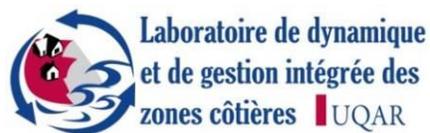


**ÉTUDE DE LA DYNAMIQUE MORPHOSÉDIMENTAIRE DES CÔTES BASSES  
SABLONNEUSES EN BORDURE DE LA ROUTE 138 SUR LA CÔTE-NORD DU  
SAINT-LAURENT EN CONTEXTE DE CHANGEMENTS CLIMATIQUES**

Rapport final X016.1

Sous la direction de  
Pascal Bernatchez, Ph.D.  
et Thomas Buffin-Bélanger, Ph.D.



Réalisé pour le compte du ministère des Transports, de la Mobilité durable et de  
l'Électrification des transports du Québec (MTMDET)

Décembre 2016

La présente étude a été réalisée à la demande du ministère des Transports du Québec et a été financée par la Direction de l'environnement et de la recherche.

Les opinions exprimées dans le présent rapport n'engagent que la responsabilité de leurs auteurs et ne reflètent pas nécessairement les opinions du ministère des Transports du Québec.

## CHERCHEURS RESPONSABLES DU PROJET

Pascal Bernatchez, Ph.D.

Université du Québec à Rimouski  
Département de biologie, chimie et géographie  
Chaire de recherche en géoscience côtière  
Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières (LDGIZC)  
300, allée des Ursulines, case postale 3300  
Rimouski (Québec) G5L 3A1  
Téléphone : (418) 723-1986, poste 1257 (bureau) ou poste 1206 (laboratoire)  
Télécopieur : (418) 724-1847  
Courriel : [pascal\\_bernatchez@uqar.ca](mailto:pascal_bernatchez@uqar.ca)  
<http://dqizc.uqar.ca>

Thomas Buffin-Bélanger, Ph.D.

Université du Québec à Rimouski  
Département de biologie, chimie et géographie  
Laboratoire de géomorphologie et dynamique fluviale (LGDF)  
300, allée des Ursulines, case postale 3300  
Rimouski (Québec) G5L 3A1  
Téléphone : (418) 723-1986, poste 1577  
Télécopieur : (418) 724-1847  
Courriel : [thomas\\_buffin-belanger@uqar.ca](mailto:thomas_buffin-belanger@uqar.ca)  
<http://fluvial.uqar.ca>

## ÉQUIPE DE RECHERCHE

**Maude Corriveau**, M. Sc., professionnelle de recherche, LDGIZC, UQAR  
Analyse et rédaction section littorale

**Christian Fraser**, M. Sc., professionnel de recherche, LDGIZC, UQAR  
Analyse et rédaction section littorale

**Tristan Caron**, B. Sc., étudiant à la maîtrise en géographie, LDGIZC et LGDF, UQAR  
Levés terrain, traitement des données, analyse et rédaction section fluviale

**Stéfanie Van-Wiersts**, M. Sc., candidate au doctorat en Sciences de l'environnement, LDGIZC, UQAR  
Levés terrain, traitement des données section littorale et rédaction de la méthodologie technique

**Louis Cormier**, B. Sc., professionnel de recherche, LDGIZC, UQAR  
Traitement des données Lidar

**Adrien Lambert**, Ph. D., chercheur post-doctoral, LDGIZC, UQAR  
Création des scripts d'analyse des vagues et niveaux d'eau

**Susan Drejza**, M. Sc., professionnelle de recherche, LDGIZC, UQAR  
Traitement et analyse des données sur l'évolution historique

**Gabriel Ladouceur**, B. Sc., professionnel de recherche, LDGIZC, UQAR  
Traitement des données Lidar

**Evelyne Arsenault**, M. Sc., professionnelle de recherche, LDGIZC, UQAR  
Évaluation des temps de retour des niveaux d'eau

**Jérôme Dubé**, M. Sc., auxiliaire d'enseignement et de recherche, département de biologie, chimie et géographie, UQAR  
Traitement des données hydriques

**Emmanuel Fournier**, B. Sc., Technicien en géomatique, LDGIZC, UQAR  
Construction de cartes

## RÉFÉRENCE SUGGÉRÉE

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

## CHARGÉ DE PROJET AU MINISTÈRE DES TRANSPORTS DU QUÉBEC

Michel Michaud, géog., M.ATDR

Conseiller en recherche

Service de la coordination de la recherche et de l'innovation

Direction de l'environnement et de la recherche

Ministère des Transports du Québec

930, chemin Sainte-Foy 6e étage

Québec (Québec) G1S 4X9

Téléphone : 418 644-0986 poste 4161

Télécopieur : 418 643-0345

Courriel : michel.michaud@mtq.gouv.qc.ca

## COMITÉ DE SUIVI DU MTQ

**Michel Michaud**, chargé du projet au SCRI, MTQ

**Corina Nicorici**, géomorphologue, SCRI, MTQ

**Annie Lévesque**, répondante régionale en sécurité civile, direction de la Côte-Nord, MTQ

**Marie-Hélène Grenon**, ing., direction de la Côte-Nord, MTQ

**Daniel Lavallée**, ing., section hydraulique, MTQ

**Annie Gagné**, ing., section hydraulique, MTQ

## *REMERCIEMENTS*

Les auteurs de ce rapport tiennent à remercier tous les membres du Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières (LDGIZC) pour leurs contributions à la discussion et à la réflexion qui a accompagné toute la réalisation de ce rapport.

Nous remercions particulièrement tous les assistants de terrain et les assistants techniques qui ont contribué au projet : Yves Blanchard, Francis Bonnier Roy, Geneviève Boucher-Brossard, Jean-Pierre Castonguay Bélanger, Simon Claveau Louis Cormier, Sophie Delorme, Sylvio Demers, Susan Drejza, David Didier, Laurent Gosselin, Valérie Hallé Cabolet, Frankie Jean-Gagnon, Yvon Jolivet, Maxime Julien Sasseville, David Lacombe, Gabriel Ladouceur, Nancy Martel, Antoine Martin Ouellet, Gabriel Plourde, Marie-Pier Roberge, Nicholas Marion et Gérard Michaud.

Nous tenons également à remercier le comité de suivi ainsi que les différents collaborateurs du ministère des Transports du Québec, qui ont participé aux différentes réunions de suivi de ce projet.

Nous remercions le ministère des Transports du Québec (MTQ) pour le financement de ce projet de recherche dans le cadre du programme de recherche du MTQ en adaptation aux impacts des changements climatiques lié à la mise en œuvre de l'action 23 du Plan d'action sur les changements climatiques 2006-2012 (Fond vert) du Gouvernement du Québec.

## *Avant-propos*

Le projet a produit une grande quantité d'informations et a nécessité un grand éventail de méthodes de cueillette et de traitement de données. L'ensemble des données recueillies a été utile au projet. Cependant, certaines données et certains secteurs d'analyse ont été priorisés afin d'optimiser le travail et de répondre de façon spécifique aux objectifs du projet. Toutes les bases de données créées dans le cadre du projet sont remises au MTQ.

## RÉSUMÉ

Ce projet d'étude de la dynamique morphosédimentaire des côtes basses sablonneuses en bordure de la route 138 sur la Côte-Nord du Saint-Laurent en contexte de changements climatiques a été mené sur les territoires de Pentecôte et de Longue-Pointe-de-Mingan par les équipes du Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières et du Laboratoire de recherche en géomorphologie et dynamique fluviale de l'Université du Québec à Rimouski. Le rapport a été construit de manière à répondre à l'objectif principal du projet, soit d'établir la relation entre la vitesse de déplacement de la ligne de rivage et les caractéristiques morphodynamiques de la plage, et ce, spécifiquement devant les secteurs pour lesquelles l'érosion côtière, qu'elle soit d'origine fluviale (cours d'eau de plage) ou marine, menace des tronçons de la route 138.

Pour les deux territoires, le projet repose sur l'acquisition de données topographiques de haute résolution. Les données plus ponctuelles ont été acquises à l'aide de DGPS à une fréquence presque mensuelle et les données topographiques couvrant toute la région d'étude de Longue-Pointe-de-Mingan ont été acquises à l'aide d'un système mobile de Lidar terrestre. Cinq levés Lidar ont été réalisés en une période de 16 mois. En plus des données topographiques, des caméras permettant d'acquérir une image tous les 15 minutes assurent un suivi diurne continu. Aussi, des capteurs de pression ont permis d'enregistrer les conditions hydrodynamiques et les réponses hydrologiques. En plus des données acquises directement dans le cadre de ce projet, des données historiques et récentes ont été analysées (par exemple, données de marégraphes, de stations météorologiques et hydrologiques, photos aériennes, etc.).

### *Longue-Pointe-de-Mingan*

À **Longue-Pointe-de-Mingan (LPM)**, les résultats du projet couvrent des échelles historique (1948-2014) et annuelle (2013-2014) pour l'ensemble de la région d'étude et pour les deux secteurs problématiques (A et B). Préalablement à ces analyses, on doit considérer la morphologie actuelle de la côte, qui s'explique en partie, à travers l'évolution holocène. Au cours de cette période, l'abaissement rapide du niveau marin relatif a entraîné la formation d'un delta, par la rivière Saint-Jean, qui s'étendait au-delà de la position actuelle du littoral. Avec la remontée du niveau marin relatif, celui-ci a été érodé particulièrement devant les falaises à l'ouest de la rivière Saint-Jean et devant le segment côtier depuis l'embouchure de ladite rivière en allant vers l'est. Une partie de ces sédiments s'est accumulée pour former, en partie, la Longue Pointe et son arrière-côte laquelle est entièrement constituée de formes d'accumulation (par ex., des plages soulevées).

Actuellement, les connaissances sur la dynamique sédimentaire à l'échelle de la cellule hydrosédimentaire indiquent qu'il s'agit d'un système qui bénéficie d'apports terrigènes abondants issus de deux sources principales, soit l'érosion des falaises deltaïques localisées à l'ouest de la rivière Saint-Jean et des sédiments érodés puis transportés par la rivière Saint-Jean des terres jusqu'à la côte. Les apports sédimentaires à la côte ont

permis la construction de barres sableuses pré littorales. Ces dernières influencent la dynamique côtière de la région d'étude en agissant comme barre de déferlement mais aussi en s'accolant à la côte. Lorsqu'elles rejoignent le haut estran, elles entraînent l'élargissement du haut estran et permettent à la ligne de rivage de progresser vers le large. Toutefois, malgré un tel contexte, l'analyse à l'échelle historique (1948-2014) montre que les taux de migration moyens annuels des secteurs problématiques A et B sont parmi les plus fortement négatifs de la zone d'étude de Longue-Pointe-de-Mingan avec des moyennes respectives de -1,00 m/an et de -0,82 m/an. On constate également que contrairement à d'autres segments côtiers caractérisés par des périodes d'avancée et de recul, les secteurs A et B sont dominés par des périodes de reculs. À l'échelle annuelle (2013-2014), les données topographiques des cinq levés Lidar révèlent aussi la cinétique complexe de la ligne de rivage. Les reculs les plus importants, au terme de la période de suivi 2013-2014, sont de près de 22 m devant le secteur A et de près de 11 m devant le secteur B. Ces taux de reculs très élevés s'inscrivent dans une période de suivi où les niveaux d'eau n'étaient pourtant pas exceptionnels. Il a été calculé à partir des corrélations entre les niveaux d'eau mesurés aux capteurs de pression et les données historiques de Sept-Îles, que la valeur maximum mesurée (2,11 m) a un temps de retour de 1,23 an. L'absence de données historiques de vagues ne permet pas de faire de telles comparaisons pour les données de vagues mesurées en 2013-2014. Ces reculs aux secteurs problématiques A et B sont liés aux conditions morphologiques locales du haut estran. En effet, les données topographiques ont aussi permis de mesurer la largeur, la pente et le volume du haut estran et il s'est avéré que le haut estran était plus étroit, plus pentu et moins volumineux pour les secteurs problématiques que pour l'ensemble de la région d'étude.

