

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

HAUSSE RÉCENTE DU NIVEAU MARIN RELATIF AUX ÎLES DE LA MADELEINE

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE
EXTENSIONNÉE DE
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

PAR
MARIE-NOËLLE JUNEAU

AVRIL 2012

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

Mes premiers remerciements vont à mon directeur de recherche Pascal Bernatchez sans qui je n'aurais eu la chance et le plaisir de parcourir les Îles-de-la-Madeleine à la recherche de ces précieux indices de variations du niveau marin. Merci de m'avoir initié à la géomorphologie littorale, de m'avoir confié ce projet et d'avoir cru en mes moyens pour le mener à terme.

Je tiens à remercier La Fondation communautaire Gaspésie-Les Îles, le CERMIM, la Chaire de recherche en géoscience côtière et le gouvernement du Québec pour leur soutien financier.

Mes sincères remerciements à mes fidèles assistants de terrain Étienne Bachand, Michel Grégoire et Marc-Olivier Massé. Merci pour vos coups de pelle, votre habileté à manier la «*chainsaw*» et votre patience à voir à ce que le DGPS ne «décroche pas». Merci pour votre enthousiasme et votre efficacité, beau temps mauvais temps, à creuser dans le sable et les marais pour retrouver les fameuses souches tant recherchées. Merci à toute l'équipe du suivi de l'érosion côtière des Îles-de-la-Madeleine, merci pour votre œil averti et pour la vie commune, je garde de cette époque des souvenirs inoubliables!

Merci à vous mes camarades et complices de travail du LDGIZC, Stéphanie Friesinger, Benoît Vigneault, Étienne Bachand, Catherine Denis, Stéphanie Van-Wierts et tous les autres qui ont gravité autour de ce projet. Merci d'avoir partagé ces moments de discussion, de réflexion et de défoulement thérapeutique. Bravo à vous tous d'avoir aussi passé au travers cette étape pédagogique!

Enfin, je tiens à remercier ma famille pour leur support inconditionnel et leur écoute tout au long de ce projet. Je tiens à remercier tout spécialement mon amoureux, collègue de travail et complice de tous les jours Benoît Vigneault, merci pour ta présence et ton support! Merci à mon petit Laurent, ton arrivé au monde est venu mettre un terme à ce projet infini. Tes jolis sourires égayaient dorénavant tous les jours de ma vie, merci!

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	ii
LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX.....	x
LISTE DES ANNEXES	xii
RÉSUMÉ	xiii
CHAPITRE I	1
INTRODUCTION	1
1.1 Problématique	1
1.2 Objectifs	5
CHAPITRE II	6
ÉTAT DES CONNAISSANCES.....	6
2.1 Les variations du niveau marin relatif dans les provinces maritimes	7
2.1.1 Nouvelle-Écosse.....	9
2.1.2 Nouveau-Brunswick.....	12
2.1.3 Île-du-Prince-Édouard.....	14
2.2 Les variations du niveau marin relatif dans le Québec maritimes	15
2.3 Les variations du niveau marin relatif, état du Maine (É.-U.)	17
2.4 Hausse récente du niveau marin relatif et subsidence dans les Maritimes et sur la côte du Maine.....	18
2.5 Bilan des connaissances relatives aux Îles-de-la-Madeleine	22
2.5.1 Dynamique sédimentaire.....	22
2.5.2 Indices de variations du niveau marin.....	24
CHAPITRE III	26
CADRE GÉOGRAPHIQUE DES ÎLES-DE-LA-MADELEINE.....	26
3.1 Localisation de la zone d'étude.....	26
3.2 Géologie et géomorphologie	28
3.4 Contexte climatique régional	31

3.5 Contexte océanographique régional.....	33
CHAPITRE IV.....	37
MÉTHODOLOGIE.....	37
4.1 Campagnes sur le terrain.....	37
4.1.1 Cartographie et inventaire des indices de submersion	37
4.1.2 Relevés au DGPS	38
4.1.3 Les coupes stratigraphiques ou datation relative	39
4.1.4 Prélèvement pour analyse dendrochronologique	40
4.2 Datations au radiocarbone et calibration.....	41
4.3 Calcul des taux de submersion.....	43
4.4 Analyse des données marégraphiques.....	44
4.4.1 Provenance des données analysées	44
4.4.2 Traitement des données marégraphiques	47
CHAPITRE V.....	48
RÉSULTATS.....	48
5.1 Inventaire et cartographie des indices de submersion marine.....	50
5.1.1 Île de la Grande Entrée.....	50
5.1.1.1 Cap à Isaac	52
5.1.1.2 Cap de l'Église	61
5.1.1.3 Plage du Bassin Ouest.....	68
5.1.1.4 Bassin aux Huîtres	72
5.1.1.5 Baie Old Harry	77
5.1.2 Île de l'Est (plage de la Pointe de l'Est).....	80
5.1.3 Île de Pointe-aux-Loups (anse aux Renards)	84
5.1.4 Île du Havre aux Maisons (Le Grand Barachois).....	91
5.1.5 Île du Cap aux Meules	95
5.1.5.1 Plage de La Petite Échouerie.....	95
5.1.5.2 L'anse aux Étangs	100
5.1.5.3 L'anse aux Baleiniers.....	102

5.1.6 Île du Havre Aubert (Baie du Bassin).....	105
5.1.6.1 Baie du Bassin, secteur nord-ouest.....	106
5.1.6.2 Baie du Bassin, secteur sud-ouest.....	113
5.1.6.3 Plage du Havre.....	116
5.2 Analyse des données marégraphiques des Îles de la Madeleine.....	119
CHAPITRE VI.....	122
TRANSGRESSION MARINE ET.....	122
AJUSTEMENTS DES ENVIRONNEMENTS CÔTIERS.....	122
6.1 La hausse du niveau marin relatif.....	123
6.2 Comment s'exprime la transgression marine sur les côtes.....	129
6.2.1 Le développement récent de marais dans les lagunes.....	129
6.2.2 La paludification des environnements forestiers côtiers.....	131
6.2.3 Dégradation récente des bordures forestières.....	132
6.2.4 La migration de la crête de plage.....	134
CONCLUSION.....	137
RÉFÉRENCES.....	140
ANNEXES.....	151

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Ajustements verticaux (mm/an) de la croûte terrestre dans l'Est du Canada	2
Figure 2.1 Position relative du niveau marin (m) pour les 3 000 dernières années dans les Maritimes et la côte nord-est américaine	8
Figure 2.2 Courbe des variations du niveau marin relatif du site de Chezzetcook Inlet, côte atlantique de la Nouvelle-Écosse	10
Figure 2.3 Courbe des variations du niveau marin relatif du site de Chebogue Harbour, sud de la Nouvelle-Écosse	11
Figure 2.4 Courbe des variations du niveau marin relatif du site de la Baie-Verte, littoral nord du Nouveau-Brunswick	13
Figure 2.5 Localisation de l'état du Maine et des principaux sites d'étude cités	18
Figure 2.6 Répartition des taux de submersion (mm/an) depuis 1930 d'après les données marégraphiques	20
Figure 3.1 Localisation de l'archipel des Îles de la Madeleine dans le golfe du Saint-Laurent, Québec	27
Figure 3.2 Localisation du plateau Madelinien dans le golfe du Saint-Laurent	28
Figure 3.3 Bathymétrie du golfe du Saint-Laurent et positionnement du plateau des Îles de la Madeleine	29
Figure 3.4 Les diapirs de sels, ou évaporites du Groupe de Windsor, repérés sous les Îles-de-la-Madeleine	30
Figure 3.5 Rose de la fréquence des vents enregistrés à la station marine de Cap-aux-Meules de 1951 à 1980	32
Figure 3.6 Répartition des sédiments de surface du plateau des Îles de la Madeleine	33
Figure 3.7 Dérive littorale sur les côtes madelinienes	35
Figure 3.8 Dynamique d'ouverture et de fermeture des goulets de marées aux îles de la Madeleine	36
Figure 4.1 Distribution des moyennes mensuelles enregistrées pour chacune des neuf stations marégraphiques des Îles-de-la-Madeleine	45
Figure 5.1 Répartition des 18 sites étudiés, Îles-de-la-Madeleine	49
Figure 5.2 Répartition spatiale des sites d'intérêts sur l'île de la Grande Entrée	50
Figure 5.3 Le site du Cap à Isaac, île de la Grande Entrée	52

Figure 5.4 Concentration de souches sous le placage de blocs à marée basse et végétation de milieu humide terrestre exposée sur le haut estran, cap à Isaac, île de la Grande Entrée	53
Figure 5.5 Coupe schématisée des éléments récoltés au cap à Isaac	56
Figure 5.6 Comparaison de la position de la ligne de rivage entre 2001 et 2008, cap à Isaac	58
Figure 5.7 Diminution de la superficie de la lagune du cap à Isaac entre 2001 et 2008.....	59
Figure 5.8 Secteur du cap de l'Église, île de la Grande Entrée.....	62
Figure 5.9 Site d'intérêt principal (A), dépôt organique de tourbière tronqué par l'érosion littorale exposé entre deux affleurements de grès rouge, cap de l'Église	63
Figure 5.10 Coupe stratigraphique schématisée du site A, cap de l'Église, île de la Grande Entrée.....	64
Figure 5.11 Vue d'ensemble du site de la plage du Bassin Ouest, île de la Grande Entrée...	69
Figure 5.12 Profil type de la zone littorale dans la lagune de bassin aux Huîtres, île de la Grande Entrée	73
Figure 5.13 Placage de sable glacial reposant à environ 20 m du rivage, est du bassin aux Huîtres.....	75
Figure 5.14 Cordon sableux transgressif à l'est du bassin aux Huîtres.....	75
Figure 5.15 Vue d'ensemble de la frange forestière littorale dévitalisée sur la rive ouest de la baie de Old Harry, île de la Grande Entrée	78
Figure 5.16 Mince horizon organique terrestre exposé dans l'estran, baie de Old Harry, île de la Grande Entrée.....	78
Figure 5.17 Répartition des indices inventoriés sur la plage de la Pointe de l'Est	80
Figure 5.18 Lobe de débordement de tempêtes, plage de la Pointe de l'Est.....	82
Figure 5.19 Dune bordière isolant l'étang de l'Est de la mer, ensablement des arbres derrière la dune et arbres exposés par la migration de la dune bordière, plage de la Pointe de l'Est...	82
Figure 5.20 Affleurement d'une unité organique sur le haut estran, plage de la Pointe de l'Est	82
Figure 5.21 Localisation du site de l'anse aux Renards, île de Pointe-aux-Loups	84
Figure 5.22 Microfalaise taillée dans un dépôt de tourbière exposant une unité forestière à la base de celle-ci, anse aux Renards, île de Pointe-aux-Loups.....	85

Figure 5.23 Répartition des souches et des profils topographiques au site de l'anse aux Renards, île de Pointe-aux-Loups	87
Figure 5.24 Coupe stratigraphique schématisée de la séquence organique exposée par la microfalaise et positionnement de l'environnement forestier positionné sur l'estran, anse aux Renards	89
Figure 5.25 Lambeau de marais maritime couvrant les vestiges d'un environnement forestier, Le Grand Barachois, île du Havre aux Maisons	91
Figure 5.26 Carotte extraite à la tarière à partir du sommet du lambeau de marais dévoilant l'unité de sable marbré à la base du celui-ci, Le Grand Barachois, île du Havre aux Maisons	93
Figure 5.27 Unité de sable marbré contenant les débris ligneux localisée sous l'interface de l'estran, Le Grand Barachois, île du Havre aux Maisons	93
Figure 5.28 Exposition des souches et galets transgressifs dans la zone intertidale selon le profil de la plage de La Petite Échouerie, île du Cap aux Meules	96
Figure 5.29 Répartition des souches et des profils relevés au DGPS, plage de La Petite Échouerie, île du Cap aux Meules	98
Figure 5.30 Vue d'ensemble de l'anse aux Étangs et du cordon littoral isolant la lagune de la mer, île du Cap aux Meules	101
Figure 5.31 Microfalaise en érosion, anse aux Étangs, île du Cap aux Meules	101
Figure 5.32 Unité organique comblant la vallée taillée dans le grès rouge, site de l'anse aux Baleiniers, île du Cap aux Meules	104
Figure 5.33 Répartition des sites de la baie du Bassin, île du Havre Aubert	105
Figure 5.34 Souches exposées au pied de la microfalaise du schorre supérieur, secteur nord-ouest de la baie du Bassin, île du Havre Aubert	107
Figure 5.35 Déploiement d'un arbre enfoui sous l'unité de marais maritime, secteur nord-ouest de la baie du Bassin, île du Havre Aubert	107
Figure 5.36 Coupe schématisée du secteur nord-ouest de la baie du Bassin, île du Havre Aubert	109
Figure 5.37 Profil typique de la zone littorale dans le secteur sud-ouest de la baie du Bassin. Noter la présence de souches exposées sur le haut estran.....	113

Figure 5.38 Frange forestière dévitalisée sous l'effet de la submersion des eaux de la lagune, secteur sud-ouest de la baie du Bassin	114
Figure 5.39 Flan abrité et végétalisé de la dune bordière de la plage du Havre, île de Havre Aubert	117
Figure 5.40 Lambeau de végétation terrestre exposée à la limite supérieure du bas estran sur la plage du Havre, île de Havre Aubert.....	118
Figure 5.41 Droite de régression linéaire appliquée aux moyennes mensuelles de la station marégraphique de Cap-aux-Meules enregistrées entre 1964 et 2010	119
Figure 5.42 Moyennes annuelles du niveau de la mer, station de Cap-aux-Meules	121
Figure 6.1 Comparaison des distributions altitudinales des souches relevées sur l'archipel des Îles de la Madeleine	124

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 Compilation des positions du niveau marin relatif des trois derniers millénaires dans les Maritimes et la côte nord-est américaine	8
Tableau 2.2 Travaux ayant présentés une courbe des variations du niveau marin relatif ou des indices de niveau marin relatif dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent et la baie des Chaleurs	17
Tableau 2.3. Compilation des taux de submersion du 20 ^e siècle issus de la littérature dans les Maritimes et l'état du Maine.....	21
Tableau 3.1 Fréquence des tempêtes selon la durée et la vitesse des vents	32
Tableau 3.2 Fiche descriptive des stations marégraphiques de Grande-Entrée, Cap-aux-Meules et de Havre-Aubert.....	34
Tableau 4.1 Compilation des couvertures temporelles pour chacune des stations marégraphiques des Îles-de-la-Madeleine	46
Tableau 5.1 Compilation des indices de submersion et de transgression marine inventoriés sur le littoral de l'île de la Grande Entrée	51
Tableau 5.2 Statistiques descriptives de l'altitude des souches relevées au DGPS au site du cap à Isaac.....	54
Tableau 5.3 Comparaison des taux de submersion obtenus à partir de la position de la ligne de rivage au site du cap à Isaac	55
Tableau 5.4 Statistiques descriptives de l'altitude des souches relevées au DGPS au site de cap de l'Église.....	66
Tableau 5.5 Comparaison des taux de submersion obtenu à partir de la ligne de rivage au cap de l'Église	66
Tableau 5.6 Profils topographiques relevés au DGPS au site de plage du Bassin Ouest.....	70
Tableau 5.7 Topographie du littoral à l'anse du Club Vacances les Îles, bassin aux Huîtres	74
Tableau 5.8 Indices de submersion marine et retrait de la ligne de rivage inventoriés sur la plage de la Pointe de l'Est, île de l'Est	81
Tableau 5.9 Indices de submersion marine inventoriés à l'anse aux Renards, île de Pointe-aux-Loups	85
Tableau 5.10 Statistiques descriptives de l'altitude des souches relevées au DGPS au site de l'anse aux Renards, île de Pointe-aux-Loups.....	86

Tableau 5.11 Profils topographiques réalisés au DGPS au site de l'anse aux Renards	87
Tableau 5.12 Comparaison des taux de submersion obtenu à partir de la limite inférieure de la végétation à l'arrière-côte de l'anse aux Renards	90
Tableau 5.13 Comparaison des taux de submersion obtenus à partir de la ligne de rivage, Grand Barachois.....	92
Tableau 5.14 Statistiques descriptives de l'altitude des souches relevées au DGPS au site de La Petite Échouerie, île du Cap aux Meules	98
Tableau 5.15 Profils topographiques réalisés au site de La Petite Échouerie, île du Cap-aux-Meules.....	99
Tableau 5.16 Comparaison des taux de submersion exprimés par les indices récoltés au site de la plage de La Petite Échouerie	100
Tableau 5.17 Statistiques descriptives de l'altitude des souches relevée au DGPS au site de l'anse des Baleiniers, île du Cap aux Meules.....	103
Tableau 5.18 Statistique descriptive de l'altitude des souches relevées au DGPS, secteur nord-ouest de la baie du Bassin, île du Havre Aubert.....	106
Tableau 5.19 Profils topographiques réalisés au secteur nord-ouest de la baie du Bassin, île du Havre Aubert.....	110
Tableau 5.20 Comparaison des taux de submersion exprimés par les indices récoltés au site de baie du Bassin	112
Tableau 5.21 Statistiques descriptives de l'altitude des souches relevées au DGPS dans le secteur sud-ouest de la baie du Bassin, île du Havre Aubert	115
Tableau 5.22 Profils topographiques réalisés dans le secteur sud-ouest de la baie du Bassin, île du Havre Aubert.....	115
Tableau 5.23 Profil topographique du site de la plage du Havre, île du Havre Aubert	117
Tableau 6.1 Compilation des altitudes relatives aux environnements forestiers submergés répertoriés sur l'archipel	124
Tableau 6.3 Compilation des taux de submersion rapportés dans la littérature pour le sud du golfe du Saint-Laurent à l'échelle des deux derniers millénaires	127
Tableau 6.4 Compilation des niveaux atteints par les eaux lors d'évènements de submersion aux Îles-de-la-Madeleine	136

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1 Listes des datations au ^{14}C et calibration	152
Annexe 2 Listes des documents de référence de l'Île-de-l'Est	154
Annexe 3 Compilation des travaux ayant réalisé l'évolution historique du déplacement de la ligne de rivage exprimés dans la littérature pour l'Île-de-l'Est.....	157

RÉSUMÉ

Bien que les ajustements glacio-isostatiques soient reconnus dans la région des Maritimes, les connaissances relatives aux variations récentes du niveau marin demeurent limitées pour l'archipel des Îles de la Madeleine, de même que pour les réponses des systèmes côtiers qui en découlent. La présence de forêts submergées localisées dans la zone intertidale a motivé une campagne de recherche sur le terrain afin d'obtenir plus d'informations sur la hausse du niveau marin relatif et d'en caractériser les ajustements environnementaux observés sur les côtes de l'archipel.

Nos résultats permettent d'avancer, qu'à l'image des provinces Maritimes, l'archipel des Îles de la Madeleine est en phase de submersion. Des relevés au DGPS et des datations au ^{14}C ont permis de déterminer la chronologie et le taux de submersion. Ces informations ont été complétées par une analyse des enregistrements marégraphiques disponibles pour les Îles-de-la-Madeleine (1964-2010). Alors qu'un seul taux de submersion avait été avancé pour les derniers 6 500 ans (1mm/an), les indices récemment recueillis ont permis de quantifier la hausse du niveau marin relatif à l'échelle du dernier millénaire. Ces indices comprennent, d'une part, une série d'environnements terrestres ennoyés, essentiellement la présence de souches en position de vie dans la zone intertidale et pré littorale et, d'autre part, l'analyse des données marégraphiques disponibles pour l'archipel.

Les informations récoltées permettent de positionner les ajustements glacio-isostatiques des Îles-de-la-Madeleine dans le golfe du Saint-Laurent. Il s'avère que la hausse relative du niveau marin enregistrée aux Îles-de-la-Madeleine est légèrement supérieure à celle enregistrée à l'Île-du-Prince-Édouard et inférieure à celle enregistrée sur la côte atlantique. À l'échelle des deux derniers millénaires, le taux de submersion enregistré aux Îles-de-la-Madeleine (20,7 cm/siècle) se situe entre celui de l'Île-du-Prince-Édouard (19 cm/siècle) et celui de la côte atlantique (22 cm/siècle). Le taux de submersion ralentit à l'échelle du dernier millénaire passant de 17,9 cm/siècle (1000 dernières années) à 17,0 cm/siècle à l'échelle des 800 dernières années et enfin à 15,8 cm/siècle pour les 600 dernières années. À une échelle plus récente, la submersion marine connaît une accélération pour atteindre 3,5 mm/an pour la 2^e moitié du XX^e siècle selon les données marégraphiques et dans le développement récent de marais maritime.

L'ensemble des indices récoltés sur le terrain a permis d'identifier quatre scénarios d'ajustement des environnements côtiers face à la hausse du niveau marin. Il s'agit du développement de marais récents dans les lagunes, de la paludification des environnements forestiers côtiers, de la dégradation des franges forestières littorales et de la migration de la crête de plage.

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 Problématique

En ce début de XXI^e siècle, la hausse du niveau marin relatif liée aux changements climatiques est d'une grande préoccupation. À l'échelle du globe, les plus récentes projections du GIEC (2007) avançaient une élévation du niveau de la mer de l'ordre de 18 à 59 cm pour la fin du XXI^e siècle, un taux qui ne prenait pas en considération la fonte des glaces pour des problèmes de modélisation. Palliant à cette lacune, PFEFFER *et al.* (2008) avançaient que le taux pourrait atteindre 1 m supplémentaire à cause de la fonte accélérée des masses glaciaires polaires. Plus récemment, VERMEER et RAHMSTORF (2009) projetaient une hausse du niveau marin de l'ordre de 75 à 190 cm pour la fin du XXI^e siècle. Alors que l'exercice de projection comprend son lot d'incertitudes, NICHOLLS et CAZENAVE (2010) soutiennent que la communauté scientifique doit développer une meilleure compréhension des processus climatiques et non-climatiques actuels qui contrôlent la hausse du niveau marin relatif afin d'alimenter les modèles qui prédisent le futur.

Grâce aux enregistrements marégraphiques, et plus récemment à l'altimétrie spatiale, CHURCH et WHITE (2006) ont pu établir qu'à l'échelle mondiale, le niveau marin relatif s'est élevé de 19,5 cm pour la période 1870 – 2004 (1,44 mm/an) et de 16,0 cm au 20^e siècle ($1,7 \pm 0,3$ mm/an). À l'échelle régionale, les enregistrements marégraphiques des Maritimes

révèlent des taux d'élévation du niveau marin relatif d'au moins deux fois la valeur moyenne mondiale (Charlottetown : 3,30 mm/an (1905- 2003); Halifax : 3,27 mm/an (1919-2003); Yarmouth : 4,17 mm/an (1908-2003) (KOOHZARE *et al.* 2008). Le différentiel entre ces taux révèle l'importante contribution de la subsidence liée à l'ajustement glacio-isostatique des régions côtières des Maritimes (PELTIER, 2002; KOOHZARE *et al.* 2006, 2008). L'ajustement glacio-isostatique est un phénomène diachronique dans le temps et dans l'espace et touche les régions affectées par le passage des glaciers (PASKOFF, 1985; PIRAZZOLI, 1991). La figure 1.1 illustre la variabilité régionale des taux de subsidence induite par les ajustements glacio-isostatiques dans l'est du Canada.

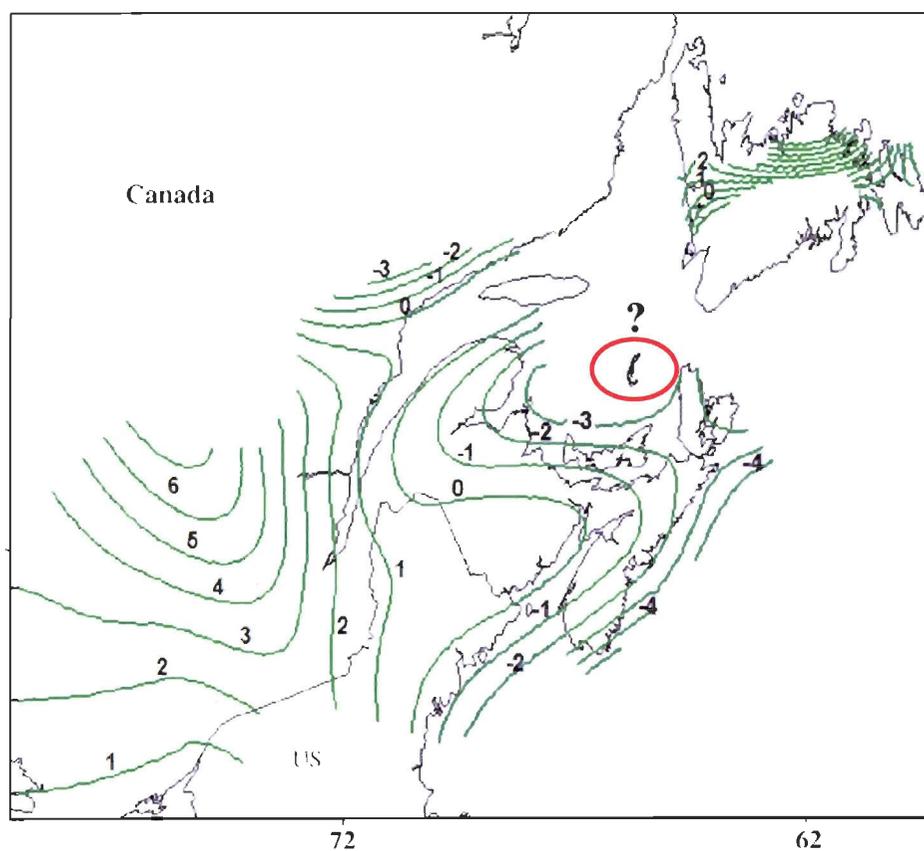


Figure 1.1 Ajustements verticaux (mm/an) de la croûte terrestre dans l'Est du Canada (modifiée de KOOHZARE *et al.*, 2008)

En raison de cette subsidence régionale, l'on doit s'attendre à une forte élévation du niveau de la mer dans les Maritimes pour le siècle à venir. Mais qu'en est-il de l'archipel des Îles de la Madeleine? De quelle tendance se rapproche-t-il? Mis à part les travaux de DUBOIS (1992) et DUBOIS et GRENIER (1993) qui sont les seuls à avoir évoqué un taux de submersion de l'ordre de 1 mm/an depuis les 6 500 dernières années (âge ^{14}C) en se basant sur la position de matériel organique terrestre localisé sous le niveau marin, il n'est pas possible de déterminer l'ampleur des ajustements glacio-isostatiques de l'archipel comparativement aux régions voisines maritimes. De plus, les connaissances relatives à la hausse récente du niveau marin relatif sont aussi limitées dans ce secteur du golfe. Néanmoins, la présence de souches en position de vie dans la zone intertidale de l'archipel témoigne d'une époque où le niveau marin relatif était inférieur à l'actuel. Ainsi, la présence d'environnements terrestres submergés ont permis de quantifier l'élévation de la mer pour les 2000 dernières années.

Alors que les connaissances relatives à cette hausse du niveau marin demeurent limitées, les ajustements des systèmes côtiers en réponse à cette élévation le sont tout autant. Les variations du niveau marin relatif, c'est-à-dire hausse et baisse du niveau marin, ont un impact sur les phénomènes d'érosion et d'accumulation des environnements côtiers en forçant un ajustement de la part de ces derniers (PASKOFF, 1985). Aux Îles-de-la-Madeleine, les diverses études portant sur les systèmes côtiers se sont attardées, de manière générale, à la dynamique évolutive (accumulation vs érosion) des systèmes côtiers sableux, rocheux et artificialisés sans nécessairement tenir compte du facteur eustatique (DRAPEAU, 1979, 1980; MERCIER, 1987; DRAPEAU et MERCIER, 1990; GRENIER et DUBOIS, 1992; GRENIER, 1993; O'CARROLL, 1998; JOLICOEUR et O'CARROLL, 2007; BERNATCHEZ *et al.*, 2008). Bien que non étudiées dans ce contexte, ces études rapportent une dynamique d'érosion et d'accumulation dans un contexte de hausse du niveau marin relatif. À ce sujet, BERNATCHEZ *et al.* (2008) rapportent que la hausse du niveau marin relatif aux Îles-de-la-Madeleine a pour conséquence de reconfigurer le littoral avec un déplacement net des sédiments, où le matériel érodé sur la face ouest de l'archipel s'accumulerait aux deux extrémités de celui-ci, et une migration des systèmes de tombolo vers l'intérieur des lagunes. Ainsi, l'insularité du site d'étude fait partie intégrante de la problématique où la surface habitable limitée est menacée

d'être réduite par le recul de la ligne de rivage dans le contexte actuel de la hausse du niveau marin relatif.

Dans le contexte des changements climatiques actuel, BERNATCHEZ *et al.* (2008) ont établi l'existence d'un lien étroit entre les périodes de faible couverture de glace et les importants taux de recul. Il a été démontré que les périodes hivernales chaudes de 1977-1983 et de 1992-2001 ont provoqué une réduction importante de la couverture de glace qui aurait favorisé l'érosion côtière. Cette importante réduction de la couverture de glace a d'ailleurs favorisé l'érosion des plages aux Îles-de-la-Madeleine (BERNATCHEZ *et al.*, 2008). La disparition du couvert de glace littoral prévue pour 2100 par l'étude de SENNEVILLE et SAUCIER (2007) s'ajoute aux préoccupations concernant l'ajustement des systèmes côtiers des Îles-de-la-Madeleine alors que le pied de glace a pour rôle de protéger les systèmes côtiers et de freiner le transit sédimentaire pendant la saison hivernale. Or, la disparition de cette protection entraînera nécessairement une hausse de la fréquence d'exposition des systèmes côtiers aux tempêtes (FORBES *et al.*, 2004), d'autant plus qu'elles sont plus nombreuses et plus puissantes en hiver (BERNATCHEZ et DUBOIS, 2004). Combinée à la hausse du niveau marin, cette conjoncture annonce, dans un délai rapproché (2050), un accroissement de la vitesse de recul des littoraux (BERNATCHEZ *et al.*, 2008; SAVARD *et al.*, 2008).

Les connaissances scientifiques limitées et les conditions physiques particulières soulèvent une sérieuse problématique à court terme pour l'aménagement de ce territoire insulaire, notamment en ce qui concerne la viabilité du réseau routier localisé sur les tombolos reliant les îlots rocheux habités. Ceci concerne particulièrement les infrastructures stratégiques qui doivent être maintenues dans les zones littorales à risque (JOLICOEUR et O'CARROLL, 2007), dont la route 199 pour les secteurs de Pointe-aux-Loups et de La Martinique, mais aussi la pression de développement du cadre bâti qui s'intensifie sur la portion littorale. Les principaux enjeux concernant les dommages aux infrastructures côtières sont imputables à la submersion, à l'érosion et au déplacement des glaces de mer lors des tempêtes hivernales. Ces enjeux, préoccupants à l'heure actuelle, le seront d'autant plus dans le futur alors que les scénarios prévus annoncent une hausse continue du niveau de la mer, ce qui signifie

notamment que les eaux pénétreront de plus en plus loin dans les terres dans les zones de faible dénivelé (FORBES *et al.*, 2004). Cette conjoncture entraîne nécessairement une vulnérabilité grandissante de la population de l'archipel face aux aléas côtiers. Le caractère insulaire impose donc la nécessité de développer la résilience des communautés côtières et d'élaborer des stratégies d'adaptation dans une optique de gestion durable de ces environnements côtiers intégrant les variables socio-économique et environnementale dans un espace fini.

1.2 Objectifs

L'objectif principal du projet de recherche est de quantifier la hausse récente du niveau marin relatif aux Îles-de-la-Madeleine pour le dernier millénaire à partir de vestiges d'environnements terrestres découverts par l'érosion côtière.

Les objectifs spécifiques visent à :

- Réaliser un inventaire et une cartographie des indices de submersion marine;
- Établir les taux de submersion marine à l'échelle séculaire et du dernier millénaire;
- Caractériser la réponse des systèmes côtiers (ajustements éco-géomorphologiques) dans un contexte de hausse du niveau marin.

L'atteinte de ces objectifs permettra, dans un premier temps, de reconstituer la hausse récente du niveau marin grâce aux environnements terrestres ennoyés et aux enregistrements marégraphiques et, dans un second temps, de dresser un portrait des ajustements éco-géomorphologiques côtiers observés dans ce contexte de hausse du niveau marin relatif.

CHAPITRE II

ÉTAT DES CONNAISSANCES

La plupart des régions du monde ayant subi le passage des glaces continentales ont un bagage fort complexe en terme de variations du niveau marin relatif (GEHRELS *et al.*, 1996 ; DAWSON et SMITH, 1998). Ceci s'explique notamment par le fait, qu'en période de glaciation, la croûte terrestre s'enfonce sous le poids du glacier et que l'eau capturée par les glaces a pour effet de réduire le volume d'eau océanique. Ainsi, les périodes de grande glaciation sont notamment caractérisées par des bas niveaux marins. L'inverse se produit dans les périodes interglaciaires alors que le niveau marin relatif atteint alors de hauts niveaux. Ces variations sont essentiellement dues à l'ajustement vertical de la croûte terrestre par glacio-isostatisme et hydro-isostasie effectifs à l'échelle régionale et par l'ajustement eustatique qui sévit à l'échelle mondiale (PASKOFF, 1985; PIRAZZOLI, 1991; PELTIER, 2002). C'est le rapport entre les deux qui lui vaut la terminologie de niveau marin « relatif ». Ainsi, chaque région du globe ayant été affectées par le passage des glaciers possède son propre patron d'ajustement post-glaciaire et donc sa propre courbe de variations du niveau marin relatif.

Dans la région atlantique du Canada et de la côte est des États-Unis, les ajustements postglaciaires holocènes sont complexes. Les nombreuses courbes de variations du niveau marin de cette région indiquent un comportement glacio-isostatique de la croûte terrestre qui varie à l'échelle régionale et dans le temps (KOOZHARE *et al.*, 2006, 2008; SHAW *et al.*, 2002, 2006; GEHRELS *et al.*, 2004). Afin de comprendre le contexte régional des variations

holocènes du niveau marin relatif des régions de la côte est nord américaine, les sections qui suivent présentent d'abord une synthèse des connaissances des provinces maritimes, du Québec maritime et de la côte nord-atlantique des États-Unis. La tendance récente du niveau marin relatif est ensuite présentée à partir des données marégraphiques du dernier siècle.

2.1 Les variations du niveau marin relatif dans les provinces maritimes

Dans les années 1970, la subsidence des côtes atlantiques faisait déjà consensus. GRANT (1970a) concentra ses efforts à documenter la submersion des Maritimes, à l'échelle du dernier millénaire. Ce dernier dressera un inventaire des évidences de submersion des côtes de la Nouvelle-Écosse, du Nouveau-Brunswick et de l'Île-du-Prince-Édouard et il rapportera un inventaire de 45 datations provenant de matériel terrestre submergé. Ce vaste inventaire lui permettra de conclure que les côtes des Maritimes sont en submersion, mais que les taux varient régionalement. Dans la baie de Fundy le taux atteint 30 cm/siècle depuis plus de 4 000 ans alors que les côtes du sud du golfe du Saint-Laurent et de la côte atlantique affichent un taux d'au moins 15 cm/ siècle pour les derniers 1 000 à 2 000 ans (GRANT, 1970a).

Plus récemment, GEHRELS *et al.* (2004) ont compilé les données disponibles issues des régions des Maritimes et de la côte est américaine (tableau 2.1) afin de proposer une cartographie des taux de submersion pour les 1 000, 2 000 et 3 000 dernières années (figure 2.1). Leurs analyses ont permis de distinguer que la côte est atlantique de la Nouvelle-Écosse est celle qui a enregistré le plus haut taux de submersion comparativement au sud du Nouveau-Brunswick et au nord du Maine.

Tableau 2.1 Compilation des positions du niveau marin relatif (m) des trois derniers millénaires dans les Maritimes et la côte nord-est américaine (tiré de GEHRELS *et al.*, 2004)

Localisation	Latitude N	Longitude W	RSL 1000 BP	RSL 2000 BP	RSL 3000 BP	Références
1. Barataria	41° 14'	71° 52'	1,02	2,00	1,65	Rahilly (1963)
2. J. P. de la Rivière	47° 16'	67° 55'	0,87	1,17	2,22	McLennan and Mestey (1976)
3. W	47° 16'	67° 55'	0,66	1,12	1,39	Kelly <i>et al.</i> (1985), Kelly <i>et al.</i> (1990)
4. P. de la Rivière	47° 30'	67° 55'	0,54	1,2	1,8	Gardner <i>et al.</i> (1993)
5. Grand Pré	47° 30'	67° 55'	1,00	1,30	2,30	Gardner <i>et al.</i> (1993)
6. Miramichi	47° 55'	67° 20'	0,78	1,70	2,30	Gardner and Beaman (1993), Gardner (1993), Gardner <i>et al.</i> (1993), Gardner <i>et al.</i> (1994)
7. Little Dipper Harbour	47° 45'	67° 00'	1,00	2,00	3,20	Harris (1971)
8. Upper Bay of Fundy	45° 15'	64° 45'	0,75	1,30	1,22	Scott and Goring (1977), Scott (1994), Scott <i>et al.</i> (1987a), B. Goring <i>et al.</i> (1989), Scott and Goring (1996)
9. White Hills	45° 55' E	63° 55' W	1,20	2,50	3,1	Scott <i>et al.</i> (1987), (1995)
10. Yarmouth	45° 50' N	66° 10' W	1,35	2,71	3,11	Scott and Goring (1987a)
11. Chatham Cove	44° 30' N	65° 20' W	2,00	1,70	3,20	Harris and Scott (1985)
12. Queens Cove	46° 55' N	71° 15' W	2,00	1,00	0, data	Burton (1997)
13. Miramichi	48° 50' N	67° 5' W	2,50	5,00	8,0	Dorval and Goring (1995)

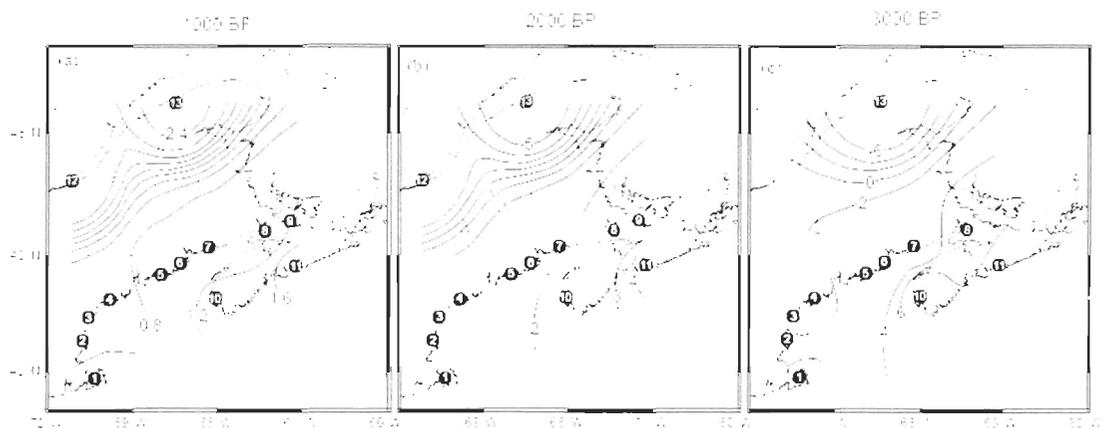


Figure 2.1 Position relative du niveau marin (m) pour les 3 000 dernières années dans les Maritimes et la côte nord-est américaine (tiré de GEHRELS *et al.*, 2004)

La plupart des courbes de variations du niveau marin relatif des Maritimes débute après l'oscillation mi-holocène aussi nommée transgression laurentienne. Vers la fin des années 1970, SCOTT (1977) publie une séquence continue couvrant la période des derniers 5 000 ans en provenance de Chezzetcook Inlet (Nouvelle-Écosse). Plus tard, SCOTT *et al.* (1987a) suivi de SCOTT *et al.* (1995a) produiront une nouvelle courbe pour la côte Atlantique, mettant en

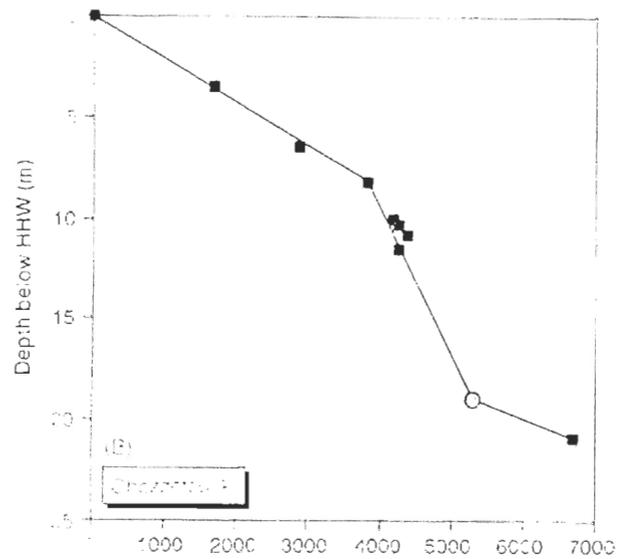
évidence une oscillation mi-Holocène. Cette dernière a aussi été identifiée par SCOTT *et al.* (1987b; 1995a) dans le détroit de Northumberland, par DIONNE (1988) et BERNATCHEZ (2003) dans l'estuaire du Saint-Laurent et par GAYES *et al.* (1992) et SCOTT *et al.* (1995b) pour la Caroline du Sud. Les courbes repères sont présentées par provinces dans les sections qui suivent.

