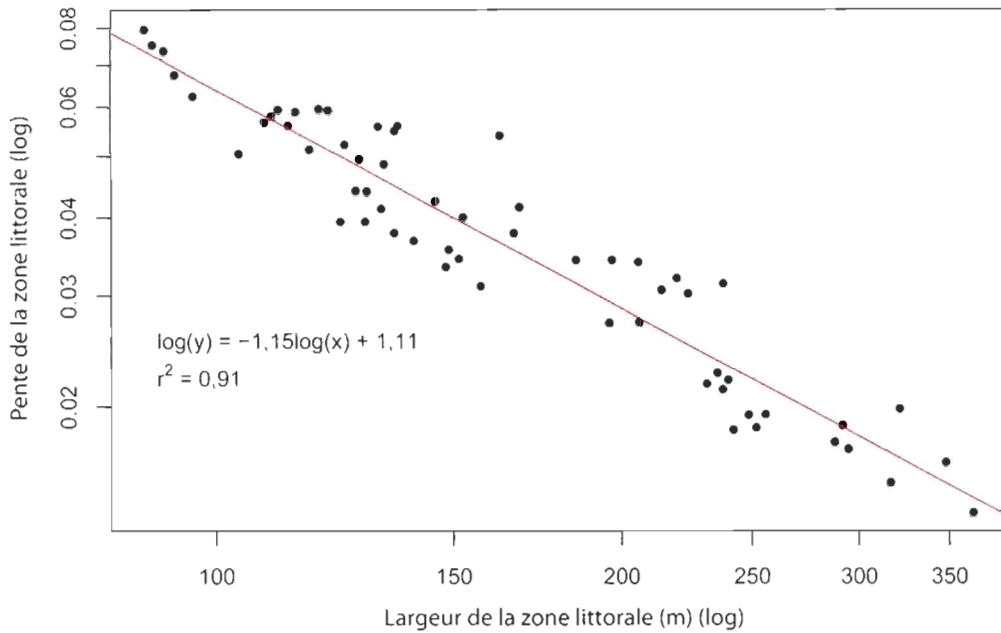


Figure 6.2 Relation logarithmique entre la pente du littoral et sa largeur (m)

Enfin, l'état de la côte est mis en relation avec le *runup* et D_{max} dans la figure 6.3. Afin de justifier si la présence ou non d'artificialité au sein du littoral affecte le *runup* atteint ou fait varier l'altitude du trait de côte, le test non paramétrique de Mann-Whitney a été utilisé en raison du non-respect des conditions d'application du test-t qui compare deux moyennes (normalité des données, égalité des variances). Visuellement, la figure montre deux diagrammes aux distributions semblables, ce qui est appuyé par le test statistique qui vérifie l'égalité des distributions. Ainsi, selon le seuil de signification définie (0,05), les deux distributions sont identiques dans les deux cas ($p > 0,05$). Ces résultats montrent que l'altitude maximale atteinte

par le *runup* et l'altitude du trait de côte ne diffèrent pas entre les zones protégées et celles naturelles. Même si les résultats précédents montrent que la pente a un effet minime sur le *runup* en milieu anthropisé, l'artificialisation du trait de côte ne semble pas être un paramètre qui explique une augmentation ou une diminution de l'altitude atteinte par le *runup* lors de la tempête de décembre 2010.

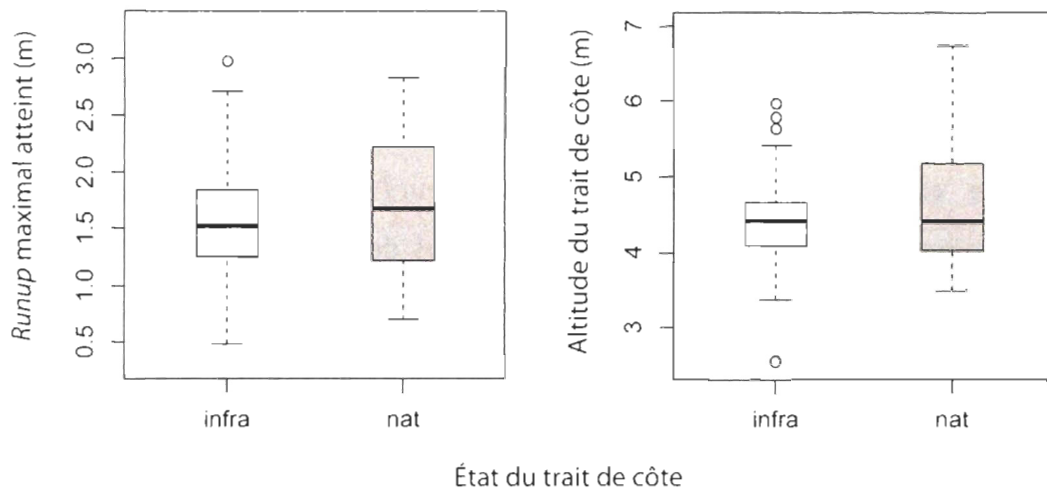


Figure 6.3 Rôle de l'état du trait de côte sur le *runup* maximal et l'altitude du trait de côte.

6.1.3 Le modèle de *runup* adapté à la tempête du 6 décembre 2010

Les valeurs de pente du littoral ont été intégrées dans un modèle linéaire simple incluant le nombre d'Iribarren. Il s'agit de la relation entre R_{max} et $H_o\xi_o$ pour l'épisode du 6 décembre 2010, pour des valeurs de *runup* situées entre 69,7 cm et 2,83 m, des pentes variant de 0,014 à 0,08, et des hauteurs de vagues significatives de 2,75 m avec une longueur d'onde de 64,34 m au moment du pic de submersion à

marée haute (14h00). La relation prend la forme de l'expression suivante en milieu naturel:

$$R_{max} = 1,88H_o\xi + 0,79 \quad (6.1)$$

Avec une erreur quadratique moyenne (RMSE) de 43,5 cm, et un coefficient de détermination (r^2) de seulement 0,49, ce modèle linéaire ne présente pas une forte relation entre le *runup* observée et les variables. L'intérêt d'ajouter au modèle des valeurs de *runup* en conditions calmes est par conséquent justifié, puisqu'il augmente conjointement la diversité des valeurs de *runup*, le spectre de caractéristiques de vagues, ainsi que les conditions de plage définies par diverses pentes lors d'échantillonnages à différents moments. De plus, l'ordonnée à l'origine élevée de 0,79 rend ce modèle difficilement interprétable en termes de morphodynamisme considérant que des vagues nulles engendrent ici un *runup* de 79 cm.

6.2 Le *runup* en conditions calmes

La partie 3.4 de la section méthodologique présentait le suivi de huit profils de plage pour répondre à deux questions. D'abord, quelle est la variabilité des pentes de haut estran dans le temps pour la période de l'étude? Cette question a été traitée au chapitre V où les huit profils suivis ont été succinctement présentés et analysés. La deuxième interrogation concerne le *runup* sur ces plages en conditions normales. Est-ce que le processus est influencé par le même type de pente, étant donné qu'en dehors des épisodes de tempêtes, le niveau d'eau de la marée haute se limite au

haut estran, sans atteindre le sommet de défense? Cette section de résultats vérifie s'il est possible d'intégrer au premier modèle les valeurs obtenues en conditions normales de manière à améliorer la relation linéaire.

Les conditions de vagues ainsi que les valeurs de pente sont inscrites dans le tableau 6.3. Au cours de la période de suivi, les vagues avaient entre 0,08 et 1,61 mètre de hauteur avec des longueurs d'ondes variant de 25,64 m à 38,41 m. Les pentes ont varié de 0,06 à 0,11 pour le haut estran et de 0,02 à 0,05 pour celles de l'estran complet. Les conditions de marée haute n'étaient pas constantes, avec près de 2 mètres d'amplitude de différence. Le *runup* mesuré sur les hauts estrans a varié d'une élévation relativement nulle (0,02 m) à plus de 1,40 m au-dessus du niveau de marée enregistré. Toutes ces conditions ont permis d'instaurer un modèle de *runup* en conditions normales.

Tableau 6.3 Limites des conditions hydrodynamiques et morphologiques au cours de l'échantillonnage en conditions calmes

Variable	Min	Max
Marée	1,07	3,01
H (m)	0,08	1,61
L (m)	25,64	38,41
$\tan \beta_{he}$	0,06	0,11
$\tan \beta_{littoral}$	0,02	0,05
R_{max}	0,02	1,4

Le tableau 6.4 montre les coefficients de détermination associés aux relations du *runup* en conditions calmes avec certaines variables selon la pente (n=38). Pour ces profils, seules les pentes du haut estran et de l'estran (LR-Fin) sont utilisées, puisque

d'une part, en aucun cas l'eau n'a franchi la ligne de rivage lors du suivi, ce qui permet d'exclure la pente complète qui se rend jusqu'au sommet de défense. D'autre part, le bas estran représente peu d'intérêt à lui seul, comme présenté dans le tableau 6.1, où il montre des relations avec le *runup* parmi les plus faibles. Dans le tableau 6.4, le coefficient de détermination le plus élevé ($r^2=0,70$) est associé à la relation significative ($p<0,001$) entre le *runup* et la variable $H\xi$ associée à la pente du haut estran. Ce qui montre que 70% de la variabilité du *runup* est expliqué, en conditions normales, par la variable $H\xi$ intégrant la pente du haut estran. Les valeurs de ξ varient de 0,266 à 2,478.

Tableau 6.4 Relations entre les valeurs de *runup* observé ou sans dimension en conditions normales et différentes variables selon la pente utilisée

Relation linéaire	Coefficient de détermination (r^2)	Équation de la droite de régression
$\tan \beta$ Haut estran*		
R_{max} / ξ	0,57	$y = -0,52x + 1,12$
$R_{max} / H\xi$	0,77	$y = 1,86x - 0,19$
$R_{max} / \tan \beta$	0	—
$R_{max} H^{-1} / \xi$	0,24	$y = 0,41x + 0,49$
$\tan \beta$ Estran complet**		
R_{max} / ξ	0,50	$y = -1,28x + 1,07$
$R_{max} / H\xi$	0,57	$y = 3,89x + 0,04$
$R_{max} / \tan \beta$	0	—
$R_{max} H^{-1} / \xi$	0,30	$y = 1,24x + 0,47$
Vagues		
R_{max} / L_0	0	—
R_{max} / H_{m0}	0,73	$y = 0,63x + 0,07$

* La pente du haut estran est variable selon la date d'inventaire.

** La pente de l'estran complet correspond à celle mesurée à l'été 2011.

Il existe ainsi une différence notable entre les deux inventaires, du fait que pour l'épisode de submersion, les pentes de haut estran n'étaient pas corrélées avec l'amplitude du jet de rive. La force de la relation diminue légèrement si la pente de l'estran complet est utilisée ($r^2=0,57$), mais cette relation est également très significative ($p<0,001$). Comme pour l'épisode de la tempête, ceci signifie que la pente de l'estran est corrélée en partie avec le *runup*, et la relation est supérieure à celle qui explique le premier modèle. Dans le cas du modèle associé à la tempête, les caractéristiques de vagues étaient fixes puisque seules les conditions au moment de l'évènement de submersion ont été utilisées. Par ailleurs, toutes les pentes doivent être mise en relation avec les caractéristiques de vagues via l'équation du *surf similarity* afin d'être bien corrélées ce qui justifie l'emploi des données de vagues afin de représenter au mieux le phénomène de *runup*.

La variable la mieux corrélée de façon directe et linéaire avec le *runup* est la hauteur significative des vagues incidentes au point distal de la plateforme rocheuse. Plus les vagues sont hautes, plus le *runup* est amplifié. Il existe également des relations plus faibles entre les indices de *surf similarity* et le *runup* pour les pentes de la partie haute et de l'estran complet, mais ces variables n'expliquent respectivement que 57% et 50% de la variabilité du *runup*.

Le modèle de *runup* en conditions normales est présenté dans la figure 6.4 et prend la forme de la relation suivante :

$$R_{max} = 1,86H\xi - 0,19 \quad (6.2)$$

où R_{max} est le niveau maximal atteint par le *runup* sur le haut estran, 1,83 le coefficient sans dimension C proposé par Battjes (1971) et ici obtenu

expérimentalement, H la hauteur des vagues au début de la plateforme rocheuse, ξ le nombre d'Iribarren obtenu via la pente du haut estran, et $-0,19$ l'ordonnée à l'origine du modèle linéaire.

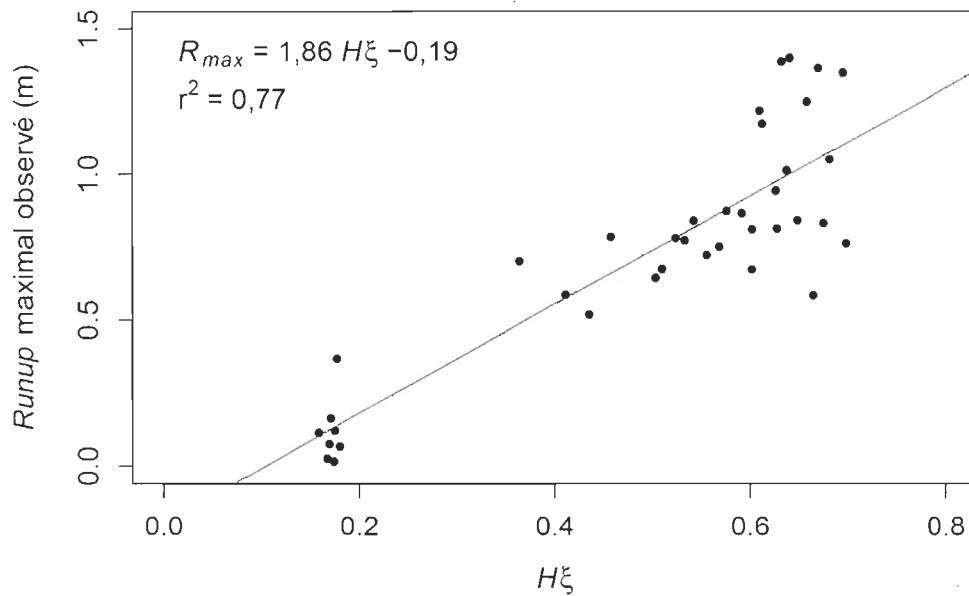


Figure 6.4 Relation linéaire entre le *runup* observé et $H\xi$ obtenu avec la pente du haut estran en conditions calmes

Le modèle montre une tendance positive qui caractérise la relation, avec une erreur quadratique moyenne de 19,6 cm. En regard des résultats obtenus, il est possible de rassembler les données des deux échantillons dans la conception d'un modèle de *runup* plus complet qui couvre un éventail plus large de caractéristiques morphologiques et hydrodynamiques.