Les suivis hivernaux, quant à eux, ont permis de confirmer l'effet de protection contre l'érosion latérale de la côte, c'est-à-dire contre le recul de la ligne de rivage. Par contre, l'effet sur la morphologie de la plage diffère en fonction des secteurs et des morphologies de plage pré-englacement. Pour de vastes segments côtiers, le pied de glace peut agir comme un piège à sédiments durant la saison glacielle en captant les sédiments projetés à sa surface par les vagues. Lors de la fonte, ces sédiments ainsi piégés sont libérés et forment une crête qui rehausse le profil de plage. Inversement, pour des segments côtiers plus étroits et pentus, le pied de glace peut agir telle une structure rigide verticale et entraîner l'abaissement du profil de plage. Un profil de plage plutôt linéaire terminera alors la saison glacielle en étant concave. Notons que pour observer de tels effets, ils doivent se produire lorsqu'il n'y a pas de pied de glace de bas estran. À ce sujet, nous avons observé que, même sous les conditions froides de l'hiver 2013-2014, celui ne se développe pratiquement pas. En ce sens, malgré l'absence de données historiques sur l'état d'englacement du bas estran devant les sites de suivi de Longue-Pointe-de-Mingan, on peut conclure que le développement d'un pied de glace de bas estran y demeure, au mieux, ponctuel. Ceci implique que les effets, autres que celui de protection du haut estran et de la côte (piège à sédiments et structure rigide), peuvent s'y manifester.

La mise en relation des intervalles d'analyses historiques avec des proxys météo-marins ne permet pas l'identification de conditions climatiques plus ou moins favorable à l'érosion ou à l'accumulation. En ce sens, ce sont les taux d'évolution historique qui ont été utilisés, sans ralentissement ou accélération prévus, pour projeter l'évolution côtière pour 2060. Par contre, puisque la ligne de rivage connaît des alternances entre des avancées et des reculs, l'espace d'occupation historique de la ligne de rivage (enveloppe) a été intégré aux projections d'évolution côtière. Ces projections pour 2060 indiquent, toutes choses étant égales par ailleurs, que la route sera affectée par l'érosion devant le secteur problématique A sur un tronçon d'environ 400 m. La route devant le secteur B, n'est pas affectée. Par contre, les projections d'évolution côtière de 2100 indiquent que l'érosion l'affecterait sur un tronçon de 940 m devant le secteur A et de 700 m devant le secteur B.

À la lumière des connaissances acquises dans le cadre du projet, différentes solutions d'adaptation ont été évaluées. On ne recommande donc pas d'envisager, tant pour le secteur A que pour le secteur B, des recharges en sables puisque le problème d'érosion devant la route 138 n'est pas attribuable à un déficit sédimentaire. Au contraire, il s'agit d'un système qui bénéficie d'apports sédimentaires importants. De plus, comme la dérive littorale apparaît puissante, volumineuse et rapide, du sable ajouté dans le milieu transiterait rapidement vers des secteurs favorables à l'accumulation (ce qui n'est ni le cas du secteur problématique A, ni du B). Il n'est non plus recommandé d'implanter des structures de protections rigides pour ni l'un ni l'autre des secteurs problématiques puisque l'abaissement vertical du haut estran occasionné par ce type de structure augmente ensuite l'impact des vagues sur l'ouvrage, ce qui contribue à le déstabiliser et à impliquer de l'entretien régulier. Dans le cas du secteur problématique A, le déplacement de la route apparaît comme la solution la plus adéquate puisque la route est déjà très près de la ligne de rivage, soit à environ 20 m, et qu'elle est menacée par l'érosion d'après les projections d'évolution côtière de 2060. Dans le cas du secteur problématique B, la configuration actuelle de la côte, permettrait d'envisager l'implantation d'épis. Étant donné le fort transit sédimentaire, d'éventuels épis se chargeraient rapidement et la dérive littorale pourrait facilement se poursuivre au-delà des épis et maintenir l'alimentation en sable en aval des épis. Le rehaussement de la plage grâce à ce type d'infrastructure limiterait le contact des vagues contre les terrasses de plage et les falaises et, ce faisant, ralentirait l'érosion.

## *Pentecôte*

Les composantes de la morphodynamique de cinq ruisseaux côtiers, 3 situés à Pentecôte et 2 à Longue-Pointe-de-Mingan, ont été caractérisées selon des échelles historique (1930-2014) et annuelle (2013-2014). **À l'échelle historique (1930-2014)**, les résultats révèlent la grande mobilité de la position de l'embouchure ainsi que l'importance de la migration des ruisseaux sur la plage. Les taux de déplacement des embouchures oscillent entre 10 et 50 m annuellement alors que les taux de migration des ruisseaux oscillent entre 0.5 et 3 m annuellement. Bien qu'il n'ait pas été possible de lier ces taux avec des variables explicatives à l'échelle historique, ces valeurs permettent de mieux saisir l'ampleur de la mobilité des ruisseaux côtiers et d'intégrer cette mobilité dans toute intervention à proximité des ruisseaux.

**À l'échelle annuelle (2013-2014)**, en plus d'évaluer la mobilité des embouchures et la migration latérale des ruisseaux, les données ont également permis d'examiner la redistribution des sédiments de plage à l'aide de l'évolution des profils longitudinaux et de la construction du delta d'embouchure. Plusieurs facteurs de contrôle (débit liquide, paramètres de vagues, amplitude marégraphique, événements de tempête, volume de plage et présence d'un pied de glace) ont été considérés pour expliquer les patrons de mobilité et de redistribution des sédiments. Le débit liquide apparaît comme un facteur de contrôle qui favorise tant la mobilité latérale des chenaux que la progression des embouchures. La migration latérale des ruisseaux est aussi amplifiée par l'énergie des vagues et est atténuée par la présence d'un pied de glace. En ce qui concerne les embouchures, elles tendent également à se distancer des ponceaux (dans la direction de la dérive littorale) lorsque l'énergie des vagues est importante et quand elles sont contraintes par le pied de glace. Les ruisseaux évacuent des volumes de sédiments considérables vers le large, surtout quand le débit liquide est élevé, que le marnage augmente et que le volume de la plage est important. Finalement, il ressort que la mobilité des embouchures à la côte peut exposer de nouveaux secteurs à l'érosion fluviale, mais que cette mobilité à long terme est minimale considérant que les mouvements de plus grande amplitude sont forcés par une cyclicité saisonnière.

# TABLE DES MATIÈRES

<b>RÉSUMÉ</b> .....	<b>vii</b>
<b>TABLE DES MATIÈRES</b> .....	<b>xi</b>
<b>LISTE DES FIGURES</b> .....	<b>xvii</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX</b> .....	<b>xxxiii</b>
<b>Liste des abréviations</b> .....	<b>xxxvi</b>
<b>1. INTRODUCTION</b> .....	<b>37</b>
1.1. Problématique générale .....	37
1.2. Mise en contexte régional de la problématique .....	38
1.3. Objectifs du projet de recherche.....	42
1.4. Organisation du rapport.....	43
<b>2. Régions d'étude</b> .....	<b>44</b>
2.1. Longue-Pointe-de-Mingan.....	45
2.1.1. Localisation et description générale .....	45
2.1.2. Contexte géologique et géomorphologique .....	47
2.1.3. Conditions climatiques pour la Moyenne Côte-Nord.....	48
2.1.4. Ruisseaux à l'étude.....	48
2.2. Rivière-Pentecôte.....	51
2.2.1. Localisation et description générale .....	51
2.2.2. Contexte littoral .....	52
2.2.1. Conditions climatiques de la région de Pentecôte .....	52
2.2.2. Ruisseaux à l'étude.....	53
<b>3. RÉSULTATS : DYNAMIQUE MORPHOSÉDIMENTAIRE DES CÔTES BASSES SABLONNEUSES</b> .....	<b>56</b>
3.1. Méthodologie .....	56
3.1.1. Méthodologie : échelle historique et récent .....	57
3.1.1.1. Évolution historique du trait de côte et de la ligne de rivage (1948- 2014) .....	57
3.1.1.2. Stations météorologiques et marégraphiques .....	59
3.1.1.3. Stations hydrologiques fluviales .....	59
3.1.2. Méthodologie : échelle actuelle .....	60

3.1.2.1.	Granulométrie des sédiments de surface .....	62
3.1.2.2.	Hydrodynamique des zones intertidale et pré littorale .....	63
3.1.2.3.	Suivi photographique en continu .....	65
3.1.2.4.	Profils topographiques (DGPS) et production de surface d'interpolation et de profils.....	69
3.1.2.5.	Levé Lidar terrestre et production de surface, profils et volumes).....	72
3.1.2.6.	Positionnement et cinétique de la ligne de rivage/trait de côte (2013-2014) sur les modèles numériques d'élévation (surfaces Lidars et interpolées DGPS) 73	
3.1.2.7.	Volumes et bilans sédimentaires sur les MNE-LIDAR et MNE DGPS	76
3.2.	Cellules hydrosédimentaires, sources sédimentaires et caractéristiques morphométriques de l'estran .....	79
3.2.1.	Localisation et caractéristiques hydrosédimentaires de la cellule de Longue-Pointe-de-Mingan.....	79
3.2.2.	Caractéristiques granulométriques.....	83
3.2.3.	Apports sédimentaires à l'échelle historique et récente .....	87
3.2.3.1.	Évolution holocène du delta émergé de la rivière Saint-Jean .....	87
3.2.3.2.	Contribution des falaises à l'ouest de l'embouchure de la rivière Saint-Jean et évolution du trait de côte historique.....	92
3.2.3.3.	Contributions de la rivière Saint-Jean et conditions hydrologiques historiques	95
3.2.3.4.	Dépôts infralittorales : bathymétrie et systèmes de barres de la zone pré littorale	99
3.2.4.	Morphologie de l'estran au cours du suivi 2013-2014.....	103
3.2.4.1.	Largeurs du haut estran : état lors des levées.....	103
3.2.4.2.	Pente du haut estran : état lors des levés et évolution multidecennale .....	108
3.2.4.3.	Volumes sédimentaires du haut estran : état lors des levés .....	112
3.3.	Conditions glaciales .....	120
3.3.1.	Glace de mer .....	120
3.3.2.	Pied de glace de bas estran.....	124
3.3.3.	Pied de glace de haut estran.....	127
3.3.3.1.	Pied de glace de haut estran : protection contre les agents hydrodynamiques .....	133
3.3.3.2.	Pied de glace de haut estran et évolution du profil de plage.....	135