2.1.1 Nouvelle-Écosse

En Nouvelle-Écosse, le site de Chezzetcook Inlet sert de repère en terme de variations du niveau marin relatif. Le site est localisé à 45 km au nord de Halifax, sur la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse. Ce site enregistre les plus hauts taux de submersion dans le Canada atlantique, soit une hausse de 12 m dans les 4 000 dernières années (SCOTT *et al.*, 1995a). La courbe de variation du niveau marin relatif de SCOTT *et al.* (1995a) est la courbe repère pour la région de la Nouvelle-Écosse (figure 2.2). Les analyses de GEHRELS *et al.* (2004), se basant sur de nouvelles données et celles de SCOTT *et al.* (1995a), suggèrent un taux de submersion s'élevant à 2,5m/1 000 ans, pour les 5 000 dernières années avec décélération entre 2 000 et 1 000 ans B.P. (tableau 2.1). Depuis le dernier millénaire, le niveau marin relatif a augmenté de 2 m au site de Chezzetcook, dont 0,3 m est attribué au dernier siècle (GEHRELS *et al.*, 2004).

Du côté de Chebogue Harbour, près de Yarmouth sur la pointe sud de la Nouvelle-Écosse, SCOTT et GREENBERG (1983) présente une courbe des 3 000 dernières années (figure 2.3). GEHRELS *et al.* (2004) rapportent ces taux dans leur tableau 2.1. Néanmoins, SCOTT *et al.* (1995a) font remarquer qu'il existe peu de données récoltées sur l'Holocène tardif sur la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse.

Au fond de la baie de Fundy, SHAW et CEMAN (1999) se sont attardés à l'accrétion verticale du marais d'Amherst Point. Ils y décrivent les phases d'accrétion rapide et plus lente qui ont menées à une accrétion totale de 7 m au cours des 3 200 dernières années.



Lab No	Level	Depth below HHW (m)	$^{\circ}\text{C}$	Sidereal years B.P.
Chezzetcook				
1 GX-18458	Marsh zone 1B (core 2)	3.45 \pm 0.2	1735 \pm 120	1670 (1820 - 1520)
2 GX-18454	Marsh zone 1A (core 12)	6.49 \pm 0.05	2710 \pm 155	2879 (3019 - 2739)
3 GX-18453	Oyster layer (core 12)	6.35	2495 \pm 115	2554 (2759 - 2359)
4 GX-5708	Marsh zone 1B (core 15)	8.23 \pm 0.2	3525 \pm 210	3833 (4139 - 3489)
5 GX-19316 (AMS)	Marsh zone 1A (near core 8)	10.09 \pm 0.05	3757 \pm 60	4120 (4241 - 3990)
6 GX-18459	Marsh zone 1A (near core 8)	10.20 \pm 0.05	3820 \pm 165	4247 (4505 - 3989)
7 GX-19314 (AMS)	Marsh zone 1A (near core 8)	10.68 \pm 0.05	3886 \pm 62	4328 (4417 - 4239)
8 GX-18455	Marsh zone 1A (core 8)	11.6 \pm 0.05	3830 \pm 150	4247 (4503 - 3991)
9 GX-4542	Freshwater peat (core 5)	11.6	9600 \pm 320	No sidereal correction
10 Synthetic break point (date 6 from Baie Verte)		20	4865 \pm 170	5295 (5549 - 4893)
11 Bedford Basin	Marine - freshwater (Miller et al. 1982)	21 - 1	5830 \pm 230	6676 (6912 - 6409)

Figure 2.2 Courbe des variations du niveau marin relatif du site de Chezzetcook Inlet, côte atlantique de la Nouvelle-Écosse (tiré de SCOTT *et al.*, 1995a)

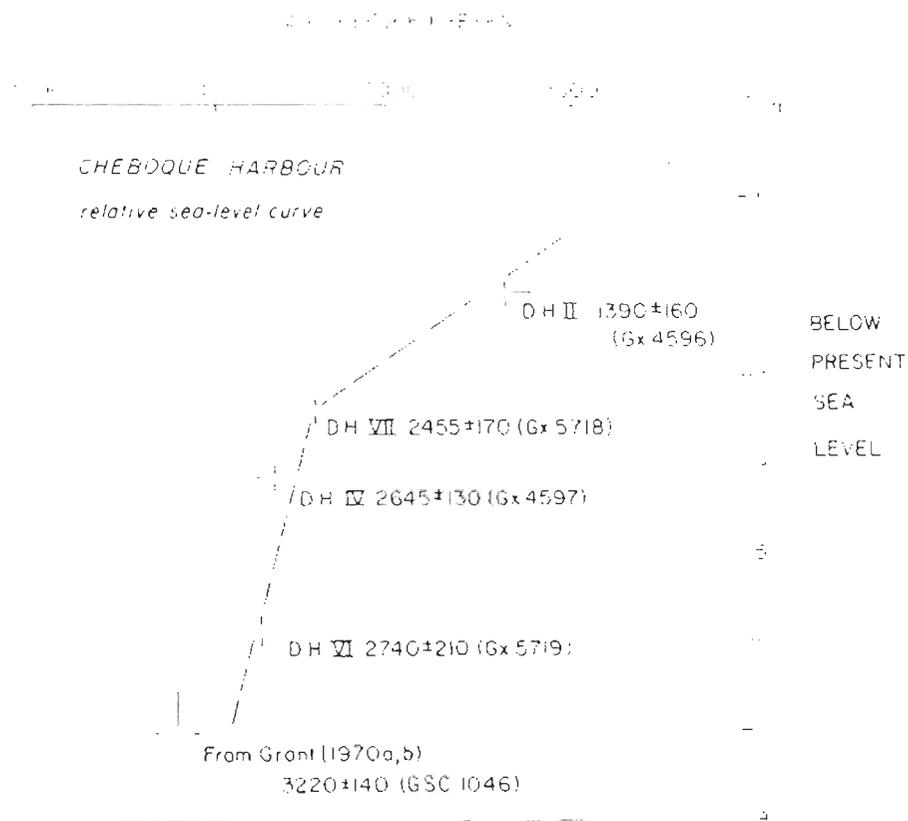


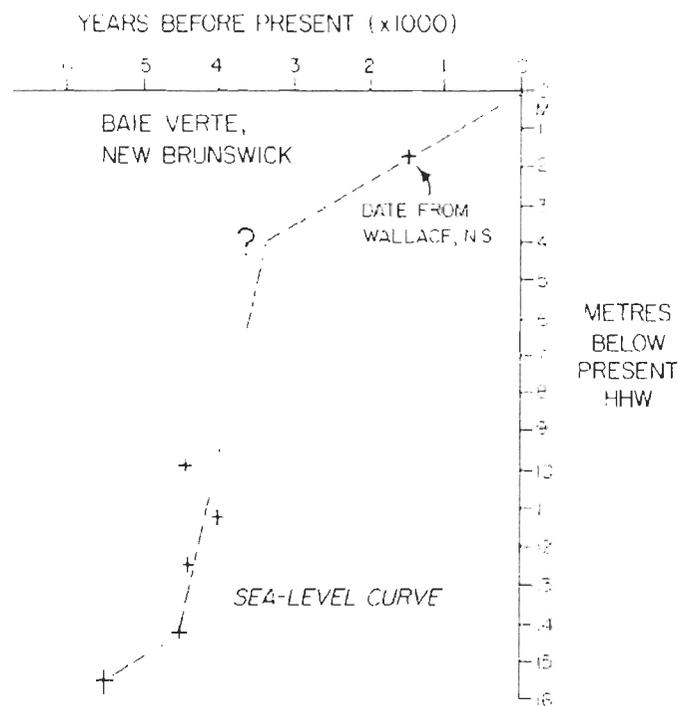
Figure 2.3 Courbe des variations du niveau marin relatif du site de Chebogue Harbour, sud de la Nouvelle-Écosse (tiré de SCOTT et GREENBERG, 1983)

2.1.2 Nouveau-Brunswick

Il existe deux sites importants au Nouveau-Brunswick. Il y a le site de la Baie-Verte localisé du côté du détroit de Northumberland, à la limite de la Nouvelle-Écosse. Le second site est celui de Little Dipper Harbour situé dans la baie de Fundy, près de la limite sud de la province.

La courbe de SCOTT *et al.* (1987b) couvre les 5 400 dernières années et se base sur des analyses de foraminifères issus de forages en provenance de la Baie-Verte, au Nouveau-Brunswick (figure 2.4). Les auteurs présentent une courbe où le taux de submersion est de 12 cm/100 ans entre 5 400 et 4 500 ans B.P., suivi d'une accélération du taux s'élevant à 76 cm/100 ans entre 4 500 et 3 000 ans B.P. pour réduire à 10 cm/100 ans pour les 3 000 dernières années. Cette courbe inclue une datation issue du site de Wallace Basin (N.-É.). Plus tard, SCOTT *et al.* (1995a) identifieront le début de l'oscillation mi-Holocène à 5 295 B.P. au site de la Baie-Verte.

Les récents travaux de GEHRELS *et al.* (2004) dans la région de Little Dipper Harbour, dans la baie de Fundy, ont produit de nouvelles données qui ont contribué à établir un taux de submersion (1 m /1000 ans) pour les derniers 3 000 B.P. (tableau 2.1). Auparavant, SCOTT *et al.* (1995a) avaient observé du côté du golfe du Maine et la baie de Fundy qu'un changement de vitesse dans le taux de submersion semblait s'être produit vers 2 500 - 3 000 B.P., au lieu de vers 4 000 B.P. tel que rapporté dans les autres régions de la Nouvelle-Écosse et dans les états au sud.



Core drill site	Former sea level (m)	¹⁴ C date (years BP)	Lab. No.	Marsh zone
Wallace Basin, DH 8, 1976 (lat. 45°50'N, long. 63°33'W)	-1.85	1510±145	GX-4651	IA
<i>Navicula</i> , core 79-02, 1979	-10.2	4360±190	GX-6803	I
<i>Navicula</i> , core 80-07, 1980	-11.2	4010±190	GX-7536	I
<i>Navicula</i> , core 80-04, 1980	-12.4	4320±180	GX-7537	I
<i>Navicula</i> , core 79-01, 1979	-14.4	4565±220	GX-6802	i
<i>Navicula</i> , core 80-10, 1980	-15.5	5460±165	GX-7539	I

Figure 2.4 Courbe des variations du niveau marin relatif du site de la Baie-Verte, littoral nord du Nouveau-Brunswick (tiré de SCOTT *et al.*, 1987b)

2.1.3 Île-du-Prince-Édouard

Alors que KRANK (1972) rapportait déjà une submersion plus rapide dans l'est que dans l'ouest de l'Île-du-Prince-Édouard, les travaux de SCOTT *et al.* (1981) se sont attardés à établir les taux autour de l'île pour les 3 000 dernières années. À la pointe ouest de l'île, un taux de 8 cm/siècle pour les derniers 3 000 ans au site de Percival River. Au site de Tryon au centre-sud de l'île, ce taux passe à 9 cm/siècle depuis 3 300 ans. À Orwell, au sud-est de l'île, les auteurs rapportent un taux de 14 cm/siècle depuis 1 800 ans. Le taux maximal de submersion est enregistré au site de Pisquid, au nord est de l'île avec 19 cm/siècle pour les 2 100 dernières années. De son côté, GRANT (1970b) avançait déjà un taux de submersion d'environ 15 cm/siècle pour les derniers 1 000 à 2 000 ans pour la côte atlantique et le golfe du Saint-Laurent.

FRANKEL et CROWL (1961) ont rapporté treize sites où affleuraient des vestiges d'environnements forestiers submergés dans le secteur sud-est de l'île. Les souches y sont partiellement couvertes par une unité de marais maritime interlitée de sédiments fins, puis couverte de sable littoral. Les souches en position de vie sont exposées à altitude moyenne de 1,5 m (5 pieds) et un maximum de 2,4 m (8 pieds) sous le niveau des PMSGM. Au site de Nicholas Point, les auteurs ont obtenu une datation de 915 ± 90 ans B.P. (I-GSC-23) à partir d'une souche en position de vie submergée. Ces informations ont permis à SCOTT *et al.* (1981) de rapporter une submersion variant entre 1,5 et 2,4 m pour les 900 dernières années. Au site de Orwell, localisé à 20 km au nord-ouest de Nicholas Point, les analyses de foraminifères de SCOTT *et al.* (1981) expriment un taux de 13,7 cm/siècle pour la même période. Les auteurs expliquent cette différence par la plus grande précision des analyses de foraminifères.

Enfin, SCOTT *et al.* (1981) rapportent les travaux de Palmer, dans les années 1970 qui ont pour leur part suggéré un taux de submersion marine variant de 3,6 cm à 10,4 cm/siècle pour les derniers 1 060 ans au site de Basin Head Harbour, près de Little Harbour sur la pointe est de l'île.

2.2 Les variations du niveau marin relatif dans le Québec maritime

DIONNE (2001) propose une courbe des variations du niveau marin relatif couvrant la région de la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent et ce, de la déglaciation à aujourd'hui. Elle y expose notamment la transgression Laurentienne et une oscillation liée à la formation de la terrasse de Mitis. En voici les grandes lignes. À la suite de la déglaciation de l'estuaire s'amorce une période d'émergence des terres vers 9 ka et se concluant par un bas niveau marin relatif entre 7 ka et 6 ka B.P. (DIONNE, 2001). Ce bas niveau se situe entre 5 et 10 m sous le niveau actuel (DIONNE, 1988; 2001; DIONNE et COLL, 1995) et aurait pu atteindre -20 et -25 m d'après PRAEG *et al.* (1992). La transgression Laurentienne s'amorce à partir du bas niveau marin décrit ci-haut. D'une amplitude variant entre 10 et 12 m, celle-ci se déroule entre 5,6 ka et 4 ka (DIONNE, 1988; 2001). Des évidences de l'évènement sont rapportées par DIONNE (1988) pour la rive sud du moyen estuaire du Saint-Laurent (secteur de Montmagny), par DIONNE et OCCHIETTI (1996) pour la région de Tadoussac, par BERNATCHEZ (2003) pour la région de Manicouagan et par GRAY (1987) et GRAY et HÉTU (1981) pour le secteur de Rivière-la-Madeleine sur la rive nord de la Gaspésie. D'après DIONNE (2001), le bas niveau marin suivi de la transgression Laurentienne a été engendrée par la migration vers le nord du bourrelet périphérique et par un ajustement eustatique lié à la période Hypsithermale de la mi-Holocène à l'origine de la désintégration de masse glaciaire des Laurentides. Notons que les modèles géophysiques de PELTIER (1987, 1991) et de QUINLAN et BEAUMONT (1981,1982) ignorent l'existence de la transgression Laurentienne pour l'estuaire du Saint-Laurent (DIONNE, 1997).

Un autre évènement important enregistré dans l'estuaire du Saint-Laurent est à l'origine de la formation de la terrasse de Mitis. Celle-ci s'est formée entre 2,5 et 1,5 ka (DIONNE, 2001). Cet évènement implique soit une transgression mineure (1-2 m) ou simplement une émergence continue des terres avec une pause entre 2,5 et 1,5 ka BP (DIONNE, 2001). Cet évènement est documenté tant sur la rive sud de l'estuaire (DIONNE, 1988; DIONNE et COLL, 1995) que sur la rive nord (DIONNE, 1996a; 1996b). Elle est suivie d'une phase de régression du niveau marin (DIONNE, 2001). Le tableau 2.2 rapporte une compilation de quelques travaux ayant

rapportés des niveaux marins pour l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent et pour la baie des Chaleurs.

La rareté des données couvrant de grands secteurs côtiers de la Gaspésie, notamment entre Gaspé et Carleton, limite la reconstitution des événements survenus au cours de l'Holocène pour cette région selon DIONNE (1997). Néanmoins, voici quelques travaux spécifiques aux secteurs de la Gaspésie et de la baie des Chaleurs. Mentionnons d'abord la cartographie des formations de surface couvrant l'ensemble de la Gaspésie de VEILLETTE et CLOUTIER (1993) et les travaux de DIONNE (1977) qui nous informe sur la position de la Mer de Goldthwait dans ce secteur. L'histoire Quaternaire de la Gaspésie a fait l'objet de différentes recherches dont ceux de DAVID et LEBUIS (1985), LEBUIS et DAVID (1977), CHAUVIN (1984), CHAUVIN *et al.* (1985). Plus spécifiquement, mentionnons les travaux de HILAIRE-MARCEL (1979), GRAY et HÉTU (1981) et de GRAY (1987) portant sur le nord de la Gaspésie, ceux de ALLARD et TREMBLAY (1981) pour le secteur de Forillon, BAIL (1983, 1987) et SYVITSKI (1992) pour la baie des Chaleurs. Du côté des Îles-de-la-Madeleine, DUBOIS (1992) annonce que la subsidence affecte la plate-forme madelinienne, et ce, à un taux de l'ordre de 1 mm/an. DREDGE *et al.* (1992) va aussi dans ce sens, cette fois en indiquant que la subsidence des Îles-de-la-Madeleine s'opère depuis plus de 9 000 ans et ce, au moins jusque vers 1 500 ans B.P.

Plus récemment, diverses analyses des données marégraphiques des stations de l'estuaire et du golfe ont fourni un portrait des variations du niveau marin relatif à l'échelle du dernier siècle pour la Gaspésie et la baie de Chaleurs. Celles-ci ont permis d'identifier que l'équilibre isostatique suit l'axe du fleuve Saint-Laurent tel que présenté précédemment à la figure 1.1. Ces informations sont présentées à la section 2.4.

Tableau 2.2 Travaux ayant présentés une courbe des variations du niveau marin relatif ou des indices de niveau marin relatif dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent et la baie des Chaleurs (tiré de DIONNE, 1997; 2001)

	<i>Localisation</i>	<i>Références</i>
Rive nord de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent	Sept-Îles	Dredge (1971), Dubois (1979), Hilaire-Marcel (1979)
	Blanc-Sablon	Dubois (1979), Bigras et Dubois (1987)
	Île d'Anticosti	Bigras et Dubois (1987)
	Basse, Moyenne et Haute Côte-Nord	Dubois (1979), Bigras et Dubois (1987)
	Grandes-Bergeronnes	Daigneault (1985), Archambault (1987)
	Baie-Saint-Paul	Bonenfant (1993)
	La Malbaie	Govare (1996)
Rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent	Baie-des-Sables, Trois-Pistoles	Locat (1977), Hilaire-Marcel (1979)
	Montmagny	Dionne (1988)
	Montmagny, Trois-Pistoles	Bélanger (1993)
	Rimouski	Hétu (1994)
	Matane	Coll (1994), Dionne et Coll. (1995)
Péninsule de Gaspé	Rive nord	Hilaire-Marcel (1979), Gray et Hétu (1981), Gray (1987)
	Rive sud/ Baie des Chaleurs	Bail (1983, 1987), Syvitski (1992)

2.3 Les variations du niveau marin relatif, état du Maine (É.-U.)

Les sites d'étude de Machiasport (GEHRELS et BELKNAP, 1993; GEHRELS, 1994; 1999; GEHRELS *et al.*, 1996), de Gouldsboro, de Phippsburg et de Wells (GEHRELS *et al.*, 1996) (figure 2.5) présentent une transgression marine depuis les 3 000 dernières années. Celles-ci sont synthétisées par GEHRELS *et al.* (2004) à la figure 2.1. GEHRELS *et al.* (1996) avancent un taux moyen de 0,5-0,9 mm/an pour les 2 500 dernières années. Dans le détail, GEHRELS (1999) rapporte un taux de submersion moyen de 0,75 mm/an pour la période entre 6 000 et 1 500 ans (cal.) B.P. suivi d'un taux de 0,43 mm/an pour les 1 500 dernières années. La tendance du dernier siècle du niveau marin relatif pour ce secteur est présentée à la section 2.4.

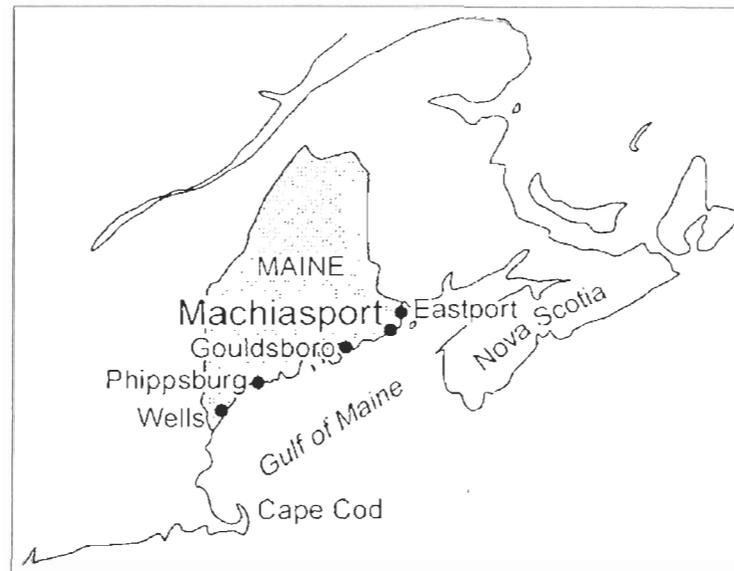


Figure 2.5 Localisation de l'état du Maine et des principaux sites d'étude cités (tiré de GEHRELS, 1999)

2.4 Hausse récente du niveau marin relatif et subsidence dans les Maritimes et sur la côte du Maine

La submersion récente des côtes des provinces maritimes s'explique, d'une part, par la hausse mondiale du niveau de la mer (CHURCH *et al.*, 2004; VERMEER et RAHMSTORF, 2009, ALLISON *et al.*, 2009) et, d'autre part, par l'ajustement glacio-isostatique lié à la dernière glaciation (PELTIER, 1998; DYKE et PELTIER, 2000; GEHRELS *et al.*, 2004; MCCULLOCH *et al.*, 2002; KOOHZARE *et al.*, 2008). Les travaux de KOOHZARE *et al.* (2008) illustrent bien les ajustements glacio-isostatiques toujours actifs dans la région des Maritimes tel que présentés à la figure 1.1. On y remarque notamment que les régions du sud du golfe du Saint-Laurent, de la baie des Chaleurs et de la Nouvelle-Écosse sont en subsidence et que l'équilibre isostatique suit l'axe du Saint-Laurent.

L'emplacement de l'équilibre isostatique ne faisait pas consensus il y a quelques années alors que PIRAZZOLI (1986) soutenait une émergence des terres de l'ordre de 0,2 mm/an pour le secteur de Pointe-au-Père (1897 – 1977) et qu'EMERY et AUBREY (1991) avançaient une submersion des terres de l'ordre de 0,5 mm/an pour le secteur de Pointe-au-Père (1925 – 1980) et une émergence des terres (-2,2 mm/an) en aval pour la station de Sainte-Anne des-Monts (1970 – 1980). L'étude de (KOOHZARE *et al.*, 2008) vient donc clore le débat et statue que la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent et le nord de la Gaspésie sont en émergence (Pointe-au-Père : $-0,31 \pm 0,07$ mm/an, 1900-2003; Sainte-Anne-des-Monts : $-0,40 \pm 0,49$ mm/an, 1967-1997; Rivière-au-Renard : $-0,32 \pm 0,15$ mm/an, 1969-2003).

Du côté du détroit de Northumberland, PARKES *et al.* (2006) se sont attardés aux tendances récentes du niveau de la mer pour le Nouveau-Brunswick et ce, à partir des données marégraphiques de sept stations répartis dans le sud du golfe du Saint-Laurent. Ils y concluent notamment qu'un gradient de subsidence prévaut sur la région et qu'il varie spatialement, soit 6 ± 3 cm/siècle au site d'Escuminac, au nord-ouest du Nouveau-Brunswick et 15 ± 3 cm/siècle au site de Charlottetown (Î.-P.-É.). Au sud de la péninsule gaspésienne, la subsidence s'estompe tranquillement au creux de la baie des Chaleurs où l'analyse des données marégraphiques de la station de Belledune (N.-B.) indique une élévation du niveau marin de l'ordre de $1,09 \pm 0,12$ mm/an pour la période 1964-2003 (KOOHZARE *et al.*, 2006).

Le marégraphe de Charlottetown, situé sur le côté sud de l'Île-du-Prince-Édouard, enregistre la plus longue séquence marégraphique du golfe du Saint-Laurent. Le tableau 2.3 compile les taux retrouvés dans la littérature. Cette séquence marégraphique sert de repère dans le golfe du Saint-Laurent. En fonction depuis 1905, il affiche un taux de submersion 33 cm pour le dernier siècle ($3,30 \pm 0,09$ mm/an) (KOOHZARE *et al.*, 2008). D'après GEHRELS *et al.* (2002) et CHURCH et WHITE (2006), ce taux implique une accélération du taux de submersion qu'ils expliquent par le réchauffement du climat depuis 100-150 ans.

GEHRELS *et al.* (2004) avaient aussi analysé les enregistrements marégraphiques du XX^e siècle répartis entre le Massachusetts et l'Île-du-Prince-Édouard (figure 2.6). La compilation

des données révèle que les taux de submersion enregistrés dans le golfe du Maine sont d'environ 2 mm/an, ils s'élèvent à 2,5 mm/an dans la baie de Fundy et atteignent 3 mm/an sur la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse et dans le sud du golfe du Saint-Laurent.

Du côté du Maine, GEHRELS (1999) fourni une analyse détaillée de la variation du niveau marin couvrant la période allant de l'an 300 à 1 800 (A.D.) basée sur la stratigraphie des marais salés de Machiasport et de Wells. GEHRELS *et al.* (2002) ont notamment établi que la région subit une transgression marine depuis les 300 dernières années. GEHRELS (1999) rapporte que la hausse du niveau marin est de l'ordre de 50 cm pour les derniers 300 ans (1,67 mm/an).

Les régions de Machiasport et de Wells ont enregistré une accélération de la hausse du niveau marin depuis 1 800 AD, un taux qui atteint 0,3 m d'après le marégraphe de Wells. D'ailleurs, ces informations concordent avec celles du marégraphe de Portland qui détient la plus longue séquence d'enregistrement marégraphique dans l'état du Maine. Depuis 1912, le taux moyen de hausse du niveau marin s'élève à 1,9 mm/an (<http://www.nbi.ac.uk/psmsl>).

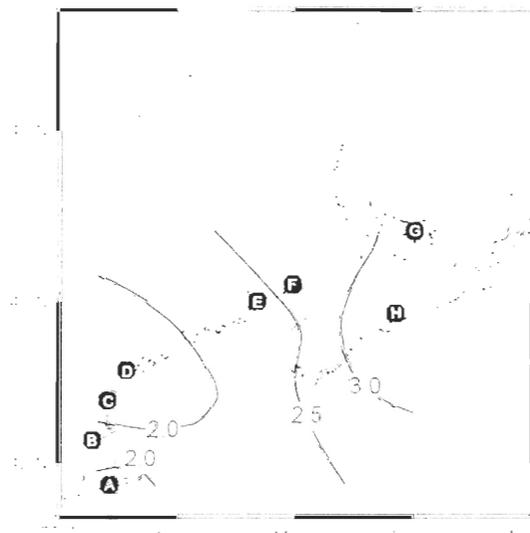


Figure 2.6 Répartition des taux de submersion (mm/an) depuis 1930 d'après les données marégraphiques (tiré de GEHRELS *et al.*, 2004)

Tableau 2.3. Compilation des taux de submersion du 20^e siècle issus de la littérature dans les Maritimes et l'état du Maine

Région	Couverture	Taux / siècle (tendance linéaire)	Références
Golfe du Saint-Laurent			
Rivière-au-Renard, Qc	1969-2003	-0,32 ± 0,15 mm/an	Koohzare <i>et al.</i> (2008)
Belledune, N.-B.	1964-2003	1,09 ± 0,12 mm/an	Koohzare <i>et al.</i> (2006)
Lower Escuminac, N.-B.	1973-2003	2,10 ± 0,31 mm/an	Koohzare <i>et al.</i> (2008)
Escumincac, N.-B.	1973-2005	2,3 mm/an	Parkes <i>et al.</i> (2006)
Shediac, N.-B.	1971-1992	2,50 ± 0,14 mm/an	Koohzare <i>et al.</i> (2008)
Charlottetown, Î.-P.-É.	1905-2003	3,30 ± 0,09 mm/an	Koohzare <i>et al.</i> (2008)
<i>idem</i>	1911-2005	3,2 mm/an	Parkes <i>et al.</i> (2006)
Rustico, Î.-P.-É.	1972-1996	3,92 ± 0,68 mm/an	Koohzare <i>et al.</i> (2008)
Pictou, N.-É.	1957-1996	3,70 ± 0,21 mm/an	Koohzare <i>et al.</i> (2008)
Côte atlantique, N.-É.			
North Sydney	1970-2003	3,42 ± 0,37 mm/an	Koohzare <i>et al.</i> (2008)
Halifax	1896-1988	3,18 mm/an	Shaw <i>et al.</i> (1993)
<i>idem</i>	1920-1988	3,63 mm/an	Shaw <i>et al.</i> (1993)
<i>idem</i>	1930-2000	3,2 mm/an	Gehrels <i>et al.</i> (2004)
<i>idem</i>	1919-2003	3,27 ± 0,05 mm/an	Koohzare <i>et al.</i> (2008)
Yarmouth	1900-2003	4,17 ± 0,18 mm/an	Koohzare <i>et al.</i> (2008)
Baie de Fundy			
Saint John, N.-B.	1930-2000	2,9 mm/an	Gehrels <i>et al.</i> (2004)
Eastport, Maine	1930-2000	2,2 mm/an	Gehrels <i>et al.</i> (2004)

2.5 Bilan des connaissances relatives aux Îles-de-la-Madeleine

2.5.1 Dynamique sédimentaire

Ils sont plusieurs à avoir étudié les côtes de l'archipel des Îles-de-la-Madeleine (FALAISE, 1954; OWENS 1977; DRAPEAU, 1980; OWENS et MCCANN, 1980; PÂQUET, 1988; DUBOIS, 1993; DUBOIS et GRENIER, 1993; BERNATCHEZ *et al.*, 2008). Parmi les premières études portant exclusivement sur l'évolution des corps sableux, mentionnons celles de OWENS (1975) et OWENS et MCCANN (1980) qui ont été les premiers à proposer un patron de l'évolution holocène de l'unité géomorphologique de l'île de l'Est et celles de DRAPEAU (1979; 1980) qui s'est intéressé à la sédimentologie littorale de la plage de l'île de l'Est.

Les travaux de DRAPEAU (1980), portant sur l'évolution historique du littoral de l'île de l'Est (cap du Dauphin à Old Harry) de 1833 à 1977, concluront à une dominance de l'érosion du côté nord de l'île par rapport à une dominance de la sédimentation du côté sud de l'île. L'auteur explique cette dynamique par la dominance des vents en provenance de l'ouest.

Plus tard, MERCIER (1987) poursuivra les travaux de DRAPEAU (1979; 1980) et développera un modèle géomorphologique dynamique du littoral basé sur l'analyse du déplacement de la ligne de rivage (avancé-retrait) et sur l'analyse des volumes de sédiments impliqués dans les déplacements. Elle réalisera une synthèse évolutive qualitative pour la période couvrant de 1765 à 1898 en se basant sur la documentation historique et s'attardant à établir les volumes d'érosion et de sédimentation pour la période 1963 à 1977 à partir des photographies aériennes. Elle sera la première à s'attarder à l'ensemble des côtes de l'archipel et ce, tant pour les côtes rocheuses que les côtes de formations meubles. Ses résultats rapporteront aussi une dominance de l'érosion sur la face nord de l'archipel et une accumulation sur la face sud, notamment dans le secteur de « Les Sillons ». Par la suite, DRAPEAU et MERCIER (1990) se servent du bilan sédimentaire 1963-1977 pour élaborer un modèle d'évolution littorale de l'archipel et vérifier l'hypothèse selon laquelle le bilan périphérique de l'érosion et de la

sédimentation des plages devrait être nul en milieu insulaire, soit dans un environnement où les sources sédimentaires se limitent à la dynamique littorale sans apport fluvial ni trappe à sédiments. Leurs résultats rapporteront un bilan sédimentaire presque nul des plages (érosion totalise 294 800 m³/an vs sédimentation 296 100 m³/an). DRAPEAU et MERCIER (1990) évoqueront le paradoxe qui existe entre « l'érosion *spectaculaire des escarpements rocheux d'une part et la stabilité des plages sableuses d'autre part* » soulignant aussi que l'équilibre de l'ensemble insulaire est assuré par la stabilité des plages.

GRENIER (1993) et DUBOIS et GRENIER (1993) ont déterminé le bilan net de l'érosion/sédimentation des côtes en appuyant sa démarche sur l'analyse comparative des photographies aériennes de 1963, 1969 et 1983 incluant cette fois-ci l'influence de l'artificialité du littorale dans son analyse.

MERCIER (1987), DUBOIS (1993) et GRENIER (1993) sont les seuls à avoir analysé l'ensemble des côtes de l'archipel. Il est à noter que les comparaisons à grandes échelles ne sont réalisables qu'à partir de 1890 alors que les comparaisons plus fines ont été rendues possibles grâce aux premiers relevés par photographies aériennes en 1952 (DRAPEAU, 1979). Plus récemment, l'étude de BERNATCHEZ *et al.* (2008) s'est penchée sur la sensibilité des côtes des Îles-de-la-Madeleine, couvrant deux larges secteurs, du Havre-Aubert au Cap-aux-Meules et de Pointe-au-Loup à Grosse-Île. L'évolution historique de ces secteurs a notamment révélé une évolution côtière négative de l'île de Pointe-aux-Loups à celle de Grosse-Île (1963-2001) peu importe la période d'analyse et une évolution en dent de scie se soldant par un taux moyen positif pour le secteur Havre-Aubert – Cap-aux-Meules (1950-2001).

Enfin, mentionnons les travaux de GILES (1992) et de O'CARROLL (1998) portant sur la dune du Sud. Ce dernier s'intéressera à la variation quantitative de la position du trait de côte mais aussi à la variation qualitative de la largeur de plage. De son côté, MORIN (1999) s'attardera à la qualification des corps sableux ceinturant l'archipel. Elle rapportera notamment que les

dunes paraboliques, sculptées sous l'effet des vents dominants en provenance de l'ouest, font face à l'ouest sur l'archipel. Elle associe leur formation au recul de la côte.

2.5.2 Indices de variations du niveau marin

Rares sont les mentions faites au sujet d'indices terrestres se retrouvant positionnés dans la zone intertidale suite à la migration de la ligne de rivage vers l'intérieur des terres. À cet effet, DREDGE *et al.* (1992) ont été les premiers à avancer une chronologie partielle de la hausse du niveau marin à l'holocène qui se déroule depuis près de 10 000 ans dans ce secteur du golfe à partir de la position de tourbes terrestres localisées à - 2,2 m au nord-est de la baie du Bassin (île du Havre Aubert) âgée de $9\,480 \pm 130$ BP (GSC-4565). DREDGE *et al.* (1992) estime que cette hausse relative du marin s'est opérée au moins jusqu'à 1 500 ans B.P. d'après une falaise marine fossilisée à la dune du Sud localisée légèrement au-dessous du niveau marin actuel datée de $1\,540 \pm 80$ BP (GSC-4533).

Les indices de submersion relevés par DUBOIS (1992) comprennent la présence de souches d'arbres sous le niveau marin actuel localisés aux sites de Bassin, La Martinique, derrière l'aéroport et à l'ouest de la pointe de la Grande Entrée. Ils comprennent aussi la présence de tourbes terrestres émergeant sous le niveau marin actuel le long de presque toutes les dunes mais aussi à l'endroit des fonds de certaines vallées où les tourbes terrestres atteignent de grandes épaisseurs (Le Bassin : - 6,5 m ; Le Petit Étang à Étang-du-Nord : - 4,1 m ; embouchure du ruisseau Gaudet au sud de Cap-aux-Meules : - 2,5 m). Les indices de submersion relevés comprennent aussi l'érosion de la plupart des marais salés.

DUBOIS (1993) a présenté une cartographie exhaustive portant sur la morphosédimentologie et la dynamique du littoral des Îles-de-la-Madeleine. Comportant 13 feuillets cartographiques, les cartes proposées indiquent, entre autre, la présence de tourbe fossilisée localisée sur le littoral de l'archipel, et ce, autant du côté marin que lagunaire.

C'est à partir de la présence des souches d'arbres et des tourbes terrestres localisées sous le niveau de la mer jusqu'à - 6,5 m que DUBOIS et GRENIER (1993) établissant le taux de submersion de l'archipel à 1 mm/an pour les derniers 6 500 ans. Les causes de cette submersion sont liées à la subsidence due à l'ajustement de la croûte terrestre en périphérie de la dernière glaciation et à la hausse du niveau marin en lien avec le réchauffement planétaire. D'après DUBOIS (1992), la lente remontée des évaporites de sel se poursuit toujours de nos jours, cependant à un rythme imperceptible à l'échelle de notre temps.

CHAPITRE III

CADRE GÉOGRAPHIQUE DES ÎLES-DE-LA-MADELEINE

3.1 Localisation de la zone d'étude

Situé dans le centre sud du golfe du Saint-Laurent, l'archipel des îles de la Madeleine appartient à la région administrative Gaspésie-Îles-de-la-Madeleine, dans la province de Québec (figure 3.1). L'archipel comprend deux municipalités, soit la municipalité des Îles-de-la-Madeleine avec une population d'environ 12 500 habitants et celle de Grosse-Île avec une population de moins de 500 habitants (MAMROT, 2012).

L'archipel est composé d'une quinzaine d'îles dont DUBOIS (1992) reconnaît trois principales entités, soit le groupe principal (île du Havre-Aubert, île du Cap-aux-Meules, île du Havres-aux-Maisons, île de Pointe-aux-Loups, Grosse-Île, île-de-l'Est et île de la Grande-Entrée), l'île d'Entrée et l'île Brion. D'une superficie d'environ 200 km², le groupe principal est composé de six îles rocheuses reliées entre elles par des corps sableux s'étendant sur près de 70 km. Les routes qui relient les îles entre elles reposent sur ces entités sableuses, couramment appelées «dunes». La présente étude porte sur le groupe principal, qui expose un total de 435 km de côtes, incluant les lagunes (GRENIER et DUBOIS, 1992).