6.3 Le modèle de *runup* adapté au secteur d'étude

Les calculs de différentes pentes ont permis de proposer un modèle de *runup* adapté au secteur d'étude en milieu naturel à partir des inventaires réalisés au cours de 2011 et 2012, tant sur des données hydrodynamiques et morphologiques associées à un épisode de submersion qu'à des conditions plus calmes. Toutes les données (97 valeurs) ont été intégrées dans un seul modèle linéaire, lequel met en relation le *runup* et la variable $H\xi$ pour des valeurs de ξ situées entre 0,066 et 1,055. Les limites du modèle sont présentées dans le tableau 6.5. La relation prend l'expression suivante :

$$R_{max} = 2,39H\xi + 0,40 \quad (6.3)$$

où R_{max} est le niveau maximal atteint par le jet de rive sous diverses conditions, 2,39 le coefficient sans dimension C proposé par Battjes (1971) et ici obtenu expérimentalement, H la hauteur des vagues (au large pour la tempête ; au début de la zone de surf en conditions normales), ξ le nombre d'Iribarren obtenu via la pente générale de la zone intertidale, et 0,4 l'ordonnée à l'origine du modèle linéaire.

Tableau 6.5 Limites des variables utilisées dans la conception du modèle adapté

Formule adaptée	$R_{max} = 2,39H_o\xi_o + 0,4$	
Limites des variables	ξ	[0,066 ; 1,055]
	$\tan \beta$	[0,014 ; 0,08]
	R_{max} (m)	[0,015 ; 2,83]
	H (m)	[0,077 ; 2,75]
	L (m)	[25,64 ; 64,3]

Le modèle est significatif ($p < 0,001$) et la relation est forte. La variable $H\xi$ explique ainsi 69% de la variabilité du *runup* avec une erreur quadratique moyenne de 39,9 cm, et l'écart moyen nul. Par ailleurs, la relation considère la pente générale de l'estran, c'est-à-dire la portion soumise au battement des marées. La pente utilisée pour les données de la tempête est celle qui se termine au sommet de la défense côtière étant donné que l'eau s'y est heurté et l'a souvent franchit lors de l'évènement du 6 décembre 2010. Pour les données en conditions calmes, la pente se termine à la ligne de rivage qui délimite le haut estran. Dans les deux cas, on peut considérer qu'il s'agit de la pente générale délimitant toute la section transversale et topographique du littoral couverte par le niveau d'eau total, incluant la marée astronomique, la surcote, et le *runup*. La pente la plus corrélée avec le phénomène est donc celle qui définit la zone couverte par l'eau dans la zone littorale, soit la zone intertidale complète.

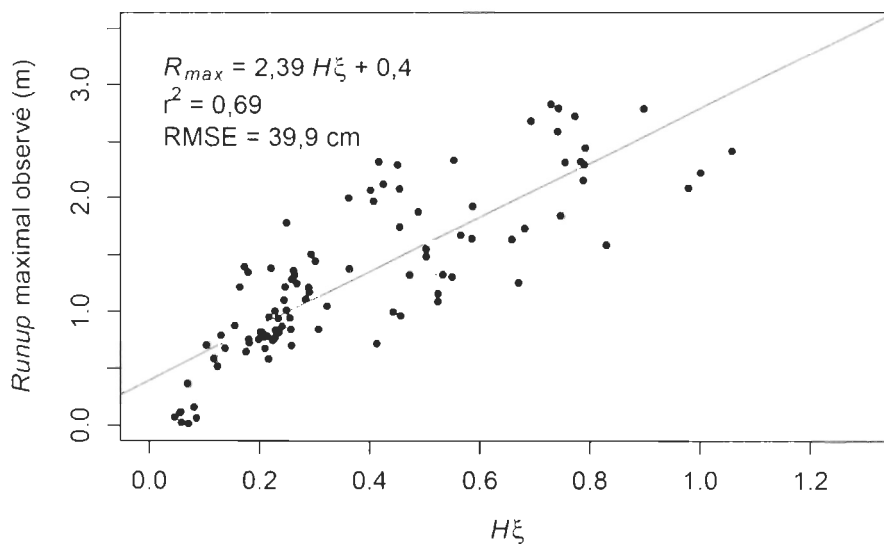


Figure 6.5 Comparaison entre les valeurs de *runup* observé et $H\xi$ obtenu avec la pente de la zone intertidale pour l'ensemble des conditions

6.4 Comparaison du modèle avec ceux de la littérature

Les formules issues de la littérature ont également été appliquées sur les données de pente et de cambrure de vagues afin de les comparer avec l'équation 6.3. Les résultats de ces équations sont présentés dans la figure 6.6, laquelle met en relation la valeur de *runup* observée en fonction de celle prédite par chaque équation. Chaque modèle prédit une valeur de *runup* différente de la valeur réelle. Tous les modèles sous-estiment les valeurs de *runup*, ce qui se perçoit à l'étude des écarts moyens constamment négatifs (tableau 6.6). Celui de Mase (1989) est cependant le plus précis avec un écart moyen des valeurs prédites par rapport à celles observées de -0,02 m, une erreur quadratique moyenne de 0,37 m et un r^2 de 0,73. Bien que les autres modèles sous-estiment fortement le *runup*, ils sont bien corrélés avec le *runup* observé et les relations sont significatives ($p < 0,001$).

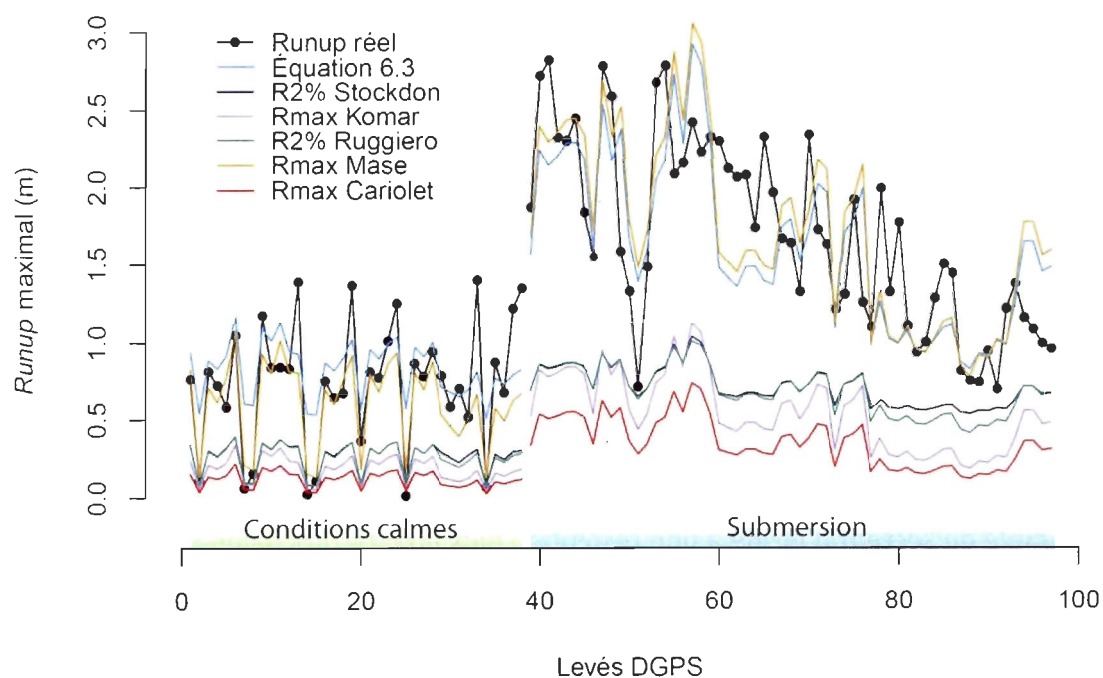


Figure 6.6 Comparaison des modèles pour chaque valeur de *runup* mesurée

Tableau 6.6 Résultats statistiques des relations entre les modèles de *runup* issus de la littérature et les valeurs observées

Résultats statistiques	Formules empiriques issues de la littérature					Modèle adapté
	Mase (1989)	Komar (1998)	Ruggiero (2001)	Stockdon (2006)	Cariolet (2011)	Équation 6.3
r^2	0,73	0,69	0,74	0,71	0,69	0,69
RMSE	0,37	0,4	0,37	0,38	0,4	0,4
écart moyen	-0,02	-0,91	-0,8	-0,78	-1,05	0

Les modèles testés ont une erreur quadratique moyenne relativement semblable, située entre 36,81 cm (formule de Ruggiero) et 39,9 cm. Ces valeurs constituent l'incertitude des modèles. Or, les écarts moyens qui séparent les valeurs théoriques de celles prédites, permettent de considérer le modèle du R_{max} de Mase (1989) comme étant le mieux corrélé avec le *runup* puisque celle-ci minimise le biais. Cette différence avec le modèle adapté est relativement nulle, ce qui suggère qu'utiliser l'équation de Mase (1989) dans notre travail permettrait d'obtenir des résultats semblables. Cependant, comme l'écart moyen obtenu par le modèle de Mase est supérieur de 2 cm, l'équation 6.3 représente la meilleure alternative. Parmi tous les modèles proposés, c'est celui qui minimise au mieux l'écart moyen par rapport aux vraies valeurs de *runup*, avec une erreur quadratique moyenne de 39,9 cm.

Enfin, considérant l'équation 6.3 adaptée au secteur d'étude et élaborée selon les limites présentées dans le tableau 6.6, il est possible d'appliquer le modèle sur l'ensemble du secteur d'étude à une résolution plus fine. La prochaine section utilise cette formule ($R_{max} = 2,39\xi + 0,40$) pour la cartographie finale dans le but d'obtenir la surface théoriquement submergée le 6 décembre 2010 sur la côte qui borde les territoires de Pointe-au-Père et Sainte-Luce-sur-Mer.

CHAPITRE VII

CARTOGRAPHIE DE LA SUBMERSION DU 6 DÉCEMBRE 2010 GRÂCE À UN MODÈLE EMPIRIQUE DE *RUNUP* ADAPTÉ AU SITE D'ÉTUDE

7.1 Synthèse du procédé utilisé et paramètres calculés

Ce chapitre porte sur la description des limites des zones submergées modélisées (LZSM) par rapport aux surfaces réellement touchées lors d'un évènement unique. Elle présente succinctement les résultats inhérents à la cartographie, et propose une méthode d'évaluation des zones sensibles à la submersion côtière. Les résultats obtenus sont ensuite mis en relation avec les caractéristiques du trait de côte (D_{max}) afin d'évaluer le type de régime qui a affecté la côte le 6 décembre 2010. L'échelle d'impact de Sallenger est ainsi utilisé.

Une cartographie de la zone submergée le 6 décembre 2010 a été réalisée en appliquant l'équation 6.3 à tous les cinq mètres le long du littoral sur les territoires de Pointe-au-Père et Sainte-Luce-sur-Mer. Ceci signifie que grâce à une itération des calculs de pentes systématiques le long de la côte, une valeur de *runup* théorique est calculée pour chaque point d'échantillonnage, soit un total de 3177 points. Le modèle mesure une largeur d'estran et calcule une pente générale en se basant sur les valeurs d'altitude de la crête de la défense et de la fin de la zone intertidale.

Ces valeurs figurent dans le tableau 7.1. La variabilité des largeurs calculées montre que la section comprise entre D_{max} et la fin du profil subit des changements majeurs le long du littoral. Bien que l'altitude du trait de côte (D_{max}) ait un maximum de 7,80 m, le faible écart type (0,66 m) demeure concentré autour de la moyenne de 4,43 m d'altitude, ce qui signifie que 68,2% de l'échantillon à une altitude de trait de côte comprise entre 3,77 m et 5,09 m. L'altitude de la fin du profil est moins variable, se situant entre -2,36 m et -0,11 m (géodésique). Considérant la différence de 2,28 m entre le zéro marégraphique et le zéro géodésique, la partie distale des profils utilisés dans les calculs de pentes se situe depuis le niveau des basses mers (-2,36 + 2,28 = -0,08 m marégraphique) et le niveau moyen des mers (-0,11 + 2,28 = 2,17 m marégraphique). Les limites du modèles présentées au tableau 6.5 sont dépassées lors de l'itération le long de la côte. La pente pour l'ensemble des points atteint un maximum de 0,101 et un minimum de 0,012, des valeurs respectivement inférieures et supérieures aux limites du modèles de 0,08 et 0,014. Il est ainsi possible que les prédictions associées à ces valeurs sortant du cadre d'application du modèle soient incertaines. Enfin, les largeurs d'estran sont comprises entre 71,8 m et 364,93 m ($\sigma = 65,15$ m, moy = 179,97 m).

Tableau 7.1 Caractéristiques des paramètres calculés avec le modèle

Statistiques	Paramètres calculés			
	D_{max} (m)	Altitude fin de profil (m)	Pente moyenne	Largeur (m)
Max.	7,804	-0,109	0,101	364,925
Min.	2,353	-2,364	0,012	71,803
Moy.	4,431	-1,447	0,038	179,969
Écart type	0,657	0,354	0,016	65,147

Aux valeurs de *runup* calculées s'ajoute le niveau d'eau maximal enregistré au marégraphe lors de l'évènement (3,167 m), lequel inclut la surcote. La somme de ces valeurs d'élévation constitue les niveaux d'eau extrêmes (NEE) ayant provoqué une submersion. Il s'agit ainsi de superposer les niveaux d'eau extrêmes (calculés) sur une surface matricielle altitudinale à haute résolution. Un point altimétrique est généré le long d'un profil perpendiculaire au trait de côte vers les terres, correspondant au niveau de submersion sur une grille d'élévation Lidar de 2009.

7.2 Surfaces submergées modélisées : exemple de cartographie

L'objectif de ce travail est d'obtenir une cartographie grâce à l'application du modèle de *runup* généralisé sur un secteur de 17 kilomètres de côte. Malgré la grande étendue du territoire sur laquelle a été appliquée l'équation 6.3, l'ensemble des résultats se limite à un seul grand type de côte : une terrasse de plage surmontant une base rocheuse plus ou moins en affleurement. Le trait de côte est parfois naturel ou modifié par une infrastructure de protection. Le modèle a été appliqué à l'ensemble du territoire, peu importe l'état du trait de côte, considérant que la variabilité longitudinale du *runup* n'était pas fonction de l'état du littoral le 6 décembre 2010. Considérant le vaste territoire et le besoin de visualiser à grande échelle les zones sensibles à la submersion, une carte à échelle de 1:2500 est présentée à titre d'exemple (figure 7.1).

Le secteur submergé présenté est situé à l'est de Sainte-Luce-sur-Mer. Du côté de la mer, les surfaces sont délimitées par la ligne de rivage (trait blanc). Dans l'exemple, certaines infrastructures sont en place, mais celles-ci sont basses et majoritairement

ancrées au sein d'un haut de plage végétalisé, d'où la distance qui sépare le sommet de l'infrastructure de la ligne de rivage dans certains cas. Comme il s'agit ici d'un secteur en progradation, c'est-à-dire avec un haut de plage en accumulation qui s'étend depuis la base des infrastructures vers le large, c'est la ligne de rivage de 2009 tracée par le LDGIZC qui fait office de limite dans une optique de gestion.