3.4.	Hydrodynamique côtière .....	144
3.4.1.	Conditions marégraphiques .....	144
3.4.2.	Tempêtes et niveaux d'eau .....	145
3.4.2.1.	Les archives de journaux .....	145
3.4.2.2.	Les vents .....	146
3.4.2.3.	Les niveaux d'eau au marégraphe de Sept-Îles .....	146
3.4.3.	Paramètres hydrodynamiques mesurés aux capteurs de pression.....	148
3.4.3.1.	Capteur Intertidale_Centre .....	151
3.4.3.2.	Capteur Large_Centre .....	159
3.5.	Thème : évolution de la côte .....	176
3.5.1.	Évolution historique du trait de côte et de la ligne de rivage .....	176
3.5.1.1.	Analyse générale pour la période complète 1948-2014.....	176
3.5.1.2.	Analyse détaillée par période .....	179
3.5.1.3.	Analyse des secteurs d'étude problématiques pour la route 138.....	181
3.5.2.	Dynamique côtière actuelle (2013-2014) : cinétique de la LR_2,9 m et évolution des largeurs et des volumes du haut estran.....	190
3.5.2.1.	Cinétique de la LR_2,9 m.....	190
3.5.2.2.	Évolution de la largeur du haut estran.....	197
3.5.2.3.	Évolution des volumétrie et topographique du haut estran .....	202
3.5.3.	Relations entre les paramètres morphométriques .....	244
3.5.3.1.	Relation entre la largeur du haut estran et la pente du haut estran .	244
3.5.4.	Relations entre les paramètres morphométriques ( $t_1$ ) et l'évolution de la LR_2,9 m ( $t_1-t_2$ ) .....	247
3.5.4.1.	Relation les paramètres morphométriques du haut estran et la distance de migration de la LR_2,9.....	248
3.6.	Paramètres climatiques et géomorphologiques : fonctionnement du système côtier historique et récent.....	252
3.6.1.	Synthèse des paramètres .....	252
3.6.2.	Influence des paramètres météo-marins et géomorphologiques sur l'évolution côtière à l'échelle historique .....	255
3.7.	Projection de l'évolution côtière.....	263
3.7.1.	Conditions côtières futures.....	263
3.7.2.	Méthodologie de projection de l'évolution côtière .....	268

3.7.3. Projection de la ligne de rivage .....	269
<b>4. DYNAMIQUE D'EMBOUCHURE DES RUISSEAUX CÔTIERS ET LEUR RÔLE DANS LE BILAN SÉDIMENTAIRE DES PLAGES .....</b>	<b>274</b>
4.1. La morphodynamique des ruisseaux côtiers : définitions des concepts et revue de littérature sommaire .....	277
4.1.1. Profils en long et niveau de base .....	278
4.1.2. Facteurs clés modulant la morphodynamique des ruisseaux côtiers .....	279
4.2. Méthodologie .....	282
4.2.1. Conditions hydrologiques – débit liquide .....	282
4.2.2. Conditions météomarines.....	288
4.2.3. Contexte sédimentaire et volume de plage .....	290
4.2.4. Évolution longitudinale des ruisseaux et de leur embouchure .....	291
4.2.5. Migration des embouchures des ruisseaux .....	293
4.2.6. Migration latérale des ruisseaux.....	297
4.2.7. Redistribution de sédiments par les ruisseaux .....	301
4.3. Analyse de la dynamique historique des ruisseaux de plage.....	305
4.3.1. Migration de l'embouchure des ruisseaux .....	305
4.3.2. Migration latérale des ruisseaux.....	312
4.3.2.1. Taux de migration latérale.....	316
4.4. Analyse des facteurs contribuant à la dynamique actuelle des ruisseaux de plage	318
4.4.1. Évolution longitudinale des ruisseaux et de leur embouchure .....	318
4.4.1.1. Le rôle des débits liquides.....	322
4.4.1.2. Le rôle des conditions météomarines.....	325
4.4.2. Migration de l'embouchure des ruisseaux .....	331
4.4.2.1. Le rôle du débit liquide .....	336
4.4.2.2. Le rôle du climat de vagues .....	338
4.4.2.3. Le rôle du volume de plage.....	340
4.4.2.4. Les lagunes fermées.....	340
4.4.3. Migration latérale des ruisseaux.....	342
4.4.3.1. Enveloppe de mobilité.....	342
4.4.3.2. Taux de migration latérale.....	346

4.4.3.3.	Le rôle du débit liquide .....	353
4.4.3.4.	Le rôle des tempêtes.....	354
4.4.3.5.	Le rôle du volume de plage.....	354
4.4.4.	Redistribution de sédiments par les ruisseaux .....	355
4.4.4.1.	Le rôle du débit liquide .....	355
4.4.4.2.	Le rôle des conditions météomarines.....	357
4.5.	Synthèse de la morphodynamique des ruisseaux côtiers.....	363
4.5.1.	Dynamique d'embouchure des ruisseaux côtiers et les forçages .....	365
4.5.1.1.	Évolution longitudinale des ruisseaux et de leur embouchure .....	365
4.5.1.2.	Migration de l'embouchure des ruisseaux parallèlement au trait de côte	372
4.5.2.	Le rôle des petits cours d'eau sur la dynamique morphosédimentaire de la côte	376
4.5.2.1.	Migration latérale des ruisseaux contre la berge côtière.....	376
4.5.2.2.	Redistribution de sédiments par les cours d'eau .....	382
<b>5.</b>	<b>Recommandations .....</b>	<b>386</b>
5.1.	Stratégies d'intervention et modes de gestion préventifs pour les zones d'érosion le long de la route 138.....	386
5.1.1.	Constats d'érosion .....	386
5.1.2.	Recommandations, Longue-Pointe-de-Mingan .....	389
5.2.	Avenues éventuelles pour la gestion des ruisseaux côtiers par le ministère des Transports, Mobilité durable et Électrification des transports .....	401
<b>6.</b>	<b>CONCLUSION.....</b>	<b>405</b>
	<b>RÉFÉRENCES.....</b>	<b>410</b>
<b>7.</b>	<b>ANNEXES.....</b>	<b>421</b>
7.1.	GPS-différentiel (DGPS) .....	421
7.2.	Instrumentation du système mobile de laser terrestre .....	422
7.3.	Calcul d'erreur du système mobile de laser terrestre.....	425
7.4.	Traitement des données acquises par le système mobile de laser terrestre..	428
7.5.	Méthode d'interpolation des points DGPS.....	430
7.6.	Données horaires des trois capteurs de pression et différence entre les capteurs intertidales.....	432
7.7.	Surfaces interpolées .....	438

7.8.	Résultats des calculs de volumes des MNE-Lidar en m <sup>3</sup> .....	442
7.9.	Évolution historique des paramètres susceptibles de jouer un rôle dans l'évolution de la côte .....	445
7.10.	Guide photographique d'attribution des cotes selon les conditions d'atteinte du chenal par le jet de rive (exemple du ruisseau LPM A) .....	447
7.11.	Table de photographies (vue vers l'aval) des différents ruisseaux étudiés (Caron, 2013) .....	448
7.12.	Listes de fichiers transférés .....	452

## LISTE DES FIGURES

Figure 1. Localisation générale et régionale des régions d'étude .....	44
Figure 2. Distance entre la route 138 et la ligne de rivage de septembre 2014 .....	45
Figure 3. Localisation des secteurs problématiques et des zones .....	46
Figure 4. Division du secteur A en fonction de la morphologie du haut estran en 2014 .	46
Figure 5. Division du secteur B en fonction du type de côte en 2014.....	47
Figure 6. Carte de localisation des ruisseaux à l'étude pour la région de Longue-Pointe-de-Mingan .....	50
Figure 7. Localisation de la région d'étude de Longue-Pointe-de-Mingan, côte nord du Golfe du Saint-Laurent, Québec, Canada (A. Localisation générale en Amérique du Nord ; B. Localisation régionale sur la côte nord du golfe du Saint-Laurent ; C. Région d'étude localisée) .....	51
Figure 8. Carte de localisation des ruisseaux à l'étude pour le secteur de Rivière-Pentecôte.....	54
Figure 9. Vue vers l'embouchure du chenal PEN D et les vestiges du remblai (crédit photo : Caron, 2013) .....	55
Figure 10. Identification des limites utilisées pour l'évolution historique de la côte (trait de côte et ligne de rivage) .....	58
Figure 11. Position des transects d'échantillons granulométriques, des caméras et des capteurs .....	62
Figure 12. Capteurs de pression installés à Longue-Pointe-de-Mingan. (A) Capteur de pression dans la zone intertidale du site Centre (-1,47 m). (B). Capteur de pression dans la zone pré littorale au large du site Centre (-8,79 m) .....	63
Figure 13. Système de caméras de suivi de la côte. (A) Installation des caméras, du panneau solaire et de la batterie (Caméras du site Centre, cam_B_Est) (B) Exemple de photographie prise par la caméra qui vise vers l'est au site Centre. ....	65
Figure 14. Prise de vue à la caméra LPM_D_OUEST (gauche) et D_Ruisseau (droite)	66
Figure 15. Prise de vue oblique du littoral dans le secteur d'implantation de la caméra LPM_D (segment d'analyse 1), relevé photographique héliporté de septembre 2010 ...	66
Figure 16. Prise de vue à la caméra LPM_C_OUEST et LPM_RSJ_OUEST, premier segment d'analyse .....	67
Figure 17. Prise de vue aux caméras LPM_C_EST et LPM_RSJ_C_EST, premier segment d'analyse .....	67

Figure 18. Prise de vue oblique du littoral dans le secteur d'implantation des caméras LPM_C_EST et LPM_C_OUEST, RSJ_EST et RSJ_OUEST, premier segment d'analyse, relevé photographique hélicopté de septembre 2010.....	68
Figure 19. Profils de plage sans glace et limites morphologiques notées lors de l'acquisition sur le terrain.....	69
Figure 20. Profil de plage avec un pied de glace et limites morphologiques notées lors de l'acquisition sur le terrain.....	70
Figure 21. Domaine commun des surfaces interpolées pour le secteur A.....	70
Figure 22. Illustration des profils DGPS sur une surface interpolée et positionnement de transects fixes permettant l'analyse de l'évolution topographique.....	71
Figure 23. Exemple de données d'évolution topographique d'un profil.....	72
Figure 24. Cheminement du Model Builder (par Marie-Andrée Roy, UQAR) pour le calcul des volumes des compartiments.....	77
Figure 25. Cellule hydrosédimentaire de Longue-Pointe-de-Mingan, 1 de 3.....	80
Figure 26. Cellule hydrosédimentaire de Longue-Pointe-de-Mingan, 2 de 3.....	81
Figure 27. Cellule hydrosédimentaire de Longue-Pointe-de-Mingan, 3 de 3.....	82
Figure 28. Proportion moyenne de tous les échantillons en fonction de leur position sur l'estran.....	85
Figure 29. Granulométrie des échantillons de Longue-Pointe-de-Mingan.....	86
Figure 30. Courbe d'émersion des terres pour la Moyenne Côte-Nord (Tiré de Bernatchez, 2003), de droite à gauche : évolution du niveau marin relatif de 11000 ans BP à l'actuel.....	87
Figure 31. Topographie et bathymétrie de la région d'étude.....	90
Figure 32. Topographie et bathymétrie de l'embouchure de la rivière Saint-Jean.....	91
Figure 33 Distribution des taux d'érosion historiques pour le site de Rivière Saint-Jean entre 1948 et 2005 (tiré de Boucher-Brossard, 2012).....	93
<hr/>	
Figure 34. Évolution du volume moyen annuel érodé aux falaises à l'ouest de la rivière Saint-Jean (tiré de Boucher-Brossard, 2012).....	93
Figure 35. Débits standardisés pour les rivières Moisie (1966-2015), Romaine (1957-2013) et Magpie (1966-1979 à la station 8km et 1979-2015 à la décharge). Les lignes verticales noires représentent les limites des périodes pour l'analyse de l'évolution côtière.....	98
Figure 36. Bathymétrie de la zone pré-littorale de la région de Longue-Pointe-de-Mingan (la bathymétrie est exprimée en altitude géodésique).....	100
Figure 37. Étapes de formation, déplacement et accolement complet d'une barre à l'est du secteur problématique B.....	102