3.2 Géologie et géomorphologie

L'archipel correspond à la partie émergée de la plateforme sous-marine du plateau Madelinien qui occupe le sud du golfe Saint-Laurent (figures 3.2 et 3.3). Le groupe principal est composé de six îles rocheuses reliées entre elles par des tombolos doubles isolant d'immenses lagunes et dont les îlots rocheux du nord et du sud servent d'assise au développement de deux flèches littorales. Ainsi, la nature géologique de l'archipel se divise en deux grandes entités, soit les îlots rocheux et les corps sableux. Les îles rocheuses sont de nature volcanique, karstique ou sédimentaire représentées par les grès rouge et gris-vert datant du permo-carbonifère (BRISEBOIS, 1981; DREDGE *et al.*, 1992; DUBOIS et GRENIER, 1993). Le développement des corps sableux date de l'Holocène (SANSCHAGRIN, 1964). L'altitude de l'archipel est relativement peu élevée. L'altitude maximale est atteinte sur l'île d'Entrée où la Big Hill culmine à 174 m. De leur côté, les entités sableuses sont de faible dénivelé, les plus élevées se trouvant du côté ouest de l'archipel, sur la dune du Nord.

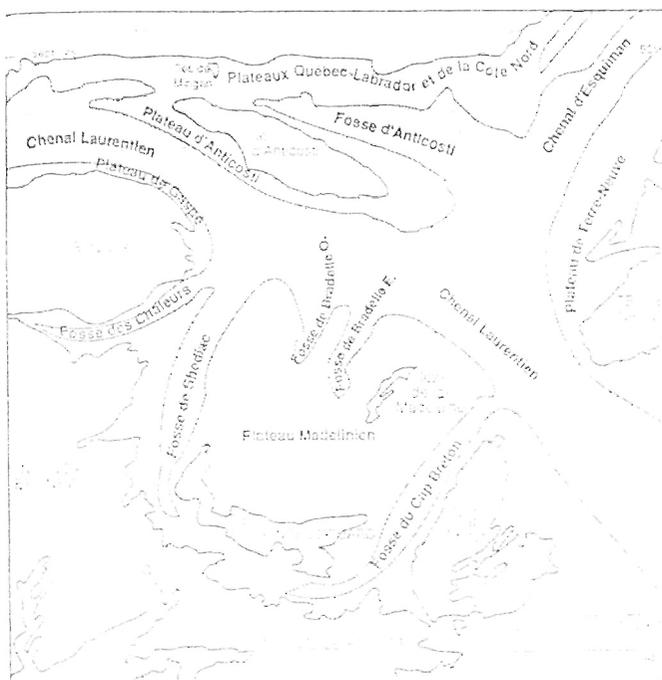


Figure 3.2 Localisation du plateau Madelinien dans le golfe du Saint-Laurent (tiré de GRENIER, 1993)

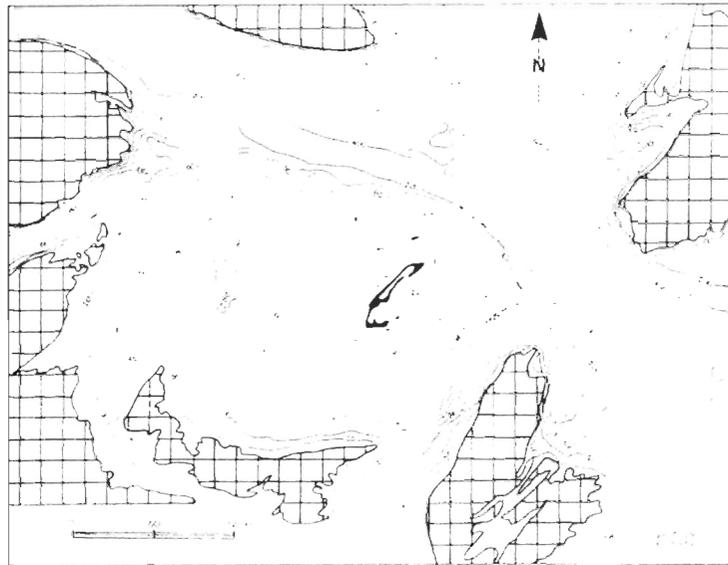


Figure 3.3 Bathymétrie du golfe du Saint-Laurent et positionnement du plateau des Îles de la Madeleine (tiré de DRAPEAU, 1979)

Des 435 km de côtes de l'archipel, incluant les lagunes, les deux tiers sont composées de dépôts meubles et l'autre tiers de côtes rocheuses. Les côtes de dépôts meubles sont dominées par les cordons sableux surmontés de dunes, les tombolos, portant communément l'appellation de « Dune ». Du côté ouest de l'archipel, on retrouve, du sud vers le nord, la Dune de l'Ouest et la Dune du Nord qui unissent respectivement l'île du Havre-Aubert à l'île du Cap-aux-Meules et l'île du Cap-aux-Meules à Grosse-Île en passant par l'île de Pointe-aux-Loups. Sur la face est de l'archipel, on retrouve la Plage du Cap fermant la lagune de Havre-aux-Basques, puis la Dune du Sud isolant la lagune du Havre-aux-Maisons et celle de Grande-Entrée. Sur la pointe nord de l'archipel, la Dune de l'Est et la Plage de l'Échouerie forme un saillant triangulaire en accrétion tout comme sur la pointe sud où la Dune du Sandy Hook s'étend vers l'île d'Entrée. Les plages de ces entités sableuses sont alimentées en sédiments par les cordons pré-littoraux localisés en avant-plage et, dans une moindre mesure, par la désagrégation des blocs de grès par l'action érosive des vagues chargées de sédiments (GRENIER et DUBOIS, 1992). Sur la face ouest de l'archipel, la force des vents et de la mer ont raison des complexes dunaires qui migrent vers l'intérieur des lagunes, ce qui se traduit par

l'érosion de la côte du côté de la mer et l'engraissement du côté lagune et des flèches littorales terminales. Cette dynamique est à l'origine de la configuration arquée de l'archipel.

Sous la plateforme madelinienne se trouve le Bassin géologique de Madeleine. D'âge Carbonifère, ce bassin est source de nombreux diapirs de sels (VAN DE POLL, 1995). Il existe trois diapirs dans le secteur de l'archipel des Îles de la Madeleine (figure 3.4), dont un exploité par *Mines Seleine*. Le diapirisme serait toujours actif à l'heure actuelle mais à un rythme trop lent pour être perçu par l'homme (DUBOIS et GRENIER, 1993).

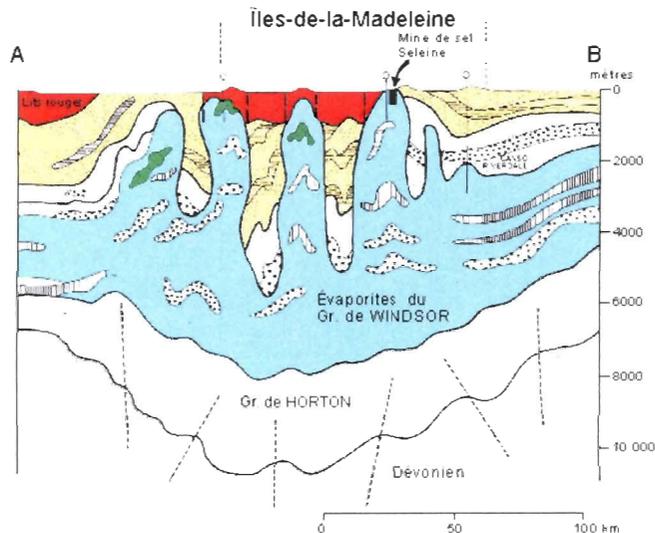


Figure 3.4 Les diapirs de sels, ou évaporites du Groupe de Windsor, repérés sous les Îles-de-la-Madeleine (BOURQUE, 2010)

3.4 Contexte climatique régional

La température moyenne annuelle aux Îles-de-la-Madeleine est de 4,5 °C alors que la température moyenne hivernale descend à -7,9 °C pour la période 1871-1983 et les précipitations moyennes annuelles totalisent 987,3 mm dont 301,2 mm tombent en neige (Environnement Canada, 1993). En moyenne, il y a 21 jours de redoux hivernaux annuellement (BERNATCHEZ *et al.*, 2008).

Le climat maritime madelinien est très influencé par l'omniprésence des vents. En effet, la position géographique de l'archipel expose l'ensemble de ces côtes à de très long fetchs variant entre cent et plus de trois cent kilomètres. Plus violents en hiver qu'en été, les vents dominants proviennent de l'ouest (figure 3.5), soit du sud-ouest en été et du nord-ouest en hiver (OWENS, 1977; OWENS et MCCANN, 1980; GILES, 1992). La vitesse moyenne des vents en janvier atteint 41,0 km/h contre 27,4 km/h en juillet (OWENS et MCCANN, 1980). À l'occasion, les tempêtes s'abattent sur les côtes de l'archipel, dont certaines extra-tropicales en provenance de la côte atlantique (DRAPEAU et MERCIER, 1990; OWENS et MCCANN, 1980). D'après BERNATCHEZ *et al.* (2008), 218 des 332 événements de tempête recensés entre 1978 et 2007 avaient une vitesse maximale de ≥ 74 km/h (tableau 3.1). Les auteurs ont d'ailleurs identifié la relation qui existe entre l'intensité de l'évolution côtière et la fréquence des tempêtes, surtout en période interglaciale. Ainsi, la période de forte érosion (1983-1992) correspond à la période où la fréquence des tempêtes a été la plus élevée. Ils ajoutent que les saisons d'automne et d'hiver sont les plus propices aux événements de tempêtes et que les secteurs de faible dénivelé, tel que les tombolos et les flèches littorales, évoluent en fonction de la force et de la fréquence de ces événements. Les tempêtes seraient aussi en partie responsables de la dynamique d'ouverture et de fermeture des goulets de marée (DUBOIS et GRENIER, 1993).

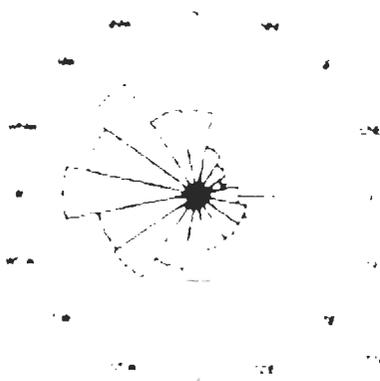


Figure 3.5 Rose de la fréquence des vents enregistrés à la station marine de Cap-aux-Meules de 1951 à 1980 (modifié de DRAPEAU et MERCIER, 1990)

Tableau 3.1 Fréquence des tempêtes selon la durée et la vitesse des vents (BERNATCHEZ *et al.* 2008)

Station météorologique des Îles-de-la-Madeleine - vitesse des vents					
Période	Nombre de tempêtes	Durée totale (heures)	Vit. moyenne des vit. maximales (km/h)	Nb de tempêtes Vit. max \geq 4 km/h	Proportion des événements (%): Vit. max \geq 74 km/h
1 ^{er} janv. 1978 au 31 déc. 2007	332	2262	68	218	66

Les glaces littorales protègent la côte des assauts de la mer de janvier à avril (OWENS, 1977; DRAPEAU et MERCIER, 1990) et leur accumulation, plus marquée en février et en mars (OWENS, 1975), est notamment due à la dérive de glaces dans le golfe (DRAPEAU et MERCIER, 1990). Les périodes de faible couverture glacielle sont sujettes à une érosion accrue causée par l'absence de la glace pour protéger la côte (BERNATCHEZ *et al.*, 2008).

3.5 Contexte océanographique régional

Les vents dominants de l'ouest génèrent de longs fetchs qui conditionnent le développement des flèches littorales vers l'est aux extrémités nord et sud de l'archipel. Les courants engendrés par les vents expliquent aussi la répartition des sédiments meubles sur la plate-forme sous-marine (LORING et NOTA, 1973). La figure 3.6 présente une dominance du sable graveleux bien trié du côté ouest de l'archipel et une concentration des sables très fins du côté est, du côté abrité de l'archipel.

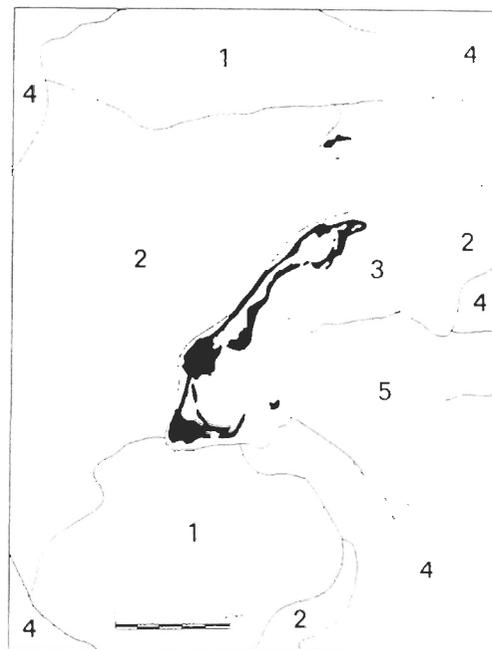


Figure 3.6 Répartition des sédiments de surface du plateau des Îles de la Madeleine. 1) gravier recouvert de sable par endroits; 2) sable graveleux bien trié; 3) sable grossier à moyen; 4) sable fin ; 5) sable très fin (d'après LORING et NOTA, 1973)

La marée est de type mixte semi-diurne et dite microtidale avec un marnage moyen de 0,7 m (SHC, 2010). Lors des grandes marées, le marnage moyen passe à 1,1 m avec une amplitude qui varie entre 0,10 m et 1,2 m (tableau 3.2). La présence d'un point amphidromique au large de l'archipel explique le caractère semi-diurne de la marée. La hauteur des vagues significatives atteignant la côte sur la rive ouest de l'archipel passe de 0,5 m (août) à 1,2 m (novembre) alors qu'elle varie entre 0,4 et 1 m sur la rive est (OWENS, 1977).

Tableau 3.2 Fiche descriptive des stations marégraphiques de Grande-Entrée, Cap-aux-Meules et de Havre-Aubert (SHC, 2010)

Localité		Grande-Entrée	Cap-aux-Meules	Havre-Aubert
Port de référence		Pictou	Pictou	Pictou
Carte marine no		4954, 4952, 4950	4950, 4951	4950, 4951, 4957
Type de marées		mixte semi-diurne	mixte semi-diurne	mixte semi-diurne
Marnage	Marée moyenne	0,6 m	0,7 m	0,6 m
	Grande marée	1,0 m	1,1 m	1,0 m
Hauteur	Pleine mer supérieure	Marée moyenne	0,9 m	1,0 m
		Grande marée	1,1 m	1,2 m
	Basse mer inférieure	Marée moyenne	0,3 m	0,3 m
		Grande marée	0,1 m	0,1 m
Extrêmes enregistrés	Extrême de pleine mer	-	2,4 m	-
	Extrême de basse mer	-	- 0,5 m	-
Niveau moyen de l'eau		0,7 m	0,7 m	0,7 m
Vitesse maximale des courants	Flot	1,0 noeuds	1,0 noeuds	1,0 noeuds
	Jusant	1,0 noeuds	1,0 noeuds	1,0 noeuds

La dérive littorale est à l'origine du transit sédimentaire et responsable de l'érosion et de l'accumulation des côtes. Les vents dominants en provenance de l'ouest et du nord-ouest entraînent un transit sédimentaire vers le nord-est sur la côte ouest de l'archipel alors qu'il est variable selon les saisons du côté est (figure 3.7). D'après GRENIER et DUBOIS (1992), la dérive littorale s'effectue vers le sud-ouest en hiver et vers le nord-est en été.

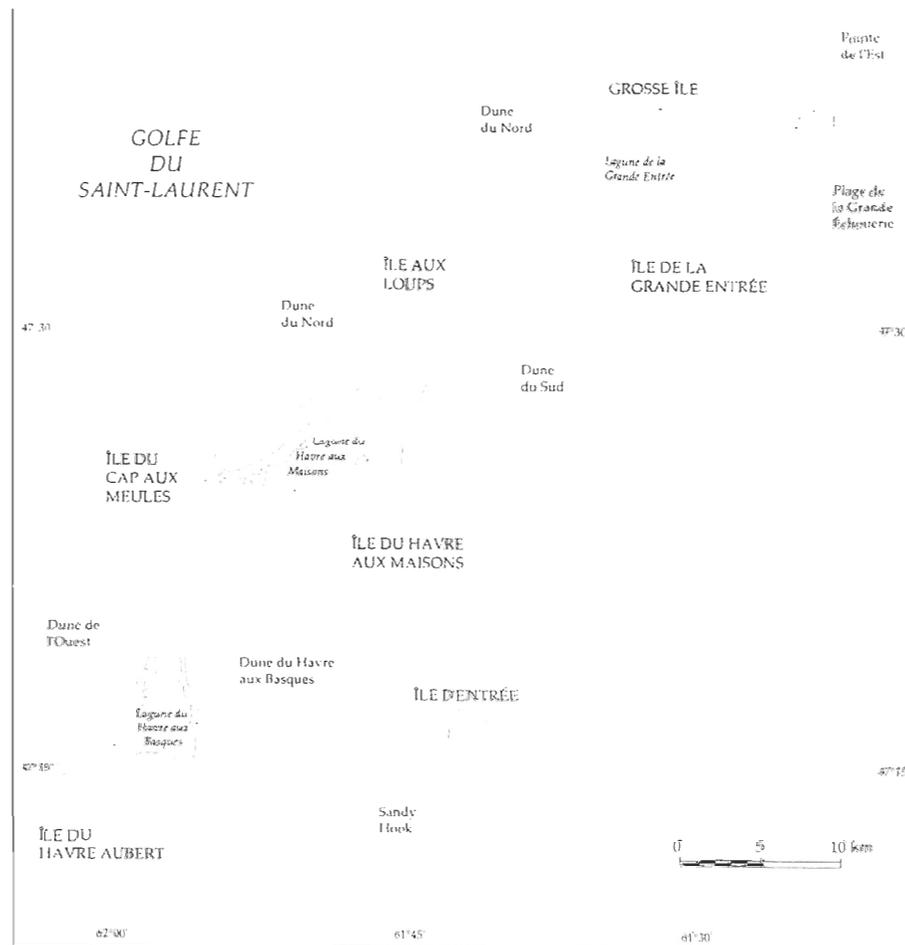


Figure 3.7 Dérive littorale sur les côtes madeliniennes (tiré de Mercier, 1987)

La dynamique d'ouverture et de fermeture des goulets de marée, aussi appelé passes de marée, témoigne des variations locales et des conditions d'évolution des cordons sableux (tomboles) a fait l'objet de quelques travaux (OWENS et MCCANN, 1980; MERCIER, 1987; DUBOIS, 1991; GRENIER et DUBOIS, 1992; GRENIER, 1993; DUBOIS et GRENIER, 1993). Alors que l'action de courants de marée perpendiculaires à la côte est nécessaire au maintien des goulets, leur formation est essentiellement due au sectionnement d'un cordon sableux (flèche ou tombolo) ou encore à l'apparition d'une brèche de tempêtes. Leur migration ou comblement font foi d'une diminution de l'énergie des courants de marée ou encore de période de forte accumulation sédimentaire (GRENIER et DUBOIS, 1992). L'analyse historique de la position des goulets de marée des îles de la Madeleine depuis 1755 réalisé a permis d'établir que la face est de l'archipel est beaucoup plus sensible aux tempêtes et que le dynamisme des courants de marée y est beaucoup plus important puisqu'on y retrouve en moyenne neuf goulets de marée comparativement à deux goulets sur la face ouest. À l'heure actuelle, on retrouve six goulets de marée en activité sur la face est et sud de l'archipel et aucun sur la face ouest.

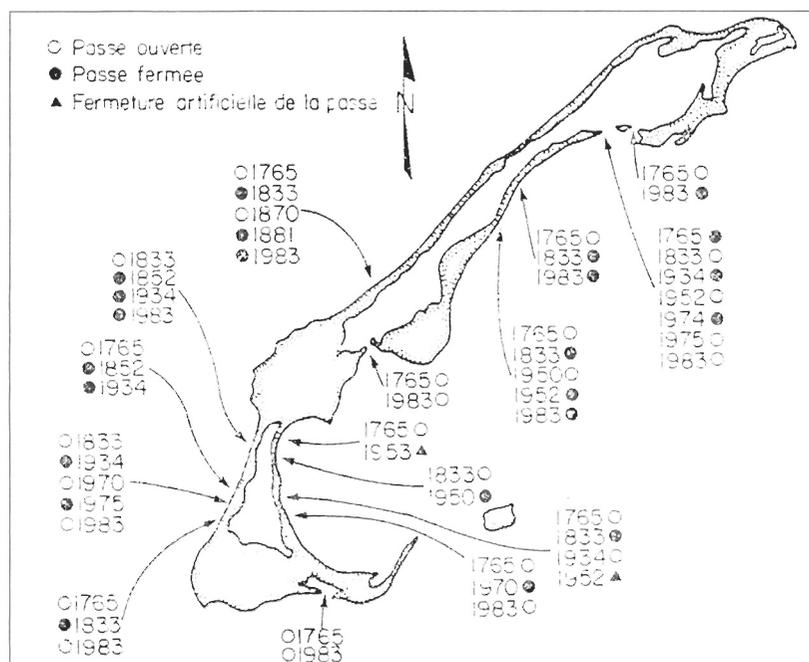


Figure 3.8 Dynamique d'ouverture et de fermeture des goulets de marées aux îles de la Madeleine (tiré de Mercier, 1987)

CHAPITRE IV

MÉTHODOLOGIE

La démarche méthodologique s'est articulée à partir des objectifs spécifiques. Dans un premier temps, une campagne sur le terrain a permis d'identifier et de cartographier un maximum d'indices témoins d'une époque où le niveau marin était inférieur à l'actuel. Pour se faire, nous avons eu recours à diverses approches dont l'utilisation du GPS, l'analyse stratigraphique, la datation au ^{14}C et les relevés altitudinaux au DGPS qui ont permis d'établir les taux de submersion. Dans un deuxième temps, une analyse statistique des données marégraphiques a été réalisée dans le but de voir si la submersion rapportée dans la littérature pour les provinces voisines s'observait aussi pour le secteur des Îles-de-la-Madeleine.

4.1 Campagnes sur le terrain

4.1.1 Cartographie et inventaire des indices de submersion

Les campagnes sur le terrain se sont déroulées de mai à juin 2007 et 2008. La phase initiale du projet consistait à localiser un maximum d'indices relatifs à une hausse récente du niveau marin. Ainsi, les vestiges de forêts submergées ont fait l'objet d'une cartographie systématique, de même que les tourbes et les prés salés exposés par l'érosion littorale.

En 2007, les premiers indices ont été localisés grâce aux équipes de *Caractérisation côtière* et de celles du *Suivi de l'érosion côtière* du *Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières* de l'UQAR alors que ces derniers ont arpenté systématiquement le littoral de l'archipel, et ce tant du côté marin que lagunaire. En 2008, nous avons visité les sites identifiés par Dubois (1993, inédit).

Un total de dix-huit sites d'intérêt ont été documentés. Pour chacun des sites visités, une localisation au GPS (*Global Positioning System*) et une description générale du site d'intérêt étaient réalisées, supportées à l'aide de quelques photos. Pour les environnements terrestres submergés, des profils topographiques à l'aide d'un DGPS ont été réalisés de même qu'une cartographie des souches. Enfin, une coupe stratigraphique a été réalisée afin de décrire la succession d'environnement dans lequel s'insère l'horizon forestier.

Les visites sur le terrain ont aussi permis de se familiariser avec la dynamique littorale actuelle et de rapporter plusieurs cas d'ajustements côtiers liés à la submersion marine dont les microfalaises d'érosion, les lobes et cordons transgressifs, les brèches de tempêtes et la dégradation des bordures forestières.

4.1.2 Relevés au DGPS

Les relevés topographiques et la cartographie des souches des sites ont été réalisés à l'aide du DGPS (*Differential Global Positioning System*) Magellan. La topographie fine de chaque site a été réalisée en suivant des transects perpendiculaires à la côte, incluant le bas et le haut estran, l'arrière-plage et l'arrière-côte. Un maximum d'informations géomorphologique et botanique a été relevé pour chacun des sites, dont la limite entre le haut et le bas estran, la position ligne de rivage (limite de la végétation littorale), celles du trait de côte (microfalaise active) et des débris de tempête.

Pour les sites comportant une forêt fossile, la répartition des souches a aussi été cartographiée. L'altitude était prise au col de l'arbre. De manière à s'assurer de la validité des données et des datations qui allaient les accompagner, seules les souches ancrées dans leur horizon forestier d'origine étaient inventoriées, celles ne l'étant pas ayant pu être déplacées par la dynamique littorale.

Les altitudes fournies par les relevés au DGPS sont exprimées en mètre en fonction du 0 géodésique, ce qui correspond au niveau moyen des mers (NMM). Aux Îles-de-la-Madeleine, l'altitude du niveau moyen des mers est de 0,7 m (tableau 3.2). Les relevés au DGPS ont l'avantage de rendre l'ensemble des données altitudinales comparables d'un site à l'autre.

Les données récoltées au DGPS ont été traitées à l'aide du logiciel *GNSS Solutions*, une technologie de *Magellan Navigation Inc.*

4.1.3 Les coupes stratigraphiques ou datation relative

Des coupes stratigraphiques ont été réalisées pour la majorité des sites d'intérêt. Ces coupes fournissent de précieuses informations sur la succession et la nature des dépôts de chacune des unités composant l'environnement. Ce type d'approche permet d'établir un ordre dans la succession des environnements. Lorsqu'une unité est datée, la stratigraphie permet de dater de manière relative, les autres unités.

Lorsque l'érosion côtière exposait une séquence organique d'intérêt, celle-ci était simplement dégagée à l'aide de la pelle et d'une truelle de manière à pouvoir observer l'ensemble des environnements constituant la coupe. Lorsque le contact basal ne pouvait être atteint avec la pelle, l'utilisation d'un carottier de type « Russian Peat Borer » a permis de poursuivre la prospection. Ce type de carottier est conçu pour les terrains organiques et permet un

prélèvement des environnements sous-jacents sans compression des échantillons (Aquatic Research, 2008). Le carottier a été particulièrement utile dans les environnements de marais maritimes et afin d'atteindre la base de séquence de grande profondeur.

4.1.4 Prélèvement pour analyse dendrochronologique

Pour chaque individu bien conservé, un prélèvement d'une rondelle de bois a été extrait dans le but d'en faire une analyse dendrochronologique. Cette coupe était réalisée à hauteur du col de manière à détenir le maximum d'anneaux de croissance. Tous les échantillons ont été préparés pour leur analyse dendrochronologique, c'est-à-dire qu'ils ont été sablés successivement avec des papiers aux grains de grossiers à fins (80, 100, 120, 160 et 220).

À l'origine du projet, l'objectif de ce prélèvement était de raccorder par analyse dendrochronologique, la séquence climatologique de la période de croissance des arbres à la période actuelle. Nous avons dû abandonner cet objectif lorsque les datations au ^{14}C nous ont informé que les forêts étaient beaucoup trop vieilles pour être raccordées au couvert forestier actuel de l'archipel. D'après M. Benoît Boudreau, technicien forestier à la municipalité des Îles-de-la-Madeleine, le couvert forestier date tout au plus de 80 ans. De plus, tous les échantillons présentaient du bois de réaction rendant impossible l'association des communautés à la courbe de référence pour l'est du Canada tel qu'annoncé par M. Dominique Arsenault, responsable du laboratoire d'écologie historique et de dendrochronologie de l'UQAR.

4.2 Datations au radiocarbone et calibration

La datation au radiocarbone (^{14}C) a été utilisée afin de positionner dans le temps l'époque où le niveau marin était inférieur à l'actuel. Pour se faire, et lorsque la séquence organique s'y prêtait bien, la datation au radiocarbone a fourni l'âge de la base et/ou du sommet des unités organiques. Pour les souches, la datation des individus est basée sur les cernes d'arbres prélevés près du cœur de l'arbre. Tel que mentionné précédemment, pour chaque échantillon daté, un positionnement altitudinal était relevé au DGPS. La combinaison de ces informations a permis de positionner dans le temps les transitions terrestre/marin ou encore forestier à tourbière, permettant dans certains cas de quantifier la submersion marine. Le choix du matériel à dater est de toute évidence une étape critique. Il doit appartenir et représenter l'environnement duquel on cherche à obtenir l'information. L'échantillonnage doit se faire avec précaution afin d'éviter toute contamination en provenance d'environnements adjacents. Il faut ainsi faire attention de distinguer le matériel autochtone de l'allochtone. De plus, il faut être attentif à la contamination en profondeur occasionnée par les racines des plantes colonisatrices positionnées sur d'anciens dépôts.

La datation au radiocarbone conventionnelle et par « « accelerator-mass spectrometer » (AMS) sont les plus communes pour dater le matériel organique de moins de 50 ka B.P. Cette technique de datation tire son principe de la dégradation de l'isotope radioactif du carbone. Elle consiste à mesurer le nombre de particules radioactives émises par un échantillon sachant que la demi-vie du ^{14}C est de 5 568 ans (Demi-vie de Libby) (STUIVER et POLACH, 1977). La datation conventionnelle permet d'obtenir l'âge d'un organisme par dégradation de l'isotope ^{14}C qu'il a capté tout au long de sa vie. La datation AMS mesure quant à elle directement le nombre d'atomes ^{14}C en utilisant un accélérateur de particules par spectrométrie. Cette dernière ne nécessite qu'une très faible quantité de matériel comparativement à la datation au radiocarbone conventionnelle.

Les échantillons ont été confiés au *Laboratoire de radiochronologie* du Centre d'Études Nordiques (CEN) de l'Université Laval pour leur datation. Ce laboratoire possède les

installations nécessaires à la réalisation de datations par méthode conventionnelle (radiométrique) et à la préparation des échantillons pour les datations AMS (Accelerator Mass Spectrometry). Ces échantillons ont ensuite été envoyés au laboratoire de *University of California* (UCIAMS).

Les datations au radiocarbone (^{14}C B.P.) ont ensuite été calibrées en années du calendrier (cal. Yrs B.P.) à l'aide du programme de calibration *CALIB* de STUIVER et REIMER (1993, version 5.0). Le programme est disponible en ligne sur le site de $^{14}\text{CHRONO}$ Center, Queens University Belfast (<http://calib.qub.ac.uk/>). Selon la nature du matériel daté, *CALIB* offre un choix de courbe d'étalonnage. Pour la présente étude, la matière organique a été calibrée à l'aide de la courbe *IntCal09.14c* de REIMER *et al.* (2009) de la version 6.0 de *CALIB*. Le programme fait la conversion à partir d'une datation radiocarbone en calculant la probabilité de la distribution de l'âge réel de l'échantillon. Par exemple, l'âge calibré d'une datation radiocarbone de 585 ± 15 B.P. sera fournie comme ceci :

One Sigma Ranges (1σ):	[start:end]	relative area
(68.3 % cal age ranges)	[549 BP:559 BP]	0.230905
	[601 BP:629 BP]	0.769095
Two Sigma Ranges (2σ):	[start:end]	relative area
(95.4 % cal age ranges)	[542 BP:563 BP]	0.280857
	[591 BP:639 BP]	0.719143

et sera rapporté en fonction du minimum et du maximum exprimés par le 2σ , soit 542-639 cal. B.P. La médiane sera utilisée pour calculer les taux de submersion, soit $590,5 \pm 48,5$ cal. B.P. dans le cas illustré ci-dessus. Étant donné que les datations B.P. réfèrent à l'an 1950, un ajustement des datations a été réalisé de manière à prendre en compte les 57 années qui séparent l'année de référence des datations obtenues de l'année de mesure des niveaux d'eau et géomorphologiques (2007). Les datations sont présentées des trois façons afin de faciliter les comparaisons avec d'autres travaux sur la submersion marine.

4.3 Calcul des taux de submersion

Les taux de submersion ont été obtenus en comparant l'altitude des environnements terrestres submergés datés à celle de leur environnement homologue contemporain. Ainsi, pour un site donné, l'altitude d'une souche submergée datée a été comparée à l'altitude minimale à partir de laquelle colonise aujourd'hui la strate arborescente.

Prenons en exemple la souche datée à 606 ± 50 ans cal. B.P. du site de baie du Bassin. Un différentiel altitudinal de 0,96 m sépare la souche submergée (-0,16 m) de l'altitude de colonisation minimale par la strate arborescente (0,80 m). En rapportant ce différentiel sur la datation calibrée, l'on obtient un taux de submersion de l'ordre de 15,8 cm/siècle (1,6 mm/an).

Lorsque l'environnement ne se prêtait pas à cette comparaison, l'altitude de la souche submergée a été comparée à l'altitude de la colonisation par les plantes terrestres de la haute plage, cette limite correspondant théoriquement à la limite atteinte par les pleines mers supérieures de grande marée (PMSGM) que nous interprétons comme la ligne de rivage. Les taux obtenus de cette manière sont minimaux étant donné que les plantes de rivage tolèrent la submersion occasionnelle par les eaux marines alors que les arbres n'ont pas cette tolérance et colonise la côte plus haut. La limite de la ligne de rivage peut aussi s'observer sur le terrain par la présence des laisses de marée.

Reprenons l'exemple ci-dessus. Cette fois l'altitude de la souche submergée (-0,16 m) sera retranchée à celle de la ligne de rivage identifiée sur le terrain (0,64 m) pour un différentiel altitudinal de 0,80 m. Dans ce cas, le taux de submersion atteint seulement 13,2 cm/siècle (1,3 mm/an).

Enfin, en absence de ces deux situations, l'altitude des éléments submergés a été comparée à celle à partir de laquelle se développe la végétation terrestre à l'arrière-plage. Cette situation

s'est présentée au site de l'Anse aux Renards (île de Pointe-aux-Loups) alors que la configuration du littoral ne permettait pas d'identifier les limites énoncées ci-haut.

Les taux de submersion ont été calculés à partir de la date calibrée B.P. Pour des fins de comparaison avec la littérature, ils ont aussi été calculés à partir de la datation B.P. Enfin, les taux de submersion ont aussi été calculés à partir de la datation calibrée additionnée de 57 ans, étant donné que les datations B.P. font référence à l'an 1950. Cette stratégie n'a pas eu particulièrement d'impact sur les datations de plus de 500 ans mais semblait mieux représenter la réalité pour les datations plus récentes. Un tableau accompagne chacun des sites et y présentent les différents taux générés.

4.4 Analyse des données marégraphiques

4.4.1 Provenance des données analysées

Un inventaire des stations marégraphiques et de leur couverture temporelle a d'abord été réalisé pour la région des Îles-de-la-Madeleine à partir de la section *Gestion des données scientifiques intégrées* du ministère Pêches et Océans Canada (MPO, 2010) (tableau 4.1). Le site rend public les données canadiennes sur les marées et les niveaux d'eau du réseau permanent d'observations du *Service hydrographique du Canada* (SHC) archivées au *Centre national des données du Canada*. Les données sont disponibles en format numérique (données digitales) ou sont archivées sur microfilms. Les données archivées sur microfilms présentent des séries temporelles très courtes avec de nombreuses données absentes (tableau 4.1). Il a été jugé impossible d'utiliser ce matériel en raison de leur qualité. Ainsi, seules les données numériques ont été analysées. Ces dernières sont fournies en format « Comma-separated values » (.csv).

La démarche a permis de cibler un total de neuf stations dont les périodes d'enregistrement ont variées dans le temps. Le détail des couvertures temporelles de chacune des stations est présenté au tableau 4.1 alors que la figure 4.1 schématise la distribution des données numériques seulement. Malencontreusement, pour des raisons d'incohérence entre les données des différentes stations, il n'est pas possible d'utiliser l'ensemble des informations fourni par les neuf stations, une situation à laquelle l'équipe de M. Denis Lefavre, chercheur scientifique au Service hydrographique du Canada (SHC) de l'Institut Maurice-Lamontagne (IML), travaille présentement.

Ainsi, dans le but d'établir un taux de la hausse du niveau marin pour le secteur des Îles de la Madeleine, seules les données marégraphiques de la station de Cap-aux-Meules (anciennement nommée « Grindstone Wharf ») ont été analysées, soit celle qui détient la plus longue séquence d'enregistrements dans le temps.

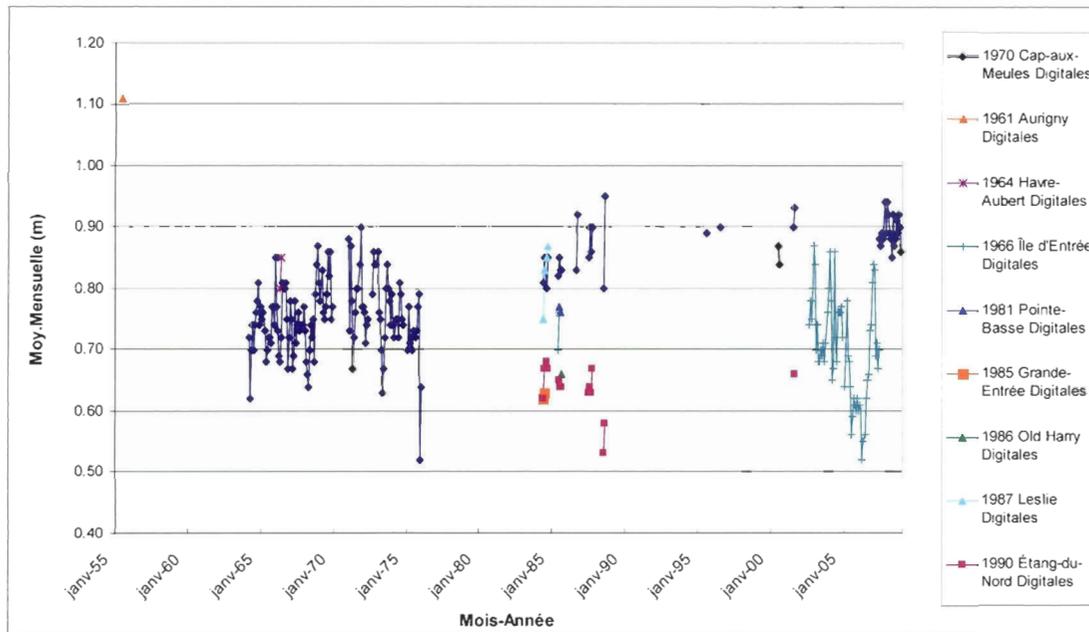


Figure 4.1 Distribution des moyennes mensuelles enregistrées pour chacune des neuf stations marégraphiques des Îles-de-la-Madeleine (données digitales seulement) (MPO, 2010)

4.4.2 Traitement des données marégraphiques

Dans le but d'affirmer ou d'infirmer s'il existe une relation entre le niveau marin et l'espace temps, une droite de régression linéaire a été appliquée aux données marégraphiques de la station de Cap-aux-Meules. Les analyses ont été basées sur les moyennes mensuelles. Ces dernières ont été générées à partir des données horaires disponibles en format numérique.

Afin de parvenir à notre objectif, une base de données a été générée à l'aide du logiciel *PASW Statistics 18*, un produit de la technologie *SPSS Inc.* Bâtie à partir des valeurs horaires du niveau de l'eau, elle comporte aussi les informations relatives au jour, au mois et à l'année d'appartenance. Cette structure a permis de vérifier la normalité de chacune des distributions (journalière, mensuelle et annuelle) avant d'appliquer la droite de régression linéaire.

La procédure a permis d'isoler 125 mois d'enregistrements marégraphiques comportant un minimum de 28 jours pour la période couverte entre mars 1964 et juin 2010. Un test de Kruskal-Wallis (K-S) a été appliqué à chacun des groupes (journalier et mensuel) afin de valider la normalité des distributions de ceux-ci. Le niveau de signification étant établi à 0,05. Dans 99 % des cas, la distribution des valeurs était normale.

Le traitement des enregistrements marégraphiques comporte son lot de problèmes, la première étant la discontinuité des données, couvrant de quelques heures par jour à quelques jours par mois et, plus rarement, des mois entiers voire une année entière. Bien qu'elle soit incomplète, la qualité des données a tout de même permis une analyse représentative de la banque de données numériques de Cap-aux-Meules.

CHAPITRE V

RÉSULTATS

Une combinaison de relevés sur le terrain, d'analyses de données marégraphiques, de consultation de documentations historiques et d'études portant sur la région ont permis de dresser un inventaire des ajustements environnementaux côtiers de l'archipel et d'y avancer différents taux de submersion qui ont permis d'identifier une évolution dans la tendance du niveau marin relatif depuis les deux derniers millénaires.