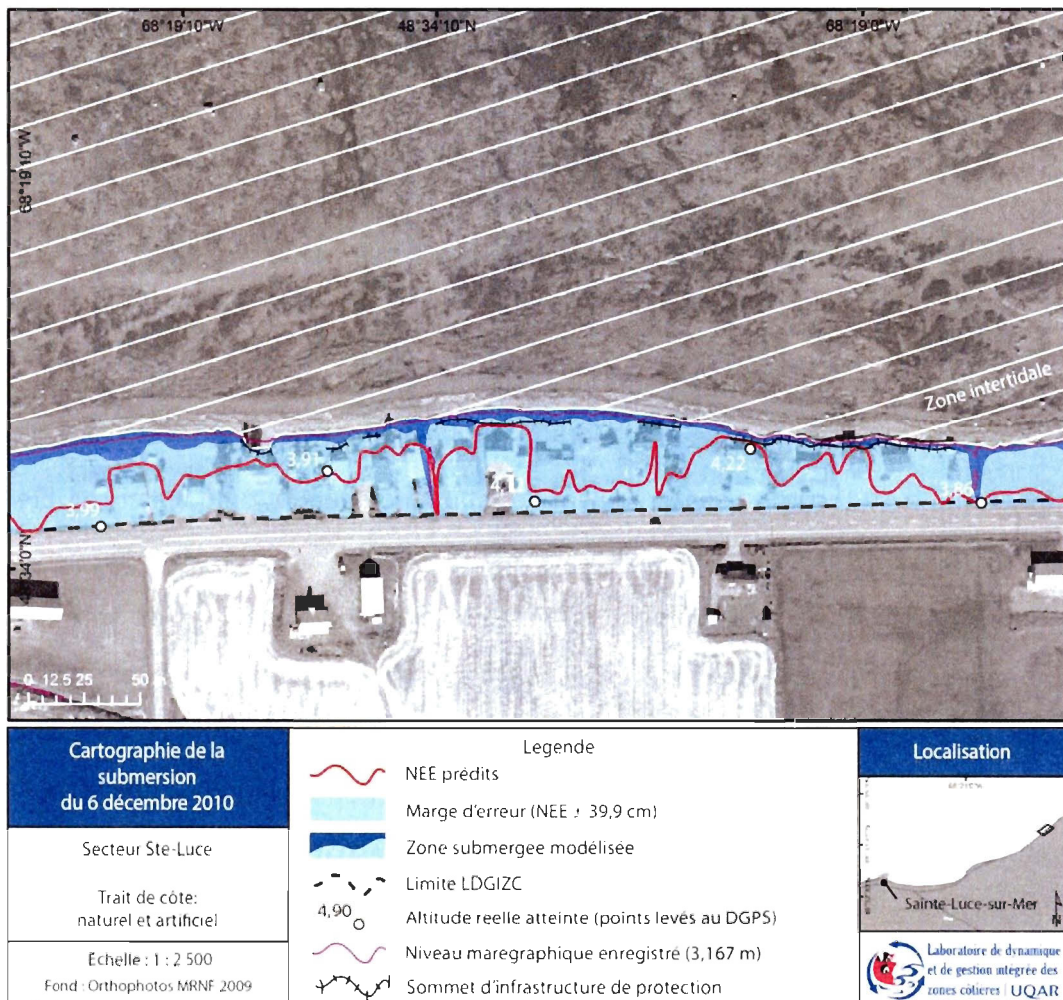


Figure 7.1 Exemple de carte de l'aléa de submersion à Sainte-Luce-sur-Mer

Le modèle de *runup* additionné au niveau d'eau enregistré (3,167 m) offre une valeur de NEE calculée propre à chaque profil de mesure aux cinq mètres. Le trait rouge correspond à cette limite théorique qui passe par chacun des points générés de façon automatisée. Les points blancs représentent les limites de *runup* réelles identifiées au DGPS lors de l'inventaire de 2011. La zone bleu pâle correspond à l'intervalle défini par l'erreur quadratique moyenne autour de la limite prédite ($NEE \pm RMSE$ de 39,9 cm), alors que celle plus foncée est délimitée par la limite inférieure de l'intervalle et la ligne de rivage. Concrètement, même si le modèle calcule une valeur fixe sur la courbe, l'erreur quadratique moyenne suggère qu'une valeur peut se situer à l'intérieur de l'intervalle de $\pm 1RMSE$ (bleu pâle), soit environ 68 % des valeurs réelles ayant été utilisées pour le modèle. Par ailleurs, il est possible que certaines valeurs se retrouvent au-dessus de la zone bleue pâle ou en-dessous de l'intervalle dans la zone bleue foncée : cette dernière zone est particulièrement sensible au phénomène de submersion, puisqu'elle est submergée si le point modélisé (trait rouge) ou la zone bleu pâle sont atteints. Enfin, dépasser la limite de l'intervalle supérieur devient rare, et pour cette raison il s'agit d'un scénario pessimiste non représenté sur la carte même si certaines valeurs réelles y sont situées.

La courbe de niveau équivalent au niveau de marée enregistrée lors de la tempête du 6 décembre 2010 (marée astronomique + surcote) figure également sur la carte. Cette valeur se situe autour de la ligne de rivage ou encore du haut de plage, si bien que même les infrastructures de protection ne sont que peu touchées par le niveau de marée haute dans l'exemple présenté.

Sur la carte apparaît également la limite tracée par le LDGIZC suite à l'évènement. La technique employée par le LDGIZC consistait à tracer la limite associée à une

moyenne altitudinale des points mesurés par secteur. Pour le secteur de Rimouski, la moyenne évaluée par le LDGIZC grâce à 67 points levés est de 5,08 m, alors que pour le secteur de Sainte-Luce, il s'agit plutôt d'une élévation moyenne 4,66 m sur un total de 301 points de mesures. Sur la carte, cette moyenne correspond relativement bien à la courbe topographique de 5 mètres d'altitude. La moyenne calculée par le modèle est de 4,76 m (min : 3,94 m; max : 6,81 m), ce qui est légèrement en-dessous des mesures réalisées par le LDGIZC. Dans l'exemple présenté, la limite tracée par le laboratoire côtoie le nord de la route 132, ce qui signifierait que la submersion aurait sensiblement touchée toute la portion de terrasse de plage qui sépare la ligne de rivage de la route. L'équation 6.3 prévoit cependant une certaine variabilité au sein même de cette terrasse de plage, un résultat qui corroborent les mesures *in situ*. Quoi qu'il en soit, les courbes sont situées sur la même entité géographique qu'est cette terrasse de plage, et la différence entre les trois types de mesures, soit les points réels, la courbe moyennée et la prédiction par l'équation 6.3 demeure faible en termes de répartition spatiale au sein de la terrasse bien que la courbe moyennée soit moins sensible aux variabilités locales.

7.3 Variabilité longitudinale des niveaux d'eau extrêmes prédits

Dans la section précédente, la cartographie basée sur la zone inondée le 6 décembre 2010 identifiait des surfaces potentiellement à risque de submersion. Mais sur cette carte, il est difficile, même si les surfaces à risque demeurent quantifiables, de connaître l'ampleur du franchissement sur les secteurs où le trait de côte est bas par rapport aux NEE prédits. La figure 7.2 montre la variabilité des niveaux d'eau

extrêmes obtenues avec le modèle (marée astronomique + surcote + *runup*) sur l'ensemble du territoire. La moyenne du niveau d'eau modélisé est de 4,76 m, comparativement à la moyenne des niveaux d'eau réels qui est de 4,81 m.

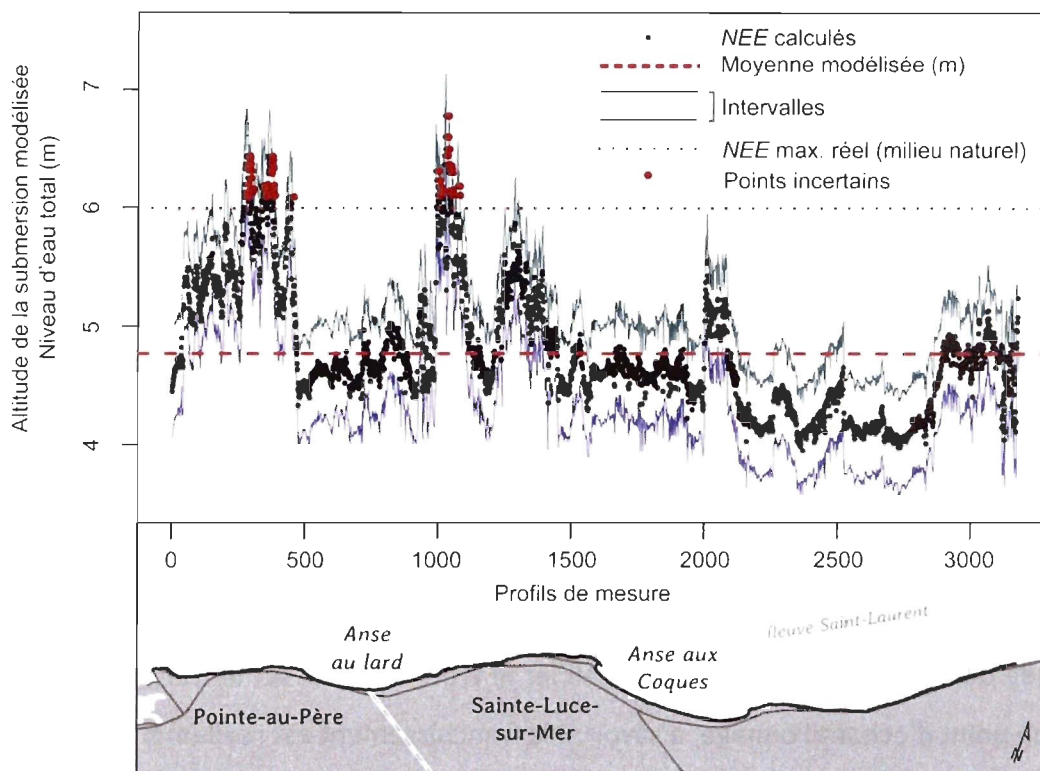


Figure 7.2 Variabilité des NEE prédits lors de la tempête du 6 décembre 2010

Grâce à une représentation graphique et cartographique des points de submersion calculés ($\pm 39,9$ cm), identifier les secteurs plus sensibles que d'autres est possible sur la figure 7.2. En ce sens, les NEE varient selon le secteur. Les baies comme celles de l'Anse au Lard et de l'Anse aux Coques semblent ainsi subir des niveaux d'eau plus bas. Vers l'est, se retrouve une légère anfractuosité enviro­nant le point de modélisation 2500 au sein de la côte qui borde la route 132, et cette portion du

littoral semble connaître des niveaux d'eau totaux tout aussi bas. Pour tous ces secteurs, les niveaux d'eaux extrêmes se retrouvent généralement sous la moyenne du modèle. Par ailleurs, les niveaux d'eau les plus élevés sont associés aux pointes où les valeurs sont plus élevées que la moyenne. Comme le niveau d'eau extrême maximal enregistré dans les données acquises sur le terrain était de 5,994 m, il est possible que les valeurs modélisées qui surpassent ce seuil soient aberrantes, ou du moins incertaines (points rouge sur la figure 5.20). Des configurations locales peuvent expliquer cette incertitude qui sera soulevée en détail dans la section 7.5.

Enfin, la figure 7.2 n'identifie pas les secteurs submergés. Elle renseigne plutôt sur l'altitude des NEE prédits. Le fait qu'un secteur subisse des niveaux d'eau plus élevés ne signifie pas qu'il soit franchit par la nappe d'eau. La connaissance de D_{max} est nécessaire pour en arriver à déterminer le véritable impact sur le trait de côte. Si l'altitude du sommet de la défense est élevée dans un secteur où les niveaux d'eau le sont également, il n'y aura pas nécessairement de submersion. D'où l'utilité de l'échelle de Sallenger qui permet de qualifier le type d'impact sur le trait de côte en chaque point d'échantillonnage, à savoir si le franchissement est réellement possible considérant le modèle établi.

7.4 L'échelle d'impact des tempêtes

L'échelle d'impact de Sallenger a été appliquée en établissant la différence entre le niveau de *runup* maximal (via le niveau total prédit par le modèle) et le sommet de la première défense côtière, qu'elle soit naturelle ou artificielle. Rappelons que l'outil proposé par Sallenger comporte deux seuils physiques principaux : la base

(D_{min}) et le sommet de la première défense côtière (D_{max}). Ces seuils peuvent être atteints ou surpassés par le niveau d'eau total ou par le niveau marégraphique observé uniquement. Le niveau marégraphique et la base de la défense ne sont pas pris en considération ici puisqu'il n'est pas possible d'identifier avec certitude la base de la défense avec le Lidar aéroporté. Seule l'influence des niveaux d'eau extrêmes sur le sommet du trait de côte est abordée. Les résultats qui suivent identifient les endroits où le régime d'*overwash*, c'est-à-dire lorsque R_{max} prédit + intervalle $> D_{max}$, se produit.

Une soustraction entre l'altitude du sommet (D_{max}) et l'élévation des niveaux d'eaux extrêmes a ainsi été réalisée sur la distribution de tous les points prédits (figure 7.3). L'incorporation de l'erreur permet de prendre en considération une marge de sécurité, bien qu'elle puisse surestimer le niveau d'eau pour certains points. Au-dessus du seuil zéro, le trait de côte n'est théoriquement pas franchi puisque D_{max} demeure supérieur à la prédiction (modèle + intervalle), et par conséquent la submersion est considérée comme nulle. Sous le seuil zéro, D_{max} est franchi et il se produit théoriquement une submersion par *overwash*. Le trait de côte étant reproduit sur l'espace cartographique en bas d'image, il est possible d'identifier les zones inondées (en bleu) et celles épargnées (en vert). Un total de 2921 points font partie de la zone submergée par le modèle, alors que seulement 256 points sont épargnés. Ces résultats proposent donc que la majorité du trait de côte ait été submergée par *overwash* (franchissement) le 6 décembre 2010.

Les points incertains soulevés à la figure 7.2 ont été mis en relief dans la figure 7.3. Ils font partie de l'intervalle considéré et la prédiction y suggère une submersion par *overwash*. Pour le secteur A, la figure montre que l'amplitude du franchissement est de un mètre environ, ce qui signifie que le jet de rive ait atteint un niveau nettement

supérieur à D_{max} à cet endroit. Pour le secteur B, cette amplitude est variable. Elle passe d'un franchissement de plus de 2 mètres de haut à une absence totale de submersion dans le même secteur. Pour ces deux secteurs où les NEE étaient nettement supérieurs au niveau maximal réel enregistré, il se produit théoriquement une submersion, même si celle-ci n'a pas eu lieu sur ces secteurs en réalité. Ces résultats suggèrent qu'une étude approfondie des secteurs incertains pourrait justifier une adaptation du modèle pour certains secteurs.