Figure 38. Largeur du haut estran en fonction des types de côtes pour l'ensemble du site d'étude .....	104
Figure 39. Largeur moyenne du haut estran sur l'ensemble du site d'étude, représentation spatiale .....	104
Figure 40. Largeur du haut estran sur le secteur problématique A .....	105
Figure 41. Largeur du haut estran sur le secteur problématique A2 .....	105
Figure 42. Largeur du haut estran sur le secteur problématique A2 .....	106
Figure 43. Largeur du haut estran devant les terrasses de plage sur le secteur problématique B .....	107
Figure 44. Largeur du haut estran devant les falaises sur le secteur problématique B .....	107
Figure 45. Pente du haut estran en fonction des types de côtes pour l'ensemble du site d'étude .....	108
Figure 46. Pente (%) et largeur (m) du haut estran .....	109
Figure 47. Pentés multidates, secteur problématique A.....	110
Figure 48. Pentés multidates, secteur problématique B.....	112
Figure 49. Volume en m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> , mai 2013 .....	114
Figure 50. Volume en m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> , août 2013 .....	115
Figure 51. Volume en m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> , décembre 2013 .....	116
Figure 52. Volume en m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> , juin 2014.....	117
Figure 53. Volume en m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> , septembre 2014 .....	118
Figure 54. Volume minimum, maximum et moyen en m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> par compartiment d'après les cinq couvertures Lidars .....	119
Figure 55. Région du golfe du Saint-Laurent pour les statistiques de glace de mer.....	121
Figure 56. Total accumulé de la couverture de glace de mer (%) dans le golfe du Saint-Laurent entre 1968 et 2016 .....	121
Figure 57. Total accumulé de couverture de glace hebdomadaire (%) pour les années de suivi de 2012-2013 et 2013-2014, golfe du Saint-Laurent .....	123
Figure 58. État d'englacement du bas estran, caméras D .....	125
Figure 59. État d'englacement du bas estran, caméras C .....	125
Figure 60. État d'englacement du bas estran, caméras B .....	126
Figure 61. État d'englacement du bas estran, caméras A .....	126
Figure 62. Relation linéaire entre les températures moyennes hivernales (DJF) et la durée de la saison glacielle (date de fin – date de début, indépendamment de l'état du pied de glace).....	130

Figure 63. Évolution du pied de glace de haut estran durant les saisons 2012-2013 et 2013-2014 devant les caméras A (à l'est du village) .....	131
Figure 64. Évolution du pied de glace de haut estran durant les saisons 2012-2013 et 2013-2014 devant les caméras B (à proximité du site problématique B mais implanté dans le secteur de terrasse) .....	131
Figure 65. Évolution du pied de glace de haut estran durant les saisons 2012-2013 et 2013-2014 devant les caméras C (à proximité du site problématique A mais perdu en raison de l'érosion).....	132
Figure 66. Évolution du pied de glace de haut estran durant les saisons 2012-2013 et 2013-2014 devant les caméras D (à 1 km à l'ouest du site problématique A et près d'une sortie de cours d'eau).....	132
Figure 67. Profil du pied de glace de haut estran, à proximité du km-repère 4,40, lors des levés de février 2014 et de mars 2014.....	133
Figure 68. Zone submergée par un niveau d'eau de 2,10m sur la topographie de décembre 2013 et février 2014. En décembre 2013, la falaise est touchée sur 250m.	134
Figure 69. Charge sédimentaire visible dans la glace en avril 2014 à Longue-Pointe-de-Mingan et a) glace stratifiée et en b) sable sur la surface du pied de glace .....	136
Figure 70. Crête de sédiments post-glaciels sur le haut estran à Longue-Pointe-de-Mingan en mai 2014.....	136
Figure 71. Sédimentation de l'estran suite à la fonte du pied de glace au printemps 2014 .....	137
Figure 72. Profils initiaux de décembre 2013, de la saison glacielle et post-glacielle avec rehaussement par accumulation de sédiment post-glaciels (crête), km-repère 4,40....	138
Figure 73. Profils initiaux de décembre 2013, de la saison glacielle et post-glacielle avec rehaussement par accumulation de sédiment post-glaciels (crête) et abaissement sur la partie inférieure du haut estran, km-repère 8,45.....	138
Figure 74. Profils de décembre 2013 et de janvier 2014 au km-repère 4,75.....	140
Figure 75. Profils de décembre 2013 et de janvier 2014 et de février 2014 au km-repère 4,75.....	140
Figure 76. Profils de décembre 2013 et de février 2014 et de mars 2014 au km-repère 4,75.....	141
Figure 77. Profils de décembre 2013 et de mars 2014 et d'avril 2014 au km-repère 4,75 .....	141
Figure 78. Profils de décembre 2013 et d'avril 2014 et de mai 2014 au km-repère 4,75 .....	142
Figure 79. Profils de décembre 2013 et de mai 2014 et de juin 2014 au km-repère 4,75 .....	142

Figure 80. Profils post-glaciel de mai 2013 et mai 2014 présentant une forme concave aux km-repère 4,55 et 4,75 .....	143
Figure 81. Évènements de tempêtes répertoriées dans les archives de journaux de la Côte-Nord .....	145
Figure 82. Jours où les vitesses de vents mesurées à la station de Sept-Îles ont été élevées ( $\geq 50$ km/h et $\geq 70$ km/h) .....	146
Figure 83. Jours où les niveaux d'eau enregistrés au marégraphe de Sept-Îles ont été élevés ( $> 3,5$ m et $> 3,7$ m) .....	147
Figure 84. Wave power et niveau d'eau mesurés entre le 29 mai 2013 et le 17 octobre 2013 au capteur Intertidale_Centre .....	151
Figure 85. Répartition des dates potentiellement les plus morphogènes du 29 mai 2013 au 17 octobre 2013 .....	152
Figure 86. Paramètres supérieurs au 90 <sup>e</sup> centile pour chacune des dates potentiellement morphogènes .....	152
Figure 87. Conditions hydrodynamiques du 22 et 23 juin 2013 aux caméras B_EST (à gauche) et D_Ruisseau (à droite).....	154
Figure 88. Conditions hydrodynamiques du 24 et 25 juin 2013 aux caméras B_EST (à gauche) et D_Ruisseau (à droite).....	154
Figure 89. Conditions hydrodynamiques du 21 juillet 2013 aux caméras B_EST (à gauche) et D_Ruisseau (à droite).....	155
Figure 90. Conditions hydrodynamiques du 24 juillet 2013 aux caméras B_EST (à gauche) et D_Ruisseau (à droite).....	155
Figure 91. Conditions hydrodynamiques du 10 août 2013 aux caméras B_EST (à gauche) et D_Ruisseau (à droite).....	156
Figure 92. Conditions hydrodynamiques du 8 octobre 2013 aux caméras B_EST (à gauche) et D_Ruisseau (à droite).....	156
Figure 93. Série temporelle du wave power et du niveau d'eau maximum quotidien mesuré au capteur Large_Centre du 22 novembre 2013 au 28 octobre 2014 .....	159
Figure 94. Répartition des dates potentiellement les plus morphogènes du 22 novembre 2013 au 28 octobre 2014 .....	160
Figure 95. Répartition des dates potentiellement les plus morphogènes en fonction de la présence ou de l'absence de pied de glace de haut estran .....	161
Figure 96. Paramètres supérieurs au 90 <sup>e</sup> centile pour chacune des dates potentiellement morphogènes et effectives (c.-à-d. période interglaciale), en gris ; intervalle non suivi par le Lidar. ....	161
Figure 97. Conditions hydrodynamique du 28 novembre 2013 (gauche) et du 4 décembre 2013 (droite) au caméra B_EST (en haut) et D_Ruisseau (en bas) .....	171

Figure 98. Conditions hydrodynamique du 7 décembre 2013 aux caméras B_EST (gauche) et D_Ruisseau (droite).....	171
Figure 99. Conditions hydrodynamique et glacielle du 8, 9 et 20 janvier 2014 aux caméras B_EST (gauche) et D_Ruisseau (droite) .....	172
Figure 100. Conditions hydrodynamique du 30 et 31 janvier 2014 aux caméras B_EST (gauche) et D_Ruisseau (droite).....	173
Figure 101. Conditions hydrodynamique du 14 février 2014 aux caméras B_EST (gauche) et D_Ruisseau (droite), légère submersion du front du pied de glace.....	173
Figure 102. Exemples de conditions de glace de mer directement le long de la côte le 21 et le 24 février 2014.....	174
Figure 103. Conditions hydrodynamique du 23 mars 2014 aux caméras B_EST (gauche) et D_Ruisseau (droite) .....	174
Figure 104. Conditions hydrodynamique et glacielle du 16 mars 2014 et du 17 mars 2014 aux caméras B_EST (gauche) et D_Ruisseau (droite) .....	175
Figure 105. Conditions hydrodynamique du 16 avril 2014 aux caméras B_EST (gauche) et D_Ruisseau (droite) .....	175
Figure 106. Taux moyen annuel moyen des quatre zones de la région d'étude de Longue-Pointe-de-Mingan.....	178
Figure 107. Taux moyen annuel moyen des deux secteurs problématiques de la région d'étude de Longue-Pointe-de-Mingan .....	182
Figure 108. Évolution historique du trait de côte de la région d'étude de Longue-Pointe-de-Mingan.....	183
Figure 109. Évolution historique du trait de côte du secteur A de la région de Longue-Pointe-de-Mingan.....	184
Figure 110. Évolution historique du trait de côte du secteur B de la région de Longue-Pointe-de-Mingan.....	185
Figure 111. Évolution historique du littoral du secteur A (carré vert) entre 1948 et 2014. Le trait rouge indique la ligne de rivage en 2014 .....	186
Figure 112. Évolution historique du littoral du secteur B (carré vert) entre 1948 et 2014. Le trait rouge indique la ligne de rivage en 2014 .....	187
Figure 113. Taux de migration de la ligne de rivage pour chaque période d'analyse; les secteurs problématiques A et B sont indiqués par les deux bandes verticales .....	188
Figure 114. Évolution comparative entre les 7 périodes. Les ovales rouges indiquent un passage des taux de migration du positif vers le négatif entre les deux périodes; les ovales verts indiquent un passage des taux de migration du négatif vers le positif entre les deux périodes; les flèches indiquent une migration des sédiments vers l'est; les secteurs problématiques A et B sont indiqués par les deux bandes verticales .....	189