Les côtes du groupe principal des Îles-de-la-Madeleine présentent une variété d'indices témoignant d'une submersion marine. Les secteurs de faible dénivelé sont particulièrement sensibles à ce phénomène qui s'exprime notamment par la migration de la ligne de rivage vers l'intérieur des terres et ce, tant sur le littoral exposé à la mer que celui des lagunes. Les indices relevés sur le terrain comprennent des vestiges de forêts ennoyées, l'érosion littorale de formation organique, exposition de végétation de pré salés dans la zone littorale, des lobes et des cordons de sable et de galets de tempête, des falaises dunaires à vif et l'absence de schorre inférieur dans certains marais maritimes. Au total, 18 sites d'intérêt ont été recensés. Ils sont répartis sur l'ensemble de l'archipel (figure 5.1).

La première partie de ce chapitre rapporte l'ensemble des indices relevés lors des campagnes de terrain de 2007 et de 2008, de même que les analyses et interprétations pour chacun des sites. Les sites sont présentés d'après leur île d'appartenance, du nord vers le sud. La seconde

partie du chapitre s'appuie sur les données marégraphiques disponibles pour les Îles-de-la-Madeleine afin d'établir la tendance récente de la hausse relative du niveau marin pour cette région. L'ensemble des datations au ^{14}C obtenues et leur calibration sont présentées en annexe 1.

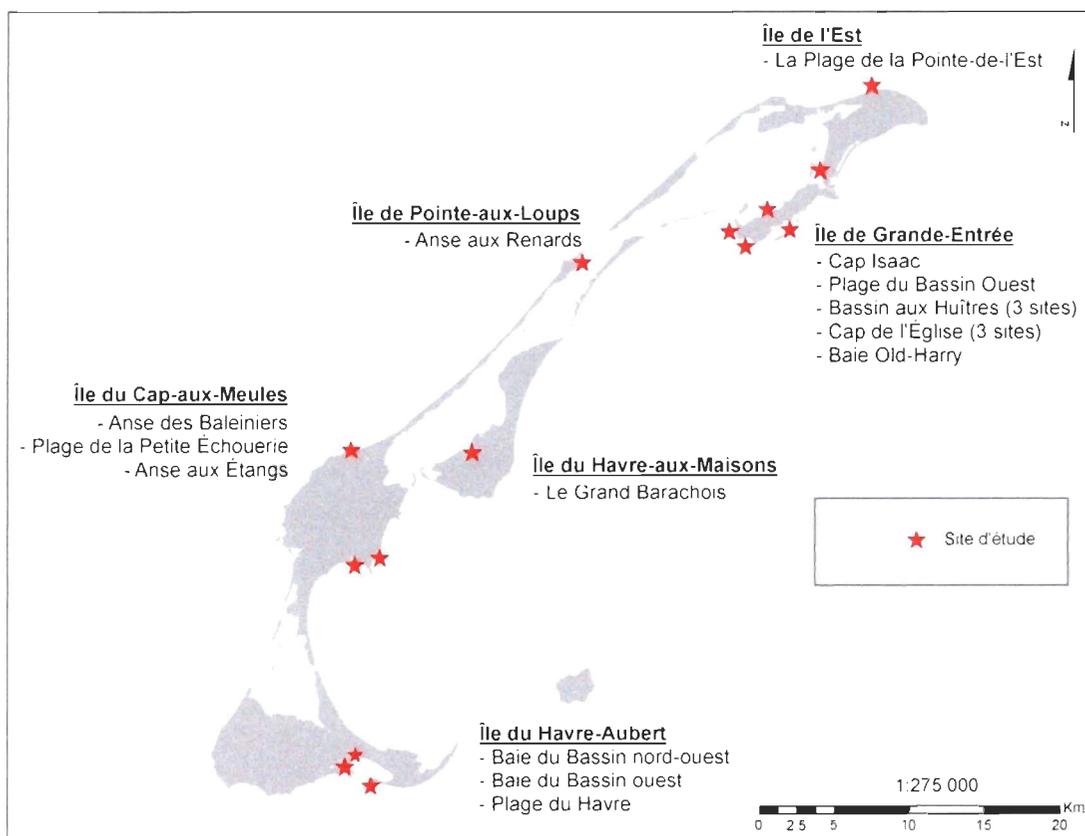


Figure 5.1 Répartition des 18 sites étudiés, Îles-de-la-Madeleine

5.1 Inventaire et cartographie des indices de submersion marine

5.1.1 Île de la Grande Entrée

Le littoral de l'île de la Grande Entrée est le plus riche en termes d'indices de submersion et de transgression marine. La côte active à plusieurs endroits témoigne de l'agressivité des processus évolutifs engendrés par la migration de la ligne de rivage vers l'intérieur des terres. L'île de la Grande Entrée compte 9 des 18 sites exposant des vestiges de forêts fossiles, soit le plus grand nombre de sites recensés sur une seule île. Cinq sites ont retenu notre attention sur l'île de la Grande Entrée (figure 5.2). Les sites de cap de l'Église et du bassin aux Huîtres comportent chacun trois secteurs d'indices. Les indices de submersion et de transgression marine notés sur le littoral de l'île de la Grande Entrée sont compilés dans le tableau 5.1.

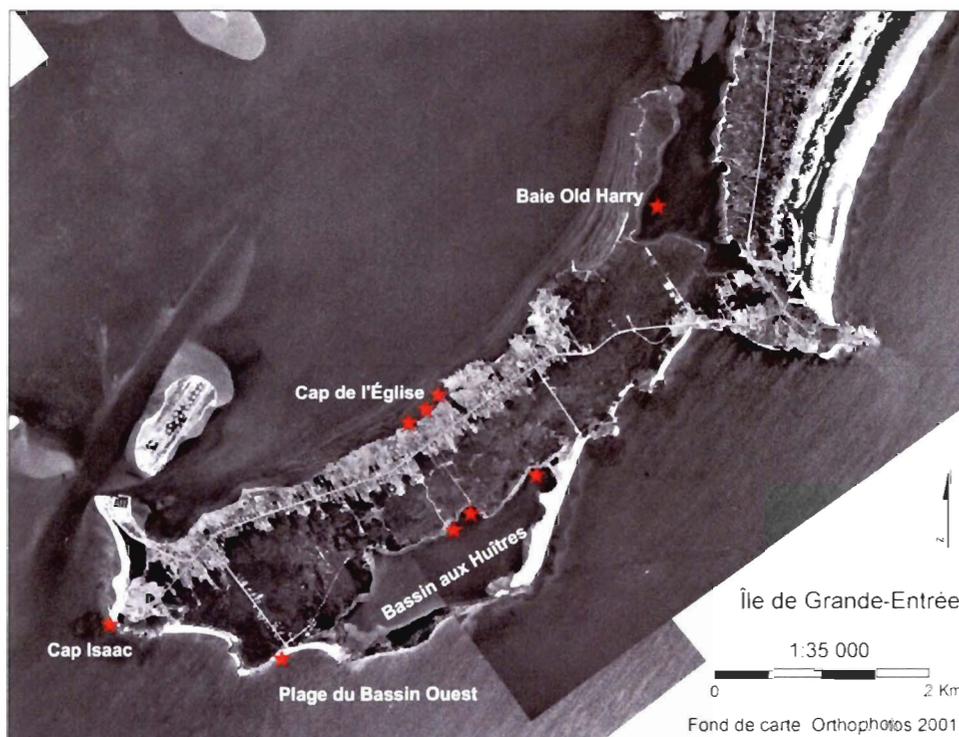


Figure 5.2 Répartition spatiale des sites d'intérêts sur l'île de la Grande Entrée

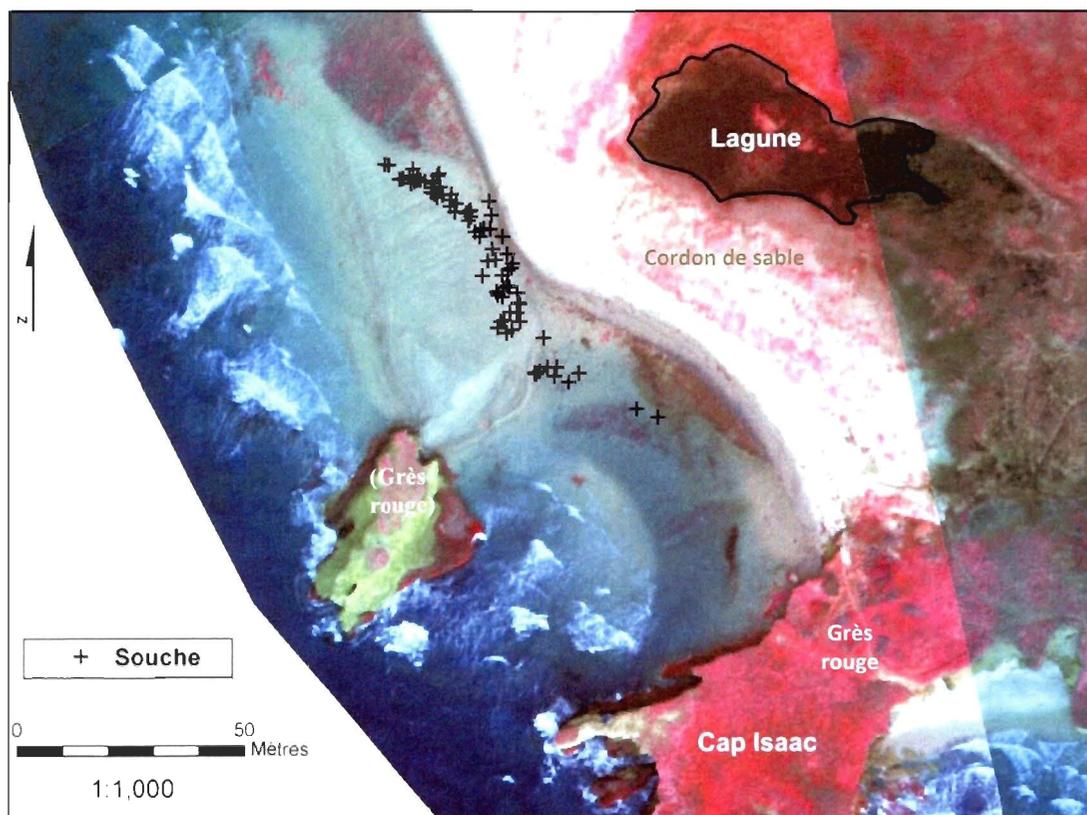
Tableau 5.1 Compilation des indices de submersion et de transgression marine inventoriés sur le littoral de l'île de la Grande Entrée

Site	Exposition	Indices de submersion et de transgression marine
Cap à Isaac	Face à la mer	<ul style="list-style-type: none"> · Unité forestière localisée sous l'interface du bas estran · Exposition de végétation de milieu humide terrestre sur le haut estran · Migration du cordon littoral sableux dans la lagune à l'arrière-côte · Présence de débris ligneux de tempêtes dans la lagune
Cap de l'Église	Côté lagune	<ul style="list-style-type: none"> · Basse falaise organique active · Unité forestière localisée au pied de l'unité organique tronquée par l'érosion · Microfalaise active · Souches localisées sur le haut estran
Plage du Bassin Ouest	Face à la mer	<ul style="list-style-type: none"> · Microfalaise organique active · Unité forestière localisée au pied de l'unité organique tronquée par l'érosion · Lessivage du sol organique par l'action des vagues · Cordon de galets transgressifs
Bassin aux Huitres	Côté lagune	<ul style="list-style-type: none"> · Microfalaise organique active · Souches dans la zone intertidale · Migration du cordon littoral vers les terres · Exposition de souches sur le haut de plage · Plaques de sable glacielles à l'arrière-côte · Frange forestière dévitalisée à l'arrière-côte · Cordon de sable transgressif
Baie Old Harry	Côté lagune	<ul style="list-style-type: none"> · Microfalaise organique active · Frange forestière dévitalisée · Unité forestière localisée dans la zone intertidale · Débords organiques et arbres basculés

5.1.1.1 Cap à Isaac

Description du site

Le site du cap à Isaac (47,546545/-61,559876) est localisé à la pointe ouest de l'île de la Grande Entrée (figure 5.2). La côte est caractérisée par un cordon de sable qui isole une lagune. Le système lagunaire est circonscrit au sud par une basse falaise de grès rouge. Dans la zone intertidale, la présence d'un pilier de grès rouge occasionne une accumulation sableuse par réfraction des vagues. Cependant, cette accumulation est instable, créant parfois un lien avec la côte, parfois non. Le bas estran est caractérisé par un placage de blocs d'où affleurent plusieurs souches (figure 5.3).



Fond de carte : image infrarouge 2008 (LDGIZC, UQAR)

Figure 5.3 Le site du Cap à Isaac, île de la Grande Entrée

La présence de ces souches sur le bas estran a d'abord attiré notre attention dans ce secteur. La caractérisation de la zone d'intérêt a aussi permis de constater une migration de la ligne de rivage vers l'intérieur des terres au niveau de la lagune, exposant la végétation de celle-ci à l'avant du cordon (figure 5.4). Nous avons aussi noté la présence de lobes de sable et de débris ligneux dans la lagune, ce qui nous indiquent notamment la hauteur des eaux atteintes lors d'évènements de tempête. Enfin, nous avons noté la présence d'une frange arbustive coiffant la basse falaise de grès à l'est du site. Celle-ci était en très mauvais état, vraisemblablement atteinte par les embruns et la force des vagues mais aussi ensablée par l'éolisation.



Figure 5.4 Concentration de souches sous le placage de blocs à marée basse et végétation de milieu humide terrestre exposée sur le haut estran, cap à Isaac, île de la Grande Entrée

Caractéristiques de la forêt ennoyée

Le site du cap à Isaac comprend une forêt ennoyée concentrée sous l'interface du bas estran. Elle affleure sur près de 85 m le long de la côte. L'inventaire comprend 81 souches. Cet inventaire n'est pas exhaustif, il ne comprend que les souches visibles sur le bas estran lors de notre passage. L'accumulation sableuse derrière le pilier rocheux couvrait de toute évidence d'avantage d'individus. Aussi, l'analyse de la séquence organique dans laquelle s'insère l'unité forestière nous a permis de localiser des souches allant jusqu'à une profondeur de 30 cm sous l'interface de l'estran, soit jusqu'à -0,45 m.

L'altitude moyenne des souches relevées au DGPS est de -0,15 m et leur répartition se situe entre les valeurs -0,36 m et 0,01 m (tableau 5.2). La datation d'un individu (UCIAMS-39577) localisé à une profondeur de -0,28 m a fourni un âge de 860 ± 15 ans B.P. (761 ± 28 cal. B.P.).

Un profil topographique transversal du secteur a permis d'établir l'altitude de la ligne de rivage dans ce secteur à 1,01 m. Notons que la limite entre le haut et le bas estran se situe à -0,13 m.

Tableau 5.2 Statistiques descriptives de l'altitude des souches relevées au DGPS au site du cap à Isaac (altitude exprimée en mètre au-dessus du NMM)

N	81
Moyenne	-0,15
Médiane	-0,16
Std. Deviation	0,09
Variance	0,01
Minimum	-0,36
Maximum	0,01
Percentiles 25	-0,23
75	-0,08

Un carottage dans l'estran nous a permis de décrire la séquence organique dans laquelle s'inséraient les souches inventoriées (figure 5.5). Cette séquence organique a une épaisseur de 90 cm. La base de l'unité se situe à -1,05 m et le sommet, qui correspond aussi à l'interface du bas estran, à -0,15 m. Des aiguilles de conifères et des fragments de bois prélevés à 23 cm du contact basal ont fourni un âge de $1\ 135 \pm 15$ ans B.P. (1023 ± 44 cal. B.P.) (UCIAMS-41190).

Les informations récoltées ont permis d'établir un taux de submersion marine qui sévit depuis le dernier millénaire pour l'archipel des Îles de la Madeleine. Étant donné qu'il n'existait pas d'environnement forestier homologue dans le secteur afin d'établir un taux de submersion pour le secteur, l'altitude de la ligne de rivage a été utilisée (1,01 m).

Dans un premier temps, le différentiel altitudinal de 1,29 m séparant la ligne de rivage (1,01 m) et l'arbre (-0,28 m) daté à 761 ± 28 cal. B.P. a permis d'établir un taux de submersion de l'ordre de 17,0 cm par siècle (tableau 5.3). La position de l'horizon forestier (-0,82 m) daté à 1023 ± 44 cal. B.P. révèle quant à elle un taux de submersion de cm par siècle (tableau 5.3). Rappelons que 2,06 m séparent la base de la séquence organique de la ligne de rivage ce qui correspond à une hausse de plus de 2 m pour le dernier millénaire.

Tableau 5.3 Comparaison des taux de submersion obtenus à partir de la position de la ligne de rivage au site du cap à Isaac

Échantillon	Différentiel altitudinal (m)		Datation	Taux cm / siècle	Taux mm / an
UCIAMS-39577 (arbre)	1,29	Datation (B.P.)	860 ± 15	15,0	1,5
		Datation (cal. B.P.)	761 ± 28	17,0	1,7
		Datation (cal. B.P.) +57 ans (2007)	818	15,8	1,6
UCIAMS-41190 (horizon forestier)	1,83	Datation (B.P.)	$1\ 135 \pm 15$	16,1	1,6
		Datation (cal. B.P.)	$1\ 023 \pm 44$	17,9	1,8
		Datation (cal. B.P.) +57 ans (2007)	1080	16,9	1,7

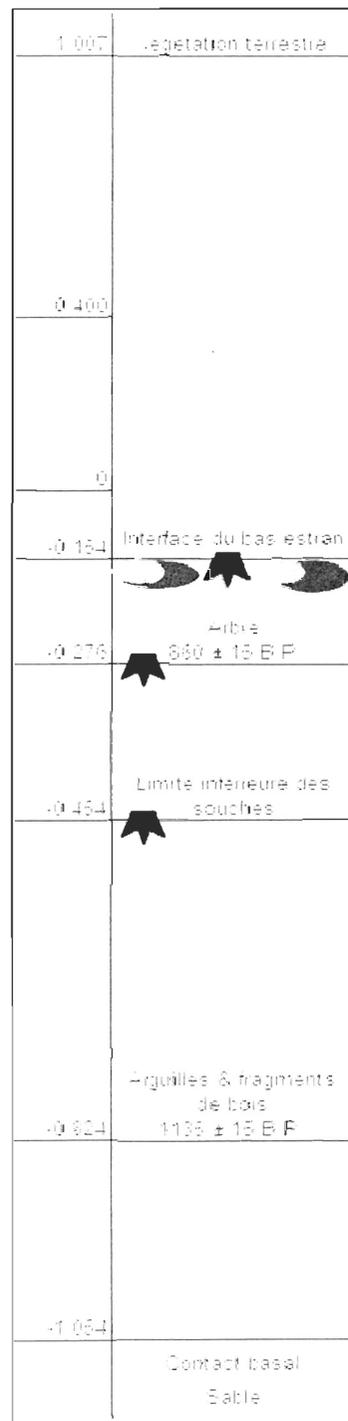


Figure 5.5 Coupe schématisée des éléments récoltés au cap à Isaac, île de la Grande Entrée (altitude exprimée en mètre au-dessus du NMM)

Évolution historique

La présence de la végétation résiduelle de la lagune sur le haut estran a motivé la réalisation d'une simple analyse historique du secteur. Pour se faire, l'imagerie infrarouge de 2008 a été comparée à l'orthophotographie de 2001. Deux importants ajustements du système côtier sont identifiables (figure 5.6).

D'une part, on remarque la modification de la position du trait de côte de la face ouest de l'île de la Grande Entrée, soit du site du cap à Isaac allant vers le nord jusqu'à la zone portuaire. Alors que la portion nord demeure stable entre 2001 et 2008, la portion sud est beaucoup plus dynamique. Face à la lagune, l'on remarque un recul de la ligne de rivage de près de 30 m, ce qui correspond à un taux de recul de l'ordre de 4,3 m/an entre 2001 et 2008. Au nord de ce secteur se produit l'inverse, soit une forte avancée de la ligne de rivage d'environ 100 m, soit une progradation moyenne annuelle d'environ 14,3 m pour la période couverte. Le point de transition est marqué par l'exutoire de la lagune.

La comparaison des documents a aussi permis de quantifier la perte en superficie de la lagune à l'arrière-plage (figure 5.7). Celle-ci passe de 3 995 m² à 1 411 m², soit une diminution de 65 % en sept ans. Cette diminution est la conséquence directe du recul de la ligne de rivage, un recul lié à la migration vers les terres du cordon littoral sableux isolant la lagune.

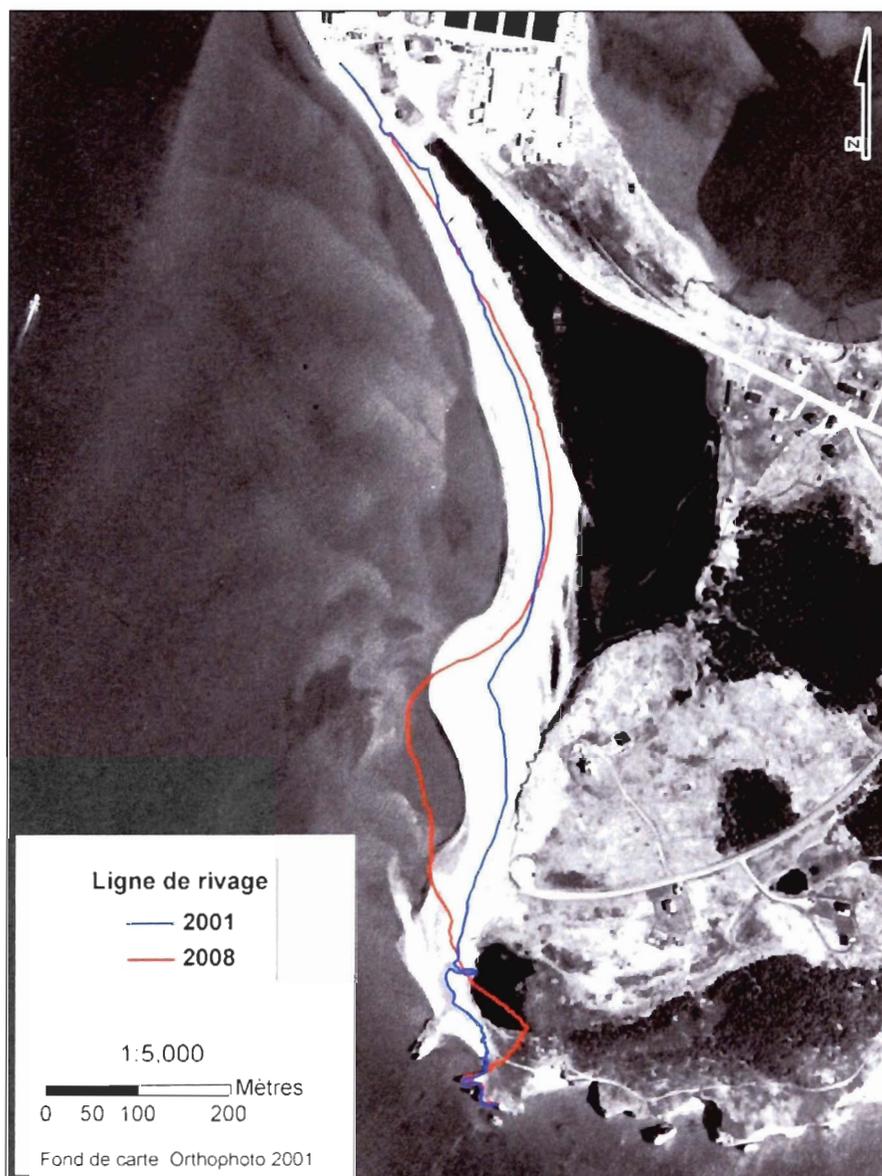


Figure 5.6 Comparaison de la position de la ligne de rivage entre 2001 et 2008, cap à Isaac

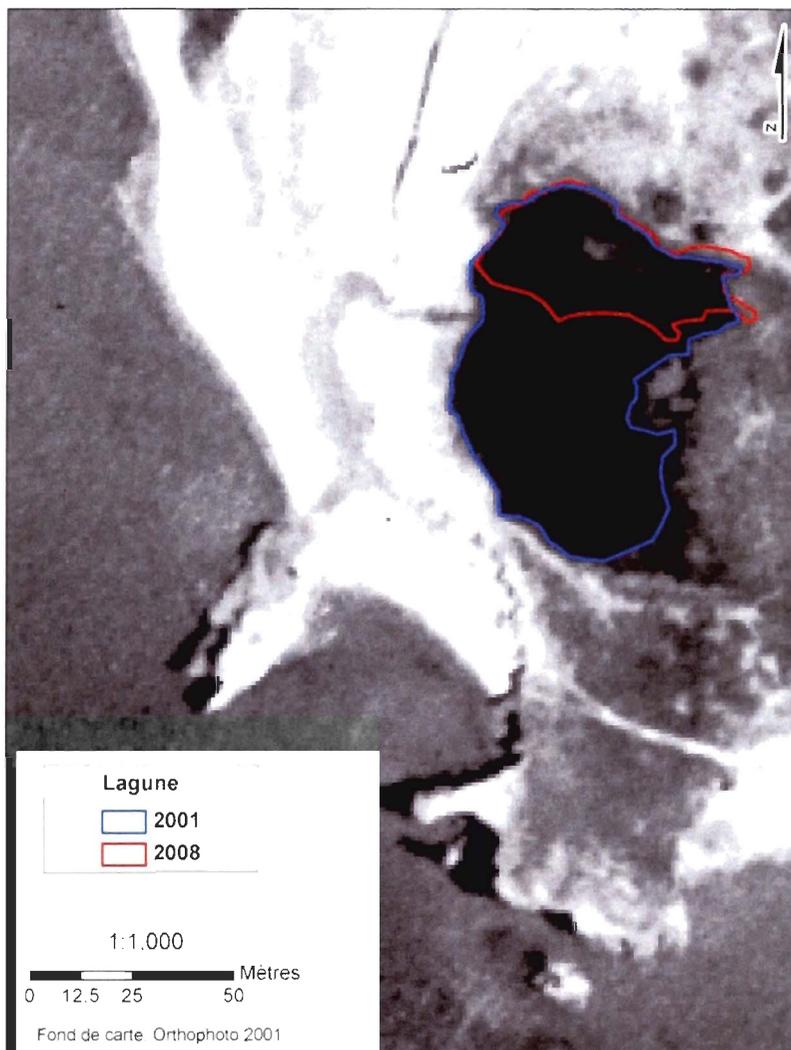


Figure 5.7 Diminution de 65% de la superficie de la lagune du cap à Isaac entre 2001 et 2008

Interprétation

La zone littorale du secteur du cap à Isaac est en pleine métamorphose, tel qu'en témoignent les nombreux indices de submersion récoltés. La présence de débris ligneux et de lobes de sable dans la lagune et à l'arrière-plage indiquent une exposition aux vagues de tempête. L'érosion des grès rouges par l'action des vagues et des cycles de gel-dégel est à l'origine de la disparition de la frange arbustive coiffant la microfalaise de grès rouge au sud du site. Entre 2001 et 2008, la migration du cordon littoral vers la lagune en a drastiquement réduit la superficie, exposant la végétation de celle-ci sur le haut estran. L'avancée de la ligne de rivage au nord de la lagune indique un déplacement des sédiments vers le nord. Bien qu'il soit difficile de tirer des conclusions sur une période de sept ans, l'évolution de la position de la ligne de rivage indique toutefois que le littoral a été soumis à d'importantes tempêtes depuis 2001. Notons que ce site était identifié sur les cartes de DUBOIS (1993).

À une échelle temporelle plus élargie, la présence de l'unité forestière datant de plus d'un millénaire sous l'interface du bas estran témoigne d'une époque où le niveau marin était inférieur à l'actuel d'au moins 2,06 m.

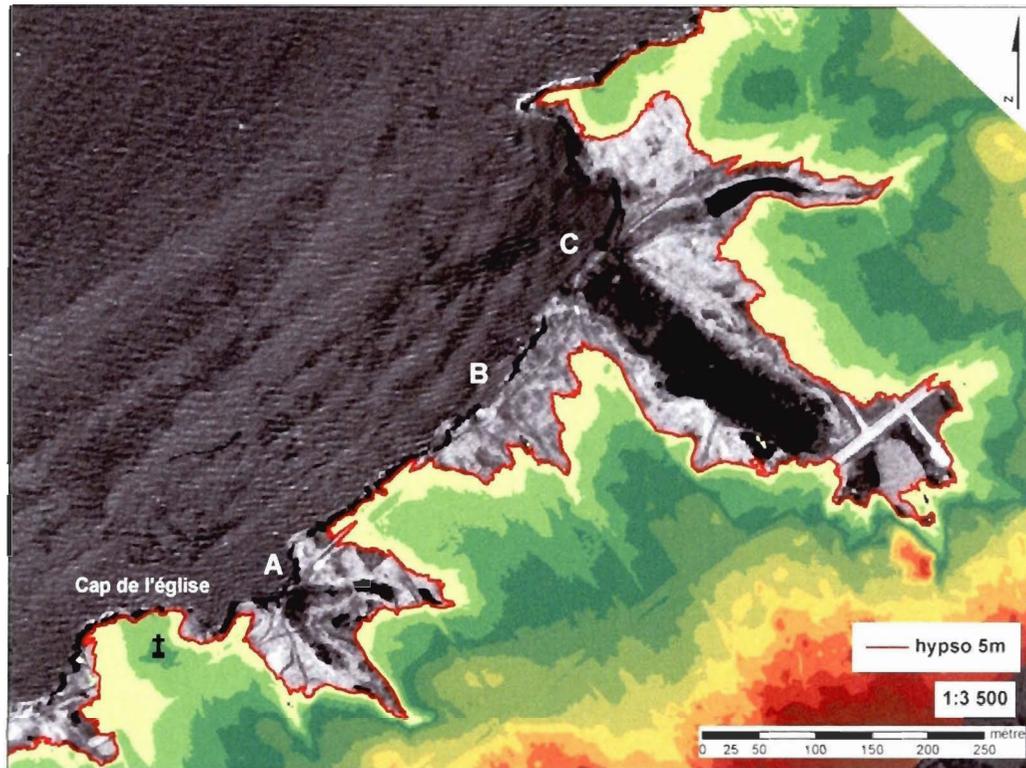
Enfin, la présence du placage de blocs sur le bas estran pourrait être liée à la présence d'un dépôt glaciaire à proximité dans la falaise de La Bluff au nord du site (VIGNEAULT, 2012). Ce dépôt pourrait être la source des galets retrouvés sur le bas estran.

5.1.1.2 Cap de l'Église

Description générale du secteur

Le site du cap de l'Église se situe sur la face nord de l'île de la Grande Entrée et fait face à la lagune du même nom. Dans ce secteur, la côte montre des signes d'érosion et de submersion, dont la présence de souches en position de vie sur le haut estran. Trois sites d'intérêt ont retenu notre attention (figures 5.1 et 5.8). À l'arrière-côte, ceux-ci sont caractérisés par une topographie relativement basse où le mauvais drainage sature le sol en eau et profite à l'établissement d'une végétation de milieu humide terrestre. Ces sols mal drainés comblent des vallées en auge encaissées dans le grès rouge qui les isolent les unes des autres.

Des trois sites visités, seul le site A a été décrit de manière systématique. Il s'agit de celui localisé tout juste à l'est du cap de l'Église (47,562627/-61,522578). Au site A, une microfalaise d'une hauteur d'environ 2 m est taillée dans un dépôt organique d'origine terrestre où les vestiges d'un environnement forestier sont recouverts par les vestiges d'une végétation de tourbière (figure 5.9). Au pied de la microfalaise et sur le haut estran émergent quelques souches éparses. À l'est du secteur, les sites B et C exposent une côte basse active où une microfalaise de moins de 1 m est taillée à même l'horizon organique de végétation de marais terrestre. Notons que le site A du secteur du cap de l'Église est le seul site visité qui présentait une séquence aussi complète témoignant des changements environnementaux répertoriés sur l'archipel.



Fond de carte : image infrarouge 2008 (LDGIZC, UQAR)

Figure 5.8 Secteur du cap de l'Église, île de la Grande Entrée



Figure 5.9 Site d'intérêt principal (A), dépôt organique de tourbière tronqué par l'érosion littorale exposé entre deux affleurements de grès rouge, cap de l'Église

Caractéristiques de la séquence organique terrestre du site

Le site A est caractérisé par un épais dépôt organique tronqué par l'érosion côtière dont la base expose, à marée basse, une unité forestière bien conservée. Reposant sur le sable à une altitude de -0,22 m, la séquence organique du site du cap de l'Église expose six environnements distincts (figure 5.10).

Alt. DGPS (m)	Cap de l'Église
1,957	Sommet de la terrasse
	Sable
1,027	
0,797	Passages sableux et organiques
0,747	350 ± 15 B.P.
	Sphaigne
0,547	460 ± 15 B.P.
0,400	
	Éricacée
0,137	
0	Forestier
(-0,126) -0,143	930 ± 15 B.P.
-0,221	remplissage
	Contact basal Sable

Figure 5.10 Coupe stratigraphique schématisée du site A, cap de l'Église, île de la Grande Entrée

De la base vers le sommet, la première unité rencontrée est constituée de vase organique, de charbons et de fragments de plantes et de graines non identifiées faisant moins de 10 cm. L'altitude de sa base est de -0,22 m. La seconde unité est représentée par un horizon forestier compact de 28 cm d'épaisseur. Caractérisé par la présence d'aiguilles de résineux et dévoilant plusieurs souches en position de vie, l'horizon forestier est compris entre les altitudes -0,14 m et 0,14 m. L'inventaire des souches compte 11 individus dont 10 ont été relevés au DGPS (tableau 5.4). Certaines des souches étaient localisées à même l'unité, les autres localisés sur l'estran. L'altitude moyenne de ces dernières est de -0,14 m, les valeurs se situant entre de -0,36 m et 0,08 m. La datation d'un individu (UCIAMS-39582), localisé à une altitude de -0,13 m, a permis d'établir un âge à cette unité forestière, soit 930 ± 15 B.P. (853 ± 58 cal. B.P.).

La troisième unité présente un dépôt de 41 cm d'épaisseur caractérisée par une forte densité d'éricacées. Cette dernière est couverte par la quatrième unité, soit un passage uniforme dominé par la sphaigne faisant 25 cm d'épaisseur. La base de cette unité, à 0,55 m, a fourni un âge de 460 ± 15 B.P. (512 ± 13 cal. B.P.) (UCIAMS-39585) alors que son sommet a fourni une datation de 350 ± 15 B.P. (400 ± 82 cal. B.P.) (UCIAMS-52766). À partir de ce point, l'unité de sphaigne est couverte par la cinquième unité, soit une alternance de passage sableux et de minces horizons organiques s'étalant sur 23 cm. Un dépôt de zostères repose sur un replat taillé dans l'unité organique. Déposé par l'énergie des vagues, l'altitude de celui-ci (1,03 m) correspond au niveau des hautes eaux, soit à la ligne de rivage. La dernière unité est constituée d'un dépôt sableux de 94 cm dont le sommet correspond à l'altitude de la terrasse à l'arrière-côte.

Étant donné qu'il n'existe pas d'environnement forestier à l'arrière-côte pour établir le taux de submersion à partir de l'environnement homologue, celui-ci a été réalisé à partir de la ligne de rivage (1,03 m). Notons que celle-ci est très près de celle du site voisin de Cap Isaac (1,01 m). Le différentiel altitudinal obtenu entre l'altitude de la souche datée (-0,13 m) celle de la ligne de rivage nous permet d'annoncer un taux de submersion de l'ordre de 13,4 cm par siècle pour le dernier millénaire (tableau 5.5).

Tableau 5.4 Statistiques descriptives de l'altitude des souches relevées au DGPS au site de cap de l'Église (altitude exprimée en mètre au-dessus du NMM)

N	Valide	10
Moyenne		-0,14
Médiane		-0,11
	Std. Deviation	0,15
	Variance	0,02
Minimum		-0,36
Maximum		0,08
Percentiles	25	-0,32
	75	-0,03

Tableau 5.5 Comparaison des taux de submersion obtenu à partir de la ligne de rivage au cap de l'Église

Différentiel altitudinal (cm)	Datation (B.P.)	930 ± 15	Datation (cal. B.P.)	853 ± 58	Datation cal. B.P. +57 ans (2007)	910
	Taux cm / siècle	Taux mm / an	Taux cm / siècle	Taux mm / an	Taux cm / siècle	Taux mm / an
116	12,5	1,3	13,6	1,4	12,7	1,3

Interprétation

Un environnement forestier régnait il y a 930 ± 15 B.P. à l'endroit du site A du cap de l'Église. À cette époque, le niveau marin relatif était nécessairement inférieur à -0,14 m afin de permettre le développement de l'environnement forestier. Cet environnement forestier s'est graduellement fait ennoyer par les eaux du domaine terrestre et se traduit par le passage de l'horizon forestier à une végétation de tourbière, d'abord dominée par les éricacées puis dominée par les sphaignes. Les éricacées se maintiennent jusqu'à 460 ± 15 B.P. où une colonisation végétale change pour devenir exclusivement dominée de sphaigne. La dominance de cet environnement terrestre humide aurait duré plus de 100 ans pour une accrétion verticale d'environ 20 cm. L'apport en eau douce provient probablement de la

hausse de la nappe phréatique induite par la hausse du niveau marin relatif. L'influence littorale maritime se fait par la suite sentir avec les alternances de lit sableux et de minces couches organiques. Ceux-ci rappellent les lobes et cordons sableux caractérisant les évènements de surcotes ou de tempêtes observés en zones littorales lagunaires. À l'occasion, ces derniers évoluent en cordon littoral et témoignent de la position de la nouvelle ligne de rivage. La composition uniquement sableuse de l'unité sommitale rappelle quant à elle la présence des cordons sableux littoraux en haut de plage. Elle aurait pu être mise en place par une série d'évènements de submersion. L'érosion littorale récente a mis à jour cette séquence organique. Le contexte géographique des environnements terrestres colonisant les vallées encaissées dans le grès rouge rend propice l'érosion différentielle de la partie tendre exposée à la dynamique littorale.

L'ensemble de ces informations mène à proposer le scénario suivant afin d'expliquer la transition des environnements dans un contexte de hausse du niveau marin. Dans un premier temps, il y a colonisation forestière des vallées faisant office de réseau de drainage sur la partie émergée des îles. Sous l'effet de la transgression marine, l'écoulement des eaux de surface se retrouve contraint par les accumulations de matériel transgressif tels les lobes et les cordons de sable, de graviers, voire même de galets. Les eaux du domaine terrestre se trouvent alors confinées à s'accumuler et s'écouler que par percolation. Ces nouvelles conditions profitent à l'établissement d'une nouvelle végétation tolérant la saturation en eau du sol, les éricacées. La hausse du niveau d'eau terrestre mènera à la disparition des éricacées au profit de la sphaigne. En parallèle, à mesure que la hausse du niveau marin relatif repousse la ligne de rivage vers l'intérieur des terres, elle fait migrer le cordon littoral par-dessus les nouveaux environnements terrestres. Ceci expliquerait la présence de l'unité sableuse au sommet de la séquence organique.

D'après DUBOIS (1993), les trois sites du cap de l'Église n'étaient pas visibles entre 1986-1992, ils auraient été mis à jour dans les 20 dernières années par l'érosion.

5.1.1.3 Plage du Bassin Ouest

Description du site

Le site de plage du Bassin Ouest (47,543828/-61,536506) fait face à la mer du côté sud de l'île de la Grande Entrée, à l'ouest du bassin aux Huîtres (figure 5.2). À cet endroit, une végétation de tourbière comble une vallée creusée dans le grès rouge qui joint la mer. À l'arrière-côte, cette végétation est bordée de résineux de part et d'autre de la vallée. Le site présente de nombreux indices de submersion, dont la présence de lobes de sable et de galets transgressifs, le lessivage d'arbustes et une microfalaise exposant un environnement forestier implanté entre le grès et l'unité arbustive (figure 5.11).