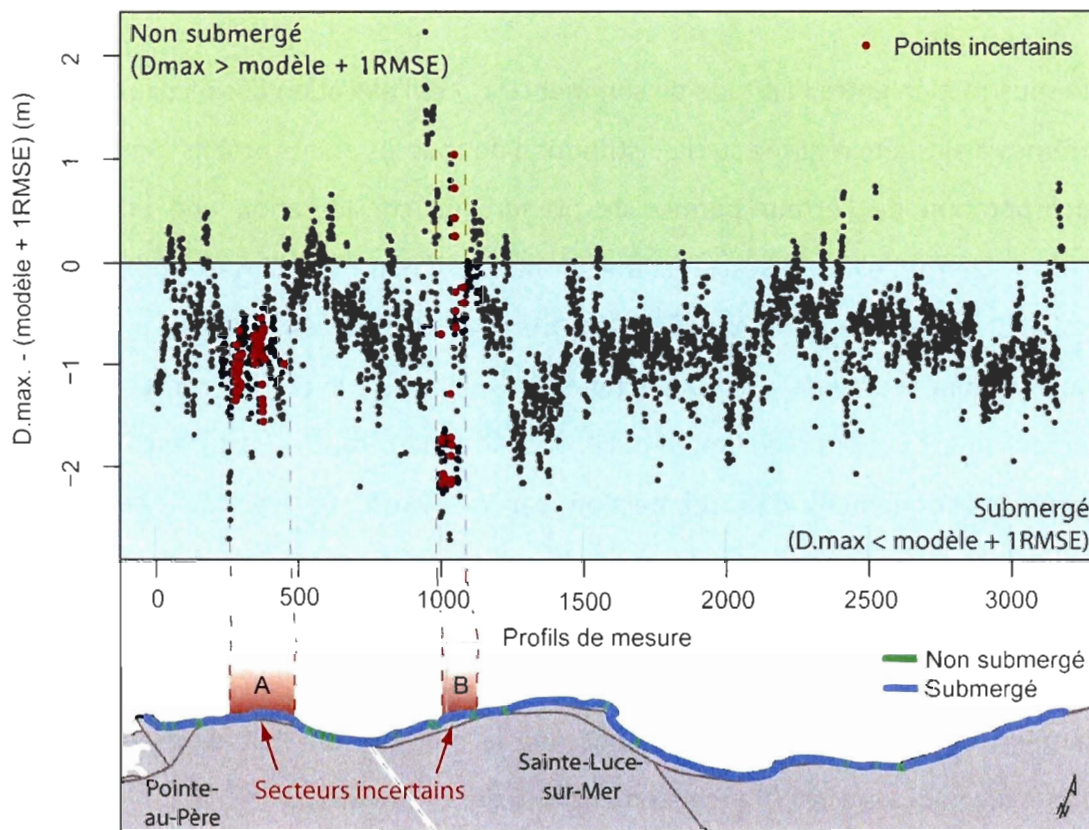


Figure 7.3 Rapport entre l'altitude du sommet de défense et l'altitude des NEE

Le rapport entre D_{max} et le niveau de marée enregistré qui inclut la surcote (M.enr.) a également été étudié afin de connaître les zones potentiellement les plus durement touchées par la submersion. Si le sommet est franchi par M.enr., le niveau de la marée a été capable à lui seul de submerger un secteur (figure 7.4). Ces zones sont nécessairement les plus basses du territoire étudié, puisque l'altitude du trait de côte y est toujours inférieure à 3,176 m. Seuls 33 points sur 3177 ont ainsi subi un régime d'inondation et sont par conséquent les plus exposées à l'aléa de submersion. Concrètement, considérant que le pas d'échantillonnage est de un point aux cinq mètres, ce nombre de points peut correspondre à relativement 165 mètres de trait de côte sur un total d'environ 15,9 km ($3177 * 5 \text{ m}$), soit uniquement 1,04 % de toute la longueur du littoral étudié. À elle seule, la marée combinée à la surcote n'a pas réellement provoqué la submersion du 6 décembre 2010.

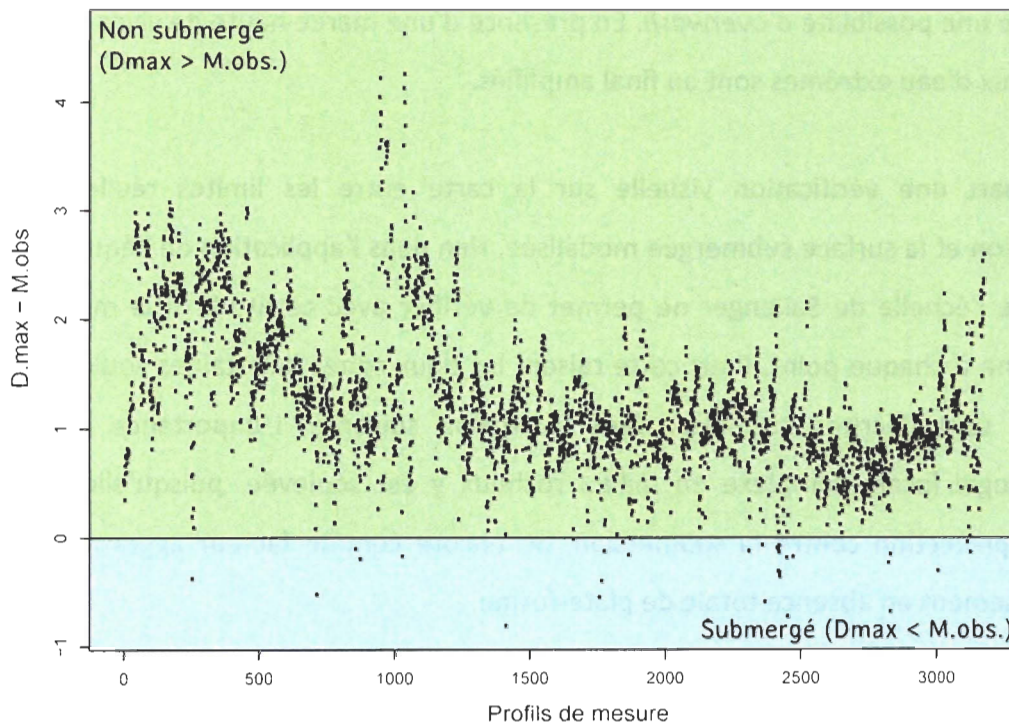


Figure 7.4 Rapport entre l'altitude de D_{max} et le niveau de marée enregistré

Ces résultats témoignent de l'importance de prendre en considération l'effet des vagues à des fins de cartographie de la submersion. En effet, une superposition sur un MNE des niveaux de marée astronomique additionnés à la surcote ne suffit pas à représenter la submersion du 6 décembre 2010. L'utilisation d'une approche qui intègre le *runup* est ainsi justifiée au détriment de la méthode classique de cartographie.

Ce chapitre a présenté les résultats cartographiques de ce mémoire qui confirment la contribution du déferlement lors de la submersion du 6 décembre 2010. Une cartographie de l'aléa a été possible grâce au modèle développé. La mise en relation du trait de côte et des niveaux d'eau a permis, dans un deuxième temps, de cibler les sections du trait côte les plus sensibles face à la prédiction du modèle. En résumé, une forte pente combinée à une faible altitude de sommet de défense provoque une possibilité d'*overwash*. En présence d'une marée haute de vives eaux, les niveaux d'eau extrêmes sont au final amplifiés.

Mis à part une vérification visuelle sur la carte entre les limites réelles de submersion et la surface submergée modélisée, rien dans l'application de l'équation 6.3 et de l'échelle de Sallenger ne permet de vérifier avec certitude si le modèle fonctionne à chaque point. Pour cette raison, les deux zones incertaines soulevées plus tôt sont décrites en détail dans la section suivante. L'importance d'une morphologie locale complexe en milieu rocheux y est soulevée, puisqu'elle agit comme protection contre la submersion, ou encore comme facteur aggravant le franchissement en absence totale de plate-forme.

7.5 Incertitudes associées aux limites d'application du modèle

Deux secteurs sont particulièrement problématiques (A et B), du fait que les niveaux prédits y surpassent le niveau maximal enregistré au DGPS lors de l'inventaire. Il s'avère que les deux secteurs présentent une configuration morphologique locale qui diverge du trait de côte général observé sur le territoire. Le premier secteur (A) est situé derrière un estran entièrement rocheux, caractérisé par la présence d'écueils produits par l'érosion d'un anticlinal bien définie sur la carte (figure 7.5). Le niveau d'eau extrême calculé atteint un maximum de 6,441 m (6,84 m avec l'intervalle). Sur toute la zone, un régime d'*overwash* est prédit. Le niveau réel mesuré au DGPS atteint cependant un maximum de 5,61 mètres. Ces points révèlent également que la submersion n'a pas atteint la rue du Phare, et qu'ils se limitent à la zone située entre cette rue et le trait de côte naturel. Le niveau marégraphique observé n'atteint que rarement la ligne de rivage, ce qui témoigne de la forte élévation du haut estran rocheux. En plus de rehausser l'élévation du trait de côte, cet estran a également une largeur faible. Ces deux éléments engendrent une pente élevée, ce qui en théorie augmente l'amplitude du *runup*. Pour cette raison, la courbe de prédiction du modèle est située plus loin vers les terres, à une altitude supérieure à la vraie limite. Le rôle des écueils rocheux n'est pas considéré par le modèle. Une interprétation morphologique s'impose alors pour valider, infirmer, ou adapter le modèle dans les secteurs incertains.



Figure 7.5 Secteur problématique A et influence de la morphologie du haut estran

Le deuxième exemple cartographique (figure 7.6) est celui du secteur B, où des infrastructures de protection sont présentes et où encore une fois les niveaux prédits surpassent le niveau réel maximal. Le trait de côte est enroché à certains endroits. La présence d'écueils rocheux augmente également la hauteur du trait de côte. Le régime de franchissement n'est pas prédit sur toute la zone : seul le segment délimité est protégé par un affleurement rocheux, et c'est exactement sur cette section que sont prédits des niveaux d'eau plus élevés que le maximum enregistré. La forte élévation du trait de côte et la faible largeur de la plate-forme rocheuse provoque, comme dans le secteur précédent, une augmentation de la pente et par conséquent de l'élévation du *runup* prédite par le modèle. Le niveau modélisé maximal atteint 6,661 m (7,06 m avec l'intervalle), et la limite prédite est placée à une distance plus loin de la côte que les points réels, qui ont un maximum à 4,90 m.

La morphologie de l'estran influence par conséquent le *runup* localement. Par contre, les résultats ne sont pas toujours représentatifs de la réalité et une étude approfondie de certains secteurs peut être nécessaire. Les deux cas présentés ici appuient le fait que dans les zones où les paramètres calculés sont en dehors des limites du modèle le modèle doit être adapté.



Figure 7.6 Secteur problématique B et influence de la morphologie du haut estran

CHAPITRE VIII

DISCUSSION SUR LE PHÉNOMÈNE DE *RUNUP* ET SON IMPLICATION DANS LA CARTOGRAPHIE DE LA SUBMERSION CÔTIÈRE

8.1 Retour sur l'approche

Cette section synthétise les résultats afin de comprendre l'importance d'estimer le *runup* en milieu mésotidal et macrotidal dans une optique de cartographie de l'aléa de submersion. Elle répond aux problématiques soulevées précédemment, relatives à la nécessité de comprendre le lien entre les tempêtes et le risque de submersion au Québec, à l'importance de considérer le *runup* en plus des niveaux de marées et des surcotes, ainsi qu'à l'intérêt d'impliquer une étude des paramètres morphologiques, en particulier la pente de plage, afin d'élaborer une cartographie de l'aléa de submersion. Une attention particulière est d'abord portée sur l'implication des structures de protection dans un modèle de *runup*. Le choix du type de pente et l'importance de réaliser une formule adaptée au secteur d'étude sont ensuite soulignés. La modulation du phénomène de *runup* par la géomorphologie est abordée, ainsi que son effet sur la validité de l'équation lorsque celle-ci est instaurée sur un long secteur. L'échelle d'impact des tempêtes appliquée au secteur d'étude et à l'épisode de tempête du 6 décembre 2010 est ensuite discutée. Les limites du modèle sont finalement soulevées afin de connaître les lacunes de la méthode de cartographie employée.

8.2 Ambiguïtés relatives aux infrastructures de protection en haut de plage

Sur les territoires de Pointe-au-Père et Sainte-Luce-sur-Mer, la présence d'infrastructures de protection (murets de béton ou de bois et enrochements) n'est pas un facteur qui a provoqué une variabilité de l'élévation du *runup* et des niveaux d'eau extrêmes le 6 décembre 2010. Rappelons qu'en milieu côtier, qu'il soit protégé ou non, le risque de submersion est contrôlé par l'élévation totale de la surface de l'eau. Il s'agit d'une sommation des niveaux de marée enregistrés et du *runup*, ce dernier incluant le *setup* (Hanson et Larson, 2008), une composante particulièrement importante du signal total pendant une tempête (Dean et Walton, 2009). L'altitude du trait de côte, ou *première ligne de défense côtière*, par rapport à ces niveaux d'eau est particulièrement importante, et ceci revient à considérer non seulement les processus qui génèrent les NEE, mais bien la « [...] magnitude des paramètres météo-marins par rapport aux configurations côtières » (Sallenger, 2000). Dans ce travail, que ce soit en milieu naturel (n=60) ou protégé par une structure (n=154), les niveaux atteints sont semblables. Ceci peut être simplement dû au fait que l'altitude du trait de côte varie peu entre les zones naturelles et artificielles de façon longitudinale sur la côte. Considérant les niveaux d'eau élevés par rapport au trait de côte, la submersion était possible sur la majeure partie du territoire quel que soit son état d'artificialité.

Malgré ce constat, il n'en demeure pas moins que les variables morphologiques évaluées dans ce travail n'expliquent pas totalement la variabilité du *runup* dans les secteurs artificialisés. Ceci peut être expliqué par le fait qu'en présence de structures de protection, l'étude du *runup* se base normalement sur les conditions hydrodynamiques près de la défense, notamment la hauteur des vagues au pied de la pente de structure (Dean et Walton, 2010; Pullen et al., 2007). Expliquer le *runup*

sur des défenses en utilisant les paramètres de vagues en eau profonde ou au large de la zone intertidale peut ainsi constituer une lacune étant donné que le processus de déferlement influence localement le niveau d'eau (Galiatsatou et Prinos, 2011). De plus, certains paramètres qui ne sont pas pris en considération en milieu naturel influencent le processus en présence d'artificialité, et une contribution de l'ingénierie côtière peut être requise pour les intégrer. Notons entre autres la bathymétrie au large, la géométrie de la structure, la porosité, la rugosité et la perméabilité du matériel (Melby, 2012). Les formules empiriques de *runup* utilisées intègrent alors des *facteurs d'influence*, notamment la berme et l'angle d'incidence des vagues par rapport à la structure (Pullen et al., 2007). À titre d'exemple, la rugosité de la pente est un facteur déterminant pour la relation entre le *runup* non dimensionnel $R_{2\%}/H_s$ et le nombre d'Iribarren ξ , en ce sens qu'une pente lisse peut favoriser des niveaux de *runup* deux fois plus élevés comparativement à une surface couverte de roches (Komar, 1998).