Figure 115. Distance de migration de la LR_2,9 m de mai 2013 à septembre 2014 pour l'ensemble du site d'étude.....	192
Figure 116. Évolution de la LR_2,9 m sur le secteur A.....	193
Figure 117. Évolution de la LR_2,9 m sur le secteur B.....	194
Figure 118. Situation expliquant les modifications à la largeur du haut estran.....	197
Figure 119. Largeur du haut estran devant le site A.....	199
Figure 120. Largeur multitudes du haut estran devant le site B.....	199
Figure 121. Évolution de la largeur et du volume du haut estran et de la cinétique de la LR_2,9 m et de la flexure devant la zone 2, secteur A.....	200
Figure 122. Évolution de la largeur et du volume du haut estran et de la cinétique de la LR_2,9 m et de la flexure devant la zone 3, secteur B.....	201
Figure 123. Évolution volumétrique sur le haut estran et cinétique de la LR_2,9 m devant la zone 2 et le secteur A.....	204
Figure 124. Évolution volumétrique sur le haut estran et cinétique de la LR_2,9 m devant la zone 3 et le secteur B.....	205
Figure 125. Carte de différentiel altitudinal entre mai 2013 et août 2013 à partir des données Lidars et DGPS, secteur A.....	207
Figure 126. Carte de différentiel altitudinal entre mai 2013 et août 2013 à partir des données Lidars et DGPS, secteur B.....	208
Figure 127. Carte de différentiel altitudinal devant la zone d'érosion sévère des falaises à proximité du km-repère 4,55.....	210
Figure 128. Profils de plage DGPS, le groupe 6 couvre les km-repère 4,5 à 4,9.....	211
Figure 129. Évolution du profil 20 lors des levés DGPS de mai 2013, juin 2013 et août 2013 (km-repère 4,55).....	211
Figure 130. Déplacement du haut estran de mai 2013 à août 2013 devant la zone de recul la plus sévère, km-repère 4,55.....	212
Figure 131. Carte de différentiel altitudinal de la zone de perte volumétrique devant des falaises en érosion à proximité du km-repère 5,10 entre mai 2013 et août 2013.....	213
Figure 132. Carte de différentiel altitudinale de 28 mai 2013 à 26 juin 2013.....	214
Figure 133. Carte de différentiel altitudinale de 26 juin 2013 à 23 août 2013.....	214
Figure 134. Profils de plages de mai 2013 à août 2013, extrait des Lidars, devant 8 km-repère, secteur problématique A.....	215
Figure 135. Carte de différentiel altitudinal de la zone de perte puis de gain volumétrique à partir des falaises du secteur B entre mai 2013 et août 2013.....	216
Figure 136. Profils de plages de mai 2013 et à août 2013, extrait des Lidar, devant 8 km-repère, secteur problématique B.....	217

Figure 137. Carte de différentiel altitudinal entre août 2013 et décembre 2013 à partir des données Lidars et DGPS, secteur A .....	219
Figure 138. Carte de différentiel altitudinal entre août 2013 et décembre 2013 à partir des données Lidars et DGPS, secteur B .....	220
Figure 139. Évolution du profil 20 lors des levés DGPS d'août 2013, novembre 2013 et décembre 2013 (km-repère 4,40) .....	223
Figure 140. Évolution du profil 20 lors des levés DGPS d'août 2013, novembre 2013 et décembre 2013 (km-repère 4,55) .....	223
Figure 141. Carte de différentiel altitudinale du 23 août 2013 et du 7 novembre 2013.	224
Figure 142. Carte de différentiel altitudinale du 7 novembre 2013 et du 6 décembre 2013 .....	224
Figure 143. Migration de sédiment dans le secteur B .....	225
Figure 144. Migration de sédiment dans le secteur B pour les observations a,b et c, de la figure 143 .....	226
Figure 145. Profils de plages d'août 2013 et décembre 2013 devant 8 km-repère, secteur problématique A .....	227
Figure 146. Profils de plages d'août 2013 et décembre 2013 devant 8 km-repère, secteur problématique B .....	228
Figure 147. Carte de différentiel altitudinal entre décembre 2013 et juin 2014 à partir des données Lidars et DGPS, secteur A .....	230
Figure 148. Carte de différentiel altitudinal entre décembre 2013 et juin 2014 à partir des données Lidars et DGPS, secteur B .....	231
Figure 149. Carte de différentiel altitudinale du 6 décembre 2013 et du 2 mai 2014....	233
Figure 150. Carte de différentiel altitudinale du 2 mai 2014 et du 16 juin 2014 .....	234
Figure 151. Profils de plages décembre 2013 et de juin 2014 devant 8 km-repère, secteur problématique A .....	235
Figure 152. Profils de plages décembre 2013 et de juin 2014 devant 8 km-repère, secteur problématique B .....	236
Figure 153. Carte de différentiel altitudinal entre juin 2014 et septembre 2014 à partir des données Lidars et DGPS, secteur A .....	238
Figure 154. Carte de différentiel altitudinal entre juin 2014 et septembre 2014 à partir des données Lidars et DGPS, secteur B .....	239
Figure 155. Volumes de sables en accumulation et en migration devant le secteur B.	241
Figure 156. Carte de différentiel altitudinale du 16 juin 2014 et du 10 septembre 2014 .....	241

Figure 157. Profils de plages juin 2014 et de septembre 2014 devant 8 km-repère, secteur problématique A .....	242
Figure 158. Profils de plages juin 2014 et de septembre 2014 devant 8 km-repère, secteur problématique B .....	243
Figure 159. Relations entre la largeur et la pente du haut estran pour tous les types de côte .....	245
Figure 160. Relations entre la largeur et la pente du haut estran devant les falaises ..	246
Figure 161. Relations entre la largeur du haut estran et la distance de migration de la LR_2,9 m .....	249
Figure 162. Relations entre la pente du haut estran et la distance de migration de la LR_2,9 m .....	249
Figure 163. Relations entre l'altitude moyenne ( $Z_{moyen}$ ) du haut estran et la distance de migration de la LR_2,9 m .....	250
Figure 164. Relations entre le volume ( $m^3/m^2$ ) du haut estran et la distance de migration de la LR_2,9 m.....	250
Figure 165. Relations entre l'IBSP du haut estran et la distance de migration de la LR_2,9 m .....	251
Figure 166. Synthèse des paramètres qui influencent la migration de la ligne de rivage sur une côte basse sablonneuse.....	253
Figure 167. Synthèse des liens entre les paramètres qui influencent la migration de la ligne de rivage à Longue-Pointe-de-Mingan .....	254
Figure 168. Paramètres météo-marins qui influencent la migration de la ligne de rivage. Les rectangles gris indiquent l'absence de données historiques et les rectangles roses, que les données historiques ne sont pas disponibles pour exactement les mêmes intervalles que ceux définis par les dates des orthophotographies aériennes utilisées pour l'évolution côtière. ....	258
Figure 169. Paramètres géomorphologiques qui influencent l'apport sédimentaire et la migration de la ligne de rivage. Les rectangles gris indiquent l'absence de données historiques.....	259
Figure 170. Modèle conceptuel des impacts des changements climatiques globaux sur les paramètres locaux .....	263
Figure 171. Projection de la ligne de rivage pour la portion ouest du territoire d'étude	270
Figure 172. Projection de la ligne de rivage pour la portion est du territoire d'étude ....	271
Figure 173. Projection de la ligne de rivage pour le secteur problématique A.....	272
Figure 174. Projection de la ligne de rivage pour le secteur problématique B.....	273
Figure 175. Représentation des différents objectifs spécifiques du projet de recherche sur les ruisseaux côtiers : (A.1) : représentation de la composante verticale de la mobilité	

d'embouchure; (A.2): représentation de la composante latérale de la mobilité d'embouchure; (B.1): manifestation des indices de transport sédimentaire (incision/accumulation et delta) retrouvés dans l'ensemble du chenal; (B.2): représentation de la composante latérale de la migration du ruisseau (crédit photo : LGDF de l'UQAR) .....	276
Figure 176. Représentation des concepts relatifs au système fluvial (crédit photo : Gouvernement du Québec 2008) .....	277
Figure 177. Représentation du profil en long d'un cours d'eau fictif et du niveau de base .....	278
Figure 178. Principes de la balance de Lane (1955) (tirée et traduite du U.S. Fish et Wildlife Service) .....	279
Figure 179. Jet de rive dans le chenal et (b) Jet de rive dans le chenal favorisant la formation de bancs de convexité qui repoussent le cours d'eau vers la berge concave et favorisent la mobilité du cours d'eau (crédit photo : Caron, 2013) .....	281
Figure 180. Schématisation du principe de la méthode de mesure du débit par injection instantanée (traduite et modifiée de Dingman, 1994) .....	283
Figure 181. Courbes de tarage pour les différents ruisseaux à l'étude .....	285
Figure 182. Hydrogrammes pour les ruisseaux du secteur de Pentecôte .....	286
Figure 183. Hydrogrammes pour les ruisseaux du secteur de Longue-Pointe-de-Mingan .....	287
Figure 184. Schématisation de l'espace échantillonné lors des relevés de profils de plage pour le secteur de Rivière-Pentecôte .....	291
Figure 185. Représentation de la berge à l'étude à la première rupture de pente rencontrée du ruisseau vers la route .....	298
Figure 186. Exemple de progression du front deltaïque entre deux temps .....	303
Figure 187. Déplacement net, position et taux de mobilité en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau PEN B (dans la direction de la dérive littorale) .....	307
Figure 188. Déplacement net, position et taux de mobilité en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau PEN D (dans la direction de la dérive littorale) .....	309
Figure 189. Déplacement net, position et taux de mobilité en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau LPM A (dans la direction de la dérive littorale) .....	310
Figure 190. Taux de mobilité de l'embouchure des ruisseaux en fonction du temps pour chacun des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A (dans la direction de la dérive littorale) .....	311
Figure 191. Position de l'embouchure en fonction du temps pour chacun des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A (dans la direction de la dérive littorale) .....	312