Figure 5.11 Vue d'ensemble du site de la plage du Bassin Ouest, île de la Grande Entrée

Caractéristiques de la séquence organique exposée à la côte

La séquence organique du site de la plage du Bassin Ouest comporte une superposition de trois unités totalisant une épaisseur de 1,23 m. Cette séquence est exposée par l'érosion côtière. Au contact du grès plongeant sous la plage vers l'est, la première unité rencontrée est forestière avec des arbres debout et couchés, ancrés dans leur sol d'origine. Au dessus de celle-ci repose une unité compacte dominée par les arbustes. Cette unité est exposée sur l'ensemble de la vallée reliée à la mer et elle s'avance sur la plage. Au contact avec la mer, cette unité y est complètement lessivée de son sol ne laissant qu'un enchevêtrement de tiges et de racines à nu. Elle est aussi couverte de galets transgressifs. Au sommet de la séquence, la végétation est caractérisée par une végétation de marais terrestre dominée par les foins tolérant la saturation en eau du sol.

Des relevés topographiques révèlent en partie la dynamique littorale qui prévaut dans le secteur (tableau 5.6). L'altitude moyenne du sommet de la terrasse est de 2,20 m alors que le pied de la microfalaise se situe à une altitude moyenne de 1,14 m. Les lobes de galets transgressifs atteignent une altitude de 1,32 m.

Tableau 5.6 Profils topographiques relevés au DGPS au site de plage du Bassin Ouest (altitude exprimée en mètre au-dessus du NMM)

Transect	Haut de plage; Pied de la m-f	Limite altitudinale atteinte par matériel transgressif	Sommet de l'unité de marais terrestre actuel	Début de la tourbière	Début de la forêt
1	0,89	1,32	1,78	2,22	2,46
2	1,15	-	2,44	-	2,31
3	1,13	-	2,37	-	3,10
Moyenne	1,14	1,32	2,20	2,22	2,62

Interprétation

Bien que ce site soit de moindre importance par rapport aux autres, il expose néanmoins une migration de la ligne de rivage vers l'intérieur des terres et des indices de submersion marine où l'altitude atteinte par les galets transgressifs est de 1,32 m. Ce contexte peut être le fruit d'un événement isolé ou encore de situations répétées. Néanmoins, les eaux marines envahissent actuellement le domaine terrestre dans ce secteur lors des événements de tempêtes.

Ce site, identifié sur les cartes de DUBOIS (1993), indique que l'érosion littorale est active depuis un certain temps au site de la plage du Bassin Ouest. L'érosion a dégagé une séquence organique qui comporte plusieurs points de ressemblance avec celle du site du cap de l'Église, soit une unité forestière doublée d'une unité de tourbière dominée par les arbustes, possiblement des éricacées, finalement capée par une végétation de milieu humide terrestre caractérisée par un sol saturé en eau. De plus, elle comble l'espace d'une vallée sculptée dans le grès rouge. Ainsi, la colonisation forestière de cette vallée au site de la plage du Bassin Ouest s'est réalisée à une époque où le niveau marin était nécessairement plus bas que l'actuel, à l'abri des intrusions marines. Sous l'influence de la hausse du niveau marin, le drainage du domaine terrestre à la côte a été modifié menant à l'enneigement de l'environnement forestier au profit du développement d'une tourbière dominée par les arbustes. Les mauvaises conditions de drainage ont ultimement mené au développement d'un milieu humide terrestre.

5.1.1.4 Bassin aux Huîtres

Description générale du secteur

Le bassin aux Huîtres se situe sur la face sud de l'île de la Grande Entrée (figure 5.2). Du côté sud, le bassin est fermé par deux systèmes de flèche littorale disposés de part et d'autre de l'île Boudreau qui se partagent l'exutoire du bassin au gré des tempêtes et des interventions humaines. Du côté nord, la lagune est adossée au domaine « continental » caractérisé par une crête colonisée par une végétation forestière dominée par les résineux. Au pied de celle-ci, une topographie basse caractérisée par une végétation de milieux humides prend place, passant de la tourbière au marais maritime abrité.

Diverses évidences de submersion et de transgression marine ont été recensées au nord et à l'est du bassin aux Huîtres, soit des souches localisées dans les eaux de la lagune et sur la rive de même que la migration du cordon littoral sableux vers l'intérieur des terres. Les résultats pour ce secteur sont essentiellement qualitatifs, à l'exception des profils topographiques ayant fournis quelques détails de la zone littorale dans le secteur du Club Vacances les Îles.

Caractéristiques de la zone littorale en submersion

Au centre-nord de la lagune, l'anse du Club Vacances les Îles et celle localisée à l'est de celle-ci exposent chacune une série de souches dans la zone intertidale. Environ 23 souches en position de vie y ont été dénombrées. Seule l'altitude d'un individu a été relevée à bassin aux Huîtres, soit celui qui, en apparence, était le plus éloigné du rivage mais aussi le plus profond. Cet individu a fourni une altitude de -0,07 m.

L'arrière-côte du secteur du Club Vacances les Îles est caractérisée par une frange forestière dévitalisée (figure 5.12). Toujours dans ce secteur, six profils topographiques ont été réalisés afin de dresser un portrait de la zone littorale dans le bassin (tableau 5.7). Dans cette anse, la ligne de rivage est définie par une microfalaise taillée dans le marais maritime. Dans l'ensemble, l'altitude du marais à l'endroit de la microfalaise se situe en moyenne à 0,43 m. Le niveau supérieur des hautes eaux se situe en moyenne à une altitude de 0,68 m dans le bassin. Une démarcation nette entre les arbres morts et les vivants s'observe dans l'anse, soit à une altitude moyenne de 1,08 m. L'altitude maximale enregistrée par une laisse de tempête est de 1,30 m.



Figure 5.12 Profil type de la zone littorale dans la lagune de bassin aux Huîtres, île de la Grande Entrée

Tableau 5.7 Topographie du littoral à l'anse du Club Vacances les Îles, bassin aux Huîtres (altitude exprimée en mètre au-dessus du NMM)

Transect	Pied de la m-f	Sommet de la m-f	Niveau supérieur des hautes eaux	Limite laisse de tempêtes	Limite entre arbres morts / vivants OU début forestier
1	0,10	0,38	0,70	-	-
2	0,27	0,61	0,77	0,85	-
3	0,47	0,70	-	1,30	-
4	0,08	0,27	0,82	-	-
5	0,01	0,17	0,58	-	1,09
6	0,18	0,44	0,52	-	1,08
Moyenne	0,19	0,43	0,68	1,07	1,08
7	0,29	0,64	0,82	1,20	0,96

D'autres signes de submersion ont été notés à l'extrême est du bassin aux Huîtres. On y retrouve un premier site où une série de maigres souches percent le cordon sableux littoral qui migre vers les terres. Le transect 7 du tableau 5.7 correspond à ce secteur. À l'arrière-côte, de nombreuses plaques de sable reposent sur la végétation de tourbière (figure 5.13). Ceux-ci sont associés aux processus glaciels, soit des plaques de glace chargées en sable et déplacées vers l'arrière-côte, ayant fondu sur place.

Toujours à l'est du bassin, un système de flèche littorale isolant une lagune s'est développé à l'endroit d'un tributaire qui alimente le bassin aux Huîtres. Cette flèche littorale expose un large cordon de sable transgressif envahissant son couvert végétal et migrant vers la petite lagune (figure 5.14).



Figure 5.13 Placage de sable glacial reposant à environ 20 m du rivage, est du bassin aux Huîtres



Figure 5.14 Cordon sableux transgressif à l'est du bassin aux Huîtres

Interprétation

Le bassin aux Huîtres affiche de nombreux signes de submersion marine. L'altitude record de 1,30 m enregistrée au troisième profil donne une bonne idée du maximum altitudinal que peuvent atteindre les eaux à l'intérieur de la lagune, par exemple en période de surcote ou lors des grandes marées.

L'altitude à partir de laquelle on retrouve la limite entre les arbres morts et les vivants témoigne de la limite que doit atteindre les eaux de la lagune assez régulièrement de manière à tuer la végétation qui ne tolère pas les eaux salées. Cependant, il est important de rapporter les dires d'un citoyen du secteur qui nous a fait mention d'une période où le goulet de la lagune s'est retrouvé fermé pendant un certain temps, ce qui a eu pour effet de faire monter le niveau de cette dernière, notamment lors de la fonte des neiges au printemps. Cette information est à prendre en compte dans l'interprétation du site car elle pourrait expliquer la frange d'arbres dévitalisés à l'arrière-côte dans le secteur de l'anse du Club Vacances les Îles. Dans cette optique, la limite entre les arbres morts et vivants dans ce secteur ne serait pas liée à la hausse des eaux marines, tel qu'envisagé au préalable, mais plutôt à une période ponctuelle où la lagune s'est retrouvée sans exutoire.

Néanmoins, la présence de souches dans la lagune confirme un niveau marin inférieur à l'actuel afin de permettre l'établissement de cette végétation. Notons que ces indices avaient été rapportés par DUBOIS (1993). De plus, la présence d'une microfalaise dans le secteur à marais maritime et l'absence de schorre inférieur témoignent d'un actuel déséquilibre du système côtier de même qu'en témoigne la migration du cordon littoral sur le domaine terrestre et sur la flèche à l'est du bassin. Enfin, la présence de plaques de sable glaciaire à l'arrière-côte atteste qu'en période de hautes eaux, les glaces peuvent être poussées jusqu'à 20 m de la rive.

5.1.1.5 Baie Old Harry

Description du site

La baie de Old Harry (47,576605/-61,486854) est située à l'extrémité nord-est de l'île de la Grande Entrée et débouche au nord sur la lagune de la Grande-Entrée (figure 5.2). Les façades sud et ouest de la baie présentent plusieurs signes de submersion et de transgression marine, dont le dépérissement de la frange forestière littorale actuelle et la présence d'une unité forestière dans la zone intertidale. Ces rives de la baie sont caractérisées par une basse terrasse de grès rouge coiffée en alternance d'une végétation forestière ou de tourbière dans les zones de faible dénivelé topographique. La façade est de la baie est composée d'un ancien système de crêtes et sillons appartenant à l'île de l'Est et n'a pas été étudiée.

Caractéristiques du site

À marée haute, la frange forestière littorale de la baie est immergée (figure 5.15). Une microfalaise de 67 cm se trouve à travers l'enchevêtrement de racines mises à nues par l'action des vagues. Les cols d'arbres les plus bas sont situés à 40 cm sous la limite maximale des hautes mers. Dans la zone intertidale, un mince horizon organique terrestre affleure (figure 5.16). À l'arrière-côte, la frange forestière dévitalisée fait entre 1 et 2 m de large, derrière quoi, les conifères sont mal en point. Le sol est gorgé d'eau. La sphaigne, les iris et les arbustes constituent la végétation en place. Il est intéressant de noter qu'un nouvel écosystème prend place à travers les décombres d'arbres morts notamment une colonisation par le cornouiller. Au nord-ouest de la baie, le littoral est caractérisé par une basse terrasse (< 1,5 m) de grès rouge colonisée par une végétation forestière. À cet endroit, un large débord organique faisant basculer les arbres couvre la microfalaise active.



Figure 5.15 Vue d'ensemble de la frange forestière littorale dévitalisée sur la rive ouest de la baie de Old Harry, île de la Grande Entrée



Figure 5.16 Mince horizon organique terrestre exposé dans l'estran, baie de Old Harry, île de la Grande Entrée

Interprétation

Dans son enclave, la baie de Old Harry évolue à l'abri des longs fetch limitant à la fois la hauteur et la période des vagues atteignant la côte. Bien que les vagues puissent se développer dans ce secteur et causer de l'érosion, l'ensemble des indices relevés sont attribuables à la submersion marine. La présence de souches et d'un sol forestier localisés dans la zone intertidale indiquent une extension latérale et verticale de la forêt vers la mer à une époque où le niveau marin était relativement inférieur à l'actuel. Les indices répertoriés au site de la baie de Old Harry n'étaient pas visibles entre 1986-1992 (DUBOIS, 1993), ils auraient été mis à jour dans les 20 dernières années par l'érosion.

La dévitalisation de la frange forestière actuelle témoigne de la migration de la ligne de rivage vers l'intérieur des terres. Cette dévitalisation s'explique d'une part par l'intrusion répétée des eaux salées sous l'effet du marnage, mais aussi par l'entremise des surcotes et des embruns salés résultants de la proximité de la mer. D'autre part, la sursaturation en eau du sol est aussi responsable du dépérissement de la forêt en zone littorale. Cette dernière peut être induite de différentes façons mais reste associée au niveau de la mer qui lui conditionne les paramètres de la nappe phréatique. Les nouvelles conditions biotiques profitent à de nouvelles espèces qui colonisent l'environnement perturbé.

5.1.2 Île de l'Est (plage de la Pointe de l'Est)

Description du site

L'île de l'Est est localisée à l'extrémité nord-est de l'archipel (figure 5.1). Cette entité géomorphologique est composée sur sa façade nord par la plage de la Pointe de l'Est et par la plage de la Grande Échouerie sur sa façade sud. La pointe de l'île porte le nom de Pointe de l'Est. La plage de la Pointe de l'Est a suscité notre intérêt par la variété d'indices de transgression marine exposés dans la zone littorale (tableau 5.8). La figure 5.17 présente la répartition des indices relevés qui sont ici abordés d'ouest en est.

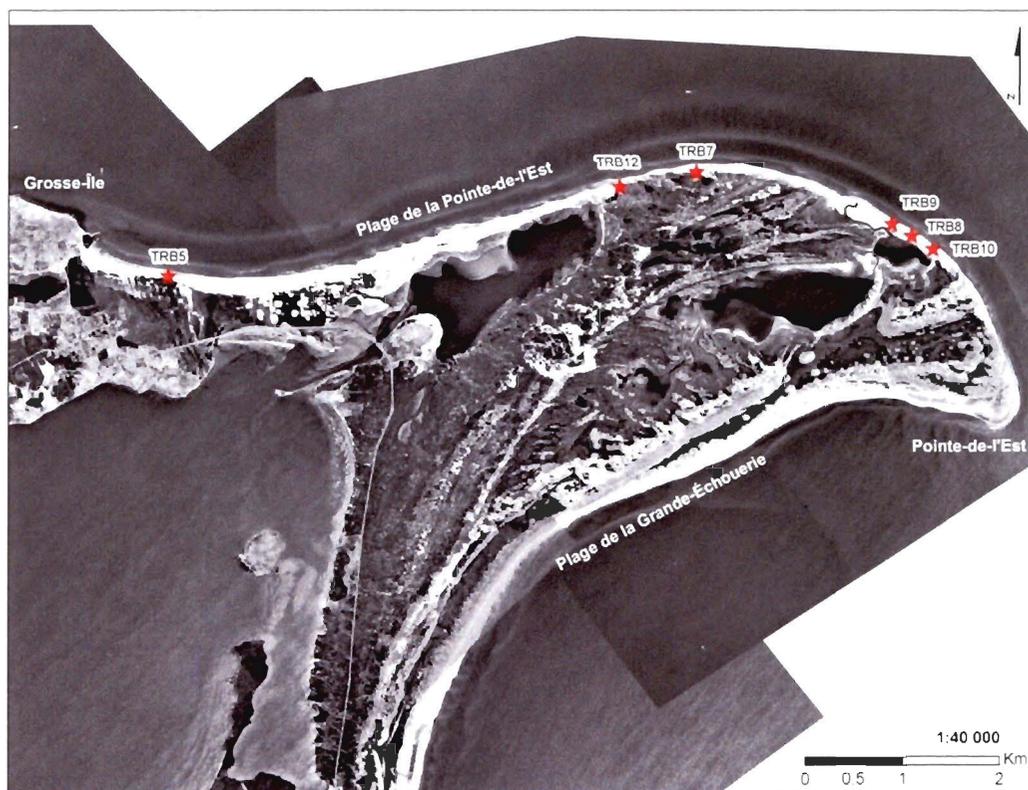


Figure 5.17 Répartition des indices inventoriés sur la plage de la Pointe de l'Est, île de l'Est

Tableau 5.8 Indices de submersion marine et retrait de la ligne de rivage inventoriés sur la plage de la Pointe de l'Est, île de l'Est

Submersion	Recul de la ligne de rivage
<ul style="list-style-type: none"> • Brèches de tempêtes • Lobes de débordement de tempêtes 	<ul style="list-style-type: none"> • Falaise dunaire active • Arbres fossilisés dans la falaise dunaire • Arbres dressés sur le haut estran • Affleurement d'horizons organiques sur le haut estran

Description des indices relevés

À l'endroit de TRB 5, l'on observe un affleurement d'environnement humide terrestre d'une épaisseur de 19 cm sur le bas estran. Ce dernier est exposé au pied d'une dune bordière tronquée. Le haut estran à cet endroit est caractérisé par un cordon de galets. Complètement à l'est de la baie Clarke, le site TRB 12 expose aussi une unité de marais terrestre sur l'estran d'une épaisseur de 35 cm cette fois. La base de l'unité a fourni un âge de 815 ± 25 ans B.P. (728 ± 45 cal. B.P.) (UCIAMS-47297) alors que la datation de joncs parfaitement conservés au sommet de cette unité a fourni un âge moderne (UCIAMS-52765). Malheureusement, l'altitude de cette unité n'est pas disponible à cause d'un fichier de données corrompues. À l'endroit de TRB 7, une brèche de tempête a permis à la mer de pénétrer sur l'arrière-plage tel qu'en témoigne le large lobe de tempête à la figure 5.18. Dans ce secteur, l'on a noté un ensablement des conifères localisés du côté abrité de la dune. Au nord-est de l'étang de l'Est, une mince bande dunaire isole le milieu terrestre du milieu marin. Entre les points TRB 8 et TRB 9, une série d'arbres matures en position de vie se dressent sur le haut estran au pied de la dune bordière tronquée, et ce, sur une longueur de 235 m (figure 5.19). La datation d'un individu a fourni un âge moderne (UL-3270). De plus, l'ensablement des conifères du côté abrité de la lagune a été observé dans ce secteur. Enfin, un abaissement de plage ainsi qu'une dune tronquée ont permis de suivre sur près de 260 m l'extension latérale d'une unité organique exposée dans l'estran (figure 5.20). À l'ouest de ce tronçon, un goulet permet l'échange entre les eaux de mer et celles de l'étang.



Figure 5.18 Lobe de débordement de tempêtes, plage de la Pointe de l'Est



Figure 5.19 Dune bordière isolant l'étang de l'Est de la mer, ensablement des arbres derrière la dune et arbres exposés par la migration de la dune bordière, plage de la Pointe de l'Est



Figure 5.20 Affleurement d'une unité organique sur le haut estran, plage de la Pointe de l'Est

Interprétation

Exposé à la dominance des vents d'ouest, le système côtier de la plage de la Pointe de l'Est subit d'importants ajustements géomorphologiques tel qu'en témoignent à trois reprises la présence d'une végétation de milieu humide terrestre exposée sur l'estran et les arbres fossilisés dans la dune bordière tronquée. Les indices sur le terrain permettent d'expliquer la dynamique de migration de la ligne de rivage vers l'intérieur des terres. D'une part, l'on observe que l'action des vagues empêche la stabilisation du pied de la dune alors que le sapement basal tronque la dune et met à la disposition du vent une quantité importante de sable. Sous l'action du vent, ce sable se retrouve à engraisser la face opposée de la dune. Cet effet de rotation vient à couvrir la végétation qui évolue à l'abri de la dune bordière. Ainsi, la migration vers l'intérieur des terres du front de la dune vient à exposer du côté marin les environnements terrestres, arbres matures et milieux humides compris qui évoluaient du côté abrité de la dune. Compte tenu de l'âge moderne obtenu pour les joncs colonisant le sommet de l'unité organique datée et pour l'arbre dressé sur le haut de plage, on peut conclure que le recul se fait très rapidement. La datation de la base de l'unité organique indique que l'environnement humide terrestre a évolué à l'abri de la mer il y a près d'un millénaire.

De plus, les brèches et les lobes de tempête sont nombreux à avoir percé les environnements de faible dénivelé. Ces derniers témoignent aussi de l'agressivité des processus sur les côtes sableuses où les vagues de tempête, lors de surcotes, peuvent former des brèches dans la dune bordière et envahir les environnements terrestres.

Les indices répertoriés sur la plage de la Pointe de l'Est n'étaient pas visibles sur les documents cartographiques de DUBOIS (1993), comme quoi l'érosion aurait été particulièrement active depuis les 20 dernières.

5.1.3 Île de Pointe-aux-Loups (anse aux Renards)

Description du site

L'île de Pointe-aux-Loups se situe sur la face ouest de l'archipel (figure 5.1). Elle est jointe au sud par la dune de l'Ouest et au nord, par la dune du Nord. Ainsi, une partie de l'île évolue du côté marin alors que l'autre évolue du côté de la lagune de la Grande Entrée. Sur la face est de l'île, du côté de la lagune, l'anse aux Renards exhibe à son tour les vestiges d'une forêt exposés dans la zone intertidale (figure 5.21). Le site est caractérisé par une végétation de tourbière colonisant une vallée taillée dans le grès rouge. À l'arrière-côte, une végétation forestière de résineux remplace la tourbière.



Figure 5.21 Localisation du site de l'anse aux Renards, île de Pointe-aux-Loups

À la côte, une microfalaise active expose une séquence organique taillée dans l'horizon de tourbière (figure 5.22). Plusieurs résurgences d'eau s'écoulent du dépôt et ruissellent sur le haut de la plage témoignant de la proximité de la nappe phréatique. Les indices de submersion et les évidences du recul de la ligne de rivage répertoriés au site de l'anse aux Renards sont rapportés au tableau 5.9.



Figure 5.22 Microfalaise taillée dans un dépôt de tourbière exposant une unité forestière à la base de celle-ci, anse aux Renards, île de Pointe-aux-Loups

Tableau 5.9 Indices de submersion marine inventoriés à l'anse aux Renards, île de Pointe-aux-Loups

Submersion	Recul de la ligne de rivage
<ul style="list-style-type: none"> • Dépôt de tempête au sommet de la microfalaise • Souches dans la zone intertidale 	<ul style="list-style-type: none"> • Laisse de zostères sur l'arrière-côte • Microfalaise active • Unité forestière à la base de la séquence organique

Caractéristiques de la forêt fossile

Un total de 44 souches ont été inventoriées au site de l'anse aux Renards. Ces souches se trouvaient en partie sur le haut estran de la baie et en partie à la base de la microfalaise. Elles étaient toutes ancrées dans un horizon forestier. L'analyse statistique a porté sur 30 souches. L'altitude moyenne des souches est de 0,40 m, leur distribution s'étalant entre -0,04 m et 0,76 m (tableau 5.10). La datation d'un individu positionné sur le haut estran à une altitude de 0,10 m, a fourni un âge de 625 ± 15 ans B.P. (606 ± 50 cal. B.P.) (UCIAMS-39580).

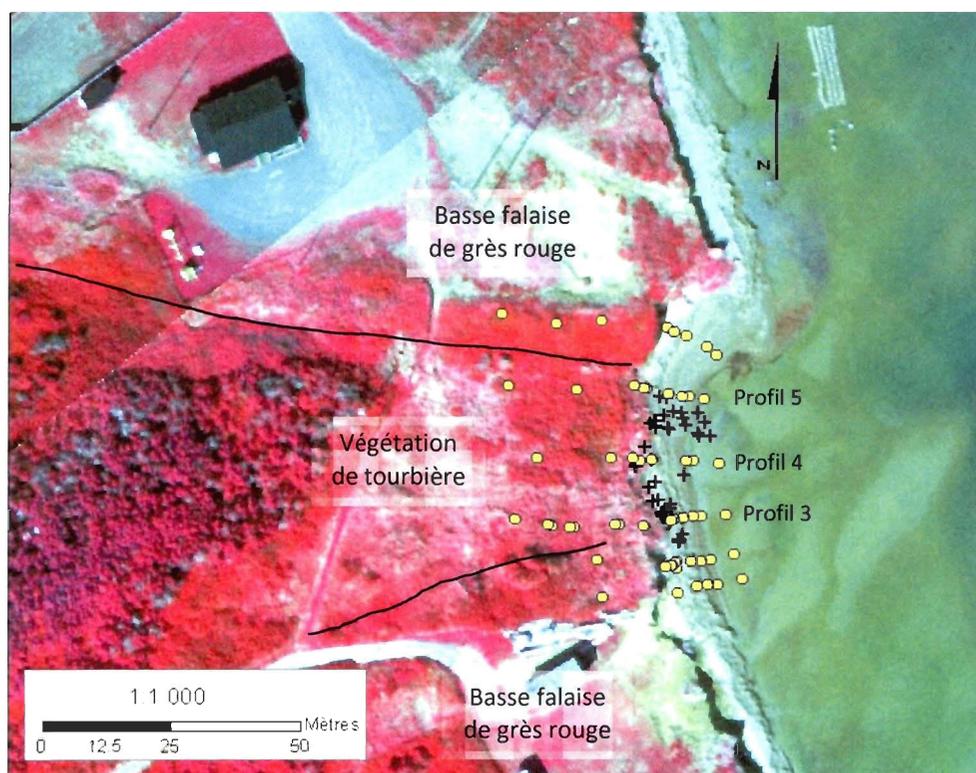
Les relevés topographiques ont permis d'obtenir une altitude moyenne de la terrasse à l'arrière-côte (0,86 m) caractérisée par un environnement de tourbière (tableau 5.11). Un dépôt de hautes eaux reposait sur la terrasse à environ 5 m de la microfalaise. L'épaisse laisse de zostères culminait à une altitude de 0,89 m, comme quoi le niveau d'eau peu atteindre cette altitude à l'intérieur de la lagune. Rappelons que le site de l'anse aux Renards évolue du côté abrité de la lagune et qu'il est protégé du développement de hautes vagues par la faible profondeur de la lagune. La figure 5.23 expose la répartition des souches relevées et des profils topographiques réalisés.

Tableau 5.10 Statistiques descriptives de l'altitude des souches relevées au DGPS au site de l'anse aux Renards, île de Pointe-aux-Loups (altitude exprimée en mètre au-dessus du NMM)

N	Valide	30
Moyenne		0,40
Médiane		0,40
	Std. Deviation	0,20
	Variance	0,04
	Minimum	-0,04
	Maximum	0,76
Percentiles	25	0,25
	75	0,58

Tableau 5.11 Profils topographiques réalisés au DGPS au site de l'anse aux Renards (altitude exprimée en mètre au-dessus du NMM)

Profils	Pied de la m-f organique	Sommet de la m-f organique	Sommet de la terrasse	Niveau atteint lors tempête
3	0,23	0,62	0,93	0,89
4	0,20	0,77	0,65	-
5	0,23	0,84	0,81	-
Moyenne	0,22	0,74	0,86	0,89



Fond de carte : image infrarouge 2008 (LDGIZC, UQAR)

Figure 5.23 Répartition des souches (+) et des profils topographiques (point) au site de l'anse aux Renards, île de Pointe-aux-Loups

Le détail de la séquence organique dans laquelle s'insère l'unité forestière est présentée à la figure 5.24. Dégagée par l'érosion littorale et en profondeur à la pelle, cette séquence organique fait 78 cm, du contact basal sableux au sommet de la basse terrasse. L'unité rencontrée à la base de la séquence en est une de vase organique bien décomposée avec quelques fragments de bois et des aiguilles de résineux. La datation de ces derniers a fourni un âge de 585 ± 15 ans B.P. (634 ± 49 cal. B.P.) (UCIAMS-41191). Cette unité est couverte d'une unité sableuse de 5 cm d'épaisseur qui sert d'assise au développement d'un horizon forestier qui fait 38 cm d'épaisseur. L'unité strictement forestière à la base passe à dominance de tourbe vers le sommet. Le sommet de la tourbe a fourni un âge de 145 ± 20 ans B.P. (143 ± 138 cal. B.P.) (UCIAMS-41192). Au sommet, le développement d'une végétation humide terrestre complète la séquence. Le matériel prélevé au centre de l'unité a fourni un âge de 110 ± 20 ans B.P. (144 ± 122 cal. B.P.) (UCIAMS-45696). Enfin, il faut ajouter qu'un carottage réalisé sur le bas estran a permis de confirmer l'extension vers la mer de l'environnement forestier jusqu'à 30 cm (-0,14 m) sous l'interface, et ce à près de 20 m du rivage.

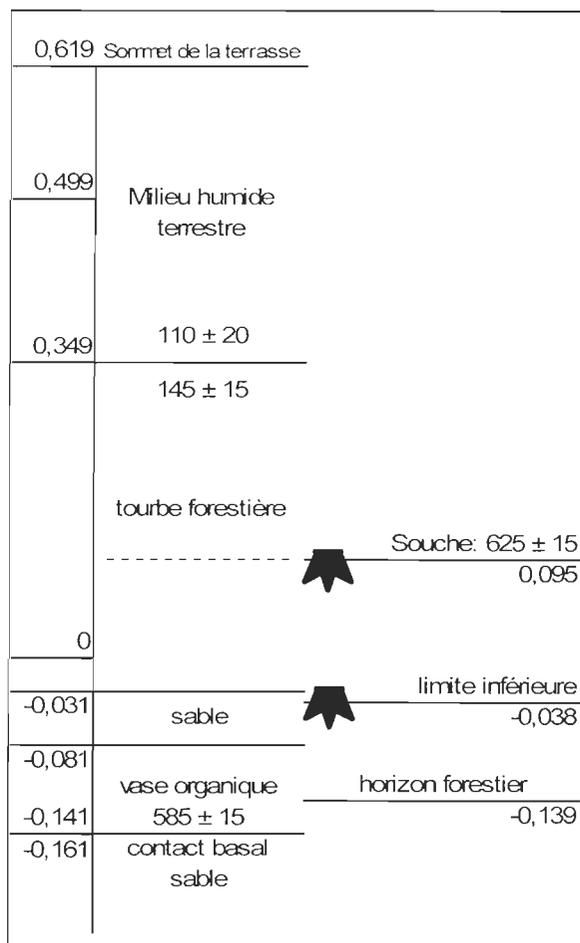


Figure 5.24 Coupe stratigraphique schématisée de la séquence organique exposée par la microfalaise et positionnement de l'environnement forestier positionné sur l'estran, anse aux Renards

Interprétation

La séquence organique observée au site de l'anse aux Renards rappelle celle observée au site du cap de l'Église (section 5.1.1.2). En effet, celle-ci est exposée par une microfalaise en érosion permettant de visualiser une transition nette passant d'un environnement forestier ancien à un environnement de milieu humide terrestre contemporain. De plus, cette végétation comble aussi une dépression creusée dans le grès rouge. Notons que DUBOIS

(1993) avait identifié de la tourbe fossilisée à ce site dans son travail cartographique sur le littoral des Îles-de-la-Madeleine.

Les indices d'un environnement forestier débutent à une altitude de -0,03 m dans la microfalaise taillée par l'érosion. Néanmoins, les indices d'un horizon forestier relevés jusqu'à 30 cm sous l'interface du bas estran, pour une basse altitude de -0,14 m, suggère une extension latérale de l'environnement forestier jusqu'à une vingtaine de mètres du rivage actuel. La datation de l'individu (606 ± 50 cal. B.P.), récolté sur le haut estran au pied de la microfalaise indique que le domaine marin n'atteignait pas cette altitude (0,10 m) à pareille date.

Étant donné qu'aucune donnée relative à un environnement homologue ni à la position de la ligne de rivage n'a été relevée dans ce secteur, nous avons choisi d'établir un taux de submersion à partir de l'altitude inférieure du sommet de la terrasse, soit 0,62 m, puisque cette altitude correspond à l'altitude minimale à partir de laquelle s'établit la végétation terrestre contemporaine à l'arrière-côte. Ainsi, compte tenu de la position altitudinale de la souche datée (0,10 m), l'on obtient un taux de submersion marine de l'ordre de 8,6 cm par siècle (0,9 mm/an) pour les 600 dernières années (tableau 5.12).

Tableau 5.12 Comparaison des taux de submersion obtenu à partir de la limite inférieure de la végétation à l'arrière-côte de l'anse aux Renards

Différentiel altitudinal (m)	Datation (B.P.)	625 ± 15	Datation (cal. B.P.)	606 ± 50	Datation cal. B.P. +57 ans (2007)	663
	Taux cm / siècle	Taux mm / an	Taux cm / siècle	Taux mm / an	Taux cm / siècle	Taux mm / an
0,52	8,3	0,8	8,6	0,9	7,8	0,8

5.1.4 Île du Havre aux Maisons (Le Grand Barachois)

Description du site

L'île du Havre aux Maisons, se situe sur la face est de l'archipel (figure 5.1). Sa façade est évolue du côté marin alors que la façade ouest évolue du côté de la lagune du Havre aux Maisons. C'est de ce côté que se trouve le site du Grand Barachois, un site localisé au fond d'une anse qui expose quelques reliques de schorre supérieur accolées à une basse falaise de grès rouge (figure 5.25). Le lambeau de marais couvre les vestiges d'un environnement forestier tel qu'en témoignent les souches en position de vie découverte à marée basse au pied de la microfalaise. À l'ouest du site, l'exutoire d'un ruisseau profite au développement d'un marais maritime abrité.



Figure 5.25 Lambeau de marais maritime couvrant les vestiges d'un environnement forestier, Le Grand Barachois, île du Havre aux Maisons

Caractéristiques des indices retrouvés

Le sommet du lambeau de marais occupant le fond de la baie culmine à 0,88 m. Ce dernier occupe 43 cm (figure 5.26). Quelques souches affleurent au pied de la microfalaise en érosion taillée dans cet horizon de marais. La position moyenne du col des souches se situe à 0,56 m. Sous l'unité de marais, une unité de sable marbré blanc et gris prend place (figure 5.27). Cette unité marbrée sert de point de repère stratigraphique entre le carottage réalisé à travers le lambeau de marais et le trou réalisé à la pelle sur le bas estran à environ 10 m de la microfalaise.

Sous la surface du bas estran (altitude de 0,28 m), l'unité de sable marbrée se poursuit et comble une unité de débris ligneux et de racines faisant environ 50 cm d'épaisseur, soit entre -0,47 m et -0,03 m. Cette unité de débris ligneux est sans sol forestier et se trouve à travers l'horizon marbré (figure 5.27). La datation d'une racine d'arbre localisée à -0,18 m a fourni une datation de $1\ 140 \pm 60$ ans B.P. ($1\ 080 \pm 148$ cal. B.P.) (UL-3272).

Étant donné qu'il n'existait pas d'environnement forestier au fond du Grand Barachois, nous avons utilisé l'altitude du sommet du lambeau de marais pour établir un taux minimal de submersion. Celle-ci est interprétée comme l'altitude de la ligne de rivage. Le différentiel altitudinal entre la position de la racine datée (-0,18 m) et le sommet du schorre supérieur (0,88 m) nous permet de proposer un taux de submersion minimal de l'ordre de 9,8 cm par siècle pour le dernier millénaire (tableau 5.13).

Tableau 5.13 Comparaison des taux de submersion obtenus à partir de la ligne de rivage, Grand Barachois

Différentiel altitudinal (m)	Datation (B.P.)	1140 ± 60	Datation (cal. B.P.)	1 080 ± 148	Datation cal. B.P. +57 ans (2007)	1137
	Taux cm / siècle	Taux mm / an	Taux cm / siècle	Taux mm / an	Taux cm / siècle	Taux mm / an
1,06	9,2	0,9	9,8	1,0	9,3	0,9



Figure 5.26 Carotte extraite à la tarière à partir du sommet du lambeau de marais dévoilant l'unité de sable marbré à la base du celui-ci, Le Grand Barachois, île du Havre aux Maisons



Figure 5.27 Unité de sable marbré contenant les débris ligneux localisée sous l'interface de l'estran, Le Grand Barachois, île du Havre aux Maisons

Interprétation

Au site du Grand Barachois, l'intégrité du sol de l'environnement forestier n'a pas été conservée. Les trous réalisés dans l'estran ont permis de voir que les vestiges forestiers sont intercalés dans l'unité de sable marbré, comme quoi, le sol aurait été lessivé par la dynamique littorale. Cependant, la présence de souches à la base de l'unité de marais témoigne de l'ennoiement d'un environnement forestier au profit du développement d'un marais. Il est intéressant de mentionner que le taux de submersion obtenu à partir de la position de la racine (9,8 cm/siècle) s'apparente à celui de 8,6 cm/siècle enregistré au site de l'anse aux Renards sur l'île de Pointe-aux-Loups (section 5.1.3).

Les vestiges des environnements de marais maritimes et forestiers témoignent de deux époques distinctes, l'une évoquant un espace terrestre forestier évoluant sous le niveau de l'interface de la lagune, l'autre démontrant l'ennoiement de celle-ci au profit du développement d'un marais maritime abrité. Néanmoins, l'érosion littorale tend à faire disparaître les indices de marais maritime qui d'ailleurs n'affiche aucune trace de schorre inférieur dans le secteur. Ce lambeau de marais maritime risque de disparaître dans un délai rapproché, emportant avec lui, toutes traces de son existence. Cette situation laisse croire que d'autres environnements forestiers reposent sous l'interface de l'estran dans des conditions géographiques semblables.

Notons que DUBOIS (1993) avait identifié la présence de tourbe fossilisée pour ce site alors qu'aucune tourbe n'était présente lors de notre passage.

5.1.5 Île du Cap aux Meules

5.1.5.1 Plage de La Petite Échouerie

Description du site

Le site de la plage de La Petite Échouerie est situé au sud-est de l'île du Cap aux Meules, soit au sud de la pointe de l'Échouerie (figure 5.1). Le site est exposé aux vents du sud et de l'est. L'intérêt de ce site est double, il montre des signes de submersion marine actuelle et expose la plus importante concentration de souches en position de vie inventoriée sur les plages de l'archipel. Exposées sur la plage, la quantité de souches visibles varie selon le profil de la plage, à savoir lorsqu'il est engraisé ou abaissé par la dynamique littorale (figure 5.28).

La côte de ce site est caractérisée par la migration d'un cordon littoral vers les terres. Celui-ci est particulièrement marqué par la présence de graviers et de galets transgressifs. Ce cordon agit telle une barrière contraignant l'écoulement des eaux du domaine terrestre. Un exutoire y est entretenu par les résidents du secteur. L'arrière-côte du site est représentée par une végétation de milieu humide terrestre passant de marais à tourbière à mesure que l'on s'éloigne de la côte. Celle-ci comble une vallée encaissée dans le grès rouge.