Comme ce travail porte sur la géomorphologie du littoral, l'étude de l'influence des caractéristiques morphologiques sur le *runup* s'est effectuée en milieu naturel uniquement, sur des profils qui étaient entièrement végétalisés au niveau de la ligne de rivage. D'ailleurs, aucune des variables étudiées n'est corrélée avec le phénomène de *runup* lorsqu'une infrastructure de protection est présente. La présence d'infrastructures altère donc le modèle général qui se base sur une pente de plage. Par conséquent, il est théoriquement nécessaire de construire des modèles de *runup* différents adaptés respectivement aux secteurs naturels et artificiels. En milieu artificialisé, le phénomène d'*overtopping* doit être pris en considération conjointement au *runup* pour déterminer les niveaux d'eau et les débits de franchissement (Pullen et al., 2007), ce qui complexifie la démarche méthodologique passant idéalement par des modèles numériques ou physiques plus

complexes à mettre en œuvre. À première vue, établir un modèle empirique de *runup* à partir de données réelles provenant tant de milieux artificiels que naturels n'est pas envisageable, considérant que les formules peuvent différer et que l'*overtopping* se doit d'être intégré.

Or, comme le soulignent Mase et al. (2013), l'*overtopping* gouverne plus particulièrement le franchissement lorsque la structure est construite directement dans la mer. Dans le cas où la défense est implantée sur le rivage, comme sur notre site d'étude où les enrochements et les murets sont présents en haut de plage seulement, c'est plutôt le *wave runup* qui doit être considéré. Une pente moyenne peut alors être utilisée pour calculer ξ . En faisant référence aux travaux de Holman (1986) et de Nielsen et Hanslow (1991), Short (1999) mentionne en ce sens qu'à des fins d'estimation des hauteurs d'inondation par le *runup*, une formule empirique élaborée en milieu naturel peut être appliquée sur des infrastructures. Notre travail montre qu'il n'y a pas de différence significative entre le *runup* atteint en milieu naturel et celui atteint en milieu artificialisé, ce qui vient appuyer cet élément. Par conséquent, généraliser le modèle développé en milieu naturel sur l'ensemble du site d'étude dans une optique de cartographie est justifié, en considérant une certaine marge d'erreur.

Il serait cependant justifié d'évaluer de façon distincte l'effet du *runup* sur les zones artificialisées, grâce à des modèles empiriques conçus pour les ouvrages, et en considérant les paramètres associés à ces formules. Par exemple, il a été montré au Québec que la présence d'ouvrage peut amplifier le phénomène de submersion (Bernatchez et al, 2011), et par conséquent il est possible que le *runup* puisse se produire différemment, dépendamment du contexte météo-marin.

8.3 Le type de pente : un critère dépendant des conditions météo-marines

8.3.1 La pente du haut estran

Une fois les profils artificialisés retirés de l'échantillon étudié, l'évaluation des pentes de plages a été possible et ce, pour diverses conditions météo-marines. La littérature a montré que le phénomène de *runup* sur des plages naturelles est influencé principalement par la bathymétrie locale, la pente de plage, la cambrure de vagues, la composition de la plage, la porosité du substrat, l'élévation de la nappe phréatique et les vagues infragravitaires (Komar, 1998; Melby, 2012). L'intérêt principal de ce travail porte sur la pente de la plage, et son effet sur le *runup* est évident sur le territoire de Pointe-au-Père et Sainte-Luce-sur-Mer.

À partir de données de *runup* mesurées *in situ* à marée haute, cette étude a d'abord montré que la pente la plus explicative de l'amplitude du jet de rive diffère selon les conditions qui prévalent lors de la mesure. Si le jet de rive se limite à la partie haute de l'estran sans franchir la ligne de rivage, comme c'est le cas pour les suivis en conditions calmes, la pente la plus corrélée avec le *runup* est celle du haut estran. Ceci peut être dû au fait que dans cette situation, les vagues ont une faible hauteur et sont moins influencées par la topographie du bas estran étant donné qu'une vague devient instable lorsque $H=D$ (Komar, 1998). Enregistrées sur la partie distales de la plate-forme rocheuse, ces vagues incidentes avaient toutes moins de 1,61 mètres de hauteur. Étant moins affectées par le fond, elles peuvent déferler directement sur le haut estran, ce qui augmente la contribution de ce type de vagues pour le phénomène de *swash runup* par rapport aux vagues infragravitaires. Ceci est d'autant plus probable lorsque le niveau de marée est haut. La plage présente alors des caractéristiques plus réfléchives qu'en période de tempête, ce qui

est appuyée par les fortes valeurs du nombre d'Iribarren variant de 0,27 à 2,43 lors des mesures *in situ* en conditions calmes.

Intégrer les caractéristiques de vagues à l'approche de la plate-forme rocheuse conjointement à une pente de haut estran permet de calculer le *runup* en conditions normales. Mais pour se faire, cette étude montre qu'il est important de bien définir la pente du haut estran. Cariolet (2011b) montrait d'ailleurs qu'en milieu macrotidal, la pente de la portion mobile, soit celle localisée « [...] entre le front de dune et la rupture de pente séparant le haut du bas de plage », était la mieux corrélée avec le *runup*. Cette pente de la *portion mobile* pourrait correspondre ici à la pente du haut estran, laquelle est délimitée par la ligne de rivage et la flexure morphologique. Par contre, la pente est relativement stable tout au long de l'inventaire pour tous les profils suivis. Selon les résultats obtenus, elle ne pourrait être considérée comme « mobile » étant donnée l'implication de la plate-forme rocheuse qui confine les sédiments en haut de plage. Cette situation est également visible dans les secteurs où la plate-forme n'affleure pas, mais où un bas estran meuble et compact succède à la flexure.

Sur des plages meubles de la baie des Chaleurs (Québec), Bernatchez et al. (2011) considèrent le haut estran comme étant « [...] localisée entre la ligne de rivage et la flexure », et que ce bris de pente peut être identifiable par photo-interprétation. Si pour Trenhaile (2004) le *foreshore* correspond à la face de la plage (*beachface*) située entre la berme et le niveau des basses mers, pour Stockdon et al. (2007) il s'agit plutôt de la zone de *swash* ou de la section comprise entre la berme et le niveau moyen des hautes mers lors de tempêtes. Or, les résultats de notre travail suggèrent qu'en milieu rocheux, une prise en compte de la plate-forme est nécessaire afin d'identifier et de calculer concrètement la pente du haut estran,

localisée entre la ligne de rivage et la flexure morphologique souvent présente au sein du substratum rocheux. Par ailleurs, considérant que la plateforme protège les sédiments et semble limiter leur déplacement, la flexure est peu variable au cours d'une même année. Sa localisation est alors intéressante dans une optique de calculs de pentes à des fins de gestion du littoral. Une numérisation grâce à une analyse en coupe des profils est cependant nécessaire afin d'identifier avec précision la flexure au sein du roc. L'identification sur un modèle numérique d'élévation à haute résolution Lidar pourrait également être effectuée. Enfin, tracer la limite des dépôts meubles en milieu rocheux par photo-interprétation seulement pourrait sous-estimer la largeur du haut estran et augmenter la pente. Ce qui aurait pour effet d'augmenter à tort le *runup* théorique. La flexure doit ainsi être considérée comme étant d'ordre morphologique, et non lithologique, selon les résultats de notre étude.

En revanche, même si la pente du haut estran peut expliquer le *runup* se produisant en-deçà de la ligne de rivage, elle n'est toutefois pas corrélée lorsque celui-ci se produit dans des conditions de tempêtes, où le *runup* risque d'être majoritairement corrélé avec les vagues infragravitaires (Stockdon et al., 2006). Il est également intéressant de constater qu'en périodes calmes, la pente générale du littoral puisse expliquer en partie la variabilité du *runup*. Peu importe la configuration morphologique et lithologique du haut estran, il existe donc une influence exercée par l'ensemble de la zone intertidale sur le *runup* en conditions calmes. Cette relation est encore plus forte en conditions de tempête.

8.3.2 La pente du littoral et le modèle adapté au secteur d'étude

Si les NEE atteignent des altitudes élevées, dépassant de ce fait la ligne de rivage et souvent le sommet de la première ligne de défense côtière, la pente générale du littoral devient la plus importante. Cette pente explique une grande part ($r^2=0,49$) de la variabilité du processus dans des conditions de submersion le 6 décembre 2010. Cette particularité peut être le résultat de l'influence prolongée de la bathymétrie de la zone de *surf* sur le champ de vagues au moment de l'onde de tempête. Les vagues étant plus hautes qu'en conditions calmes (2,75 mètres au large), la profondeur nécessaire au déferlement augmente et les vagues déferlent plus loin de la côte (Holman et Sallenger, 1985), ce qui élargit la zone de *surf*. C'est dans cette zone que se dissipe la majorité de l'énergie provenant des vagues incidentes (Stockdon et al., 2006), tout en laissant un certain *momentum* se transférer à la colonne d'eau, caractérisant ainsi le *wave setup* s'accumulant sur le rivage, communément appelé *surf beat* ou vagues infragravitaires (Dean et Walton, 2009). Cette zone agit comme un « filtre » entre l'arrivée des vagues du large et la ligne de rivage (Komar, 1998). L'énergie provenant des vagues incidentes étant saturée, la composante énergétique la plus importante pour le *runup* sur l'estran devient alors les vagues infragravitaires, caractérisées par de longues périodes (>20 s) (Stockdon et al., 2006). Cet apport des vagues de faible fréquence ($f < 0,05\text{Hz}$) pour le *runup* lors des tempêtes en milieu dissipatif a été souligné par Guza et Thornton (1982). Short (1999) mentionne que lorsque $\xi < 1,25$, le *swash* est largement dominé par les fréquences du domaine infragravitaire. Dans notre étude, avec une variabilité longitudinale de ξ situées entre 0,066 et 0,385 lors de la tempête, le milieu est majoritairement dissipatif en plus d'être très énergétique. Cet élément pourrait justifier l'importance de la section comprise entre le trait de côte et la fin du profil,

et plus particulièrement de sa pente moyenne lors de la tempête du 6 décembre 2010.

Il est également intéressant de constater que la pente du haut estran n'explique en rien le phénomène de *runup* lors de la tempête, contrairement à ce qui été vu précédemment en conditions calmes. Comme le remarquent Naylor et al. (2010), une tempête qui affecte un milieu sableux qualifié de zone très vulnérable pourrait n'avoir aucun effet sur une côte rocheuse. La géomorphologie des estrans composites surmontés de plage demeure complexe et peu étudié, et le fait que certaines portions d'un même profil soient meubles et d'autres solides, rend difficiles les comparaisons avec d'autres environnements. Par conséquent, il est probable qu'en situation de tempête dans un environnement mésotidal avec une plate-forme rocheuse, l'influence de la pente du haut-estran sur le *runup* soit moins forte qu'en conditions calmes et qu'en milieu sableux. Stockdon et al. (2006) observent dans de telles conditions une diminution de l'importance de la pente en étudiant séparément le *swash* d'infragravité : en enlevant la pente du *foreshore* de l'équation, la corrélation associée au modèle est plus forte, c'est-à-dire que l'influence de la pente de la partie haute de la plage est faible. Ils remarquent cependant le même constat si la pente de la zone de *surf* est utilisée.

Le modèle définit dans notre travail et appliqué à la cartographie combine dans un seul échantillon les données acquises en période de tempête et en période calme. La relation associe le *runup* au quotient de $H\xi$, en calculant ξ à partir de la pente du littoral. Cette relation est la plus explicative de la variabilité du *runup* pour un éventail plus large de conditions. Par ailleurs, la comparaison du modèle adapté avec ceux d'autres auteurs a permis de valider l'importance de développer un

modèle propre à un environnement particulier, comme il en était question dans les travaux de Cariolet (2011a).

Calculer des pentes sur un Lidar aéroporté semble être adéquat dans une optique de gestion des zones côtières sensibles à l'aléa de submersion. Une mesure ponctuelle de pente sur un Lidar ne considère cependant aucune variabilité des profils dans le temps. Deux hypothèses sont nécessaires afin de calculer la pente sur l'ensemble du territoire. D'une part, le caractère relativement immobile des hauts estrans lors de la période de suivi suggère une certaine stabilité en haut de plage près de la ligne de rivage, ce qui suppose d'autant plus de stabilité au niveau du trait de côte. D'autre part, la morphologie de la plate-forme rocheuse peut être considérée comme étant stable pour permettre l'application du modèle, comme considéré par Trenhaile (2005). Ceci permet de généraliser le modèle de *runup* sur l'ensemble du territoire afin d'avoir un aperçu plus précis de la variabilité du phénomène le long du littoral. Bien que des modèles numériques trois-dimensionnels permettent de calculer le *runup* suite aux transformations des vagues et de la surface libre en zone de *surf* et de *swash*, Melby (2012) souligne qu'il est encore difficile de les appliquer dans une optique de gestion de risque à grande échelle en raison des limites des techniques informatiques nécessitant des temps de traitement longs. La méthode du modèle empirique succinctement appliqué aux cinq mètres permet en revanche de rendre compte de la variabilité longitudinale pour modéliser la submersion côtière du 6 décembre 2010. Elle permet également d'éliminer une généralisation à grande échelle, comme lorsque qu'un modèle créé en un seul point est appliqué à tout un système côtier. Enfin, comme dans les travaux de Cariolet (2011b), les résultats de notre étude ont montré que la validation statistique de plusieurs pentes est nécessaire en milieu naturel afin d'avoir une meilleure connaissance du phénomène de *runup*.

Il en ressort que pour une étude qui concernerait principalement la ligne de rivage, et où la sensibilité de cette limite de végétation dense serait le premier intérêt, la pente du haut estran devrait être utilisée conjointement à l'équation 6.2. Cette formule présente une relation plus forte et une erreur quadratique moyenne inférieure à celle du modèle utilisée pour la cartographie de la submersion. Si les NEE surpassent la ligne de rivage, l'équation 6.3 doit prioritairement être utilisée puisqu'elle a été développée avec des niveaux d'eau plus élevés, ce qui augmente sa précision pour des amplitudes de jet de rive supérieures au sommet de défense côtière. Dans une optique de cartographie de la submersion, la pente de la zone intertidale jusqu'au trait de côte (D_{max}) est nécessaire. À partir du modèle établi concernant l'épisode de submersion, il serait possible d'ajouter la hausse du niveau marin. Ceci permettrait d'obtenir des niveaux prédits plus représentatifs des conditions extrêmes en conditions de tempête pour un scénario futur, tout en comblant certaines lacunes qui peuvent être présentes au sein des programmes actuellement utilisés au Canada, dans lesquels les niveaux de *runup* sont exclus.