Figure 192. Représentation de l'indice SCE-historique pour le ruisseau PEN B entre 1930 et 2014 .....	313
Figure 193. Représentation de l'indice SCE-historique pour le ruisseau PEN D entre 1930 et 2013 .....	314
Figure 194. Représentation de l'indice SCE-historique pour le ruisseau LPM A entre 1967 et 2014 .....	315
Figure 195. Taux de mobilité latérale en fonction du temps pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A .....	317
Figure 196. Comparaison des taux d'incision ou d'accumulation par ruisseau selon la position sur le profil de plage pour chaque moitié de la phase de marée descendante (les encadrés noirs représentent des couples de points pour une même séquence d'échantillonnage, les codes MH, MM et MB signifient respectivement la marée haute, la mi-marée et la marée basse).....	319
Figure 197. Comparaison des taux d'incision ou d'accumulation par ruisseau selon la période de la phase de marée descendante pour chaque portion du profil de plage (les encadrés noirs représentent des couples de points pour une même séquence d'échantillonnage, les codes MH, MM et MB signifient respectivement la marée haute, la mi-marée et la marée basse).....	321
Figure 198. Analyse relationnelle entre le débit liquide et les taux d'incision ou d'accumulation pour la section des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A s'écoulant sur la haute plage selon la phase de marée.....	323
Figure 199. Analyse relationnelle entre le débit liquide et les taux d'incision ou d'accumulation pour la section des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A s'écoulant sur l'estran selon la phase de marée.....	324
Figure 200. Analyse relationnelle entre la hauteur significative des vagues et les taux d'incision ou d'accumulation pour la section des ruisseaux PEN B et PEN D s'écoulant sur l'estran selon la phase de marée.....	326
Figure 201. Analyse relationnelle entre la période des vagues et les taux d'incision ou d'accumulation pour la section des ruisseaux PEN B et PEN D s'écoulant sur l'estran selon la phase de marée .....	327
Figure 202. Analyse relationnelle entre le marnage et les taux d'incision ou d'accumulation pour la section des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A s'écoulant sur la haute plage selon la phase de marée.....	330
Figure 203. Analyse relationnelle entre le marnage et les taux d'incision ou d'accumulation pour la section des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A s'écoulant sur l'estran selon la phase de marée (avec compilation des conditions météomarine) ....	331
Figure 204. Déplacement net, taux de mobilité et position en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau PEN B (dans la direction de la dérive littorale) .....	332

Figure 205. Déplacement net, taux de mobilité et position en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau PEN D (dans la direction de la dérive littorale).....	333
Figure 206. Déplacement net, taux de mobilité et position en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau LPM A (dans la direction de la dérive littorale) .....	334
Figure 207. Taux de mobilité de l'embouchure des ruisseaux en fonction du temps pour chacun des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A.....	335
Figure 208. Position de l'embouchure en fonction du temps pour chacun des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A (dans la direction de la dérive littorale) .....	336
Figure 209. Analyse relationnelle entre différents indicateurs de débit liquide et la position des embouchures pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A (dans la direction de la dérive littorale) .....	337
Figure 210. Analyse relationnelle entre le volume sédimentaire relatif de la plage et la position des embouchures pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A (dans la direction de la dérive littorale).....	340
Figure 211. Hydrogramme pour le ruisseau PEN C de juin 2013 à septembre 2014 et données de dynamique d'embouchure.....	341
Figure 212. Confluence entre les ruisseaux PEN B et PEN C à la mi-mai 2014 (crédit photo : Caron, 2014).....	342
Figure 213. Schématisation de l'enveloppe de mobilité SCE-actuelle le long du ruisseau PEN B et de son embouchure entre juin 2013 et septembre 2014 .....	343
Figure 214. Schématisation de l'enveloppe de mobilité SCE-actuelle le long du ruisseau PEN D et de son embouchure entre juin 2013 et septembre 2014 .....	344
Figure 215. Schématisation de l'enveloppe de mobilité SCE-actuelle le long du ruisseau LPM A et de son embouchure entre juillet 2013 et juillet 2014 .....	345
Figure 216. Représentation des taux de migration EPR le long du ruisseau PEN B entre juin 2013 et septembre 2014 .....	347
Figure 217. Représentation des taux de migration EPR le long du ruisseau PEN D entre juin 2013 et septembre 2014 .....	349
Figure 218. Représentation des taux de migration EPR le long du ruisseau LPM A entre juillet 2013 et juillet 2014 .....	351
Figure 219. Taux de mobilité latérale en fonction du temps pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A.....	352
Figure 220. Analyse relationnelle entre le débit liquide moyen entre chaque mesure et les taux d'érosion latérale pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A .....	353
Figure 221. Analyse relationnelle entre la cote de tempêtes et les taux d'érosion latérale pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A .....	354

Figure 222. Analyse relationnelle entre le volume sédimentaire relatif de la plage et les taux d'érosion latérale pour les ruisseaux PEN B et PEN D .....	355
Figure 223. Analyse relationnelle entre le débit liquide moyen et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec les taux d'incision et d'accumulation) pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A.....	356
Figure 224. Analyse relationnelle entre le débit liquide moyen et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec l'évolution du volume deltaïque) pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A.....	357
Figure 225. Analyse relationnelle la hauteur significative des vagues et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec l'évolution du volume deltaïque) pour le ruisseau PEN B .....	358
Figure 226. Analyse relationnelle la période des vagues et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec l'évolution du volume deltaïque) pour le ruisseau PEN B .....	358
Figure 227. Analyse relationnelle entre le marnage et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec les taux d'incision et d'accumulation) pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A.....	359
Figure 228. Analyse relationnelle entre le marnage et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec l'évolution du volume deltaïque) pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A.....	360
Figure 229. Analyse relationnelle entre le volume sédimentaire relatif de la plage et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec les taux d'incision et d'accumulation) pour les ruisseaux PEN B et PEN D.....	361
Figure 230. Analyse relationnelle entre le volume sédimentaire relatif de la plage et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec l'évolution du volume deltaïque) pour les ruisseaux PEN B et PEN D.....	362
Figure 231. Matrice des relations et corrélations étudiées dans ce projet de recherche .....	364
Figure 232. Refoulement et remontée de l'énergie hydrodynamique dans le ruisseau en opposition à l'écoulement fluvial.....	367
Figure 233. Synthèse de la dynamique d'évolution longitudinale des profils des ruisseaux et de leur embouchure .....	371
Figure 234. Synthèse de la dynamique de migration de l'embouchure des ruisseaux ..	375
Figure 235. Chute de plaques de glace en berge qui entraîne des sédiments dans le ruisseau LPM D (crédit photo : Caron, 2014) .....	378
Figure 236. Assemblage de photos du passage de divers véhicules dans le tracé des ruisseaux de Pentecôte (crédit photo : Caron, 2013).....	381
Figure 237. Synthèse de la dynamique de migration latérale des ruisseaux.....	382

Figure 238. Synthèse de la dynamique de redistribution des sédiments de la plage par les cours d'eau .....	385
Figure 239. Évolution côtière historique pour les 4 zones à l'étude, pour les secteurs problématiques A et B et pour la zone complète. ....	387
Figure 240. Distance de migration de la LR_2,9 m de mai 2013 à septembre 2014 pour l'ensemble du site d'étude .....	388
Figure 241. Exemple de l'effet d'une structure rigide sur la plage, région de Sept-Îles. En A, la plage est naturelle et on distingue bien l'accumulation de sable sur le haut estran. En B, en plus de l'empiétement de l'enrochement sur la plage, on constate que l'effet réfléchissant ne permet plus le maintien d'un haut estran devant l'ouvrage. Tiré de Bernatchez et al, 2012. ....	391
Figure 242. Évolution de la largeur moyenne des plages dans la région de Sept-Îles en fonction de la présence ou de l'absence d'un ouvrage de protection. En 1931, les plages étaient naturelles. Tiré de Bernatchez et al, 2012.....	391
Figure 243. Exemple d'épis de bois. Bonaventure, 2010. Source : LDGIZC, UQAR....	392
Figure 244. Effet d'un épi lorsque l'apport sédimentaire est faible : accumulation en amont de la dérive littorale et érosion en aval, Caplan, 2010. Source : LDGIZC, UQAR .....	393
Figure 245. Épis Maltais-Savard.....	394
Figure 246. Exemple d'épis Maltais-Savard combinés à des épis rocheux et à un enrochement linéaire.....	395
Figure 247. Système Rolodune (Gauthier, L.) .....	395
Figure 248. Proposition de tracé pour la relocalisation de la route 138 dans le secteur A .....	397
Figure 249. Proposition de tracé pour la relocalisation de la route 138 dans le secteur A en fonction de la topographie. Le tracé est situé entièrement en haut de l'escarpement .....	398
Figure 250. Proposition de tracé pour la relocalisation de la route 138 dans le secteur B .....	399
Figure 251. Proposition de tracé pour la relocalisation de la route 138 dans le secteur B en fonction de la topographie .....	400
Figure 252. Ruisseau « busé » sur la plage de Sainte-Anne-du-Portzic en Bretagne (Fichaut et Suanez, 2008) .....	403
Figure 253. Identification des pistes de solutions pour la gestion de la mobilité latérale des ruisseaux côtiers.....	404
Figure 254. GPS-différentiel utilisé lors du projet à Longue-Pointe-de-Mingan. A. Radio (Trimble HPB 430-450 MHz) et récepteur de base (récepteur R8); B. Récepteur mobile monté sur une roue .....	421

Figure 255. Système mobile de laser terrestre (A.) Installation des instruments sur une plate-forme fixée derrière de le véhicule (DMI, antennes GPS, Caméra, LiDAR, Génératrice); (B.) Compartiment fermé à l'arrière contient l'ordinateur, le multiplex, le PSC et un power supply ; (C.) Le poste de contrôle est situé à l'avant du véhicule du côté passager et comprend un écran d'ordinateur et un clavier.....	424
Figure 256. Propagation de l'erreur estimée XY et Z ( $\sigma$ ) par le modèle de propagation Trimble (2013) en fonction de la distance (m) entre le véhicule et la cible .....	425
Figure 257. Contrôle de qualité des données Lidar. (A) Acquisition des points avec un D-GPS Trimble R8 sur des cibles fixes. (B) Exemple de la différence vertical entre le nuage de points Lidar et un point de contrôle DGPS. (C) Exemple de la différence horizontale entre le nuage de points Lidar et un point de contrôle DGPS. ....	427
Figure 258. Workflow de l'acquisition et du traitement des données du SMLT .....	428
Figure 259. Schéma méthodologique de l'interpolation spatiale des profils de plage ..	431
Figure 260. Série temporelle des niveaux d'eau (A), de la hauteur significative spectrale des vagues de la bande incidente (bleu) et la bande infragravitaire (rouge) ( $H_{m0}$ ) (B) et de la période moyenne d'ordre 2 des vagues de la bande incidente ( $T_{02}$ ) (C) pour le capteur de pression de la zone intertidale du site Est (Intertidale_Est) entre le 31 mai 2013 et le 18 octobre 2013.....	432
Figure 261. Série temporelle des niveaux d'eau (A), de la hauteur significative spectrale des vagues de la bande incidente (bleu) et la bande infragravitaire (rouge) ( $H_{m0}$ ) (B) et de la période moyenne d'ordre 2 des vagues de la bande incidente ( $T_{02}$ ) (C) pour le capteur de pression de la zone intertidale du site Centre (Intertidale_Centre) entre le 31 mai 2013 et le 18 octobre 2013 .....	433
Figure 262. Série temporelle des niveaux d'eau (A), de la hauteur significative spectrale des vagues de la bande incidente (bleu) et la bande infragravitaire (rouge) ( $H_{m0}$ ) (B) et de la période moyenne d'ordre 2 des vagues de la bande incidente ( $T_{02}$ ) (C) pour le capteur de pression situé au large du site Centre (Large_Centre) entre le 21 novembre 2013 et le 28 octobre 2014.....	434
Figure 263. Niveaux d'eau mesurés aux capteurs Intertidale_Centre et Intertidale_Est au début (a) et à la fin (c) de la période d'acquisition de même qu'au moment où les plus hauts niveaux d'eau ont été observés (b) .....	436
Figure 264. Surface interpolé site EST .....	439
Figure 265. Surface interpolé site OUEST .....	440
Figure 266. Surface interpolé site CENTRE .....	441
Figure 267. Volume en m <sup>3</sup> des compartiments en mai 2013.....	442
Figure 268. Volume en m <sup>3</sup> des compartiments en août 2013.....	442
Figure 269. Volume en m <sup>3</sup> des compartiments en décembre 2013.....	443
Figure 270. Volume en m <sup>3</sup> des compartiments en juin 2014 .....	443