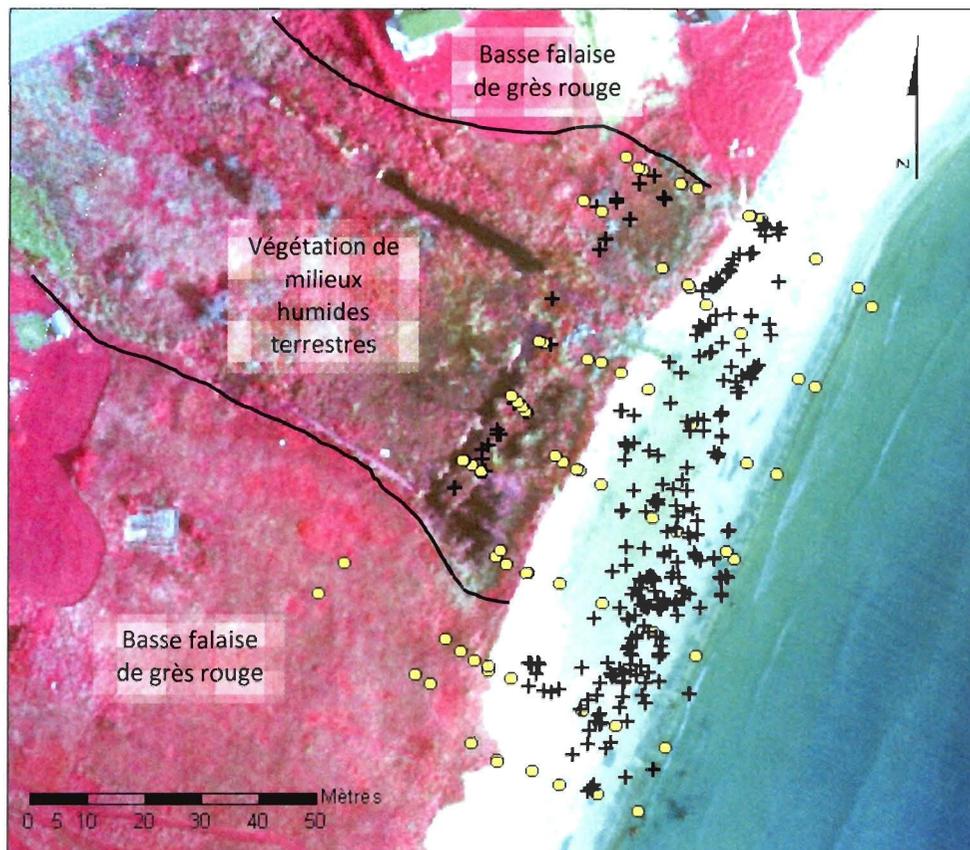


Figure 5.28 Exposition des souches et galets transgressifs dans la zone intertidale selon le profil de la plage de La Petite Échouerie, île du Cap aux Meules

Caractérisation de la forêt fossile

L'unité forestière du site de La Petite Échouerie repose sous la plage actuelle. L'ensemble des souches affleure tant sur le haut que sur le bas estran, et ce, sur un peu plus de cent mètres le long de la côte (figure 5.29). L'inventaire final de ce site comprend 245 souches, dont 231 qui ont été relevées au DGPS. Toutes les souches inventoriées étaient ancrées dans un sol forestier recouvert par le sable de la plage du haut estran. L'analyse statistique fournit une moyenne altitudinale des souches de 0,66 m (tableau 5.14) dont l'étendue des données se situe entre -0,18 m et 1,98 m. Deux individus ont été datés afin de déterminer l'âge de la forêt. Le premier individu (0,56 m) a fourni un âge de 930 ± 20 ans B.P. (854 ± 61 cal. B.P.) (UCIAMS-39583). Le deuxième, un âge de 805 ± 15 ans B.P. (711 ± 24 cal. B.P.) (UCIAMS-39584). Ce dernier n'a pas d'altitude associée puisqu'il a été récolté lors d'une campagne terrain antérieure à cette étude.

Les relevés topographiques couvrant l'estran et l'arrière-côte fournissent plusieurs informations d'intérêt sur les limites atteintes par les eaux (figure 5.29 et tableau 5.15). En effet, le long du segment étudié, un cordon de galets et de blocs transgressifs se localise dans la zone supérieure du haut estran. À l'endroit des profils 1, 2 et 3, les galets et les blocs couvrent et constituent la microfalaise. Le sommet de ce cordon possède une altitude moyenne de 2,90 m avec un maximum de 3,0 m. Ce dernier empêche les eaux du domaine terrestre de s'écouler vers la mer. L'altitude minimale à partir de laquelle la végétation terrestre colonisait l'arrière-plage correspondait au niveau des eaux retenues, soit 2,17 m. Une compilation de points relevés sur la terrasse à l'arrière-plage fournit une altitude moyenne de 2,42 m. L'altitude moyenne de la ligne de rivage est de 1,84 m.



Fond de carte : image infrarouge 2008 (LDGIZC, UQAR)

Figure 5.29 Répartition des souches (+) et des profils (points) relevés au DGPS, plage de La Petite Échouerie, île du Cap aux Meules

Tableau 5.14 Statistiques descriptives de l'altitude (m) des souches relevées au DGPS au site de La Petite Échouerie, île du Cap aux Meules

N	Valide	231
Moyenne		0,66
Médiane		0,60
	Std. Deviation	0,50
	Variance	0,25
Minimum		-0,18
Maximum		1,98
Percentiles	25	0,24
	75	1,01

Tableau 5.15 Profils topographiques réalisés au site de La Petite Échouerie, île du Cap-aux-Meules (altitude exprimée en mètre au-dessus du NMM)

Profils	Ligne de rivage	Sommet de la m-f	Altitude moyenne de l'arrière-plage	Altitude maximale atteinte par galets et blocs transgressifs
1	1,99	2,99	2,57	2,99
2	1,94	2,77	2,33	2,83
3	1,84	2,86	2,44	2,86
4	1,85	2,72	2,40	-
5	1,68	2,93	2,28	-
6	1,75	3,04	-	-
Moyenne	1,84	2,89	2,42	2,90

Interprétation

Les galets et les blocs présents à la limite supérieure du haut estran et poussés au-dessus de la micro-terrasse induisent une côte de forte énergie. L'altitude maximale atteinte par les poussées de galets et de blocs transgressifs (2,99 m) est la plus élevée enregistrée sur l'archipel. Il est intéressant de noter que l'altitude moyenne du sommet de la micro-terrasse suit de très près avec 2,89 m alors que l'altitude moyenne de la terrasse à l'arrière-plage est de 2,42 m. Ceci porte à croire que la répétition des événements de submersion contribue à l'édification d'un cordon d'altitude supérieure au domaine terrestre immédiatement à l'arrière-côte. Ces événements de submersion sont probablement liés aux événements de tempête.

D'autre part, la présence des nombreuses souches révèle qu'il y a près d'un millénaire, une forêt prenait place à l'endroit de la plage de La Petite Échouerie. L'altitude minimale enregistrée par les souches (-0,18 m) indique que le niveau marin était nécessairement sous cette altitude afin de permettre à cet environnement forestier de se développer. En comparant l'altitude de l'individu daté à 854 ± 61 ans cal. B.P. (0,56 m) à celle de la ligne de rivage (1,84 m), l'on obtient un taux minimal de submersion de l'ordre de 15,0 cm par siècle pour le dernier millénaire (tableau 5.16). Rappelons qu'il existe 2,02 m entre l'altitude de la ligne de

rivage et l'altitude minimale des souches relevées (-0,18 m), ce qui correspond à une hausse de plus de 2 m pour le dernier millénaire. Cette observation est similaire à celle faite au site du cap à Isaac sur l'île de la Grande Entrée où 2,06 m séparent la base de la séquence organique de la ligne de rivage pour une période similaire (1023 ± 44 ans cal. B.P.). Ce site est rapporté par les travaux de DUBOIS (1993).

Tableau 5.16 Comparaison des taux de submersion exprimés par les indices récoltés au site de la plage de La Petite Échouerie

Différentiel calculé à partir de	Différentiel altitudinal (m)	Datation (B.P.)	930 ± 20	Datation (cal. B.P.)	854	Datation cal. B.P. +57 ans (2007)	911
		Taux cm / siècle	Taux mm / an	Taux cm / siècle	Taux mm / an	Taux cm / siècle	Taux mm / an
Ligne de rivage (1,84 m)	1,28	13,8	1,4	15,0	1,5	14,1	1,4

5.1.5.2 L'anse aux Étangs

Description du site et des indices observés

Le site de l'anse aux Étangs se situe aussi au sud-est de l'île du Cap aux Meules, soit au sud du site de La Petite Échouerie (figure 5.1). Cette anse est caractérisée par un large bas estran reconnu pour la pêche aux coques. Comme son nom l'indique, une côte à lagune caractérise le type de système côtier (figure 5.30).

L'intérêt initial de ce site était la présence de quelques maigres souches affleurant ici et là dans la zone intertidale. L'altitude du col d'une seule souche a été relevée (0,40 m). La ligne de rivage est identifiable dans ce secteur par une microfalaise active qui expose une unité

organique qui origine de la végétation à l'arrière-côte (figure 5.31). Celle-ci est couverte par une unité sableuse colonisée par le foin de dune qui culmine à 1,76 m au sommet de la microfalaise. La dune bordière végétalisée expose de nombreux signes de submersion dont la présence de lobes de sable et graviers transgressifs. À l'arrière-côte, un étang peuplé de quenouilles montre des signes de transgression marine par la migration du cordon littoral envahissant son espace. L'altitude des graviers transgressifs au point le plus distal est de 1,46 m. À l'arrière de l'étang, le paysage laisse place à une forêt de conifère.



Figure 5.30 Vue d'ensemble de l'anse aux Étangs et du cordon littoral isolant la lagune de la mer, île du Cap aux Meules



Figure 5.31 Microfalaise en érosion, anse aux Étangs, île du Cap aux Meules

Interprétation

La migration du cordon littoral dans ce secteur de faible dénivelé se fait au détriment de l'espace lagunaire à l'arrière-côte. Les maigres souches et la présence de l'unité organique s'avancant sur le haut de plage témoignent nécessairement d'un recul du trait de côte. D'autre part, la présence de matériels transgressifs envahissant l'étang à l'arrière-côte témoigne de l'occurrence d'évènements de submersion dans le secteur qui atteignent au minimum 1,76 m au dessus du NMM avant d'atteindre l'arrière-côte. De plus, considérant le large bas estran encaissé entre les avancées rocheuses de part et d'autre du site de l'anse aux Étangs et les quelques souches éparses y affleurant, l'on peut facilement s'imaginer que la migration de ligne de rivage s'opère depuis un certain temps.

D'après les travaux de DUBOIS (1993), ce site n'était pas visible entre 1986-1992. Il aurait été mis à jour dans les 20 dernières années par l'érosion.

5.1.5.3 L'anse aux Baleiniers

Description du site et des indices observés

L'anse aux Baleiniers se situe au nord-ouest de l'île du Cap aux Meules, face à la mer (figure 5.1). La visite de ce site a été motivée par la présence de souches sur le haut de plage et les vestiges d'une séquence organique. À la côte, la microfalaise a été remblayée et enrochée afin de protéger le chemin qui mène au bassin d'épuration municipal. Quoiqu'il en soit, l'on perçoit clairement une unité forestière couverte par une végétation dominée par les éricacées sous le remblai et à travers l'enrochement. À l'arrière-côte, le sol gorgé d'eau profite à l'établissement d'une végétation dominée par les foins.

Une fois de plus, l'unité organique comble une dépression façonnée dans le grès rouge tel que le suggère le grès plongeant sous celle-ci de part et d'autre du site (figure 5.32). Il est approprié de rapporter les dires du chauffeur de camion du site d'enfouissement citant son père qui disait: « qu'une forêt noire se tenait ici dans le temps » tout en pointant la mer.

La description du site est essentiellement qualitative mise à part les relevés altitudinaux des souches émergeant dans la zone intertidale à travers l'enrochement. Ces relevés nous rapportent une distribution des souches qui se situe entre 0,24 m et 1,52 m avec une moyenne de 0,99 m (tableau 5.17).

Tableau 5.17 Statistiques descriptives de l'altitude des souches relevée au DGPS au site de l'anse des Baleiniers, île du Cap aux Meules (altitude exprimée en mètre au-dessus du NMM)

N	Valide	20
Moyenne		0,98
Médiane		1,03
	Std. Deviation	0,40
	Variance	0,16
	Minimum	0,24
	Maximum	1,52
Percentiles	25	0,59
	75	1,37



Figure 5.32 Unité organique comblant la vallée taillée dans le grès rouge, site de l'anse aux Baleiniers, île du Cap aux Meules

Interprétation

Tous les indices indiquent une colonisation forestière de la vallée encaissée dans le grès, qui se fait graduellement ennoyée laissant place à une végétation de tourbière. Le scénario se répète, tel qu'évoqué aux îles de Pointe-aux-Loups et de la Grande Entrée. Ainsi, l'unité forestière se situe à la base d'une séquence organique laissant sa place à une unité de tourbière et enfin à une végétation de milieu humide contemporaine colonisant un sol mal drainé. La séquence organique des trois environnements évoque un ennoisement graduel de la vallée par les eaux du domaine terrestre, comme quoi, la hausse du niveau marin modifie les conditions de drainage à la côte. Notons que le site n'était pas visible entre 1986-1992 et qu'il a probablement été mis à jour dans les 20 dernières années par l'érosion (DUBOIS, 1993).

5.1.6 Île du Havre Aubert (Baie du Bassin)

L'île du Havre Aubert se situe au sud de l'archipel des Îles de la Madeleine (figure 5.1). Au sud-est de l'île, la baie du Bassin débouche sur la face sud de l'archipel. Cette baie présente deux sites d'intérêt à l'intérieur de la lagune et un site à l'extérieur de celle-ci. Le premier expose une transition d'environnement forestier à marais maritime au nord-ouest de la baie. Le second affiche des signes de transgression marine caractérisés par la migration du cordon littoral vers les terres. Le troisième site d'intérêt est exposé du côté marin, soit du côté de la plage du Havre, et comprend l'exposition d'une unité organique affleurant sur le bas estran témoignant de la migration du cordon dunaire vers l'intérieur de la lagune (figure 5.33).



Figure 5.33 Répartition des sites de la baie du Bassin, île du Havre Aubert

5.1.6.1 Baie du Bassin, secteur nord-ouest

Description du site d'intérêt

Au premier coup d'œil, le principal site de la baie du Bassin (nord-ouest de la baie) offrait une série de souches affleurant dans la zone intertidale, au pied de la microfalaise délimitant le schorre supérieur (figure 5.34). Cependant, un canal de drainage perpendiculaire à la côte nous a permis de suivre en partie l'extension vers l'intérieur des terres de cet ancien environnement forestier (figure 5.35). Ainsi, un total de 176 souches ont été inventoriées dont 158 relevées au DGPS. L'altitude moyenne de ces souches est de 0,17 m. La répartition des souches varie entre -0,34 m et 0,90 m (tableau 5.18). La datation d'un individu (-0,16 m) a fourni un âge de 625 ± 15 ans B.P. (606 ± 50 cal. B.P.) (UCIAMS-39578). Il s'agit du second site en importance, après celui de la plage de la Petite Échouerie (section 5.1.5.1) en ce qui a trait au nombre de souches relevées.

Tableau 5.18 Statistique descriptive de l'altitude des souches relevées au DGPS, secteur nord-ouest de la baie du Bassin, île du Havre Aubert (altitude exprimée en mètre au-dessus du NMM)

N	Valide	158
Moyenne		0,17
Médiane		0,14
	Std. Deviation	0,22
	Variance	0,05
	Minimum	-0,34
	Maximum	0,90
Percentiles	25	0,02
	75	0,28



Figure 5.34 Souches exposées au pied de la microfalaise du schorre supérieur, secteur nord-ouest de la baie du Bassin, île du Havre Aubert



Figure 5.35 Déploiement d'un arbre enfoui sous l'unité de marais maritime, secteur nord-ouest de la baie du Bassin, île du Havre Aubert

Plusieurs carottages ont été réalisés afin de dresser le portrait de la séquence organique dans laquelle s'insère l'unité forestière. L'essentiel des informations sont compilées à la figure 5.36. Le contact basal de sable de la séquence organique de la baie du Bassin a été atteint à 3,60 m sous le sommet du marais, soit à une altitude de -3,10 m. Des fragments de bois, de plantes et quelques graines prélevées près de ce contact ont fourni un âge de $1\ 885 \pm 15$ B.P. ($1\ 811 \pm 70$ cal. B.P.) (UCIAMS-41188).

Sous le marais actuel se trouve un horizon forestier dans lequel s'insère l'ensemble des souches. Cet horizon fait au moins 51 cm d'épaisseur, la base n'ayant pas été atteinte. En fait, l'environnement sous-jacent donne l'impression d'une tourbière avec du matériel très lâche et gorgé d'eau qui en empêche le prélèvement. Néanmoins, le prélèvement de la partie sommitale de l'unité forestière (0,31 m) a fourni un âge de 120 ± 15 ans B.P. (144 ± 123 cal. B.P.). Cette unité a servi d'assise pour le développement du marais maritime abrité qui domine aujourd'hui le paysage du nord-ouest de la baie du Bassin. L'unité sommitale de marais maritime, qui fait 17 cm d'épaisseur, et la datation au ^{14}C de sa base a fourni un âge moderne, et ce, à deux reprises (UCIAMS-41187 et UCIAMS-47278).

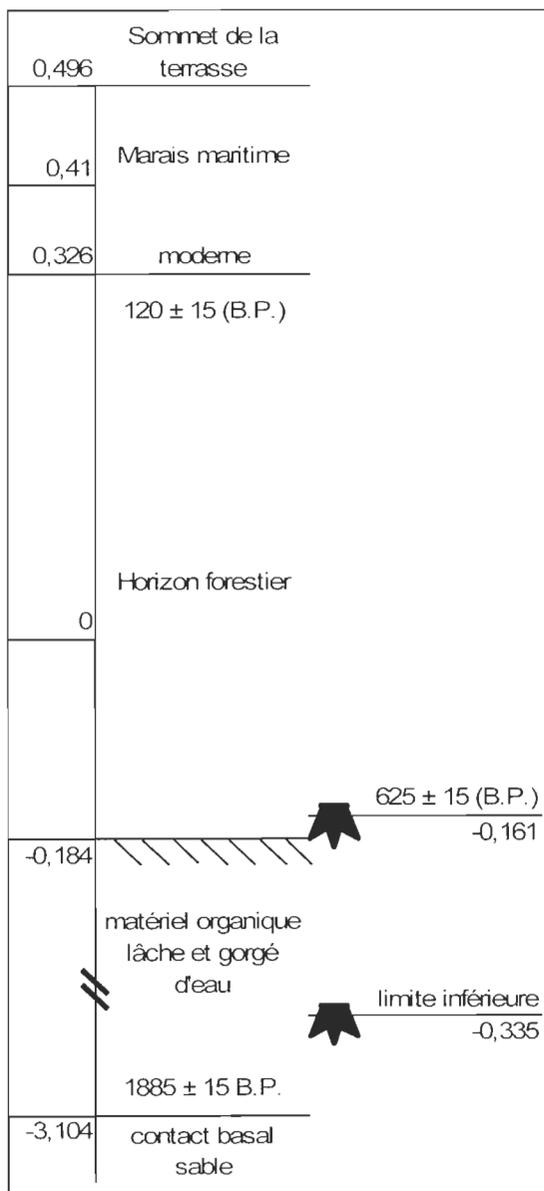


Figure 5.36 Coupe schématisée du secteur nord-ouest de la baie du Bassin, île du Havre Aubert (altitude exprimée en mètre au-dessus du NMM)

Dans le paysage actuel de la lagune, les changements de végétation affichent clairement les limites entre l'influence du domaine marin et terrestre où la végétation de marais maritime laisse place aux quenouilles et aux aulnes à l'arrière-côte. À l'arrière-côte, le début de la colonisation arbustive est particulièrement caractérisé par la présence de cordons de zostères et de bois flottés sur le site. Les relevés topographiques ont révélé plusieurs faits intéressants concernant les limites altitudinales atteintes par les eaux (tableau 5.19). Ainsi, le schorre supérieur s'étend entre 0,22 et 0,54 m d'altitude. Le domaine terrestre d'eau douce commence avec la colonisation par les aulnes à une altitude moyenne de 0,64 m. Cette altitude est interprétée comme étant la ligne de rivage. La laisse de zostères accompagnant le début de la végétation arbustive atteint quant à elle une altitude de 0,74 m. Enfin, celle de la colonisation par la végétation forestière est de 0,80 m.

Tableau 5.19 Profils topographiques réalisés au secteur nord-ouest de la baie du Bassin, île du Havre Aubert (altitude exprimée en mètre au-dessus du NMM)

Transect	Pied de la m-f	Sommet de la m-f	Limite supérieure du schorre supérieur	Ligne de rivage (colonisation par les aulnes)	Matériel transgressif	Début végétation forestière
1	0,03	0,18		0,81	-	-
2	0,06	0,27		0,72	-	-
3	-0,14			0,51		
4	-0,26			0,54		
5	-0,17			0,61		
6	-0,00			0,63		
A		0,28				
B		0,19			0,74	0,8
C		0,18	0,54	0,63		
D		0,24		0,66		
Moyenne	-0,08	0,22		0,64		

Interprétation

Un premier taux de submersion est calculé à partir du matériel daté à $1\ 811 \pm 70$ ans cal. B.P. localisé au contact basal de la longue séquence organique (-3,10 m). L'altitude du prélèvement comparé à celle de la ligne de rivage (0,64 m) fournit un taux de submersion de 20,7 cm par siècle (2,1 mm/an) pour les deux derniers millénaires (tableau 5.20).

À l'échelle des 600 dernières années, ce taux ralentit. Le différentiel altitudinal entre la position de la souche datée à 606 ± 50 ans cal. B.P. (-0,16 m) et celle de la ligne de rivage (0,64 m), fournit un taux minimal de submersion de 13,2 cm par siècle (1,3 mm/an). Ce taux s'élève à 15,8 cm par siècle (1,6 mm/an) si l'on utilise l'altitude de l'environnement homologue actuel, soit l'altitude de la colonisation par les conifères aujourd'hui (0,80 m).

À l'échelle du dernier siècle, ce taux montre une accélération. La comparaison de l'altitude du sommet de l'horizon forestier (0,31 m) daté à 144 ± 123 ans cal. B.P. à celle de la ligne de rivage (0,64 m) fournit un taux de submersion minimal de 22,9 cm pour le dernier siècle (2,3 mm/an). En comparant l'altitude le sommet de l'horizon forestier à celui de son homologue actuel (0,80 m), le taux de submersion s'élève plutôt à 34,0 cm par siècle (3,4 mm/an).

Enfin, bien que la base du marais ait fournit un âge moderne, le différentiel obtenu entre la position inférieure du marais (0,22 m) et la limite supérieure du schorre supérieur (0,54 m) mis en contexte avec l'âge du sommet de l'unité forestière (144 ± 123 ans cal. B.P.) permet d'avancer un taux de l'ordre de 22,2 cm/siècle (2,2 mm/an). Notons que ce site avait été identifié par DUBOIS (1993).

Tableau 5.20 Comparaison des taux de submersion exprimés par les indices récoltés au site de baie du Bassin

Échantillon	Différentiel calculé à partir de	Différentiel altitudinal (m)	Datation	Datation	Taux cm / siècle	Taux mm / an
Contact basal (-3,10 m)	Ligne de rivage (0,64 m)	3,74	Datation (B.P.)	1 885 ± 15	19,8	2,0
			Datation (cal.B.P.)	1 811 ± 70	20,7	2,1
			Datation (cal. B.P.) +57 ans (2007)	1868	20,0	2,0
Arbre (-0,16 m)	Ligne de rivage (0,64 m)	0,80	Datation (B.P.)	625 ± 15	12,8	1,3
			Datation (cal.B.P.)	606 ± 50	13,2	1,3
			Datation (cal. B.P.) +57 ans (2007)	663	12,1	1,2
Arbre (-0,16 m)	Environnement homologue (0,80 m)	0,96	Datation (B.P.)	625 ± 15	15,4	1,5
			Datation (cal.B.P.)	606 ± 50	15,8	1,6
			Datation (cal. B.P.) +57 ans (2007)	663	14,8	1,5
Horizon forestier (0,31 m)	Ligne de rivage (0,64 m)	0,33	Datation (B.P.)	120 ± 15	27,5	2,8
			Datation (cal.B.P.)	144 ± 123	22,9	2,3
			Datation (cal. B.P.) +57 ans (2007)	201	16,4	1,6
Horizon forestier (0,31 m)	Environnement homologue (0,80 m)	0,49	Datation (B.P.)	120 ± 15	40,8	4,1
			Datation (cal.B.P.)	144 ± 123	34,0	3,4
			Datation (cal. B.P.) +57 ans (2007)	201	24,4	2,4
Marais	Limite inférieure (0,22 m)/supérieure (0,54 m)	0,32	Datation (B.P.)	120 ± 15	26,7	2,7
			Datation (cal.B.P.)	144 ± 123	22,2	2,2
			Datation (cal. B.P.) +57 ans (2007)	201	15,9	1,6

5.1.6.2 Baie du Bassin, secteur sud-ouest

Description du site d'intérêt

Au sud-ouest de la baie du Bassin se situe un autre secteur d'intérêt (figure 5.33). Ce dernier expose notamment une zone où le recul de la ligne de rivage s'exprime par l'érosion du milieu terrestre qui laisse à découvert une série de souches exposées sur le haut estran (figure 5.37). Le recul de la ligne de rivage s'exprime aussi par le dépérissement de la frange forestière littorale (figure 5.38).

Dans ce secteur, la côte y est caractérisée par un faible dénivelé exposant un gradient latéral de végétation passant de foins et de joncs, à une végétation dominée par les arbustes puis laissant place à une végétation de conifères matures.



Figure 5.37 Profil typique de la zone littorale dans le secteur sud-ouest de la baie du Bassin. Noter la présence de souches exposées sur le haut estran



Figure 5.38 Frange forestière dévitalisée sous l'effet de la submersion des eaux de la lagune, secteur sud-ouest de la baie du Bassin

Un total de 49 souches localisées sur le haut estran ont été relevées au DGPS. Leur distribution altitudinale se situe entre -0,03 m et 0,46 m avec une altitude moyenne de 0,20 m (tableau 5.21). Aussi, des profils topographiques ont été réalisés afin de décrire la zone littorale (tableau 5.22). Les dépôts de matériel transgressif sont essentiellement constitués de sables et de graviers. Ceux-ci entravent l'écoulement des eaux du domaine terrestre sur la basse terrasse. Le profil no 4 a été réalisé à l'endroit de la concentration de souches ci-haut mentionnée. À cet endroit, les dépôts de tempête s'élèvent à 1,02 m.

Du côté de la frange forestière dévitalisée (figure 5.36), les profils révèlent que la submersion du secteur atteint 1,04 m, tel en témoigne l'épais dépôt de gravier couvrant la base des arbres de la frange forestière. Dans ce secteur, le col des arbres est enseveli sous 9 cm de sable et gravier. Certains de ces arbres possédaient même des racines adventives et plusieurs exposaient des cicatrices glacielles. Les arbres présentaient des signes de dévitalisation jusqu'à une altitude de 1,42 m.

Comme au secteur nord-ouest de la baie du Bassin décrit plus haut (section 5.1.6.1), la position des laisses de zostères correspondait au début de la colonisation par les arbustes et les arbres. La position de cette laisse correspond bien à la délimitation entre l'influence des eaux du domaine terrestre et marin.

Tableau 5.21 Statistiques descriptives de l'altitude des souches relevées au DGPS dans le secteur sud-ouest de la baie du Bassin, île du Havre Aubert (altitude exprimée en mètre au-dessus du NMM)

N	Valide	49
Moyenne		0,19
Médiane		0,21
	Std. Deviation	0,11
	Variance	0,01
Minimum		-0,03
Maximum		0,46
Percentiles	25	0,10
	75	0,29

Tableau 5.22 Profils topographiques réalisés dans le secteur sud-ouest de la baie du Bassin, île du Havre Aubert (altitude exprimée en mètre au-dessus du NMM)

Profil	Pied de la m-f	Sommet de la m-f	Limite altitudinale atteinte par le matériel transgressif	Début de la colonisation par les arbres	Altitude des arbres affectés par les eaux saumâtres
1	0,84	1,36	-	-	1,42
2	0,98	1,26	-	1,29	-
3	0,69	0,82	1,04	-	-
4	0,41	0,76	1,02	-	-
Moyenne	0,73	1,05	1,03	1,29	1,42

(Altitudes exprimées en mètre)

Interprétation

Ce secteur de la baie du Bassin expose de nombreux signes de submersion marine. Dans ce secteur de faible dénivelé, la transgression marine se traduit par la migration du cordon littoral vers l'intérieur des terres, tel que le suggère l'ensemble des indices évoqués ci-haut. Dans ces conditions, la migration du cordon littoral est à l'origine de la rétention des eaux du domaine terrestre à l'arrière-côte. Cette migration du cordon littoral, aussi à l'origine du déplacement de la position de la ligne de rivage, est responsable de l'exposition des souches sur l'estran. Il est intéressant de noter que l'altitude des souches inventoriées dans ce secteur est comparable à celles enregistrées dans le secteur nord-ouest de la baie du Bassin. Enfin, la submersion fréquente de la frange forestière par les eaux de la lagune semble responsable de la dévitalisation de celle-ci par l'ensablement du col des arbres par le sable et les graviers et par une intolérance à la salinité des eaux de la lagune. D'ailleurs, l'altitude moyenne atteinte par les matériaux transgressifs (1,03 m) est de 0,63 m supérieur au niveau des PMSGM (1,1 m) de la station marégraphique de Havre-Aubert (tableau 3.2). Notons que ce site n'était pas visible lors des travaux de DUBOIS (1993) entre 1986-1992, il aurait été mis à jour dans les 20 dernières années par l'érosion.

5.1.6.3 Plage du Havre

Description du site d'intérêt

La plage du Havre borde la flèche est fermant la baie du Bassin (figure 5.33). Une dune est édifiée sur la flèche. Du côté marin, la dune est dénudée de végétation et montre des signes d'instabilité. Derrière celle-ci, elle est couverte de foins de dune. Au pied de celle-ci, une végétation humide terrestre (pré salé) couvre le replat avant d'atteindre les eaux de la lagune (figure 5.39).

Du côté de la mer, le site expose sur le bas estran un mince lambeau de végétation de 12 cm d'épaisseur (figure 5.40). La nature de cette végétation s'apparente à la végétation qui colonise le côté abrité de la dune.

Un profil topographique du secteur est présenté au tableau 5.23. Les relevés ont permis d'obtenir l'altitude du sommet de l'affleurement organique, soit -0,26 m. Il est intéressant de comparer cette altitude avec celle du plancher à l'arrière-dune (0,65 m). Cette information implique une hausse de près de 1 m entre les deux environnements.



Figure 5.39 Flan abrité et végétalisé de la dune bordière de la plage du Havre, île de Havre Aubert

Tableau 5.23 Profil topographique du site de la plage du Havre, île du Havre Aubert (altitude exprimée en mètre au-dessus du NMM)

Altitude moyenne de l'affleurement organique	Limite supérieure du bas estran	Pied de la dune	Sommet de la dune	Pied de l'arrière-dune	Altitude du plancher du domaine terrestre à l'arrière-dune
-0,26	-0,31	2,08	5,08	1,11	0,65



Figure 5.40 Lambeau de végétation terrestre exposée à la limite supérieure du bas estran sur la plage du Havre, île de Havre Aubert

Interprétation

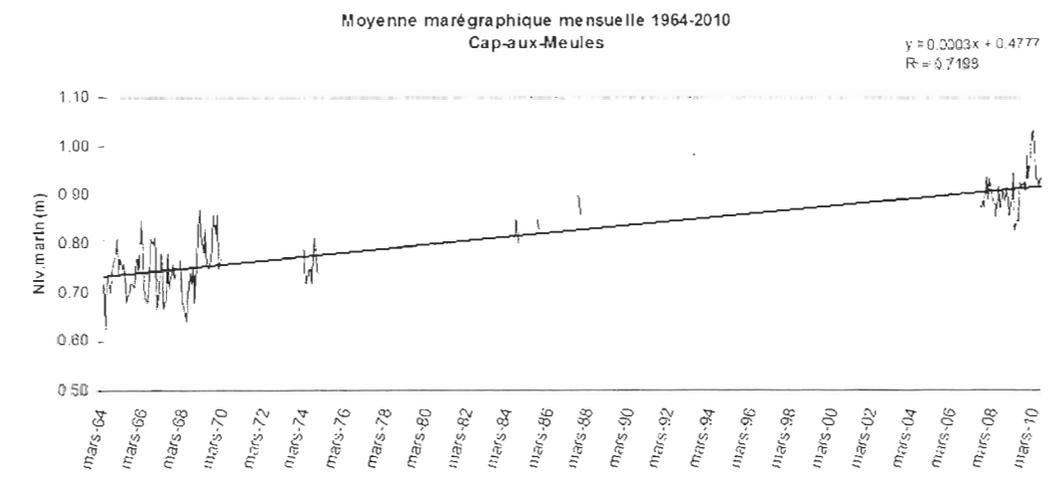
Le lambeau de végétation exposé à la limite supérieure du bas estran témoigne d'une époque où il évoluait du côté abrité de la lagune. Dubois (inédit) a obtenu une datation autour des 300 ans B.P. à partir de ce matériel affleurant sur le bas estran. Néanmoins, l'écart de 0,91 m qui existe entre le sommet de l'unité ennoyée et celle de la végétation à l'arrière-dune témoigne d'une hausse du niveau marin, suggérant un taux de l'ordre de 30 cm par siècle pour les 300 dernières années. Ce taux est très similaire aux taux rapportés dans le secteur nord-ouest de la baie du Bassin (section 5.1.6.1). La position actuelle du lambeau de végétation, soit exposée du côté marin et sur le bas estran reflète bien la grande mobilité des cordons sableux en zone littorale à l'origine de la migration de la ligne de rivage.

D'après les travaux de DUBOIS (1993), le site identifié en 2008 n'était pas visible lors de ses travaux entre 1986-1992, cependant l'auteur aurait trouvé des vestiges similaires un peu plus à l'est.

5.2 Analyse des données marégraphiques des Îles de la Madeleine

Les environnements terrestres submergés décrits à la section 5.1 expriment une hausse du niveau marin relatif depuis près de deux milles ans. Nous avons vérifié si cette tendance se maintenait à l'échelle du dernier siècle à travers les données marégraphiques disponibles pour l'archipel des Îles de la Madeleine.

L'analyse est basée sur la série de données de la station marégraphiques de Cap-aux-Meules, soit celle qui possède la plus longue étendue dans le temps. À partir des données horaires disponibles sur le site du MPO (2010), les moyennes mensuelles ont été calculées. Ces dernières sont présentées à la figure 5.41.



*Les niveaux sont exprimés en mètre (Source : MPO, 2010)

Figure 5.41 Droite de régression linéaire appliquée aux moyennes mensuelles de la station marégraphique de Cap-aux-Meules enregistrées entre 1964 et 2010

En appliquant une droite de régression linéaire à l'ensemble de données, nous avons obtenu l'équation suivante :

$$y = 0,0003x + 0,4777 \quad R^2 = 0,7198$$

Cette équation traduit une hausse du niveau marin relatif mensuel de l'ordre de 0,03 cm entre mars 1964 et juin 2010 pour une hausse totale de 0,17 m pour la deuxième moitié du XX^e siècle, soit un taux de submersion de l'ordre de 3,5 mm/an. Si l'on extrapole ce taux à l'échelle du dernier siècle, l'on obtient une submersion de 35,5 cm pour le dernier siècle.

Il est intéressant de noter que ce taux est similaire à celui proposé par la position du sommet de l'unité forestière (34,0 cm/siècle) observée dans le secteur nord-ouest de la baie du Bassin (section 5.1.6.1). Les taux observés se rapprochent d'ailleurs des taux enregistrés pour le dernier siècle dans les Maritimes (voir tableau 2.3), dont celui de $3,30 \pm 0,09$ mm/an pour la station de Charlottetown (KOOHZARE *et al.*, 2008).

Bien que la base de données présente plusieurs années sans données, la figure 5.42 affiche clairement deux groupes de données, l'un dans les années 1960, l'autre à partir de 2007. Ainsi, nous avons procédé au calcul des moyennes annuelles pour les années qui regroupaient dix mois ou plus d'enregistrement. Cette manœuvre a permis d'isoler neuf années de données. La projection des moyennes annuelles ainsi dévoilées permet de détailler les deux groupes de données où le premier rassemble les moyennes annuelles de 1964 à 1969 et celle de 1974 alors que le deuxième regroupe celles de 2008 et 2009.

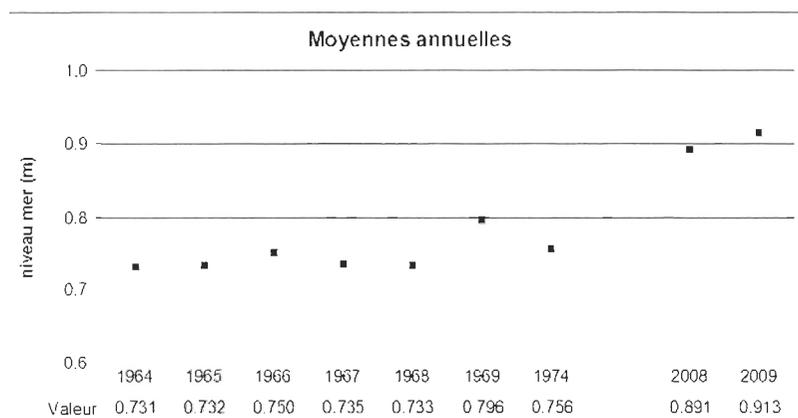


Figure 5.42 Moyennes annuelles du niveau de la mer, station de Cap-aux-Meules

CHAPITRE VI

TRANSGRESSION MARINE ET AJUSTEMENTS DES ENVIRONNEMENTS CÔTIERS

À l'image des provinces Maritimes, le plateau Madelinien, localisé au centre sud du golfe du Saint-Laurent, subit aussi la transgression marine des deux derniers millénaires. L'analyse des données marégraphiques des Îles-de-la-Madeleine et celle des différents indices de submersion recensés sur l'archipel nous permettent de confirmer l'hypothèse cette hausse du niveau marin relatif pour ce secteur. Cette transgression marine fera l'objet de la discussion dans cette première partie de chapitre.

Les variations du niveau marin relatif forcent un ajustement de la part des systèmes côtiers qui s'exprime de diverses façons sur les littoraux de l'archipel des Îles de la Madeleine tel que détaillées au chapitre précédent. Cette étude a permis d'identifier quatre scénarios d'ajustement des environnements terrestres côtiers qui font l'objet de la discussion dans la deuxième partie du chapitre.

6.1 La hausse du niveau marin relatif

Le littoral de l'archipel des Îles de la Madeleine expose de nombreux indices rappelant un niveau marin relatif inférieur à l'actuel, et ce, autant du côté marin que lagunaire. Les environnements terrestres ennoyés inventoriés et présentés dans la section 5.1 ont permis de dresser un portrait de la position du niveau marin relatif pour les deux derniers millénaires.

Alors que les environnements terrestres se développent au-dessus du niveau des pleines mers supérieures de grandes marées (PMSGM), il est intéressant de visualiser à la figure 6.1 qu'à l'exception du site de la plage du Bassin Ouest sur île de la Grande Entrée, la distribution altitudinale des souches de tous les sites se situe en partie ou totalement sous le niveau des PMSGM. L'on remarque aussi que la distribution altitudinale de l'ensemble des souches du cap à Isaac et du cap de l'Église, aussi situés sur l'île de la Grande Entrée, se situe sous le zéro géodésique. Le tableau 6.1 complète la figure 6.1 et permet de comparer les altitudes des souches pour chacun des environnements forestiers répertoriés sur l'archipel. Les plus basses ont été enregistrées au site de cap à Isaac (-0,45 m), au cap de l'Église (-0,36 m) et à la baie du Bassin, secteur nord-ouest (-0,34 m).

Un regard sur la position altitudinale du contact basal des séquences organiques a permis de quantifier la hausse du niveau marin pour les deux derniers millénaires. Le plus profond a été atteint à -3,10 m au site de la baie du Bassin (secteur nord-ouest) sur l'île du Havre Aubert, suivi par celui du site du cap à Isaac avec une altitude de (-1,05 m). Dans le premier cas, 3,74 m séparent la base du contact basal de la position de la ligne de rivage actuelle alors que 2,06 m les séparent au second site. Ces informations ont permis de cerner la hausse du niveau marin à 20,7 cm/siècle pour les deux derniers millénaires et à 17,9 cm/siècle pour le dernier millénaire (tableau 6.2).