8.4 Impact de la morphologie sur le phénomène de *runup*

8.4.1 Le rôle de l'avant-côte et de la plate-forme rocheuse

Sur le littoral qui s'étend de Pointe-au-Père à Sainte-Flavie, le *runup* est corrélé positivement avec $H\xi$. Le *runup* augmente avec l'augmentation de la pente moyenne du littoral comprise entre la ligne de rivage ou la première ligne de défense côtière et la partie distale de la zone intertidale, associée au zéro marégraphique. Il

augmente également en fonction d'une diminution de la cambrure des vagues (H/L) (Melby, 2012).

Par ailleurs, le rôle de la zone de *surf* se précise par l'étude de la largeur de la zone intertidale. Elle est inversement reliée à la pente puisque l'altitude de la crête de la défense est peu variable le long de la côte. Une diminution de la largeur entraîne donc une augmentation de la pente moyenne ce qui peut engendrer des niveaux de *runup* plus élevés. Pour un même niveau de marée observé, les niveaux d'eau extrêmes (NEE) seront variables le long de la côte en raison d'une variabilité locale du *runup* indirectement influencée la largeur de la zone intertidale sur laquelle se calcule la pente. Par conséquent, la présence d'une plate-forme rocheuse plus large en zone intertidale protège la côte face à la submersion. Rappelons que la plate-forme rocheuse est entièrement recouverte à marée haute. Elle peut cependant induire un déferlement des vagues plus au large dès que les vagues se heurtent à cet entité morphologique. En Gaspésie, dans le secteur de Mont-Louis en présence de plate-forme rocheuse, les vagues déferlent sur le talus distal de la plate-forme dans la majeure partie du cycle de marée, laissant une nappe d'eau peu énergétique circuler au-dessus de la plate-forme jusqu'au haut estran (Trenhaile et Kanyaya, 2007). Des vagues sont cependant capables d'atteindre la plage et d'y déferler au moment des marées de vives eaux. Ce rôle joué par la plate-forme sur la zone de *surf* est également présent dans notre étude, considérant l'importance du rôle des paramètres de pentes et de largeur sur les NEE.

En dehors de son rôle de rempart protecteur contre les vagues, la présence d'une plate-forme ou d'une zone intertidale étroite risque au contraire d'augmenter l'altitude potentielle du *runup*, par exemple en permettant plus fréquemment un déferlement direct sur le haut estran (Davidson-Arnott, 2010). Bien que leur

contribution n'ait pas été évaluée dans ce travail, la présence d'écueils rocheux peut également avoir un impact considérable en termes de niveaux d'eau et d'érosion du rivage. Sur le Sillon de Talbert en France, Stéphan (2011) explique qu'un platier rocheux avec écueils peut engendrer des phénomènes de réfraction et de diffraction de la houle tout en concentrant l'énergie en certains points sur la côte, ce qui mène à de l'érosion ou de la submersion concentrée. Ceci pourrait en partie expliquer la variabilité longitudinale des NEE sur notre site d'étude, étant donné que certains secteurs d'avant-côte sont devancés par un relief accidenté pouvant émerger à marée haute. Une étude plus précise par modélisation numérique ainsi qu'un suivi historique des événements passés seraient cependant nécessaires pour convenir d'un éventuel impact de ces écueils rocheux sur des secteurs précis. Ces écueils sont une source de rugosité de la plateforme, et pourraient engendrer des phénomènes de diffraction/réfraction. Sur les secteurs A et B étudiés plus en détail dans ce travail, il est intéressant de noter la présence d'infrastructures de protection sur le trait de côte derrière les écueils, peut-être pour répondre à des problématiques de submersion et/ou d'érosion.

Les autres variables morphologiques évaluées dans ce travail ne présentent pas de relation bien définies avec le phénomène de *runup*. Qu'il s'agisse de la largeur du haut estran ou de l'orientation du profil, aucun de ces paramètres n'explique l'amplitude du *runup* et sa variabilité sur le secteur étudié. Ramana Murthy et al. (2012) mentionnent que l'orientation de la côte par rapport à l'onde de propagation de la vague du tsunami de l'Océan Indien de 2004 était un facteur déterminant l'extension maximale du *runup*. Regnauld et al. (2010) abondent dans le même sens en soulignant que l'impact des tempêtes côtières dans l'ouest de la France est surtout régit par l'amplitude et la direction des vagues plus que par la force des tempêtes elles-mêmes. Dans notre étude, le tronçon étudié est relativement

rectiligne, ce qui porte à croire que l'ensemble du littoral, de par sa configuration géomorphologique faisant façade vers le nord-ouest, ait subi l'arrivée des vagues depuis une même direction générale. Par manque de données près du site d'étude sur la direction des vagues, il est cependant impossible de déterminer plus précisément l'impact réel de cette variable sur les niveaux d'eau extrêmes sous différentes conditions.

8.4.2 Potentiel de submersion du trait de côte

La première ligne de défense côtière est un paramètre clé pour la gestion de la submersion côtière, comme l'a proposé Sallenger (2000) sur des îles barrières de Caroline du Nord et de Louisiane. Ce paramètre morphologique permet de connaître les zones sensibles le long de la côte selon l'amplitude qui la sépare des niveaux d'eau, en considérant ou non le *runup*. Les zones les plus vulnérables seront typiquement protégées par un édifice sédimentaire plus bas, par exemple des terrasses de plages ou dunes basses, alors que les plus résilientes seront devancées par un trait de côte plus élevé (Stockdon et al., 2009). L'intérêt d'extraire ce paramètre d'altitude le long de la côte sur un modèle Lidar pour la connaissance des zones vulnérables repose sur le fait qu'il permet une étude régionale de l'aléa, ce qui peut être réalisé de manière automatisée (Hardin et al., 2012; Stockdon et al., 2009) ou manuellement comme dans ce travail.

Le concept de Sallenger (*storm impact scale*) ayant été appliqué au secteur inondé le 6 décembre 2010 sur les côtes de Pointe-au-Père et Sainte-Luce-sur-Mer, il est intéressant de constater que la majorité du territoire se voit considérée comme

étant submergée par franchissement d'après les valeurs calculées par le modèle. Dans ces conditions, typiques d'un régime d'*overwash* puisque $R_{max} > D_{max}$, il peut y avoir un transport des sédiments vers l'intérieur des terres (Stockdon et al., 2009) : ceci peut expliquer la présence de lobes transgressifs et les nombreux débris organiques ayant servi de proxy pour identifier R_{max} lors de l'inventaire au DGPS. Ces formes de déposition sont le résultat d'un écoulement de la nappe d'eau vers les terres, lequel perd de la vitesse avec la distance (Holland et al., 1991), ce qui mène à des dépôts transgressifs pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres derrière la crête de défense. Cette particularité confirme ainsi le rôle de l'agitation marine près de la côte qui, surimposée à un niveau de marée élevé subissant l'effet d'une surcote, produit des niveaux d'eau élevés.

L'approche de classification des impacts à la côte mentionne également que si $R_{min} > D_{max}$, soit que l'élévation minimale du *runup* définit comme étant l'altitude de la nappe de retrait surpasse le sommet de la crête (Stéphan, 2011), le milieu est encore plus fragile puisque le trait de côte est continuellement inondé par le niveau de l'onde de tempête sans le *runup* (Hardin et al., 2012; Sallenger, 2000). Notre approche considère plutôt R_{min} à la façon de Stockdon et al. (2007) comme étant la somme de la marée et de la surcote (sans le *setup*). Dans une telle situation, il se produit des transferts sédimentaires importants, pouvant mener à des pertes totales de formes d'édification côtières. Dans notre travail, seulement 165 m de côte ont été considérés comme étant « inondés ». À ces endroits, le modèle propose ainsi qu'un débordement s'est produit, et que le niveau de la marée enregistrée a été « [...] supérieur à la cote de crête des ouvrages ou au terrain naturel » (Perherin et Roche, 2010). Par conséquent, il semble que ces secteurs soient plus sensibles à l'aléa de submersion. Dans certains cas, des dépressions locales au sein du trait de

côte et des canaux d'irrigation se déversant sur la plage peuvent par ailleurs permettre à la nappe d'eau de pénétrer vers les terres.

Le rapport entre les différents seuils de *runup* et D_{max} permet de connaître la localisation des zones sensibles aux régimes d'inondation et de franchissement. Il s'agit d'une information importante puisque ces zones sont susceptibles de subir des pertes de volumes sédimentaires sur les plages lors des tempêtes. L'approche de Sallenger a permis de cibler les secteurs problématiques ayant théoriquement été touchés le 6 décembre 2010. Elle permet donc une analyse ponctuelle basée sur un seul évènement mais qui, néanmoins, rend compte de l'effet de la variabilité des NEE de façon longitudinale sur la côte. Comme il s'agit d'une échelle d'impact, elle peut d'abord être utilisée pour décrire, et éventuellement prédire l'impact relatif d'une tempête sur la côte (Sallenger, 2000). Stéphan (2011) souligne en ce sens que cette échelle est une « schématisation grossière de la réalité simplifiant à l'extrême l'ensemble des processus [...] ».

8.5 Limites du modèle

8.5.1 Incertitudes liées à la numérisation manuelle

Certaines erreurs peuvent être liées au traitement manuel des variables lors de l'identification et de la numérisation de celles-ci. Comme la pente moyenne de la zone littorale est utilisée dans ce travail, ses deux extrémités, le trait de côte et la fin de la zone intertidale, doivent être tracées manuellement pour permettre l'application des calculs.

Le positionnement de la fin de la zone intertidale est une étape cruciale permettant de calculer de façon précise la largeur et la pente du littoral. Prendre en considération l'erreur qui y est associée est important. En présence d'un estran meuble, $M.enr.-1.5H$ est utilisé et cette limite est identifiable sur le Lidar. Cependant, sur les territoires de Pointe-au-Père et Sainte-Luce-sur-Mer, la fin de la plate-forme rocheuse est difficilement identifiable par photo-interprétation puisqu'elle est recouverte par l'eau sur les photographies aériennes. De plus, les campagnes de terrain n'étaient pas conjointes aux marées basses de vives eaux, lesquelles pourraient permettre de découvrir une plus grande partie de la plate-forme. Bien qu'elles puissent correspondre dans certains cas au niveau des basses mers, les limites au large considérées dans le développement du modèle sont davantage d'ordre lithologique et morphologique, et sont basées sur des éléments indicateurs tels que des discontinuités au sein du substrat. Porter et al. (2010) terminaient leurs profils au ressaut distal à Mont-Louis en Gaspésie. Il s'agit d'une discontinuité morphologique auquel se heurte le niveau des basses mers, et la limite est par conséquent aisément identifiable dans ce cas. Dans notre secteur d'étude, cette limite est plus difficile à identifier en raison de l'absence de rempart à la fin de la plate-forme.

Lors de la numérisation du sommet de défense pour tout le territoire, l'erreur est minimale puisque D_{max} demeure visible sur les points Lidar bruts. En comparaison, Stockdon et al. (2007) numérisent « grossièrement » le sommet manuellement sur une grille à 1 m de résolution, pour ensuite appliquer un algorithme détectant le sommet le plus élevé à 3 m de part et d'autres automatiquement. L'erreur associée y est de 37 cm verticalement. Dans notre étude, lors des calculs appliqués aux cinq mètres sur une grille d'élévation interpolée aux pixels de 1 m^2 (Lidar), il est possible

que le sommet considéré en un point fixe sur la surface ne soit pas, à quelques centimètres près (erreur en z : 20 cm), le vrai sommet.

8.5.2 Incertitudes associées au filtre Lidar

Le modèle Lidar utilisé pour la cartographie est le résultat de l'application d'un filtre pour soustraire les bâtiments ainsi que toute trace de végétation sur la surface. Ceci permet d'obtenir une surface exempte d'éléments physiques pouvant bloquer inutilement le point altitudinal calculé. Cependant, certaines erreurs sont associées à ce filtrage, et celles-ci agissent sur les surfaces modélisées en provoquant certaines irrégularités spatiales faussement représentatives du vrai niveau de submersion. Même si ces erreurs ne sont pas corrigées dans ce travail, il serait primordial d'enlever les points se heurtant à des zones mal filtrées dans une optique de zonage. D'un autre côté, si l'objectif est de visualiser l'impact de l'aléa ponctuel en milieu habité, un Lidar non filtré pourrait s'avérer utile afin d'identifier le plus précisément possible le cheminement de la nappe d'eau théorique.

8.5.3 Erreurs associées aux limites du modèle empirique

Les résultats de cette étude ont montré qu'un modèle empirique adapté à un secteur d'étude peut être appliqué à la cartographie de la submersion, en considérant une certaine marge d'erreur. Modéliser avec précision l'étendue d'une zone submergée peut cependant nécessiter l'utilisation de modèles numériques

hydrodynamiques complexes en 2D ou 3D, mais aucun consensus n'existe sur une utilisation particulière de modèle (Melby, 2012). Dans certains cas, une formule empirique comme celle développée dans ce travail peut fournir de meilleurs résultats. Des modèles numériques plus simples peuvent également être utilisés. Par exemple, CSHORE (Johnson et al., 2012) est un modèle par transect, applicable tant sur des structures de protection qu'en milieu naturel, mais il est limité dans des environnements dissipatifs sous l'influence de vagues infragravitaires. Dans de telles conditions, si une structure est présente, il est conseillé d'utiliser l'équation de van Gent (2001) tant que les conditions cadrent dans les limites du modèle. En milieu naturel, il est plutôt recommandé d'appliquer des formules empiriques, particulièrement celles de Stockdon et al. (2006) ou de Mase et al. (1989). Dans notre étude, c'est d'ailleurs l'équation de Mase qui était la mieux corrélée avec les données réelles, et les valeurs calculées se rapprochent de celles obtenues avec le modèle adapté.

Par ailleurs, la méthode de cartographie appliquée ici utilise des données de vagues tant au large que près de la côte. Ces données n'ont subies aucune transformation numérique à l'approche de la côte, ce qui peut apporter une certaine incertitude sur les conditions de vagues au déferlement. Une démarche complète devrait comporter certains calculs associés à chaque zone (*offshore, shoaling, surf, backshore*) pour rendre compte des transformations subies par les vagues au cours de leur cheminement vers la côte (FEMA, 2007). Les formules effectuées par modélisation numérique intègrent en ce sens, pour chaque zone, les données résultantes des calculs appliqués dans la zone précédente. À partir des calculs d'*overtopping*, il peut finalement être possible de déterminer les débits de franchissement et enfin les volumes d'eau qui dépassent le trait de côte (Cariolet, 2011a).

Le modèle adapté sur le tronçon côtier de Pointe-au-Père et Sainte-Luce-sur-Mer a été conçu à partir d'un éventail de valeurs de pentes, d'élévation de crêtes et de fin de profils auxquelles sont associées des limites minimales et maximales. Par conséquent, il demeure probable que certains points modélisés sortent du cadre d'application du modèle (Melby, 2012). Ceci peut être le cas si une valeur de pente est plus faible ou plus élevée que celles ayant permis l'élaboration de la formule.