Figure 271. Volume en m<sup>3</sup> des compartiments en septembre 2014.....444

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Intervalle, échelles et années d'analyse des photographies aériennes utilisées pour l'analyse historique de la côte.....	58
Tableau 2. Coordonnées des stations hydrométriques analysées .....	60
Tableau 3. Récapitulatif des dates d'acquisition de données.....	60
Tableau 4. Couverture Lidar 2013-2014 sur la Côte-Nord .....	73
Tableau 5. Données de terrain d'élévation de la ligne de rivage.....	76
Tableau 6. Délimitation des différentes zones géomorphologiques .....	77
Tableau 7. Moyenne des débits pour les rivières Moisie, Magpie et Romaine selon les périodes utilisées pour l'évolution côtière .....	97
Tableau 8. Statistiques descriptives des mesures de pentes du haut estran au secteur A .....	110
Tableau 9. Statistiques descriptives des mesures de pentes de haut estran au secteur B .....	111
Tableau 10. Volume en m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> , mai 2013.....	114
Tableau 11. Volume en m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> , août 2013 .....	115
Tableau 12. Volume en m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> , décembre 2013.....	116
Tableau 13. Volume en m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> , juin 2014.....	117
Tableau 14. Volume en m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> , septembre 2014.....	118
Tableau 15. Durée de la saison glacielle sur le haut estran devant les falaises de Rivière-Saint-Jean et de de Longue-Pointe-de-Mingan .....	128
Tableau 16. Durée de la saison glacielle sur le haut estran devant les falaises de Rivière-Saint-Jean et devant les terrasses de plage de Longue-Pointe-de-Mingan .....	128
Tableau 17. Normales et anomalies des températures de l'air annuelle, de saison froide et hivernale à la station de Sept-Îles.....	129
Tableau 18. Niveaux d'eau marégraphique et géodésique à la station marégraphique de Mingan (#2470).....	144
Tableau 19. Statistiques descriptives des paramètres hydrodynamiques pour le capteur de pression intertidal (Intertidale_Centre) du 29 mai 2013 au 17 octobre 2013 .....	157
Tableau 20. Dates potentiellement les plus morphogènes au capteur Intertidale_Centre, 29 mai 2013 au 17 octobre 2013.....	158
Tableau 21. Statistiques descriptives des paramètres hydrodynamiques pour le capteur de pression au large durant toute la période d'acquisition du capteur (1/3) .....	166

Tableau 22. Dates potentiellement les plus morphogènes au capteur Large_Centre, 22 novembre 2013 au 28 octobre 2014, dates effectives et non effectives incluses .....	169
Tableau 23. Valeurs minimales, maximales et moyennes des taux de migration (m/an) historiques du trait de côte de la région de Longue-Pointe-de-Mingan .....	178
Tableau 24. Valeurs minimales, maximales et moyennes des taux de migration (m/an) historiques du trait de côte des secteurs A et B.....	182
Tableau 25. Distance de migration de la LR_2,9 m pour les terrasses de plage entre les km-repère 1,95 et 14,8 pour chacun des intervalles .....	191
Tableau 26. Distance de migration de la LR pour les falaises entre les km-repère 1,95 et 14,8 pour chacun des intervalles .....	191
Tableau 27. Distance de migration de la LR selon les différentes périodes d'analyse sur le secteur problématique A.....	196
Tableau 28. Distance de migration de la LR_2,9 m selon les différentes périodes d'analyse sur le site B .....	196
Tableau 29. Évolution des volumes sédimentaires (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> ) de la zone 2, secteur problématique A.....	202
Tableau 30. Évolution des volumes sédimentaires de la zone 3, secteur problématique B .....	203
Tableau 31. Date des relevés de profils de plage et nombre de jours entre les relevés .....	290
Tableau 32. Couvertures d'imagerie utilisées pour l'étude de la migration historique des embouchures - le code de couleur renseigne sur la source des données (jaune = Photothèque Nationale de l'Air, bleu : Gouvernement du Québec, vert : données collectées sur le terrain, rouge : inconnue).....	294
Tableau 33. Date de collectes des données de positionnement de l'embouchure .....	296
Tableau 34. Couvertures d'imagerie utilisées pour l'étude de la migration latérale historique des ruisseaux - le code de couleur renseigne sur la source des données (jaune = Photothèque Nationale de l'Air, bleu : Gouvernement du Québec, vert : données collectées sur le terrain, rouge : inconnue) .....	299
Tableau 35. Compilation des valeurs de taux de mobilité, de position et de déplacement net en fonction des différents intervalles pour l'embouchure du ruisseau PEN B (dans la direction de la dérive littorale).....	306
Tableau 36. Compilation des valeurs de taux de mobilité, de position et de déplacement net en fonction des différents intervalles pour l'embouchure du ruisseau PEN D (dans la direction de la dérive littorale).....	308
Tableau 37. Compilation des valeurs de taux de mobilité, de position et de déplacement net en fonction des différents intervalles pour l'embouchure du ruisseau LPM A (dans la direction de la dérive littorale).....	310

Tableau 38. Évolution d'un tracé de berge à l'embouchure face à l'action des vagues à l'embouchure.....	339
Tableau 39. Performance du Laser Riegl VQ-250 .....	423
Tableau 40. Marge d'erreur déterminée sur différents sites.....	426
Tableau 41. Statistiques descriptives de la hauteur significative des vagues ( $H_{m0}$ ), de la période des vagues ( $T_{02}$ ) et des niveaux d'eau mesurés par les deux capteurs de pression de la zone intertidale de Longue-Pointe-de-Mingan entre le 31 mai 2013 et le 18 octobre 2014 .....	435
Tableau 42. Évolution historique des paramètres susceptibles de jouer un rôle dans l'évolution de la côte.....	445

## Liste des abréviations

LCC : limite de couverture commune (lidar)

LR : Ligne de rivage

LR\_2,9 m : Ligne de rivage extraite sur le lidar à la cote altimétrique 2,9 m

MNE : Modèle numérique d'élévation

SCG : Service canadien des glaces

TAC : Total accumulé de couverture de glace

## 1. INTRODUCTION

### 1.1. Problématique générale

Dans un contexte de changements climatiques, où les trois principales répercussions sur le milieu côtier sont la hausse du niveau marin, un changement dans le régime des tempêtes et la réduction de la couverture de glace pour les environnements nordiques, il est réaliste d'envisager des modifications dans la morphosédimentologie des plages et la migration de la ligne de rivage. Durant le 20<sup>e</sup> siècle, les observations montrent une hausse du niveau marin global de 0,21 m entre 1880 et 2009 (1,7 mm/an) (Church et White, 2011) qui s'est accélérée au cours des deux dernières décennies (Cazenave *et al.*, 2008 ; Church et White, 2011 ; Rahmstorf *et al.*, 2012). Les modèles prévoient une accélération de cette hausse pour le 21<sup>e</sup> siècle (GIEC, 2013 ; Horton *et al.*, 2014 ; Ranasinghe et Stive, 2009 ; Vermeer et Rahmstorf, 2009). Deux principaux facteurs expliquent la hausse du niveau marin, soit l'expansion de l'eau due à un réchauffement des océans et l'injection d'eau par la fonte des masses glaciaires (Cazenave *et al.*, 2008 ; Nicholls et Cazenave, 2010 ; Rahmstorf *et al.*, 2012). Dans un horizon 2100, les prédictions pour la hausse du niveau marin varient généralement entre 0,18 m et 2 m selon les auteurs (Jevrejeva *et al.*, 2012 ; Grinsted *et al.*, 2010 ; GIEC, 2013 ; Nicholls *et al.*, 2011 ; Pfeffer *et al.*, 2008 ; Vermeer et Rahmstorf, 2009). L'écart dans la prédiction de la hausse varie principalement en raison du rôle incertain de la fonte des calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique ainsi que des changements régionaux causés par des paramètres non climatiques (Nicholls et Cazenave, 2010). De plus, la hausse du niveau marin relatif n'est pas homogène sur l'ensemble du globe en raison de différents paramètres qui varient dans l'espace, soit la salinité, le réchauffement de l'océan, la circulation océanique et les variations isostatiques régionales (Nicholls et Cazenave, 2010). Face aux changements climatiques, le GIEC (2013) prévoit une hausse de l'intensité et de la fréquence des tempêtes côtières. Dans la région nord-atlantique, cette augmentation serait de 20 % durant la saison estivale et en diminution de 7 % en période hivernale (Geng et Sugi, 2003). Dans l'hémisphère nord, l'intensité des tempêtes hivernales est généralement plus élevée qu'en période estivale (Mesquita *et al.*, 2008 ; Bernatchez *et al.*, 2008). Dans le golfe du Saint-Laurent, une augmentation des tempêtes n'est pas prévue jusqu'en 2050 (Savard *et al.*, 2009). Toutefois, en raison de la réduction du couvert de glace, le nombre de tempêtes qui pourra frapper la côte en hiver sera à la hausse (Senneville *et al.*, 2014). Les tempêtes ont un impact rapide et direct sur la côte à court terme. Au Québec maritime, des reculs ponctuels de la ligne de rivage allant jusqu'à 15 m ont été mesurés lors de la tempête de décembre 2010 (Quintin *et al.*, 2013).