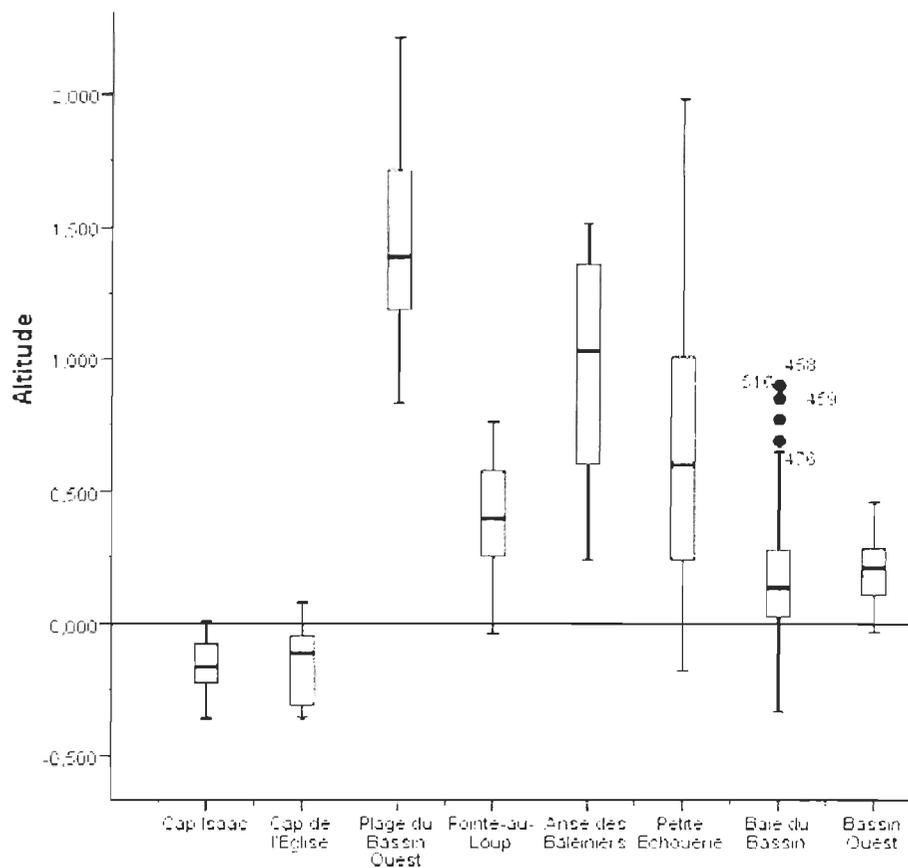


Figure 6.1 Comparaison des distributions altitudinales des souches relevées sur l'archipel des Îles de la Madeleine (altitude exprimée en mètre au-dessus du NMM)

Tableau 6.1 Compilation des altitudes relatives aux environnements forestiers submergés répertoriés sur l'archipel (altitude exprimée en mètre au-dessus du NMM)

Altitude des souches (m)	Cap à Isaac	Cap de l'Église	Plage du Bassin Ouest	Bassin aux Huitres	Anse aux Renards	Grand Barchois	La Petite Échouerie	Anse aux Baleiniers	Baie du Bassin	
									Secteur n-o	Secteur s-o
N	81	10	11	1	30		231	20	158	49
Min	-0,45	-0,36	0,83		-0,04		-0,18	0,24	-0,34	-0,03
Max	0,01	0,08	2,21		0,76		1,98	1,52	0,90	0,46
Moy	-0,15	-0,14	1,48	-0,07	0,40	0,56	0,66	0,99	0,17	0,20
Médiane	-0,16	-0,11	1,39		0,40		0,60	1,03	0,14	0,21
Contact basal	-1,05				-0,14	-0,47				-3,10

Tableau 6.2 Compilation des taux de submersion suggérés par les environnements forestiers ennoyés retrouvés sur l'archipel des Îles de la Madeleine

Site	Diff. alt. (m)	Différentiel calculé à partir de	Datation B.P.			Datation cal. B.P.			Datation cal. B.P. + 57 ans (2007)		
			Âge	Taux cm / siècle	Taux mm / an	Âge	Taux cm / siècle	Taux mm / an	Âge	Taux cm / siècle	Taux mm / an
Cap à Isaac											
Arbre (-0,28 m)	1,29	Ligne de rivage (1,01 m)	860 ± 15	15,0	1,5	761 ± 28	17,0	1,7	818	15,8	1,6
Horizon forestier (-0,82 m)	1,83	Ligne de rivage (1,01 m)	1135 ± 15	16,1	1,6	1023 ± 44	17,9	1,8	1080	16,9	1,7
Cap de l'Église											
Arbre (-0,13 m)	1,16	Ligne de rivage (1,03 m)	930 ± 15	12,5	1,3	853 ± 58	13,6	1,4	910	12,7	1,3
Anse aux Renards											
Arbre (0,10 m)	0,52	Limite inférieure végétation terrestre de l'arrière-côte (0,62 m)	625 ± 15	8,3	0,8	606 ± 50	8,6	0,9	663	7,8	0,8
Grand Barachois											
Racine (-0,18 m)	1,06	Ligne de rivage (0,88 m)	1140 ± 60	9,2	0,9	1080 ± 148	9,8	1,0	1137	9,3	0,9
Plage de la Petite Échouerie											
Arbre (0,56 m)	1,28	Ligne de rivage (1,84 m)	930 ± 20	13,8	1,4	854 ± 61	15,0	1,5	911	14,1	1,4
Baie du Bassin, secteur nord-ouest											
Contact basal (-3,10 m)	3,74	Ligne de rivage (0,64 m)	1885 ± 15	19,8	2,0	1811 ± 70	20,7	2,1	1868	20,0	2,0
Arbre (-0,16 m)	0,80	Ligne de rivage (0,64 m)	625 ± 15	12,8	1,3	606 ± 50	13,2	1,3	663	12,1	1,2
Idem	0,96	Environnement homologue (0,80 m)	625 ± 15	15,4	1,5	606 ± 50	15,8	1,6	663	14,8	1,5
Sommet unité forestière (-0,31 m)	0,33	Ligne de rivage (0,64 m)	120 ± 15	27,5	2,8	144 ± 123	22,9	2,3	201	16,4	1,6
Idem	0,49	Environnement homologue (0,80 m)	120 ± 15	40,8	4,1	144 ± 123	34,0	3,4	201	24,4	2,4

Le tableau 6.2 permet de comparer les taux de submersion suggérés pour chacun des sites présentant un environnement forestier ennoyé. L'on remarque que le taux de submersion varie en fonction de l'échelle de temps. Rappelons que les taux générés en comparant la position altitudinale de l'environnement submergé à son environnement homologue

contemporain devraient refléter le mieux la réalité de la submersion marine. Les taux générés à partir de la position de la ligne de rivage indiquent des taux minimaux de submersion étant donné que les environnements forestiers s'établissent au-delà de cette limite.

Voici en résumé la tendance de la hausse du niveau marin relatif tirée de nos résultats. À l'échelle des deux derniers millénaires, la hausse du niveau marin relatif a été de 20,7 cm/siècle (2,1 mm/an) tel que proposé par l'information recueillie au site de la baie du Bassin. À l'échelle du dernier millénaire, le taux de submersion réduit pour atteindre 17,9 cm/siècle (1,8 mm/an) (cap à Isaac), puis réduit encore à 15,8 cm/siècle (1,6 mm/an) pour les 600 dernières années (baie du Bassin). Une accélération de la hausse s'opère ensuite pour atteindre 24,4 cm/siècle (2,4 mm/an) à l'échelle des 200 dernières années et pour enfin atteindre 34,4 cm/siècle (3,5 mm/an) pour le dernier siècle tel que suggéré par les enregistrements marégraphiques.

La présence de souches datant du dernier millénaire et localisées dans la zone intertidale a aussi été rapportée dans les Maritimes, plus spécifiquement dans le sud de golfe du Saint-Laurent. Rappelons le site de Nicholas Point situé au sud de l'Île-du-Prince-Édouard rapporté par FRANKEL et CROWL (1961) et celui de Cape Spear (Nouveau-Brunswick), rapporté par GRANT (1970a), qui lui fait face sur la rive sud du détroit de Northumberland. Tel que présenté au chapitre 2, la présence de ces souches et autres environnements terrestres ennoyés ont permis d'établir des taux de submersion spatialement variés pour la région des Maritimes. Le tableau 6.3 rapporte ici spécifiquement les taux relatifs à la région du sud du golfe du Saint-Laurent et à l'échelle des deux derniers millénaires.

Tableau 6.3 Compilation des taux de submersion rapportés dans la littérature pour le sud du golfe du Saint-Laurent à l'échelle des deux derniers millénaires

Région	Datation B.P. / Période	Taux (cm) / siècle (tendance linéaire)	Références
Côtes du sud du golfe du Saint-Laurent et de la côte atlantique	1 000-2 000	15 (min)	Grant, 1970a
Nouveau-Brunswick			
Cape Spear	930 ± 130	12,9	Grant, 1970a
Nouvelle-Écosse			
Wallace Basin	1 510 ± 145	12,3	Scott <i>et al.</i> (1987b)
Île du Prince-Édouard			
Nicholas Point	915 ± 90	16,4 à 26,2	Frankel et Crowl (1961); Scott <i>et al.</i> (1981)
Orwell Bay	900	13,7	Scott <i>et al.</i> (1981)
<i>Idem</i>	1 800	14	Scott <i>et al.</i> (1981)
Basin Head Harbour	1 060	3,6 à 10,4	Scott <i>et al.</i> (1981)
Pisquid	2 100	19	Scott <i>et al.</i> (1981)

Il est d'abord intéressant de constater que le taux de 20,7 cm/siècle pour les deux derniers millénaires enregistré au site de baie du Bassin et similaire à celui de 19 cm/siècle pour les 2 100 dernières années rapporté par SCOTT *et al.* (1981) pour le site de Pisquid, situé au nord-est de l'Île-du-Prince-Édouard. À la même échelle de temps (1800 ans B.P.), le site de Orwell Bay sur la face sud de l'Île-du-Prince-Édouard indique un taux de l'ordre de 14 cm/siècle (SCOTT *et al.*, 1981). Ce taux est encore inférieur au site de Wallace Basin (12 cm/siècle) sur la rive sud du détroit de Northumberland. Sur la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse, le site de Chezzetcook évoque un taux légèrement supérieur pour les 2 000 dernières années (22 cm/siècle) d'après SCOTT *et al.* (1995a) et GEHRELS *et al.* (2004) (voir tableau 2.1). La variabilité des taux reflète la variabilité régionale des ajustements glacio-isostatiques (SCOTT *et al.*, 1981).

À l'échelle du dernier millénaire, nos résultats proposent une décélération du taux de submersion passant de 17,9 cm/siècle (1,8 mm/an) à 15,8 cm/siècle (1,6 mm/an) pour les 600 dernières années. Cette fourchette de taux se trouve toujours sous les taux enregistrés au site de Chezzetcook, situé sur la face atlantique de la Nouvelle-Écosse (20 cm/siècle) mais

supérieure à ceux enregistrés à Wallace Basin, au sud du détroit de Northumberland (12 cm/siècle) (voir tableau 2.1). Ils s'avèrent encore supérieurs au taux millénaire de Orwell Bay (13,7 cm/siècle), situé au sud-est de l'Île-du-Prince-Édouard (SCOTT *et al.*, 1981). Ces informations signifient qu'à l'échelle du dernier millénaire, les Îles-de-la-Madeleine ont vécu une submersion marine supérieure (environ 4 cm/siècle) à la région sud-est du golfe mais inférieure (environ 4 cm/siècle) à celle de la côte est atlantique.

À l'échelle du dernier siècle, la hausse du niveau marin se fait toujours sentir, cette fois à un taux qui grimpe à 3,5 mm/an pour la deuxième moitié du XX^e siècle (1964-2010). Le taux exprimé par les enregistrements marégraphiques de Cap-aux-Meules se rapproche de celui observé dans le secteur nord-ouest de la baie du Bassin sur l'île de Havre Aubert (3,4 mm/an) proposé par l'ennoisement de l'environnement forestier datant d'environ 200 ans cal. B.P. Le site de Havre Aubert est le seul site ayant fourni une datation à l'échelle du dernier siècle permettant une comparaison avec les données enregistrées par le marégraphe de Cap-aux-Meules.

Il est aussi intéressant de mentionner que l'accrétion verticale de 17 cm du marais maritime abrité dans le secteur nord-ouest de la baie du Bassin correspond de près à la hausse du niveau marin de 16,7 cm enregistrée par le marégraphe de Cap-aux-Meules entre 1964 et 2010. Cette accrétion semble être directement liée à la hausse enregistrée pour la deuxième moitié du XX^e siècle. Notons que cette observation a aussi été rapportée par CLARK et PATTERSON (1985) dans une étude sur le développement des marais maritimes.

La hausse du niveau marin relatif de 3,5 mm/an dévoilé par les enregistrements marégraphiques de la station de Cap-aux-Meules entre 1964 et 2010 s'avère comparable à celle de Charlottetown qui s'élève à 3,3 mm/an pour le dernier siècle (1905-2003) tel que proposé par KOOZHARE *et al.* (2008) (voir tableau 2.3). Notons que le marégraphe de Rustico, localisé sur la face nord de l'Île-du-Prince-Édouard, indique une hausse de l'ordre de $3,92 \pm 0,68$ mm/an pour la période 1972-1996 alors que celui de Halifax, sur la face

atlantique de la Nouvelle-Écosse, exprime un taux de submersion de $3,27 \pm 0,05$ mm/an (1919-2003) (KOOZHARE *et al.*, 2008).

Bien sûr, l'ajout des données archivées sur les microfilms de 1959 à 1963 pour la station de Cap-aux-Meules fournirait une séquence mieux pourvue à l'analyse réalisée ce qui permettrait d'allonger la série de données à analyser et de compléter la série des années 1960. Ces informations sont d'autant plus intéressantes qu'elles couvrent quelques mois datant de la fin du XIX^e siècle (voir tableau 4.1).

Ainsi, l'archipel des Îles de la Madeleine serait aussi dans la zone de forte subsidence liée à l'ajustement glacio-isostatique postglaciaire, tel que mentionné par Dubois depuis 1992. Si l'on se fie aux travaux de CHURCH *et al.* (2004) qui ont estimé la hausse mondiale du niveau marin à environ 17 cm pour le dernier siècle, la subsidence dans ce secteur s'élèverait à 18,5 cm pour le dernier siècle.

6.2 Comment s'exprime la transgression marine sur les côtes

6.2.1 Le développement récent de marais dans les lagunes

Les marais côtiers seraient les types de côte les plus sensibles aux changements climatiques (BERNATCHEZ et DUBOIS, 2004). Leur évolution est conditionnée par un grand nombre de processus (le sapement par les vagues et les courants de marée, l'affouillement et l'arrachement par les glaces littorales, les processus cryogéniques, la dessiccation et les activités anthropiques et biologiques) (BERNATCHEZ et DUBOIS, 2004) mais aussi par la position du niveau de la mer (STEVENSON *et al.*, 1986; ORSON *et al.*, 1985; REED, 1990, 1995; PASKOFF, 1998). Lorsque les conditions le permettent, l'accrétion verticale du marais suivra le rythme de la hausse du niveau de la mer (CLARK et PATTERSON, 1985; DELAUNE *et*

al., 1983, 1986). Dans le cas contraire, le marais sera submergé, entraînant la perte d'habitat qui lui est associé.

Les côtes de l'archipel exhibent plusieurs sites où les marais maritimes dissimulent les vestiges d'un environnement forestier qui évoluaient jadis dans des secteurs hors d'atteinte par les eaux saumâtres de celle-ci. Ces marais se sont développés récemment tel qu'observé au site de la baie du Bassin. La présence d'environnement terrestre forestier couvert par une unité de marais maritime contemporaine s'observe aux sites de bassin aux Huîtres et de Old Harry sur l'île de la Grande Entrée, au site du Grand Barchois sur l'île du Havre aux Maisons et au site de baie du Bassin sur l'île du Havre Aubert. Ces marais évoluent tous à l'intérieur des lagunes, à l'abri des assauts de la mer et au gré des battements de marée. Étant donné le faible développement du réseau de drainage pour alimenter ces marais en sédiments, leur évolution est essentiellement commandée par les conditions propres au milieu lagunaire. L'accrétion verticale des marais est possible lorsque la sédimentation minérale et organique suit la hausse du niveau de la mer (PASKOFF, 1998). Les conditions en milieu lagunaire sont tout à fait appropriées à l'accumulation de sédiments fins.

Le site de baie du Bassin fournit quelques éléments d'interprétation afin de mieux cerner le développement récent de marais maritime en milieu lagunaire (section 5.1.6.1). Nous y avons observé que l'enneigement de l'environnement forestier s'est fait au profit du développement d'un marais maritime. La datation de 144 ± 123 ans cal. B.P. fournie par le sommet de l'unité forestière nous situe dans le temps à savoir que le développement du marais est récent et date tout au plus de deux siècles. Rappelons aussi que la base du marais a fourni une datation moderne et que l'accrétion verticale du marais (17 cm) correspond de près à la hausse enregistrée par le marégraphe de Cap-aux-Meules (16,7 cm entre 1964 et 2010).

Il existe peu de données sur l'accrétion verticale des marais dans l'est du Canada à l'exception de récentes recherches dans la baie de Fundy (DIONNE, 2004). À l'abri au creux de la baie de Fundy, SHAW et CEMAN (1999) ont rapporté une accrétion verticale d'un marais suivant la hausse du niveau marin au site d'Amherst Point en Nouvelle-Écosse. De leur côté,

CHMURA *et al.* (2001) rapportent le même constat, comme quoi les taux d'accrétion des marais correspondent de près aux enregistrements marégraphiques. Sur la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse, le site de Chezzetcook a aussi enregistré le développement récent d'un marais abrité (JENNINGS *et al.*, 1993).

Dans le secteur du Grand Barachois, situé dans la lagune du Havre aux Maisons, un lambeau de marais localisé au creux de l'anse demeure l'unique indice de son établissement passé. De toute évidence, ce marais s'est développé postérieurement à l'établissement d'un environnement forestier tel qu'en témoigne la présence de racines et de souches sous l'interface du bas estran. Dans ce cas, le contexte géomorphologique de la côte peut expliquer la disparition du marais. La présence d'une falaise rocheuse derrière le marais n'a pas permis le déplacement de celui-ci (coastal squeeze). À l'image du site du Grand Barachois sur l'île du Havre aux Maisons, il est possible que d'autres vestiges de marais maritimes aient disparu sous les effets imputables à la hausse actuelle du niveau marin et aux facteurs érosifs qui en découlent. De plus, les marais des Îles-de-la-Madeleine sont généralement peu épais en raison de faibles apports en sédiments fins et reposent souvent directement sur une unité sableuse, de sorte qu'ils sont très sensibles aux variations du niveau marin relatif.

6.2.2 La paludification des environnements forestiers côtiers

Lorsque les secteurs de faible dénivelé ne sont pas envahis par les eaux marines au profit du développement de marais maritimes, les microfalaises taillées par l'érosion côtière exposent une modification des environnements terrestres, affichant un passage net entre le domaine forestier et l'établissement d'une tourbière à éricacées puis à sphaigne. Ce phénomène, mieux connu sous le nom de paludification, fait référence à l'enneigement progressif d'un environnement forestier au profit de l'établissement d'une végétation tolérant les nouvelles conditions édaphiques du milieu. Par définition, la paludification se résume à une accumulation de matière organique, par exemple la tourbe, occasionnée par une augmentation

de l'humidité du sol et par la colonisation par les sphaignes (LAVOIE *et al.* 2005). Le phénomène, aussi appelé entourage, se produit principalement dans les environnements de pente faible caractérisés par un mauvais drainage et mène notamment à la conversion de peuplement forestier en tourbière (PAYETTE et ROCHEFORT, 2001 ; LAFLEUR, 2010).

La paludification d'environnements forestiers a été observée aux sites du cap de l'Église et de la plage du Bassin Ouest sur l'île de la Grande Entrée, de l'anse aux Renards sur l'île de Pointe-aux-Loups et à l'anse aux Baleiniers sur l'île du Cap aux Meules. Ces forêts, toutes localisées à proximité de la côte, ont été ennoyées, non pas par les eaux marines mais bien par les eaux du domaine terrestre. Ainsi, elles ont subi de manière indirecte la hausse du niveau marin. Rappelons d'abord que le contexte topographique dans lequel s'insère la colonisation de ces forêts fait référence à des vallées creusées dans le grès qui sont reliées à la mer ou encore à l'eau des lagunes. En zone littorale, la hausse du niveau marin affecte de deux façons les environnements côtiers. D'une part, en occasionnant la migration de la ligne de rivage vers l'intérieur des terres et d'autre part en forçant la nappe phréatique à s'élever afin de maintenir l'équilibre hydrostatique (NUTTLE et PORTNOY, 1992).

6.2.3 Dégradation récente des bordures forestières

Plusieurs secteurs côtiers présentent actuellement des bordures forestières en dépérissement dans les Maritimes, le golfe du Saint-Laurent et la côte est des États-Unis (ROBICHAUD et BÉGIN, 1997; BÉGIN *et al.*, 1989; CLARK, 1986). Dans un contexte de transgression marine, ces environnements forestiers positionnés en zone côtière subissent de nouvelles conditions de croissance et se retrouvent plus fréquemment immergés dans les eaux saumâtres par l'action combinée des vagues et des marées de hautes eaux, et se retrouvent aussi plus fréquemment perturbées par les poussées glacielles. De telles conditions se traduisent par « *la progression lente d'un front de mortalité suivant le déplacement de la zone d'influence littorale vers l'intérieur des terres* » (BÉGIN *et al.*, 1989). C'est ainsi que la transgression des

eaux marines joue un rôle sur l'évolution du milieu forestier côtier en modifiant les conditions de drainage des sols supra-riverains, ce qui a notamment pour effet de diminuer la croissance secondaire des arbres et de limiter la régénération forestière suite à une perturbation due aux feux et aux épidémies.

Aux Îles-de-la-Madeleine, la dégradation des bordures forestières liée aux assauts de la mer s'observe essentiellement du côté lagunaire tel que recensé à la baie de Old Harry et dans la baie du Bassin. À l'heure actuelle, les agents évolutifs côtiers continuent leur travail dans un contexte de hausse du niveau marin et d'hivers caractérisés par une courte période de couverture de glace et une augmentation de la fréquence des cycles de gel-dégel (BERNATCHEZ *et al.*, 2008). Tel que présenté au chapitre 5, le secteur de la baie de Old Harry signe un portrait distinctif exposant tous les stades d'une frange forestière en submersion. Alors que l'horizon organique et les souches localisées dans la zone intertidale rappellent une époque où le niveau de la mer était inférieur à l'actuel, la frange forestière dévitalisée témoigne des processus actuels de submersion. Rappelons que, dans ce secteur, la frange forestière bordière est inondée à marée haute et que, dans le secteur à basse falaise rocheuse, le sapement basal par les vagues vient déchausser l'horizon forestier qui bascule vers la mer. Le portrait observé à la baie de Old Harry ressemble de près à celui rapporté par ROBICHAUD et BÉGIN (1997) dans leur étude au Nouveau-Brunswick, portant sur le déclin d'une forêt bordière en réponse à la progression de la zone de perturbation vers l'intérieur des terres en lien avec la hausse du niveau marin. Ainsi, la dégradation de la marge forestière s'opère, d'une part, sous les effets directs de la proximité de la mer (embruns, érosion par les vagues et forts vents lors des événements de tempête) et, d'autre part, sous l'effet de la hausse de la nappe phréatique qui accompagne la hausse du niveau marin. À ce sujet, ROBICHAUD et BÉGIN (1997) ont repéré des impacts jusqu'à 450 m du littoral près de Shediac, au Nouveau-Brunswick.

6.2.4 La migration de la crête de plage

La crête de plage, aussi nommée cordon de plage, est une accumulation de matériel grossier (sable, gravier, galets) déposé sur le haut de la plage sous l'action des vagues, à l'endroit du niveau atteint par les hautes eaux (LEATHERMAN, 1979). Les crêtes qui persistent dans le paysage sont ceux déposés au-delà de la limite atteinte par les pleines mers supérieures de grande marée (PMSGM), les autres étant lessivées par l'action des marées. Sous l'effet répété des événements de tempête, et particulièrement dans un contexte de hausse du niveau marin relatif, ce cordon peut migrer vers l'intérieur des terres (HÉQUETTE et RUZ, 1986). On parlera alors d'un cordon transgressif témoignant de l'invasion du domaine terrestre par la mer. Il est à noter que la migration des cordons de plage ne s'opère pas nécessairement en contexte de transgression marine tel que démontré par CARTER et ORFORD (1984). Le phénomène de la migration des cordons par le processus répétés de débordements de tempête a été étudié autant sur les côtes de gravier et de matériel grossier que sur les côtes sableuses (CARTER et ORFORD, 1981; ORFORD et CARTER, 1982, 1985; HÉQUETTE et RUZ, 1986; DAGNEAU, 2002).

Selon ORFORD et CARTER (1982, 1985), la formation d'un cordon transgressif est conditionnée par la présence d'une rampe de déferlement sur le haut estran, un plan incliné qui permet au jet de rive d'atteindre la zone supra-tidale et d'y déposer le matériel de plage par perte de compétence, participant du coup à l'accrétion verticale du cordon. Pour atteindre la zone supra-tidale, des conditions de hautes mers sont nécessaires. On parlera ainsi d'événements de surcote. La surcote peut être liée à une période de pleines mers supérieures de grande marée (PMSGM), à un événement de tempête ou de basse pression lié à un système dépressionnaire, à une période prolongée de vents forts en direction de la côte ou encore à la conjugaison de l'ensemble de ces conditions. La sédimentation peut d'abord prendre la forme de lobes, lobes qui à force de répétitions formeront un cordon. Ainsi, sa position témoigne de la limite atteinte par les eaux lors d'événement de submersion. À force de répétition et dans un contexte de transgression marine, les événements de surcote pénètrent de plus en plus profondément sur le domaine terrestre faisant migrer le cordon de

plage vers l'intérieur des terres. Cette migration du cordon littoral vers l'intérieur des terres vient donc à enfouir progressivement le domaine terrestre à l'arrière-côte. Ultimement, la poursuite du phénomène viendra découvrir ce sol enfoui dans la zone de battements de marée.

Ce phénomène a été observé dans les lagunes du bassin aux Huîtres (île de la Grande Entrée) et de la baie du Bassin (île du Havre Aubert) mais aussi du côté marin au site du cap à Isaac (île de la Grande Entrée), sur la plage de la Pointe de l'Est (île de l'Est) et aux sites de la plage de Petite Échouerie et l'anse aux Étangs (île du Cap aux Meules). Dans ces secteurs de faible dénivelé, particulièrement dans les lagunes mais aussi du côté marin, on peut observer la formation d'un cordon de sable ou de gravier qui migre sur la basse terrasse. Ce cordon a pour effet de contraindre l'écoulement des eaux de surface à l'arrière-côte, occasionnant l'inondation de l'arrière-côte. Au fur et à mesure que le cordon migre sur le domaine terrestre, les souches de l'arrière-côte se retrouvent exposées, toujours en position de vie, sur le haut estran et éventuellement sur le bas estran. Au site du cap à Isaac (île de la Grande Entrée), le cordon littoral isole une petite lagune. La migration du cordon de plage y a entraîné une perte en superficie de plus de 60 % de la lagune entre 2001 et 2008 (section 5.1.1.1).

Les profils topographiques réalisés sur l'archipel nous ont permis d'obtenir l'altitude atteint par les eaux marines lors d'évènements de submersion (tableau 6.4). L'on remarque que les eaux atteignent leur maximum au site de la plage de la Petite Échouerie, sur la face sud-est de l'île du Cap aux Meules avec 2,99 m au-dessus du NMM (0,7 m).

Tableau 6.4 Compilation des niveaux atteints par les eaux lors d'évènements de submersion aux Îles-de-la-Madeleine (altitude exprimée en mètre au-dessus du NMM)

Exposition	Site	Niveau atteint (m)
Mer	Plage du Bassin Ouest	1,32
	Plage de la Petite Échouerie	2,99
	<i>idem</i>	2,83
	<i>idem</i>	2,86
	Anse aux Étangs	1,76
	<i>idem</i>	1,46
	<i>idem</i>	1,30
	moyenne	2,08
Lagune	Anse aux Renards	0,89
	Baie du Bassin, secteur nord-ouest	0,74
	Baie du Bassin, secteur sud-ouest	1,04
	<i>idem</i>	1,02
	moyenne	0,92

Il faut mentionner que les évènements de surcote sont aussi à l'origine de la formation de brèches de tempête. Selon HÉQUETTE et RUZ (1986) le cordon littoral connaîtra une accrétion verticale tant que la lame d'eau montante pourra s'infiltrer dans le substrat de la crête par percolation. Lorsque cette dernière sera saturée en eau, « *le jet de rive franchira la crête en l'entaillant, lessivera les sédiments et les entraînera vers l'intérieur où ils se déposeront en s'étalant en éventail* » (HÉQUETTE et RUZ, 1986, p. 200). La présence de lagune à l'arrière-côte participe à la saturation en eau du sol facilitant le phénomène de brèches de tempête.

Les indices retrouvés le long du littoral de la plage de la Pointe de l'Est témoignent du dynamisme de la zone littorale à l'heure actuelle. Le rapide recul de la ligne de rivage est certifié par la présence d'arbres complets et en position de vie exposés par la dune tronquée par l'érosion et ceux dressés sur le haut estran ayant fourni une datation moderne. La présence d'unités organiques appartenant à l'arrière-côte localisées dans la zone de battement de marée et ayant aussi fourni une datation moderne va dans le même sens. Nos résultats fournissent les premières datations réalisées dans le secteur.

Rappelons qu'une dynamique de recul de la dune s'observe aussi au sud de l'archipel tel que proposé par l'horizon organique découvert dans la zone de battement de marée sur la plage du Havre, île du Havre Aubert (section 5.1.6.3).

CONCLUSION

Alors qu'il est connu que les provinces Maritimes subissent toujours les effets des ajustements glacio-isostatiques induits par la dernière glaciation, la présente étude a permis de tirer quelques conclusions quant à la hausse du niveau marin relatif pour l'archipel des Îles de la Madeleine.

Nos relevés de terrain ont permis de cibler des indices d'un niveau marin relatif inférieur d'au moins trois mètres sous le niveau actuel datant de près de 2 000 ans. Ainsi, à l'image des provinces maritimes, l'archipel des Îles de la Madeleine subit aussi le contrecoup des ajustements glacio-isostatiques induits par la dernière glaciation, et ce, depuis les deux derniers millénaires. À l'échelle des 2 000 dernières années, le taux de submersion de 20,7 cm/siècle correspond de près à celui enregistré au site de Pisquid (19 cm/siècle) sur la face nord de l'Île-du-Prince-Édouard. Ce taux est deux fois supérieur à celui évoqué initialement dans la littérature. Le taux de submersion ralentit à l'échelle du dernier millénaire, passant de 17,9 cm/siècle (1000 dernières années) à 17,0 cm/siècle à l'échelle des 800 dernières années et enfin à 15,8 cm/siècle pour les 600 dernières années. Plus récemment, la submersion est marquée par une accélération (3,5 mm/an) pour la période 1964-2010.

L'archipel des îles de la Madeleine présente un fort potentiel paléoécologique qui pourrait être exploré afin de bonifier les connaissances nouvellement acquises sur la hausse du niveau marin et ses impacts sur les environnements côtiers. Les informations recueillies ont notamment permis de conclure que l'ennoiement des environnements forestiers côtiers ne se fait pas que par l'intrusion des eaux marines, mais que la hausse du niveau marin a aussi une incidence sur la position de la nappe phréatique qui ennoie graduellement les environnements

de basses altitudes. Ainsi, un carottage stratégique dans les séquences organiques comblant les vallées encaissées dans le grès permettrait sans doute de préciser les variations du niveau marin relatif au moins à l'échelle de l'Holocène, voir même sur une plus longue période. Aussi, l'identification des souches prélevée permettrait de reconstituer la strate forestière passée et la comparer à l'actuelle.

Afin de peaufiner nos connaissances quant à la hausse récente du niveau marin relatif, les datations au plomb-210, au césium 137 et les analyses des pollens seraient des techniques à privilégier afin de dater le développement récent des marais sur l'archipel (CHMURA *et al.*, 2001). Les analyses des assemblages de foraminifères sont aussi à privilégier afin de déterminer avec plus de précision le niveau marin de l'époque étant donné que certains assemblages sont propres à une fenêtre très précise de la zone littorale (SCOTT et MEDIOLI, 1980, 1986; SCOTT *et al.*, 1981, 1995a; GEHRELS, 2004). Ces analyses pourraient fournir d'avantage d'information sur le développement et l'accrétion verticale des marais maritimes abrités des Îles-de-la-Madeleine et fournir plus de précision sur la hausse récente du niveau de la mer pour l'archipel.

Alors qu'il a clairement été établi que la hausse du niveau marin implique des ajustements de la part des systèmes et environnements côtiers, nos observations ont permis de dresser un portrait de ces ajustements pour l'archipel des Îles de la Madeleine. La transgression marine s'exprime, d'une part, par le développement récent de marais à l'abri dans les lagunes au détriment d'environnements forestiers bien développés et, d'autre part, par la paludification des environnements forestiers côtiers soumis à un nouveau régime édaphique causé par l'enneigement de l'arrière-côte. Les évènements de submersion marine sont pour leurs parts responsables de la dégradation des bordures forestières induite par la proximité des eaux marines ou saumâtres et de la migration de la ligne de rivage vers l'intérieur des terres. Enfin, la face nord de l'île de l'Est est toujours soumise à des conditions climatiques occasionnant le recul du système côtier sableux. Rappelons que ces changements ne sont pas uniquement imputables à la hausse du niveau marin mais aussi au contexte océanographique de la région

et aux conditions climatiques dont la modification du régime des glaces et à la récurrence des tempêtes.

La mise en évidence de la subsidence des Îles-de-la-Madeleine est d'un intérêt capital pour l'aménagement de ce territoire insulaire, d'autant plus dans le contexte actuel de changements climatiques et de hausse du niveau marin annoncée pour le prochain siècle. Cette conjoncture entraîne nécessairement une exposition grandissante de la population de l'archipel aux risques côtiers. Ainsi, les résultats générés dans la présente étude permettront de mieux orienter l'aménagement des littoraux de l'archipel.

RÉFÉRENCES

1. ALLARD, M. et G. TREMBALY. 1981. Observations sur le Quaternaire de l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé. *Géographie physique et Quaternaire*, 35: 105-125.
2. ALLISON, I., N.L. BINDOFF, R.A. BINDSCHADLER, P.M. COX, N. de NOBLET, M.H. ENGLAND, J.E. FRANCIS, N. GRUBER, A.M. HAYWOOD, D.J. KAROLY, G. KASER, C. LE QUÉRE, T.M. LENTON, M.E. MANN, B.I. MCNEIL, A.J. PITMAN, S. RAHMSTORF, E. RIGNOT, H.J. SCHELLNHUBER, S.H. SCHNEIDER, S.C. SHERWOOD, R.C.J. SOMERVILLE, K. STEFFEN, E.J. STEIG, M. VISBECK et A.J. WAEVER. 2009. The Copenhagen Diagnosis: Updating the World on the Latest Climate Science. The University of New South Wales Climate Change Research, (CCRC), Sydney Australia, 60 p.
3. ARCHAMBEAULT, M.P. 1987. L'archaïque sur la haute Côte-Nord du Saint-Laurent. *Recherches amérindiennes au Québec*, vol.7, p.101-114.
4. Aquatic Research (2008) : http://www.aquaticresearch.com/russian_peat_borer.htm
5. BAIL, P. 1983. Problèmes géomorphologiques de l'englacement et de la transgression marine pleistocènes en Gaspésie sud-orientale. Thèse Ph.D., Département de Géographie, Université McGill (Montréal), 148 p.
6. BAIL, P. 1987. La falaise de Bonaventure: sédiments de la Mer de Goldthwait. Dans: *Processus et paléo-environnements du Quaternaire dans la péninsule gaspésienne et au Bas-Saint-Laurent*, J.T. GRAY, éd., XIIe Congrès de l'INQUA-Excursion C-4, p. 66-67.
7. BÉGIN, Y., S. ARSENEAULT et J. LAVOIE. 1989. Dynamique d'une bordure forestière par suite de la hausse récente du niveau marin, rive sud-ouest du golfe du Saint-Laurent, Nouveau-Brunswick. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 43, p. 355-366.
8. BÉLANGER, C. 1993. Étude géomorphologique des basses terrasses sur la côte sud de l'estuaire laurentien. Thèse de doctorat, Université Laval, 237 p.
9. BERNATCHEZ, P. 2003. Évolution littorale holocène et actuelle des complexes deltaïques de Betsiamites et de Manicouagan-Outardes : Synthèse, processus, causes et perspectives. Thèse de doctorat, Faculté de foresterie et de géomatique, Département de géographie, Université Laval. 460 p.
10. BERNATCHEZ, P. et J-M. M. DUBOIS. 2004. Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime laurentien. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 58, p. 45-71.

11. BERNATCHEZ, P., C. FRASER, S. FRIESINGER, Y. JOLIVET, S. DUGAS, S. DREJZA et A. MORISSETTE. 2008. Sensibilité des côtes et vulnérabilité des communautés du golfe du Saint-Laurent aux impacts des changements climatiques. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport de recherche remis au Consortium OURANOS et au FACC, 256 p.
12. BIGRAS, P. et J.-M.M. DUBOIS. 1987. Répertoire commenté des datations ¹⁴C du nord de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent, Québec et Labrador. Université de Sherbrooke, Département de Géographie, Bulletin de recherche 94-96, 166 p.
13. BONENFANT, R. 1993. Chronologie des événements post-glaciaires à l'Holocène dans la vallée du Gouffre (Charlevoix). Mémoire de maîtrise, Université Laval, 148 p.
14. BOURQUE, 2010 :
<http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s2/sel.iles.madeleine.html>, dernière consultation le 26 avril 2011.
15. BRISEBOIS, D. 1981. Lithostratigraphie des strates permo-carbonnifères, de l'archipel des Îles de la Madeleine. Ministère de l'énergie et des ressources du Québec, DPV-796. 48p.
16. CARTER, R.W.G et J.D. ORFORD. 1981. Overwash processes along a gravel beach in south-east Ireland. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 6, p. 413-426.
17. CARTER, R.W.G et J.D. ORFORD. 1984. Coarse clastic barrier beaches: a discussion of the distinctive dynamics and morpho-sedimentary characteristics. *Marine Geology*, vol. 60, p. 377-389.
18. CAZENAVE, A., A. LOMBARD et W. LLOVEL. 2008. Present-day sea level rise: A synthesis. *Geoscience*, vol. 340, p. 761-770.
19. CHAUVIN, L. 1984. Géologie du Quaternaire et dispersion glaciaire en Gaspésie. Région de Mont-Louis - Rivière-Madeleine. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Rapp. géol. ET-83-19, 33 p.
20. CHAUVIN, L., MARTINEAU, G. et LASALLE, P. 1985. Deglaciation of the Lower St. Lawrence region, Québec. Dans: Late-Pleistocene history of northeastern New England and adjacent Québec, H.W. Borns et al., éd., Geological Society of America, Special Paper 197, p. 111-123.
21. CHMURA, G.L., L.L. HELMER, C.B. BEECHER et E.M. SUNDERLAND. 2001. Historical rates of salt marshes accretion on the outer Bay of Fundy. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 38, p. 1081-1092.
22. CHURCH, J.A. et N.J. WHITE. 2006. A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, 33, L01602, doi: 10.1029/2005GL024826.
23. CHURCH, J.A., N.J. WHITE, R. COLEMAN, K. LAMBECK et J.X. MITROVICA. 2004. Estimates of the regional distribution of sea-level rise over the 1950 to 2000 period. *Journal of Climate*, vol.17, no.13, p.2609-2625.
24. CLARK, J.S. 1986. Coastal forest tree populations in a changing environment, southeastern Long Island, New York. *Ecological Monographs*, vol. 56, p. 259-277.