Une autre incertitude peut également être soulignée. Il s'agit de la surface obtenue suite au positionnement de la limite de submersion. Comme le modèle est développé à partir de NEE atteints, il est possible que la zone représentée soit légèrement différente que celle réellement touchée, puisque le point altimétrique positionné sur la carte est le premier point théorique de niveau maximal touché, et non une étendue à partir du trait de côte. Une surface d'inondation pourrait être mieux représentée grâce à une modélisation numérique pour rendre compte de la variabilité topographique de l'arrière-côte. Enfin, les valeurs de *runup* impliquées dans le modèle proviennent de mesures ponctuelles de niveau maximal atteint, et non de $R_{2\%}$. Comme le souligne Cariolet (2011a), il devient discutable de comparer les résultats de notre approche avec ceux provenant des auteurs ayant utilisé la variable $R_{2\%}$. Par ailleurs, la marge d'erreur verticale des modèles empiriques pouvant atteindre plusieurs dizaines de centimètres, ceci peut augmenter ou minimiser les surfaces cartographiées. Enfin, l'approche utilisée dans ce travail est événementielle. La carte obtenue est tributaire des conditions météo-marines survenues le 6 décembre 2010. Pour en arriver à une cartographie de l'aléa à plusieurs scénarios, des modèles de *runup* sous d'autres conditions hydrodynamiques extrêmes lors d'éventuelles tempêtes seraient nécessaires, conjointement à une longue série temporelle de caractéristiques de vagues et de marées afin de calculer différentes périodes de retour.

CHAPITRE IX

CONCLUSION

Le 6 décembre 2010 à 14h00 (HNE), la submersion de la terrasse de plage sise sur le roc des territoires de Pointe-au-Père et Sainte-Luce-sur-Mer au Bas-Saint-Laurent a été générée par des processus hydrodynamiques influencées par les configurations géomorphologiques du littoral. L'onde de tempête originaire du passage d'un centre dépressionnaire a effectivement touchée la côte du secteur, combinant une surcote à une marée haute, mais ce sont les vagues qui ont joué un rôle important dans le phénomène de franchissement. Cette agitation marine près de la côte était régit notamment par la zone intertidale. Les niveaux d'eau extrêmes se sont avérés être nettement plus élevés que ce qu'enregistrait le marégraphe de Pointe-au-Père au même moment en raison du *runup* induit par le déferlement. En agissant comme première ligne de défense côtière face à cette invasion marine, le trait de côte a joué un rôle majeur de par l'altitude de sa crête relativement à l'altitude du niveau de la nappe d'eau. La méthode de cartographie employée prend en considération toutes ces variables. Elle intègre, grâce au nombre d'Iribarren, la pente du littoral – relativement équivalente à celle de la zone intertidale – aux calculs de *runup*. Le modèle développé a reproduit, avec une bonne précision, la submersion du 6 décembre 2010 sur le territoire de Pointe-au-Père et Sainte-Flavie.

Connaître les surfaces à risque de submersion le long du littoral étudié a été possible grâce à une génération automatisée sur la ligne de défense du modèle de *runup*

adapté. Ceci permet de rendre compte de la variabilité longitudinale des niveaux d'eau extrêmes pour un même épisode. En plus de fournir différents niveaux d'eau atteints avec une résolution précise, la méthode proposée identifie les zones les plus sensibles à la submersion le long du trait de côte grâce à l'application de l'échelle d'impact des tempêtes de Sallenger, basée sur un rapport entre les niveaux extrêmes et l'altitude du sommet de la défense. Au final, la méthode de cartographie de la zone submergée le 6 décembre 2010 demeure simple, en superposant au MNE Lidar les niveaux d'eau extrêmes prédits par la combinaison de la marée astronomique, la surcote et le *runup* local.

L'étude de la géomorphologie littorale a, d'une part, été nécessaire afin de valider l'importance d'un certain type de pente selon le type de conditions. D'autre part, elle a permis de confirmer l'importance de la largeur de la zone de *surf* qui diminue l'amplitude du *runup* à mesure qu'elle augmente. Sur les territoires de Pointe-au-Père et Sainte-Luce-sur-Mer, il en ressort ainsi que la plate-forme rocheuse peut protéger le trait de côte en favorisant une dissipation de l'énergie plus loin au large. En conditions calmes, c'est plutôt la pente du haut estran qui influence le processus du *runup*.

Ce travail justifie l'emploi de mesures *in situ* pour valider les équations de la littérature, sinon le *runup* peut être sous-estimé. Pour ce faire, un suivi de l'identification de laisses de mer ou des débris de submersion demeure une méthode peu coûteuse et facile à mettre en place. Sur le territoire étudié où les pentes sont peu variables au cours d'une année, l'emploi de ce type de méthode est d'autant plus approprié puisqu'un suivi temporel à haute fréquence de la topographie n'est pas nécessaire : ceci permet d'établir une cartographie plus durable pour les gestionnaires et les différents acteurs agissant auprès des

communautés. Afin de faciliter l'application de l'approche, des analyses de corrélations spatiales pourraient être réalisées entre les valeurs de *runup* le long de la côte, ce qui permettrait d'établir des secteurs homogènes qui présentent des pentes moyennes semblables.

La méthode proposée dans ce travail consitue un avancement sur les connaissances nécessaires à l'analyse de la submersion à l'échelle nationale. Une étude plus approfondie de la tranformation des vagues à la côte dans différents milieux aux morphologies variées se doit d'être intégrée à la méthode. Pour ce faire, des instruments de mesure se doivent d'être installés dans la zone intertidale afin de quantifier la dissipation de l'énergie des vagues en fonction des grands types de côtes. Ces données *in situ* serviraient notamment à calibrer des modèles hydrodynamiques et des équations empiriques de *runup* adaptées aux côtes de québécoises. Enfin, la hausse du marin, variable d'une région à l'autre de la province, devrait être impliquée dans les cartographie des scénarios futures. L'approche n'en serait que plus intéressante dans une optique de gestion des zones submersibles au Québec.

RÉFÉRENCES

- Ardhuin, F., Fichaut, B., et Suanez, S. (2011). Extreme setup and runup on steep cliffs (Banneg Island, France). Proceedings of the 12th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, and 3rd Coastal Hazard Symposium Kohala Coast, Hawai'i, HI, 1–9.
- Battjes, J. A. (1971). Run-Up Distributions of Waves Breaking on Slopes. *Journal of the Waterways, Harbors and Coastal Engineering Division*, 97(1), 91–114.
- Battjes, J. A. (1974). *Computation of set-up, longshore currents, run-up and overtopping due to wind-generated waves*, Report 74-2. Delft, Pays-Bas, Committee on Hydraulics, Department of Civil engineering, Delft University.
- Bauer, B.O., et Greenwood, B. (1988). Surf zone similarity. *Geographical Reviews*, 78(2), 137–147.
- B.C. Ministry of Environment (2011). Climate change adaption guidelines for sea dikes and coastal flood hazard land use: Guidelines for management of coastal flood Hazard Land Use. Ausenco Sandwell.
- Bellomo, D., Pajak, M.J., et Sparks, J. (1999). Coastal flood hazards and the national flood insurance program. *Journal of Coastal Research, Special Issue 28*, Coastal erosion mapping and management, 21–26.
- Benavente, J., Del Río, L., Gracia, F.J., et Martínez-del-Pozo, J.A. (2006). Coastal flooding hazard related to storms and coastal evolution in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain). *Continental Shelf Research*, 26(9), 1061–1076.
- Benimoff, I. (2013). Geomorphic impact of hurricane Sandy on Staten Island, NY. In *Geological Society of America Abstracts with Programs*. Bretton Woods, USA. Abstract No 73-5, 45(1).
- Bernatchez, P. (2006). Implantation d'un réseau de suivi de l'érosion côtière et bilan de l'érosion pour le Bas-Saint-Laurent, la Gaspésie et les Îles-de-la-Madeleine, Québec. Rapport remis au Ministère des Affaires municipales et des régions du Québec. Rimouski.

- Bernatchez, P., Fraser, C., Lefavre, D., et Dugas, S. (2011). Integrating anthropogenic factors, geomorphological indicators and local knowledge in the analysis of coastal flooding and erosion hazards. *Ocean and Coastal Management*, 54(8), 621–632.
- Bernatchez, P., 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.
- Bernier, N. (2005). Annual and Seasonal Extreme Sea Levels in the Northwest Atlantic: Hindcasts over the Last 40 Years and Projections for the Next Century (PhD Thesis). Dalhousie University.
- Boon, J. D. (2012). Evidence of Sea Level Acceleration at U.S. and Canadian Tide Stations, Atlantic Coast, North America. *Journal of Coastal Research*, 28(6), 1437–1445.
- Boothroyd, J.C., Oakley, B.A., Rasmussen, S.A., McCandless, S.J., Dowling, M.J., Freedman, J., et Fugate, G. (2013). Superstorm Sandy: changes to the Rhode Island Shore, what next? In *Geological Society of America Abstracts with Programs*. Bretton Woods, USA, Abstract No 73-7, 45(1).
- Cardona, O.D., van Aalst, M.K., Birkman, J., Fordham, M., McGregor, G., Perez, R., Sinh, B.T. (2012). Determinants of Risk : Exposure and Vulnerability. In C.B. Field, V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Doklen, K L. Ebi, P.M. Midgley (Eds.), *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation* (p. 65–108). Cambridge University Press, Cambridge UK, and New York, NY, USA.
- Cariolet, J.-M. (2010). Use of high water marks and eyewitness accounts to delineate flooded coastal areas: The case of Storm Johanna (10 March 2008) in Brittany, France. *Ocean & Coastal Management*, 53(11), 679–690.
- Cariolet, J.-M. (2011a). Inondation des côtes basses et risques associés en Bretagne. Vers une redéfinition des processus hydrodynamiques liés aux conditions météo-océaniques et des paramètres morfo-sédimentaires (Thèse de doctorat). Université de Bretagne Occidentale.

- Cariolet, J.-M. (2011b). Quantification du runup sur une plage macrotidale à partir des conditions morphologiques et hydrodynamiques. *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, 1, 95–109.
- Cariolet, J.-M., et Suanez, S. (2009). Approche méthodologique pour une cartographie du risque de submersion des côtes basses. *La Houille Blanche*, 2, 52–58.
- Cariolet, J.-M., Costa, S., Caspar, R., Ardhuin, F., Magne, R., et Goasguen, G. (2010). Aspects météo-marins de la tempête du 10 mars 2008 en Atlantique et en Manche. *Noréis*, 2(215), 11–31.
- Cariolet, J.-M., Suanez, S., Annaig, C. M., et Postec, A. (2012). Cartographie de l'aléa de submersion marine et PPR: éléments de réflexion à partir de l'analyse de la commune de Guissény (Finistère, France). *Cybergeo: European Journal of Geography*, 586, 1–21.
- Cariolet, J.-M., et Suanez, S. (2013). Runup estimations on a macrotidal sandy beach. *Coastal Engineering*, 74, 11–18.
- Carrasco, A.R., Ferreira, Ó., Matias, A., et Freire, P. (2012). Flood hazard assessment and management of fetch-limited coastal environments. *Ocean & Coastal Management*, 65, 15–25.
- Caspar, R., Costa, S., et Jakob, É. (2007). Fronts froids et submersions de de tempête dans le nord-ouest de la France. *La Météorologie*, 57, 37–47.
- Centre Météo UQAM (2010). Analyses et observations de surfaces et d'altitude, [En ligne]. <http://www.meteocentre.com> (Page consultée le 20 décembre 2010).
- Daigle, R.J. (2011). Sea level rise estimates for New Brunswick municipalities: Saint John, Sackville, Richibucto, Shippagan, Caraquet, Le Goulet. A report for the Atlantic Climate Adaptation Solutions Association.
- Daigle, R.J. (2012). Sea-Level Rise and Flooding Estimates for New Brunswick Coastal Sections. Dalhousie.
- Davidson-Arnott, R. (2010). Introduction to Coastal Processes and Geomorphology. Cambridge University Press, Cambridge, Angleterre.
- Dawson, A.G. (1994). Geomorphological effects of tsunami run-up and backwash. *Geomorphology*, 10, 83–94.

- Dean, R.G., et Dalrymple, R. (2004). *Coastal processes with engineering applications*. Cambridge University Press.
- Dean, R.G., et Walton, T.L. (2009). Wave Setup. In Y. C. Kim (Ed.), *Handbook of coastal and ocean engineering*. Los Angeles.
- Delusca, K., Vasseur, L., et Chouinard, O. (2008). Marées de tempête et communautés à risques dans le sud-est du Nouveau-Brunswick : Cas de la communauté de Pointe-du-Chêne. *Revue Canadienne Des Sciences Régionales*, XXXI(1), 19–38.
- Dionne, J.-C. (1988). Holocene Relative Sea-Level Fluctuations in the St . Lawrence Estuary , Quebec , Canada. *Quaternary Research*, 29, 233–244.
- Dionne, J.-C. (2002). État des connaissances sur la ligne de rivage Micmac de J.W. Goldthwait (estuaire du Saint-Laurent). *Géographie Physique et Quaternaire*, 56(1), 97–121.
- Dionne, J.-C. (2008). Les marées d'équinoxe dans l'estuaire du Saint-Laurent ne sont pas les plus grandes. *Le Naturaliste Canadien*, 132, no. 2, 80-83.
- Dionne, J.-C. (2009). Aspects géomorphologiques de la batture à blocs entre Sainte-Luce-sur-Mer et Sainte-Flavie, côte sud de l'estuaire maritime du Saint-Laurent. *Bulletin de recherche No. 185*. Québec.
- Dolan, R., et Davis, R. (1994). Coastal storm hazards. *Journal of Coastal Research, Special Issue*, 12, 103–114.
- Environnement Canada (2012). Données climatiques historiques, [En ligne]. <http://climat.meteo.gc.ca/> (Page consultée le 3 janvier 2012).
- FEMA. (2006). High water mark collection for Hurricane Katrina in Alabama. Hazard Mitigation Technical Assistance Program. Atlanta.
- FEMA. (2007). Atlantic Ocean and Gulf of Mexico coastal guidelines update. Denton.
- Fletcher, C., Richmond, B., Barnes, G., et Schroeder, T. (1995). Marine flooding on the coast of Kaua'i during Hurricane Iniki: hindcasting inundation components and delineating washover. *Journal of Coastal Research*, 11(1), 188–204.