25. CLARK, J.S. et W.A. PATTERSON. 1985. The development of a tidal marsh: Upland and oceanic influences. *Ecological Monographs*, vol.55, p.189-217.
26. COLL, D. 1994. Aperçu géomorphologique du Quaternaire de la vallée inférieure de la Matane. Mémoire de maîtrise, Département de géographie, Université Laval (Québec), 94 p.
27. DAGNEAU, B. 2002. Évolution holocène récente et dynamique actuelle des systèmes de barrières sableuses dunifiées de parcs nationaux canadiens des Maritimes. Thèse de doctorat, Université Laval, 351 p.
28. DAIGNEAULT, R.A. 1985. Cadre géologique des sites archéologiques DbEj-11 et DbEj-13 de Grandes-Bergeronnes (été 1984). Département des sciences de la terre, Université du Québec à Montréal, 34 p.
29. DAVID, P.P. et LEBUIS, J. 1985. Glacial maximum and deglaciation of western Gaspé, Québec, Canada. Dans: Late Pleistocene history of northeastern New England and adjacent Québec, H.W. BORNS *et al.*, éd., Geological Society of America, Special Paper 197: 85-109.
30. DAWSON, S. et D.E. SMITH. 1998. Holocene relative sea-level changes on the margin of a glacio-isostatically uplifted area: an example from northern Caithness, Scotland. *The Holocene*, vol. 7, p. 59-77.
31. DELAUNE, R.D., R.H. BAUMANN et J.G. GOSSELINK. 1983. Relationships among vertical accretion, coastal submergence, and erosion in a Louisiana gulf coast marsh. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 53, no.1, p.147-157.
32. DELAUNE, R.D., C.J. SMITH et W.H. PATRICK, Jr. 1986. Sedimentation patterns in a gulf coast backbarrier marsh: Response to increasing submergence. *Earth surface processes and landforms*, vol. 11, p.485-490.
33. DIONNE, J.-C. 1977. La Mer de Goldthwait au Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, p. 61-80.
34. DIONNE, J.-C. 1988. Holocene relative sea-level fluctuations in the St. Lawrence estuary, Québec, Canada. *Quaternary Research*, vol. 29, p. 233-244.
35. DIONNE, J.-C. 1996a. La terrasse Mitis à la pointe aux Alouettes, côte nord du moyen estuaire du Saint-Laurent. *Géographie Physique et Quaternaire*, vol.50, p.57-72.
36. DIONNE, J.-C. 1996b. La basse terrasse à Petite-Rivière (Charlevoix) : Un exemple d'activité néotectonique à l'Holocène. *Géographie Physique et Quaternaire*, vol.50, p.311-330.
37. DIONNE, J.-C. 1997. Note scientifique : Bilan vicennal des connaissances sur la mer de Goldthwait au Québec, note. *Bulletin de l'AQQUA*, vol. 23, 26 p. ISSN 0381 9841
38. DIONNE, J.-C. 2001. Relative sea-level changes in the St. Lawrence estuary from deglaciation to present day. *Geological Society of America, Special Paper 351*. P.271-284.

39. DIONNE, J.-C. 2004. Âge et taux moyen d'accrétion verticale des schorres du Saint-Laurent estuarien, en particulier ceux de Montmagny et de Sainte-Anne-de-Beaupré, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 58, p.73-108.
40. DIONNE, J.-C. et D. COLL. 1995. Le niveau marin relatif dans la région de Matane (Québec), de la déglaciation à nos jours. *Géographie Physique et Quaternaire*, vol.49, p.363-380.
41. DIONNE, J.-C. et S. OCCHIETTI. 1996. Aperçu du Quaternaire à l'embouchure du Saguenay. *Géographie Physique et Quaternaire*, vol.50, p.5-34.
42. DRAPEAU, G. 1979. Sédimentologie littorale de la région de Cap-au-Dauphin, Îles-de-la-Madeleine. Aménagement portuaire de Leslie, Îles de la Madeleine. Ministère des Transports du Québec. 91p.
43. DRAPEAU, G. 1980. Shoreline evolution at the northern end of Îles-de-la-Madeleine, 294-3008. In T.M.Dick, édit., Conférence canadienne se le littoral '80. Conseil national de recherches du Canada, Ottawa, p.294- 308.
44. DRAPEAU, G. et O. MERCIER. 1990. Modélisation de l'évolution du littoral des îles de la Madeleine, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol.44, no2, p.217-226.
45. DREDGE, L.A. 1971. Late Quaternary sedimentary environments, Sept-Iles, Québec. Master thesis, Montréal, McGill University, 102p.
46. DREDGE, L.A., R.J. MOTT et D.R. GRANT. 1992. Quaternary stratigraphy, paleoecology, and glacial geology, Îles de la Madeleine, Quebec. *Canadian Journal of Earth Science*, vol.29. p. 1981-1996.
47. DUBOIS, J.-M.M. 1979. Environnement quaternaire et évolution post-glaciaire d'une zone côtière en émergence en bordure sud du Bouclier Canadien : la Moyenne Côte-Nord du Saint-Laurent, Québec. Thèse de doctorat, Département de géographie, Université d'Ottawa. 754p.
48. DUBOIS, J.-M.M. 1991. Interprétation de la géomorphologie de l'île Boudreau, Îles-de-la-Madeleine. Rapport 91-R-26, Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, 19 p.
49. DUBOIS, J.-M.M. 1992. Le paysage naturel et son évolution, p.41-46, in DUBOIS, J.M.M. et GAGNON, J. (réd.) Les Îles-de-la-Madeleine : un pays à découvrir. Numéro spécial de l'Info GéoGraphes, no.1, 126p.
50. DUBOIS, J.-M.M. 1993. Morphosédimentologie et dynamique du littoral des Îles-de-la-Madeleine. Département de géographie, Université de Sherbrooke. 13 cartes au 1: 10 000.
51. DUBOIS, J.-M.M. et A. GRENIER. 1993. The Magdalen Islands, Gulf of Saint Lawrence. *Coastlines of Canada*, Proceedings, 8th Symposium on Coastal and Ocean Management, Sponsored by the American Shore and Beach Preservation Association/ASCE, held July 19-23, New Orleans, Louisiana. p. 170-182.
52. DYKE, A.S. et W.R. PELTIER. 2000. Forms, response times and variability of relative sea-level curves, glaciated North America. *Geomorphology*, vol.32, p.315-333.

53. DYKE, A.S. et PREST, V.K. 1987. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie Physique et Quaternaire*, vol.41, p.237–263.
54. EMERY, K.O. et AUBREY, D.G., 1991. Sea levels, land levels, and tide gauges. Springer-Verlag, New York, 237 p.
55. Environnement Canada, 1993. Normales climatiques au Canada 1961-1990 : Québec. Service de l'environnement atmosphérique, Ottawa, 157 p.
56. FALAISE, N. 1954. Les îles de la Madeleine : étude géographique. Thèse de doctorat, Université de Montréal, 221 p.
57. FORBES, D.L., G.S. PARKES, G.K. MANSON, et L.A. KETCH. 2004. Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence. *Marine Geology*, vol.210, p.169-204.
58. FRANKEL, L. et G.H. CROWL. 1961. Drowned forests along the eastern coast of Prince Edward Island, Canada. *The Journal of Geology*, vol. 69, p. 352-357.
59. GAGNON, J. 1992. L'eau potable : il n'y a pas la mer à boire...P.83-87, *in* DUBOIS, J.M.M. et Gagnon, J. (réd.) *Les Îles-de-la-Madeleine : un pays à découvrir*. Numéro spécial de l'Info GéoGraphes, no.1, 126p.
60. GAYES, P., SCOTT, D.B., COLLINS, E.S. et NELSON, D.D. 1992. A Late Holocene sea-level fluctuation in South Carolina. *Quaternary Coasts of the United States: Marine and Lacustrine Systems*, SPEM Special Publication No.48.
61. GEHRELS, W.R. 1994. Determining Relative Sea-Level Change from Salt-Marsh Foraminifera and Plant Zones on the Coast of Maine, U.S.A. *Journal of coastal research*, vol.10, p.990-1009.
62. GEHRELS, W.R. 1999. Middle and Late Holocene Sea-Level Changes in Eastern Maine Reconstructed from Foraminiferal Saltmarsh Stratigraphy and AMS ¹⁴C Dates on Basal Peat. *Quaternary Research*, vol.52, p.350–359.
63. GEHRELS, W.R. et D.F. BELKNAP. 1993. Neotectonic history of eastern Maine evaluated from historic sea-level data and ¹⁴C dates on salt-marsh peats. *Geology*, vol.21 p.615-618.
64. GEHRELS, W.R., D.F. BELKNAP et J.T. KELLEY. 1996. Integrated high-precision analyses of Holocene relative sea-level changes: lessons from the coast of Maine. *Geological Society of American Bulletin*, vol. 108, p. 1073-1088.
65. GEHRELS, W.R., D.F. BELKNAP, B. STUART et R.M. NEWNHAM 2002. Rapid sea-level rise in the Gulf of Maine, USA, since AD 1800. *The Holocene*, vol.12, no.4, p.383-389.
66. GEHRELS, W.R., G.A. MILNE, J.R. KIRBY, R.T. PATTERSON et D.F. BELKNAP. 2004. Late Holocene sea-level changes and isostatic crustal movements in Atlantic Canada. *Quaternary International*, vol. 120, p.79-89.
67. GIEC, 2007 : Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. (publié sous la direction de~)]. GIEC, Genève, Suisse, ..., 103 pages.

68. GILES, P.T. 1992. Geomorphology of coastal sand dunes on the Magdalen Islands, Québec. Mémoire de maîtrise, Hamilton (Ontario), McMaster University. 166p.
69. GOVARE, É. 1996. Géomorphologie et paléo-environnements de la région de Charlevoix, Québec. Thèse de doctorat, Université de Montréal, 429 p.
70. GRANT, D.R., 1970a. Recent coastal submergence of the Maritime Provinces, Canada. Thèse de doctorat, Faculty of the Graduate School, Cornell University. 109 p.
71. GRANT, D.R., 1970b. Recent coastal submergence of the Maritime Provinces, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences vol. 7, p. 676–689.
72. GRAY, J.T. (éd.) 1987. Processus et paléo-environnements du Quaternaire dans la péninsule gaspésienne et du Bas-Saint-Laurent. XIIe Congrès de l'INQUA, Excursion C-4, Livret-guide, 85 p.
73. GRAY, J.T. et B. HÉTU. 1981. Geomorphology of the north coast of Gaspésie, subsequent to deglaciation, *in* Gray, J.T. (ed.) Weathering zone and the problem of glacial limits. Montréal, AQQUA-CANQUA Conference and field trip in Gaspésie, Québec, p.106-119.
74. GRENIER, A. 1993. Évolution littorale récente et impact des structures artificielles aux Îles-de-la-Madeleine, golfe Saint-Laurent, Québec. Mémoire de maîtrise. Université de Sherbrooke. 275 p.
75. GRENIER, A. et J.-M.M. DUBOIS. 1992. Évolution des côtes aux Îles-de-la-Madeleine, p. 59-64, *In* J.-M.M. Dubois et J. Gagnon, édit., Les Îles-de-la-Madeleine : un pays à découvrir. Info GéoGraphes, no 1 (numéro spécial), 126 p.
76. HÉQUETTE, A. et M.-H. RUZ. 1986. Migration de cordons littoraux par processus de débordements de tempêtes dans le cadre d'une transgression marine, Kvadehuk, péninsule de Brögger, Spitsberg. Géographie physique et quaternaire, vol. 40, no. 2, p. 197-206.
77. HÉTU, B. 1994. Déglaciation, émergence des terres et pergélisol tardiglaciaire dans la région de Rimouski-Québec. Paléo-Québec, vol. 22, p.5-48.
78. HILLAIRE-MARCEL, C. 1979. Les mers post-glaciaires du Québec: quelques aspects. Thèse de doctorat, Faculté des Sciences, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 2 vol. (vol. 1, texte: 293 p.; vol. 2, illustrations).
79. JENNINGS, S.C., R.W.G. CARTER et J.D. ORFORD. 1993. Late Holocene salt marsh development under a regime of rapid relative-sea-level rise: Chezzetcook Inlet, Nova Scotia. Implications for the interpretation of palaeomarrow sequences. Canadian Journal of Earth Science, vol. 30, p. 1374-1384.
80. JOLICOEUR, S. et S. O'CARROLL. 2007. Sandy barriers, climate change and long-term planning of strategic coastal infrastructures, Îles-de-la-Madeleine, Gulf of St. Lawrence (Québec, Canada). Landscape and Urban Planning, vol. 81, p. 287–298.
81. KOOHZARE, A., P. VANÍČEK et M. SANTOS. 2006. Compilation of a Map of Recent Vertical Crustal Movements in Eastern Canada Using Geographic Information System. Journal of Surveying Engineering, p.160-167.

82. KOOHZARE, A., P. VANIČEK et M. SANTOS. 2008. Pattern of recent vertical crustal movements in Canada. *Journal of Geodynamics*, vol.45, p.133-145.
83. KRANK, K. 1972. Geomorphological Development and Post-Pleistocene Sea Level Changes, Northumberland Strait, Maritime Provinces. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 9, p. 835-844.
84. LAFLEUR, B. 2010. Impact de la perturbation du sol par la coupe et la préparation de terrain sur les propriétés des sols et la croissance de l'épinette noire dans les pessières à mousses entourées de la C'ceinture d'Argile (Résumé du projet de thèse de doctorat), Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, <http://www.cefcfr.ca/index.php?n=Membres.BenoitLafleur>
85. LAVOIE, M., D. PARÉ, N. FENTON, K. TAYLOR, A. GROOT et N. Foster. 2005. Paludification and forest management in the Northern Clay Section: a literature review. Lake Abitibi model forest Technical report No. 1, 90 p.
86. LEATHERMAN, S.P. (red.) 1979. Barrier islands: from the gulf of St.Lawrence to the gulf of Mexico. Academic Press, New York, 325 p.
87. LEBUIS, J. et DAVID, P.P., 1977. La stratigraphie et les événements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, p. 275-296.
88. LOCAT, J. 1977. L'émersion des terres dans la région de Baie-des-Sables/Trois-Pistoles. *Géographie Physique et Quaternaire*, vol.31, p.297-306.
89. LORING, D.H. et D.J.G. NOTA. 1973. Morphology and sediments of the gulf of St-Lawrence. Fisheries Research Board of Canada, Bulletin 182, 147p.
90. MAMROT, 2012: <http://www.mamrot.gouv.qc.ca/repertoire-des-municipalites/fiche/mrc/000/>, consulté le 1 avril 2012
91. MCCULLOCH, M.M., D.L. FORBES et R.W. SHAW. 2002. Coastal Impacts of Climate Change and Sea-Level Rise on Prince Edward Island, Executive summary. Geological Survey of Canada, Open File 4261, 26 p.
92. MERCIER, O. 1987. Modèle géomorphologique du littoral de l'Archipel des Iles-de-la-Madeleine. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, 536 p.
93. MORIN, I. 1999. Géomorphologie et évolution du système dunaire des îles de la Madeleine, Québec. Mémoire de maîtrise, Université Laval, 135 p.
94. MPO (2010) : <http://www.meds-sdmm.dfo-mpo.gc.ca/isdm-gdsi/twl-mne/inventory-inventaire/sd-ds-fra.asp?no=1970&user=isdm-gdsi®ion=LAU>, consulté le 26 avril 2011.
95. NICHOLLS, R.J. et A. CAZANAVE. 2010. (Review) Sea-Level Rise and Its Impact on Coastal Zones. *Science*, Vol. 328, no.18, p.1517-1520
96. NUTTLE, W.K. et J.W. PORTNOY. Effect of rising sea level on runoff and groundwater discharge to coastal ecosystems. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 34, p. 203-212.

97. O'CARROLL, Stéphane. 1998. Pour une gestion des milieux dunaires littoraux: Le cas de la dune du sud, Îles-de-la-Madeleine (Qc). Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 211 p.
98. ORFORD, J.D. et R.W.G. CARTER. 1982. Crestal overtop and washover sedimentation on a fringing sandy gravel barrier coast, Carnsore Point, southeast Ireland. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 52, p. 265-278.
99. ORFORD, J.D. et R.W.G. CARTER. 1985. Storm-generated dune armouring on a sand-gravel barrier system, Southeastern Ireland. *Sedimentary Geology*, Vol. 42, p. 65-82.
100. ORSON, R., W. PANAGEOTOU, S.P. LEATHERMAN. 1985. Response of tidal salt marshes of the US Atlantic and Gulf coasts to raised sea levels. *Journal of Coastal Research*, vol. 1, p. 29-37.
101. OWENS, E.H. 1975. The geodynamics of two beach units in the Magdalen Islands, Quebec, within the framework of coastal environments of southern Gulf of St. Lawrence. Thèse de doctorat, University of South Carolina, 581p.
102. OWENS, E.H. 1977. Temporal variations in beach and nearshore dynamics. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vo.47, no.1, p.168-190.
103. OWENS, E.H. et MCCANN, S.B. 1980. Coastal geomorphology of Magdalen Islands in The coastline of Canada. Commission géologique du Canada, Paper 80-10. P.51-72.
104. PÂQUET, G. 1988. L'évolution de la plate-forme gréseuse de l'île du Cap aux Meules (Îles de la Madeleine). Mémoire de maîtrise, Université de Montréal, 223 p.
105. PARKES, G.S, D.L. FORBES et L.A. KETCH. 2006. Élévation du niveau de la mer et subsidence régionale, p.38-100. *In* Les impacts du changement climatique et de l'élévation du niveau de la mer sur la zone côtière du sud-est du Nouveau-Brunswick. Environnement Canada, 646 p.
106. PASKOFF, R. 1985. Les littoraux : Impact des aménagements sur leur évolution. Masson, Collection géographie, 190 p.
107. PASKOFF, R. 1998. Conséquences possibles sur les milieux littoraux de l'élévation du niveau de la mer prévue pour les prochaines décennies. *Annales de Géographie*, vol. 107, p. 233-248.
108. PAYETTE, S. et L. ROCHEFORT (éd.), 2001. Écologie des tourbières du Québec-Labrador. Les Presses de l'Université Laval (Québec), 621 p. (ISBN 2-7637-7773-2)
109. PELTIER, W.R. 1987. Glacial isostasy, mantle viscosity and Pleistocene climatic change. Dans: North America and adjacent oceans during the last glaciation, W.F. RUDDIMAN *et al.* (éd.), Geological Society of America, Série DNAG, vol. K-3, p. 155-182.
110. PELTIER, W.R. 1991. The ICE-3G Model of the Late-Pleistocene deglaciation: construction, verification and application. *Dans*: Glacial isostasy, sea-level and mantle rheology, S. SABADINI *et al.* (éd.), Kluwer Academic Publ. (Dordrecht), p. 95-119.

111. PELTIER, W.R. 1998. Postglacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and solid-earth geophysics. *Reviews of Geophysics* 36, 4 / November 1998, p. 603-689. (Paper number 98RG02638)
112. PFEFFER, W.T., HARPER, J.T., O'NEEL, S., 2008. Kinematic constraints on glacier contributions to 21st-century sea level rise. *Science* 321, 1340-1343.
113. PIRAZZOLI, P.A. 1986. Secular trend of relative sea-level (RSL) changes indicated by tide-gauge records. *Journal of Coastal Research, Special Issue 1*: 1-26.
114. PIRAZZOLI, P.A. 1991. *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*. Amsterdam: Elsevier Oceanography Series, 300 p.
115. PRAEG, D., B. D'ANGLEJAN et J.P.M. SYVITSKI. 1992. Seismostratigraphy of the middle St. Lawrence estuary: A late Quaternary marine to estuarine depositional/erosional record. *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 46, p.133-150.
116. QUINLAN, G. et BEAUMONT, C. 1981. A comparison of observed and theoretical postglacial relative sea level in Atlantic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 1146-1163.
117. QUINLAN, G. et BEAUMONT, C. 1982. The deglaciation of the Atlantic Canada as reconstructed from postglacial relative sea-level record. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19: 2232-2246.
118. REED, D.J. 1990. The impact of sea-level rise on coastal salt marshes. *Progress in Physical Geography*, vol. 14, p. 24-40.
119. REED, D.J. 1995. The response of coastal marshes to sea-level rise: Survival or Submergence? *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 20, p. 39-48.
120. REIMER, P.J., M.G.L. BAILLIE, E. BARD, A. BAYLISS, J.W. BECK, P.G. BLACKWELL, C. BRONK RAMSEY, C.E. BUCK, G.S. BURR, R.L. EDWARDS, M. FRIEDRICH, P.M. GROOTES, T.P. GUILDERSON, I. HAJDAS, T.J. HEATON, A.G. HOGG, K.A. HUGHEN, K.F. KAISER, B. KROMER, F.G. MCCORMAC, S.W. MANNING, R.W. REIMER, D.A. RICHARDS, JR SOUTHON, S. TALAMO, C.S.M. TURNEY, J. VAN DER PLICHT, et C.E. WEYHENMEYER. 2009. *Radiocarbon*, vol. 51, p. 1111-1150.
121. ROBICHAUD, R. et Y. BÉGIN. 1997. The effects of storms and sea-level rise on a coastal forest margin in New Brunswick, Eastern Canada. *Journal of Coastal Research*, vol. 13, no. 2, pp. 429-439.
122. SANSCHAGRIN, R. 1964. *Les Îles de la Madeleine. Rapport géologique no. 106*. Québec : Ministère des ressources naturelles du Québec. 59p.
123. SAVARD, J-P., P. BERNATCHEZ, F. MORNEAU, F. SAUCIER, P. GACHON, S. SENNEVILLE, C. FRASER et Y. JOLIVET. 2008. Étude de la sensibilité des côtes et de la vulnérabilité des communautés du Golfe du Saint-Laurent aux impacts des changements climatiques: Sommaire à l'usage des décideurs. Sous la coordination de François Morneau, Ouranos/Ministère de la sécurité publique et Ouranos. 36 p.

124. SCOTT, D.B. 1977. Distribution and population dynamics of marsh-estuarine foraminifera with applications to relocating Holocene sea levels. Ph.D. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia.
125. SCOTT, D.B. et D.A GREENBERG. 1983. Relative sea-level rise and tidal development in the Fundy tidal system. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 20, p. 1554–1564.
126. SCOTT, D.B., et MEDIOLI, F.S. 1980. Quantitative studies of marsh foraminiferal distributions in Nova Scotia and comparison with those in other parts of the world: implications for sea level studies. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication No. 17.
127. SCOTT, D.B., et MEDIOLI, F.S. 1986. Foraminifera as sea-level indicators. In *Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data*. Edited by O. van de Plassche. GEO Books, Norwich, pp. 435-456.
128. SCOTT, D.B., M.A. WILLIAMSON et T.E DUFFETT. 1981. Marsh foraminifera of Prince Edward Island: Their recent distribution and application for former sea levels studies. *Maritime Sediments and Atlantic Geology*, vol. 17, p.98-129.
129. SCOTT, D.B., R. BOYD et F.S. MEDIOLI. 1987a. Relative sea-level changes in Atlantic Canada: observed level and sedimentological changes vs. theoretical models. *In* *Sea-level fluctuations and coastal evolution*. Edited by D. Nummendahl, O.H. Pilkey and J.D. Howard. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No.41, pp.87-96.
130. SCOTT, D.B., F.S MEDIOLI et A.A.L. MILLER. 1987b. Holocene sea levels, paleoceanography, and late glacial ice configurations near the Northumberland Strait, Maritime Provinces. *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 24, p. 668-675.
131. SCOTT, D.B., K. BROWN, E.S. COLLINS et F.S. MEDIOLI. 1995a. A new sea-level curve from Nova Scotia: evidence for a rapid acceleration of sea-level rise in the late mid-Holocene. *Canadian Journal of Earth Science*, vol.32, 2071-2080.
132. SCOTT, D.B., P.T. GAYES et E.S. COLLINS. 1995b. Mid-Holocene Precedent for a Future Rise in Sea-Level Along the Atlantic Coast of North America. *Journal of Coastal Research*, vol.11, No. 3, p.615-622.
133. SENNEVILLE, S. et F.J. SAUCIER. 2007. Étude de sensibilité de la glace de mer au réchauffement climatique dans le golfe et l'estuaire du Saint-Laurent. Rapport préparé pour Ouranos et soumis le 30 octobre 2006.
134. SHAW, J. et J. CEMAN. 1999. Salt-marsh aggradation in response to late-Holocene sea-level rise at Amherst Point, Nova Scotia, Canada. *The Holocene*, vol. 9, p. 439–451.
135. SHAW, J., P. GAREAU et R.C. COURTNEY. 2002. Palaeogeography of Atlantic Canada 13–0 kyr. *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, p. 1861–1878.
136. SHAW, J., D.J.W. PIPER, G.B.J. FADER, E.L. KING, B.J. TODD, T. BELL, M.J. BATTERSON et D.G.E. LIVERMAN. 2006. A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada. *Quaternary Science Reviews*, vol. 25, p. 2059–2081.

137. SHAW, J., R. TAYLOR et D.L. FORBES. 1993. Impact of the Holocene transgression on the Atlantic coastline of Nova Scotia. *Géographie physique et Quaternaire*, vol.47, p. 221-238.
138. SHAW, J., R. TAYLOR, D.L. FORBES, M-H RUZ et S. SALOMON. 1998. Sensitivity of the coasts of Canada to sea-level rise. *Geological Survey of Canada, Bulletin 505*, 90 p.
139. SHC. 2010.
140. STEVENSON, J.C., L.G. WARD et M.S. KEARNEY. 1986. Vertical accretion in marshes with varying rates of sea level rise, *In Wolfe, D.A. (ed.) Estuarine Variability*, Academic Press, Orlando, Florida, p. 241-259.
141. STUIVER, M. Et H.A. POLACH. 1977. Discussion: Reporting of 14C data, *Radiocarbon* vol. 19, p. 355-363.
142. STUIVER, M. et P.J. REIMER. 1993. Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program, *Radiocarbon* vol. 35, p.215-230.
143. SYVITSKI, J.P.M. 1992. Marine Geology of Baie des Chaleurs. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 46, p. 331-348.
144. VAN DE POLL, H.W. 1995, Upper Paleozoic rocks: New Brunswick, Prince Edward Island and îles-de-la-Madeleine. *Commission géologique du Canada, Géologie du Canada*, no 6, p. 455-492.
145. VEILLETTE, J.J. et CLOUTIER, M. 1993. Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec. *Commission géologique du Canada, Carte 1804A, Échelle 1/250 000*.
146. VERMEER, M., F. Rahmstorf. 2009. Global sea level linked to global temperature. *PNAS* 106, 21527-21532.
147. VIGNEAULT, B. 2012. Cadre lithostratigraphique du nord des îles de la Madeleine. *Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski*, 94p.

ANNEXES

Annexe I Listes des datations au ^{14}C B.P. et leur calibration

Site	Échantillon	Type de matériel	^{14}C Age (B.P.)	\pm	cal_curve	Distribution 95.4 (2 sigma)	UCIAMS (University of California)	ULGAS	Université Laval
			(BP)			cal BP age ranges	#	#	#
Cap Isaac	CAIS	Bois & aiguilles	1135	15	intcal09.14c	979 - 1067	UCIAMS-41190	ULGAS-1229	ULA-454
	MOE6	Bois	860	15	intcal09.14c	733 - 789	UCIAMS-39577	ULGAS-1182	ULA-434
Cap de l'Église	MOD-0	Bois	930	15	intcal09.14c	795 - 911	UCIAMS-39582	ULGAS-1191	ULA-439
	CAEG A	Tourbe	460	15	intcal09.14c	501 - 524	UCIAMS-39585	ULGAS-1202	ULA-442
	CAEG #A	Plantes	350	15	intcal09.14c	318 - 481	UCIAMS-52766		ULA-728
Pointe-de-l'Est	PTE 3	Plantes	moderne				UCIAMS-52765		ULA-727
	PTE 2	Bois	moderne						UL-3270
	TRB 12	Plantes	815	25	intcal09.14c	683 - 772	UCIAMS-47297		ULA-593
Pointe-au-Loup	POLO 03	Bois	625	15	intcal09.14c	556 - 656	UCIAMS-39580	ULGAS-1187	ULA-437
	POLO B	Bois, aiguilles	585	15	intcal09.14c	542 - 639	UCIAMS-41191	ULGAS-1232	ULA-455
	POLO F	Bois	145	20	intcal09.14c	5 - 281	UCIAMS-41192	ULGAS-1234	ULA-456
	POLO G (2)	Plantes	110	20	intcal09.14c	22 - 266	UCIAMS-45696	ULGAS-1528	ULA-578
Grand Barachois	AERO B #2	Bois	1140	60	intcal09.14c	932 - 1228			UL-3272
Plage de la Petite Échouerie	PEEC 46	Bois	930	20	intcal09.14c	793 - 915	UCIAMS-39583	ULGAS-1195	ULA-440
	SOU-2	Bois	805	15	intcal09.14c	687 - 734	UCIAMS-39584	ULGAS-1198	ULA-441

	BABA 8-F	Cocotte	120	15	intcal09.14c	21 - 266	UCIAMS-39575	ULGAS-1178	ULA-432
	D-51	Bois	625	15	intcal09.14c	556 - 656	UCIAMS-39578	ULGAS-1185	ULA-435
Baie du Bassin	BABA 8-M	Plantes	Moderne				UCIAMS-41187	ULGAS-1219	ULA-450
	BABA 8M (2)	Plantes	Moderne				UCIAMS-47278		ULA-592
	BABA 10	Bois, plantes et graines	1885	15	intcal09.14c	1741 - 1880	UCIAMS-41188	ULGAS-1225	ULA-449

Annexe 2 Listes des documents de référence de l'Île-de-l'Est

Année	Échelle	Documentation de référence	Auteur
1833	271 000	Magdalen Islands : Hydrographic Office of the Admiralty, surveyed by P.E. Collins, R-N.	Drapeau, 1980, tableau 1, p.5
1890	7 920	Plan officiel de l'Île-de-Coffin, du Rocher-aux-Oiseaux et de la Grosse-Île, Îles-de-la-Madeleine : Département des Terres de la Couronne, Province de Québec.	Drapeau, 1980, tableau 1, p.5
1898	141 000	Magdalen Islands : Public Works of Canada, compiled and surveyed by J.C. Taché.	Drapeau, 1980, tableau 1, p.5
1934	48 000	Shag Island to Bird Rocks, Canadian Hydrographic Service, surveyed by H.L. Leadman.	Drapeau, 1980, tableau 1, p.5
1952	60 000	Photographie aérienne A13477-45	Drapeau, 1980, tableau 1, p.5
1963	15 840	Photographie aérienne Q631120-151	Drapeau, 1980, tableau 1, p.5
1964	7 920	Îles-de-la-Madeleine, Plan photographique : Ministère des Terres et Forêts, Québec (11N12-0792 17, 18, 19)	Drapeau, 1980, tableau 1, p.5
1969	12 500	Photographie aérienne A21306-20	Drapeau, 1980, tableau 1, p.5
1970	50 000	Île-de-l'Est, topographic map : Ministère fédéral de l'Énergie, des Mines et des Ressources, 1975 (11N11 & 11N12) (basée sur photographies aériennes de 1970)	Drapeau, 1980, tableau 1, p.5
1977	10 000	Photographie aérienne Q77889-191	Drapeau, 1980, tableau 1, p.5
1977	10 000	Îles-de-la-Madeleine, Plan photographique : Ministère des Terres et Forêts, Québec, 1978 (11N12-100 17, 18, 19) (basée sur photographies aériennes de 1977)	Drapeau, 1980, tableau 1, p.5
1890	7 920	Premier cadastre : «Plan officiel de l'Île-de-Coffin, du Rocher-aux-Oiseaux et de la Grosse-Île, Îles-de-la-Madeleine» : Département des Terres de la Couronne, Province de Québec.	Drapeau, 1979, figure 3.5, p.20

1929 à 1934		Relevés hydrographiques et une carte du littoral : Service Hydrographique Canadien	Drapeau, 1979, figure 3.5, p.20
1952		1 ^{ère} photographies aériennes	Drapeau, 1979, figure 3.5, p.20
1952-1953		Carte produite à partir de photographies aériennes : ministère fédéral de l'Énergie, des Mines et des Ressources (basée sur photographies aériennes de 1952, et 1953?)	Drapeau, 1979, figure 3.5, p.20
1964		Carte produite à partir de photographies aériennes : ministère des Terres et Forêts du Québec (basée sur photographies aériennes de 1964)	Drapeau, 1979, figure 3.5, p.20
1977		Carte du ministère des Terres et Forêts du Québec	Drapeau, 1979, cité p.23
1765		Titre : «A plan of th Magdalen Island, Brion, Bird, Entry and Deadmans Islands in the Gulph of St Lawrence». Auteur : William Hogg, sous les ordres de F. Haldiman et S. Holland, pour «Trade and Plantations»	Mercier, 1987, tableau 2.1, p.60 (cartes marines historiques)
1765		Titre : «Map of the Magdalen Islands showing gypsum deposits» Auteur : W.F. Jennison, Rapport 84-«Gypsum deposits of the Maritime Provinces»	Mercier, 1987, tableau 2.1, p.60 (cartes marines historiques)
1833	271 000	Titre : «Gulf of St Lawrence; Magdalen Islands» Auteur : Lieut. P.E. Collins R.N., publiée en 1938 par «Hydrographic Office of the Admiralty»	Mercier, 1987, tableau 2.1, p.60 (cartes marines historiques)
1852		Titre : «Magdalen Islands» Auteur : P.L. Morin, Grow Land Department, Quebec	Mercier, 1987, tableau 2.1, p.60 (cartes marines historiques)
1874		Titre : «Plan of the Magdalen Isalnds, Gulf of St Lawrence; Showing the surrounding fishing Grounds» Auteur : J.C. Taché	Mercier, 1987, tableau 2.1, p.60 (cartes marines historiques)
1898	141 000	Titre : «Magdalen Islands, Gaspé Co., Que»	Mercier, 1987, tableau 2.1,

		Auteur : J.C. Taché, Publics Works Canada **[isobathes 3, 6 et 60 brasses	p.60 (cartes marines historiques)
1964	7 920	Plan photographique produit à partir des photographies aériennes de 1963 et de 1964 à l'échelle du 1 : 12 000	Mercier, 1987, p.98
1977	10 000	Plan photographique produit à partir de la série de photographies aériennes de 1977 à l'échelle du 1 : 10 000	Mercier, 1987, p.98
1963		Photographies aériennes	Grenier, 1993
1969		Photographies aériennes	Grenier, 1993
1983		Photographies aériennes	Grenier, 1993
1995	terrain	Campagne terrain	Morin, 1999

Annexe 3 Compilation des travaux ayant réalisé l'évolution historique du déplacement de la ligne de rivage exprimés dans la littérature pour l'Île-de-l'Est

		Période couverte	Taux	Référence
Section Ouest	Zone A	1833-1898 : ½ Acc; ½ Éros.		Drapeau, 1980
	Zone A	1898-1934 : Accrétion		Drapeau, 1980
	Zone A	1934-1970 : Érosion		Drapeau, 1980
	Zone B	1833-1898 : Stable		Drapeau, 1980
	Zone B	1898-1934 : Stable		Drapeau, 1980
	Zone B	1934-1970 : Stable		Drapeau, 1980
	Zone A-B	1890-1929/34 : Accrétion		Drapeau, 1979
	Zone A-B	1929/34-1952/53 : Accrétion		Drapeau, 1979
	Zone A-B	1952/53-1964 : Accrétion		Drapeau, 1979
	Zone A-B	1964-1977 : Stable	64 000 m ³ , soit 5000 m ³ /an	Drapeau, 1979
	Segment B	1963-1977 : Accrétion		Mercier 1987
	Section I et II	1963-1983 : Accrétion	Moy de 27,56 m (pts 1 à 8)	Grenier, 1993
	Section IV	1963-1969 : Accrétion	Max de 15,2 m (point 20)	Grenier, 1993
	Section IV	1969-1983 : Stable	Max de 24,2 m (point 21)	Grenier, 1993
	Section IV	1963-1983 : Accrétion	Moy de 34,60 m (pts 13 à 22)	Grenier, 1993
	1995 : actif	falaise dunaire vive observée en 1995	Morin, 1999	

Façade nord-est	Façade nord-est	1765	«Sédimentation importante dans les eaux sur la façade nord-est se prolongeant vers l'est et au-delà de la Pointe-de-l'Est»	Mercier, 1987
	Zone C	1833-1898 : Accrétion	+ 200 m / 65 ans = + 3,08 m/an	Drapeau, 1980
	Zone C	1898-1934 : Érosion	- 200 m	Drapeau, 1980
	Zone C	1934-1970 : Érosion	Sur 43 ans : 5,5 m/an	Drapeau, 1980
	Zone C	1934-1977 : Érosion		Drapeau, 1980
		1890-1934 : Érosion	- 200m	Drapeau et Mercier, 1990
	Zone B-C	1890-1929/34 : Érosion		Drapeau, 1979
	Zone B-C	1929/34-1952/53 : Érosion		Drapeau, 1979
	Zone B-C	1952/53- 1964 : Érosion		Drapeau, 1979
	Segment C	1963-1977 : Érosion	-1 777 000 m ³ , soit - 127 000 m ³ /an = max - 8,90m/an	Mercier, 1987
Section VI	1963-1969 : Érosion		Grenier, 1993	
Section VI	1969-1983 : Érosion	- 21 m en 6 ans (126 000 m ²) = - 3,5m/an, max de 68,7m	Grenier, 1993	
	1995		- 46,6 m en 14 ans (279 600 m ²) = -3,3 m/an, max de 85,0m	Morin, 1999

			Falaise dunaire qualifiée de fossilisée en 1995	
Façade est		1765	«Sédimentation importante dans les eaux sur la façade nord-est se prolongeant vers l'est et au-delà de la Pointe-de-l'Est»	Mercier, 1987
	Zone C-D	1890-1929/34 : Érosion	(voir figure 3.5)	Drapeau, 1979
	Zone C-D	1929/34-1952/53 : Accrétion	(voir figure 3.5)	Drapeau, 1979
	Zone C-D	1952/53-1964 : Stable	(voir figure 3.5)	Drapeau, 1979
	Zone C-D	1964-1977 : Érosion	Max - 120 m / 13 ans	Drapeau, 1979
	Zone C (20 - 21)	1833-1898 : Accrétion 1898-1934 : Érosion	Faible (voir figure 3) Faible (voir figure 3)	Drapeau, 1980 Drapeau, 1980
	Zone C (20 - 21)	1934-1970 : Érosion	Faible (voir figure 3)	Drapeau, 1980
Zone C (20 - 21)	1963-1969 : Érosion	Moy. -42,74 m sur 7ans = - 6,11 m/an Max de -68,7 (pt 31)	Grenier, 1993	
Points 30 à 36	1969-1983 : Érosion	Moy. -59,61m en 14 ans = - 4,26 m/an Max de -72,7 m (pt32)	Grenier, 1993	
		1995	Falaise dunaire vive observée en 1995	Morin, 1999
Pointe-de-l'Est	Pointe-de-l'Est	1765	«Sédimentation importante dans les eaux sur la façade nord-est se prolongeant vers l'est et au-delà de la Pointe-de-l'Est»	Mercier, 1987
	Zone C-D	1890-1929/34 : Érosion		Drapeau, 1979
	Zone C-D	1929/34-1952/53 : Accrétion	(voir figure 3.5)	Drapeau, 1979
	Zone C-D	1952/53-1964 : Stable	(voir figure 3.5)	Drapeau, 1979
	Zone C-D	1964-1977 : Accrétion	(voir figure 3.5)	Drapeau, 1979

	Zone C (22-23)	1833-1934 : Stable 1934-1970 : Accrétion	+ 200 m	Drapeau, 1980 Drapeau, 1980
	Zone C (22-23)	1963-1977 : Accrétion	+ 22 m/an + 10 m/an	Drapeau, 1980
	Zone C (22-23)	1963-1977 : Accrétion	+ 2 000 000 m ³ en 14 ans = 142,9 m ³ /an Max : + 695 400 m ³ = max + 14m/an	Mercier, 1987
	Pte-de-l'Est	1963-1969 : Érosion 1969-1983 : Accrétion	-0,4 m en 6 ans = < 0,1m/an	Grenier, 1993 Grenier, 1993
	Pte-de-l'Est	1963-1970 : Accrétion	+ 49,0m en 14 ans = moy de +3,5 m/an	Grenier, 1993
	Pte-de-l'Est	1970-1983 : Accrétion	Moy. 66,05 m; Max de 81,7m (pt 34)	Grenier, 1993
	Points 34-35		Moy. 224,15m; Max de 248,6m (pt 35)	
	Points 34-35			