- Forbes, D., Parkes, G. S., Manson, G. K. et Ketch, L. A. (2004). Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence. *Marine Geology*, 210(1-4), 169–204.
- Galiatsatou, P., et Prinos, P. (2011). Bivariate analysis of extreme wave and storm surge events. Determining the failure area of structures. *The Open Ocean Engineering Journal*, 4, 3–14.
- Geng, Q., et Sugi, M. (2003). Possible change of extratropical cyclone activity due to enhanced greenhouse gases and sulfate aerosols — Study with a high-resolution AGCM. *Journal of Climate*, 16(13), 2262–2275.
- Grinsted, A., Moore, J.C., et Jevrejeva, S. (2012). Homogeneous record of Atlantic hurricane surge threat since 1923. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 109(48), 19601–5.
- Guza, R.T., et Thornton, E.B. (1982). Swash oscillations on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 87(1), 483–491.
- Guza, R.T., et Thornton, E.B. (1985). Observations of surf beat. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 90(C2), 3161–3172.
- Hanson, H., et Larson, M. (2008). Implications of extreme waves and water levels in the southern Baltic Sea. *Journal of Hydraulic Research*, 46(2), 292–302.
- Hardin, E., Kurum, M.O., Mitasova, H., et Overton, M.F. (2012). Least cost path extraction of topographic features for storm impact scale mapping. *Journal of Coastal Research*, 28(4), 970-978.
- Harris, L. (1963). Characteristics of the hurricane storm surge : Technical paper No. 48. Washington, DC.
- Hedges, T., et Mase, H. (2004). Modified Hunt's equation incorporating wave setup. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 130(3), 109–113.
- Héquette, A. (2001). Courants et transports sédimentaires dans la zone littorale : le rôle des courants orbitaux et de downwelling. *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, 7(1), 5–16.
- Héquette, A., et Rufin-soler, C. (2007). Rapport scientifique final : Programme Interreg IIIa « Plages à risques (BAR) / Beaches at risk.

- Hétu, B. (1998). La déglaciation de la région de Rimouski, Bas-Saint-Laurent (Québec) : indices d'une récurrence glaciaire dans la Mer de Goldthwait entre 12 400 et 12 000 BP. *Géographie Physique et Quaternaire*, 52(3), 1-23.
- Holland, G.J. (2012). Hurricanes and rising global temperatures. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 109(48), 19513–19514.
- Holland, K., et Holman, R.A. (1993). The statistical distribution of swash maxima on natural beaches. *Journal of Geophysical Research*, 98(C6), 10,271–10,278.
- Holland, K., Holman, R., et Sallenger, A. (1991). Estimation of overwash bore velocities using video techniques. *Proceedings Coastal Sediments '91 Conference (ASCE)*, 489–497.
- Holman, R. (1986). Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. *Coastal Engineering*, 9, 527–544.
- Holman, R., et Sallenger, A. (1985). Setup and swash on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 90(C1), 945–953.
- Hughes, S. (2004). Wave momentum flux parameter: a descriptor for nearshore waves. *Coastal Engineering*, 51, 1067–1084.
- Hunt, I. (1959). Design of seawalls and breakwaters. *Journal of Waterways and Harbours Division*, 85, 123 – 152.
- Iribarren, C.R., et Nogales, C.M. (1949). Protection des ports. XVIIth International Navigation Congress, Section II, Communication, 31–80.
- Johnson, B.D., Kobayashi, N., et Gravens, M.B. (2012). Cross-shore numerical model CSHORE for waves , currents , sediment transport and beach profile evolution. Great Lakes Coastal Flood Study, Federal Inter-Agency Initiative.
- Kanyaya, J.I., et Trenhaile, A.S. (2005). Tidal wetting and drying on shore platforms : An experimental assessment. *Geomorphology*, 70, 129 – 146.
- Kiage, L.M., Walker, N.D., Balasubramanian, S., Babin, A., et Barras, J. (2005). Applications of Radarsat-1 synthetic aperture radar imagery to assess hurricane-related flooding of coastal Louisiana. *International Journal of Remote Sensing*, 26(24), 5359–5380.

- Knutson, T.R., McBride, J.L., Chan, J., Emanuel, K., Holland, G., Landsea, C., et Sugi, M. (2010). Tropical cyclones and climate change. *Nature Geoscience*, 3(3), 157–163.
- Komar, P.D. (1998). Beach processes and sedimentation. New Jersey: Prentice Hall, Inglewood Cliffs.
- Kumar, V.S., Babu, V.R., Babu, M.T., Dhinakaran, G., et Rajamanickam, G.V. (2008). Assessment of storm surge disaster potential for the Andaman Islands. *Journal of Coastal Research*, 24(2), 171–177.
- Laudier, N.A., Thornton, E.B., et MacMahan, J. (2011). Measured and modeled wave overtopping on a natural beach. *Coastal Engineering*, 58(9), 815–825.
- Lefavre, D. (2011). Débordement et déferlement des eaux : cas du 6 décembre 2010. *Infocéans, Bulletin d'information de La Région Du Québec*, 14(1).
- Marchand, J.-P., Didier, D., Bernatchez, P., et Buffin-Bélanger, T. (2014). Cartographie des zones inondables et des zones de submersion à l'aide d'une méthode hydrogéomorphologique pour le secteur de la rivière Bonaventure. Rapport technique présenté Rapport technique soumis au Ministère du Développement durable, de l'Environnement. Rimouski.
- Mase, H. (1989). Random wave runup height on gentle slope. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 115(5), 649–661.
- Mase, H., Asce, M., Tamada, T., Yasuda, T., Hedges, T.S., et Reis, M.T. (2013). Wave runup and overtopping at seawalls built on land and in very shallow water. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 139(5), 346–357.
- Masselink, G., et Hughes, M.G. (2003). Introduction to coastal processes and geomorphology. Hodder Arnold, Oxford University Press, New York.
- Masson, A. et Catto, N. (2013). Extratropical Transitions in Atlantic Canada : Impacts and Adaptive Responses. *Geophysical Research Abstracts*, 3149.
- Matias, A., Ferreira, Ó., Vila-Concejo, A., Garcia, T., et Dias, J.A. (2008). Classification of washover dynamics in barrier islands. *Geomorphology*, 97(3-4), 655–674.
- MDDEP. (2005). Ministère du Développement durable de l'Environnement et des Parcs. Politique de protection des rives, du littoral et de plaines inondables, c.

Q - 2, r. 35 dans le cadre de la Loi sur la qualité de l'environnement (L.R.Q., c. Q - 2), p. 2180–2191.

MEDDE. (2013). Ministère de l'Écologie, du Développement durable et l'énergie. Guide méthodologique : Plan de prévention des risques littoraux.

Melby, J.A. (2012). Wave Runup Prediction for Flood Hazard Assessment. Great Lakes Coastal Flood Study, US Army Corps of Engineers. Vicksburg, MS, USA.

Morton, R.A. (2002). Factors controlling storm impacts on coastal barriers and beaches : a preliminary basis for near real-time forecasting. *Journal of Coastal Research*, 18, 486–501.

Na, S., Do, K., et Suh, K. (2011). Forecast of wave run-up on coastal structure using offshore wave forecast data. *Coastal Engineering*, 58(8), 739–748.

Naylor, L.A., Stephenson, W.J., et Trenhaile, A.S. (2010). Rock coast geomorphology: Recent advances and future research directions. *Geomorphology*, 114(1-2), 3–11.

Nicholls, R.J., et Cazenave, A. (2010). Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science*, 328, 1517–1520.

Nielsen, P., et Hanslow, D.J. (1991). Wave runup distributions on natural beaches. *Journal of Coastal Research*, 7(4), 1139–1152.

Nott, J., et Hubbert, G. (2005). Comparisons between topographically surveyed debris lines and modelled inundation levels from severe tropical cyclones Vance and Chris, and their geomorphic impact on the sand coast. *Australian Meteorological Magazine*, 54, 187–196.

Peeters, P., Schoorens, J., Le Cornec, E., Michard, B., et Lechat, M. (2009). Définition de l'aléa submersion marine sur le site de la Grande Plage de Gâvres (Morbihan). *La Houille Blanche*, 1, 45–51.

Perherin, C., et Roche, A. (2010). Évolution des méthodes de caractérisation des aléas littoraux. XIèmes Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Les Sables d'Olonne, 609–616.

Pielke, R.A., Gratz, J., Landsea, C.W., Collins, D., Saunders, M.A., et Musulin, R. (2008). Normalized Hurricane Damage in the United States : 1900 – 2005. *Natural Hazards Review*, 29, 29–42.

- Porter, N.J., Trenhaile, A.S., Prestanski, K.J., et Kanyaya, J.I. (2010). Geomorphology Shore platform downwearing in eastern Canada : Micro-tidal Gaspé , Québec. *Geomorphology*, 116(1-2), 77–86.
- Pullen, T., Allsop, N.W.H., Bruce, T., Kirtenhaus, A., Schüttrumpf, H., et van der Meer, J.W. (2007). Eurotop-Wave overtopping of sea defences and related structures: assessment manual.
- Quintin, C., Bernatchez, P., et Jolivet, Y. (2013). Impacts de la tempête du 6 décembre 2010 sur les côtes du Bas-Saint-Laurent et de la baie des Chaleurs. Rapport d'analyse : volume I. Présenté au ministère de la Sécurité publique du Québec. Rimouski.
- Rahmstorf, S., Foster, G., et Cazenave, A. (2012). Comparing climate projections to observations up to 2011. *Environmental Research Letters*, 7(4), 044035.
- Ramana Murthy, M.V., Reddy, N.T., Pari, Y., Usha, T., et Mishra, P. (2012). Mapping of seawater inundation along Nagapattinam based on field observations. *Natural Hazards*, 60(1), 161–179.
- Raubenheimer, B., et Guza, R. (1996). Observations and predictions of run-up. *Journal of Geophysical Research*, 101(C10), 25,575–25,587.
- Regnault, H., Mahmoud, H., Oswald, J., Planchon, O., et Musereau, J. (2010). Tempêtes, rythme de fonctionnement d'une cellule sédimentaire et "espace d'accueil": exemple sur l'Anse du Verger, Bretagne Nord. *Norois*, 215, 133–146.
- Rhein, M., Rintoul, S.R., Aoki, S., Campos, E., Chambers, D., Feely, R.A., et Wang, F. (2013). Observations: Ocean. In P. M. Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley (Eds.), *Climate Change 2013: The Science Physical Basis. Contributing of Working Group 1 to the Fifth Assessment Report of the Intergovernment Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Richards, W., et Daigle, R.J. (2011). Scnerarios and Guidance for Adaptation to Climate Change and Sea-Level Rise - NS and PEI Municipalities.
- Ruggiero, P. (2004). Wave run-up on a high-energy dissipative beach. *Journal of Geophysical Research*, 109(C6), 1–12.

- Ruggiero, P., Komar, P.D., McDougal, W.G., Marra, J.J., et Reggie, A. (2001). Wave runup, extreme water levels and the erosion of properties backing beaches. *Journal of Coastal Research*, 17(2), 407–419.
- Sallenger, A.H. (2000). Storm impact scale for barrier islands. *Journal of Coastal Research*, 16(3), 890–895.
- Schultz, D., et Mass, C. (1993). The occlusion process in a midlatitude cyclone over land. *Monthly Weather Review*, 121, 918–940.
- Schultz, D.M., et Vaughan, G. (2011). Occluded Fronts and the Occlusion Process: A Fresh Look at Conventional Wisdom. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(4), 443–466.
- Service Hydrographique du Canada (2013). Marées, courants et niveaux d'eau. [En ligne]. <http://www.waterlevels.gc.ca/fra/accueil> (Page consultée le 15 juillet 2013).
- Short, A. (1999). Handbook of beach and shoreface morphodynamics. Wiley, Chichester, 379p.
- Soldini, L., Antuono, M., et Brocchini, M. (2013). Numerical Modeling of the influence of the beach profile on wave runup. *Journal of Waterways, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 139(1), 61–71.
- Stéphan, P. (2011). Les flèches de galets de Bretagne: évolutions passées, présentes et futures. Paris : L'Harmattan.
- Stockdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A., et Sallenger, A.H. (2006). Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering*, 53(7), 573–588.
- Stockdon, H.F., Sallenger, A.H., Holman, R.A., et Howd, P.A. (2007). A simple model for the spatially-variable coastal response to hurricanes. *Marine Geology*, 238(1-4), 1–20.
- Stockdon, H.F., Doran, K.S., et Sallenger, A.H. (2009). Extraction of Lidar-based dune-crest elevations for use in examining the vulnerability of beaches to inundation during hurricanes. *Journal of Coastal Research: Special Issue 53*, 59–65.

- Suanez, S., Fichaut, B., et Sparfel, L. (2007). Méthode d'évaluation du risque de submersion des côtes basses appliquée à la plage du Vougot, Guissény (Bretagne). *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, 4, 319–334.
- Sung Joon, N., Ki Deok, D., et Kyung-Duck, S. (2011). Forecast of wave run-up on coastal structure using offshore wave forecast data. *Coastal Engineering*, 58(8), 739-748.
- TAW. (2002). Technical Report : Wave run-up and wave overtopping at dikes. Technical Advisory Committee for Flood Defence in the Netherlands, Delft, The Netherlands.
- Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L., et Ergul, A. (2009). Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0— An ArcGIS extension for calculating shoreline change: U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1278.
- Trenhaile, A.S. (2004). Modeling the accumulation and dynamics of beaches on shore platforms. *Marine Geology*, 206(1-4), 55–72.
- Trenhaile, A.S. (2005). Modelling the effect of waves, weathering and beach development on shore platform development. *Land Surface Processes and Landforms*, 30(5), 613-634.
- Trenhaile, A.S., et Kanyaya, J.I. (2007). The role of wave erosion on sloping and horizontal shore platforms in macro-and mesotidal environments. *Journal of Coastal Research*, 23(2), 298–309.
- Tsuji, Y., Namegaya, Y., Matsumoto, H., Iwasaki, S., Kanbua, W., Mongkonkorn, S., et Vorawit, M. (2006). The 2004 Indian tsunami in Thailand : Surveyed runup heights and tide gauge records. *Earth Planets Space*, 58, 223–232.
- US Army Corps of Engineers. (2008). Water wave mechanics. (US Army Corps of Engineers, Eds.) Coastal Engineering Manual. Engineer Manual 1110-2-1100 (Vol. 45). Washington.
- Van Gent, M. (2002). Coastal flooding initiated by wave overtopping at sea defenses. Solutions to coastal disasters '02. In Proceedings of the 2002 coastal disasters conference, 223-237.
- Vermeer, M., et Rahmstorf, S. (2009). Global sea level linked to global temperature. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 106(51), 21527–21532.

- Vitousek, S., Fletcher, C.H., et Barbee, M.M. (2008). A practical approach to mapping extreme wave inundation: consequence of sea-level rise and coastal erosion. In *Proceedings of Solution to Coastal Disaster 2008, Oahu, Hawaii*, 85–96.
- Vousdoukas, M.I., Velegrakis, A.F., Dimou, K., Zervakis, V., et Conley, D.C. (2009). Wave run-up observations in microtidal, sediment-starved pocket beaches of the Eastern Mediterranean. *Journal of Marine Systems*, 78, S37–S47.
- Wijetunge, J. (2006). Tsunami on 26 december 2004: spatial distribution of tsunami height and the extent of inundation in Sri Lanka. *Science of Tsunami Hazards*, 24(3), 225–239.