Les modèles sont de plus en plus utilisés pour prédire l'évolution côtière (Harley *et al.*, 2011 ; Roelvink *et al.*, 2009 ; Larson *et al.*, 2002). Au cours des cinq dernières décennies, la règle de Bruun (1962), basée sur le profil d'équilibre de la plage, a été la plus utilisée pour prédire le recul de la côte face à la hausse du niveau marin (Ranasinghe et Stive, 2009). Par contre, malgré sa forte utilisation par les scientifiques et les gestionnaires, la règle de Bruun (1962) présente certaines lacunes majeures qui

ne lui permettent pas de prédire le comportement des plages de façon adéquate et réaliste puisqu'elle ignore de nombreux éléments géologiques et océanographiques (Bird, 2008 ; Cooper et Pilkey, 2004 ; Davidson-Arnott, 2005 ; Ranasinghe et Stive, 2009). La règle de Bruun (1962) considère seulement les échanges transversaux sur le profil de plage en fonction de la hausse du niveau de la mer, soit du bas vers le haut et omet le transport sédimentaire parallèle à la côte (Bird, 2008 ; Cooper et Pilkey, 2004 ; Davidson-Arnott, 2005 ; Ranasinghe et Stive, 2009). Face à la hausse du niveau marin, cette règle considère que seul un recul de la côte est possible alors qu'en réalité une accrétion et une progradation de la côte peuvent aussi survenir (Cooper et Pilkey, 2004). De nombreux autres facteurs doivent aussi être pris en compte pour comprendre les changements morphologiques des plages tels que les sources de sédiments, la variabilité dans l'énergie des vagues, les courants de marée, l'action du vent et la granulométrie des sédiments (Cooper et Pilkey, 2004). En milieu nordique, la présence de glaces doit être intégrée dans les modèles afin d'obtenir un portrait global. Enfin, pour pallier aux lacunes des modèles récemment utilisés, une méthode numérique ou conceptuelle permettant de comprendre le comportement de la côte face aux changements climatiques mettant en relation la zone pré littorale peu profonde, les glaces, la morphologie de l'estran et l'hydrodynamisme devrait être développée pour permettre une projection adéquate du déplacement de la ligne de rivage. Le nombre de variables à l'étude et la complexité des interactions entre elles engendrent toutefois une grande difficulté d'application dans les modèles numériques actuels.

## **1.2. Mise en contexte régional de la problématique**

Le littoral meuble de la région de la Côte-Nord présente les taux de recul les plus élevés de l'estuaire maritime et du golfe du Saint-Laurent tant à l'échelle historique qu'à l'échelle récente (Bernatchez et Dubois, 2004 ; Bernatchez et Drejza, 2015). En 2010, en excluant les côtes de roches ignées qui sont stables, près de 50 % du littoral de la Côte-Nord étaient en érosion (Drejza et al., 2014). Bien que nous connaissions assez bien la vitesse de recul du littoral, des lacunes importantes subsistent quant à la quantification des processus d'érosion. Les études quantitatives sur les processus d'érosion ont exclusivement porté sur les falaises (Bernatchez et Dubois, 2008 ; Bernatchez *et al.*, 2011 ; Corriveau, 2010 ; Bernatchez et al., 2014). Les connaissances sur la dynamique des côtes basses sablonneuses sont donc très limitées sur la Côte-Nord quoiqu'elles représentent la plus grande proportion de types de côte dans les formations meubles avec une longueur de 410 km (Drejza et al., 2014). Il s'agit du type de côte pour lequel nous avons le moins de connaissances alors que plus de 70 % des segments de la route 138 sur la Côte-Nord localisés à moins de 500 m de la ligne de rivage sont en bordure de côtes basses meubles.

Sur la Côte-Nord, les nombreux cours d'eau qui se jettent sur la plage modifient aussi la morphosédimentologie de la plage. Par exemple, en période de crues printanières ou lors de pluies diluviennes ils peuvent éroder la plage et évacuer les sédiments loin sur le bas estran favorisant un déficit sédimentaire. On connaît cependant encore très peu la contribution réelle des cours d'eau au bilan sédimentaire des plages, car aucune étude

n'a permis de la quantifier. De plus, cette contribution est très sensible à des changements dans la fréquence et l'intensité des précipitations et les changements anticipés risquent d'augmenter les déficits sédimentaires. En plus de modifier les bilans sédimentaires des plages, ces cours d'eau peuvent avoir des impacts importants sur la route 138 allant même jusqu'à la sectionner lors des pluies diluviennes (par exemple, lors des pluies diluviennes de 2008, lors de l'ouragan Katrina en 2005, lors des pluies diluviennes de juillet 1996) en particulier au droit des traversées de cours d'eau. Dans le contexte des changements climatiques, ces événements météorologiques extrêmes devraient être plus fréquents (Kunkel *et al.*, 1999 ; Zhang *et al.*, 2001 ; GIEC, 2007, 2013 ; Desjarlais et Blondlot, 2010), ce qui pourrait avoir un impact direct sur le réseau routier de la Côte-Nord.

Les côtes basses sablonneuses présentent les valeurs de déplacement de la ligne de rivage les plus élevées et sont les plus sensibles aux vagues de tempête et aux modifications du régime hydrosédimentaire des plages. De manière historique, ce type de côte présente généralement une très grande variabilité dans la vitesse de déplacement de la ligne de rivage qui s'observe par une évolution en dents de scie (Bernatchez *et al.*, 2008). L'évolution de ce type de côte est directement liée à la variabilité du bilan sédimentaire des plages et donc aux processus qui peuvent modifier les apports sédimentaires ou favoriser l'accumulation ou l'érosion des sédiments. Actuellement, il y a beaucoup d'incertitudes quant à l'évolution future de ce type de système côtier en lien avec les changements climatiques, car aucune étude n'a encore quantifié le bilan sédimentaire des plages sur la Côte-Nord. De rares études ont réalisé des profils topographiques de la plage (Ross, 1988) particulièrement dans la région de Sept-Îles (Moign, 1972 ; Lessard et Dubois, 1984), mais avec une faible résolution temporelle et spatiale de sorte qu'il est difficile de faire le lien quantitatif entre l'évolution de la plage et l'évolution de la côte et encore plus difficile d'identifier les causes de la variabilité morphologique de la plage.

Dans la région de Sept-Îles, des analyses ont montré que les terrasses de plage évoluaient selon un cycle érosion-accumulation d'une durée de 10 à 15 ans depuis au moins 1950 (Lessard et Dubois, 1984 ; Dubois et Lessard, 1984 ; Bernatchez *et al.*, 2008). Cette dynamique s'explique par la migration de cordons littoraux sableux de bas estran qui évoluent en fonction de la dérive littorale et de ruisseaux qui maintiennent des chenaux d'écoulement temporaires. Les cordons de sable s'accolent périodiquement à la côte ce qui alimente la plage localement, et isole parfois un plan d'eau qui forme une lagune. Ce processus entraîne ainsi une avancée de la côte. Tout en s'allongeant et en protégeant de nouveaux secteurs en aval, les cordons de sable s'amincissent en amont, ce qui provoque à nouveau le début d'un foyer d'érosion. L'érosion reprend ensuite de l'ampleur à cet endroit jusqu'à provoquer des reculs du trait de côte qui se maintiennent jusqu'à l'arrivée d'un nouveau cordon littoral en migration. Les données de largeur de plage jumelées aux données d'évolution côtière confirment aussi cette alternance érosion-accumulation de manière spatiale. Les zones de fort recul pour une période donnée sont bordées d'une plage étroite alors que les zones d'accumulation correspondent à des plages larges (Bernatchez *et al.*, 2008). Ces constats impliquent

donc une dynamique d'évolution assez constante depuis au moins 50 ans. Toutefois, pour la période récente (1996-2006), cette dynamique s'est modifiée puisque les périodes d'érosion ne sont plus compensées par des phases d'accumulation aussi importantes, entraînant ainsi un bilan sédimentaire plutôt négatif (Bernatchez *et al.*, 2008). Ce déficit sédimentaire serait lié à une baisse des débits annuels maximums de la rivière Moisie qui entraîne une réduction des apports sédimentaires, mais aussi possiblement par l'érosion du bas de plage en raison de la réduction du couvert de glace (Bernatchez *et al.*, 2008). Dans la région de Natashquan, les terrasses de plage ont évolué entre 1930 et 2005 de manière cyclique selon un intervalle de 10 à 15 ans comme pour la région de Sept-Îles (Bernatchez *et al.*, 2012a). Cependant contrairement à la région de Sept-Îles, la période récente (1997-2005) a enregistré un bilan fortement positif. Selon les premières hypothèses, la réduction de la couverture de glace aurait dans ce cas favorisé une plus grande accumulation de sédiments sur la plage.

Directement liée au réchauffement des températures hivernales (Bernatchez *et al.*, 2008 ; Senneville *et al.*, 2014), la réduction de la couverture de glace côtière depuis 1996 constitue l'un des principaux changements environnementaux qu'a connu la zone côtière du Québec maritime dans le dernier siècle. À la lumière du suivi effectué par le Service canadien des glaces (SCG), on observe que le pourcentage de couverture de glace pour le total cumulé est passé de 27,4 % durant la période 1968-1998 à 19,6 % durant la période 1998-2013 (Service canadien des glaces, 2014). Les modèles climatiques prévoient une importante réduction de la couverture de glace d'ici 2050 et une diminution de 60 % de la durée de la période avec couvert de glace pour la région du golfe du Saint-Laurent (Forbes *et al.*, 2002 ; Senneville et Saucier, 2007). Le nombre de jours avec un pied de glace complet qui protège la côte sera à la baisse de 38 à 46 jours pour l'horizon 2055 (Senneville *et al.*, 2014). Or, les conséquences de la réduction de la couverture de glace sur le bilan sédimentaire des plages n'ont jamais été mesurées et demeurent souvent spéculatives. Le transfert des sédiments le long de la côte en contexte de réchauffement climatique et de réduction de couvert de glace est très mal compris en l'absence de données quantitatives et d'instruments de mesure. Il semble que la glace côtière peut agir comme agent de protection, d'érosion ou d'accumulation selon les circonstances environnementales en bordure de côtes sablonneuses. Jusqu'à maintenant, le rôle morphosédimentaire des glaces a surtout été analysé sur les estrans à sédimentation fine (Allard *et al.*, 1998 ; Argow *et al.*, 2011 ; Dionne, 1981 ; Troude et Sérodes, 1987) et très peu d'études ont permis de quantifier l'impact de la glace sur la morphodynamique des plages pour expliquer la variabilité entre chaque saison glacielle, mais aussi à l'échelle décennale (Forbes *et al.*, 2002).

À la lumière des connaissances actuelles, plusieurs questions demeurent ouvertes. Quels sont les effets des processus hydrodynamiques sur la morphologie des plages sablonneuses de manière saisonnière ? Quels sont les impacts de la présence de glace sur les plages sablonneuses ? Quels sont les liens entre l'évolution des barres sableuses, l'évolution de la morphologie de la plage et l'évolution de la ligne de rivage ? Il est alors encore plus difficile de prévoir quelle sera la réponse des côtes basses sablonneuses aux changements climatiques. À quelle vitesse reculeront-elles ou

avanceront-elles ? Quelle sera la tendance du bilan sédimentaire pour ce type de système côtier, positif ou négatif ? Comment le système côtier réagira-t-il face à une réduction significative de la couverture de glace et à une hausse du niveau marin ? Dans ce contexte, il est difficile d'établir quand la bande côtière résiduelle qui sépare la route 138 et la ligne de rivage sera complètement érodée. Par conséquent, plusieurs questions pertinentes ont été soulevées par les gestionnaires du MTMDET : Où et à quel moment les autorités devraient intervenir ? Est-ce nécessaire d'intervenir si la tendance est positive ? Est-ce qu'il y a des actions préventives qui augmenteraient la résilience du système côtier et permettraient de réduire le risque pour la route 138 ? Ce projet de recherche a été élaboré pour répondre à ces questions.

Une compréhension des processus et de leurs liens avec le réchauffement climatique aidera à identifier de manière plus complète les zones vulnérables de la route nationale 138 et à recommander les stratégies et les modes d'intervention adaptées aux problèmes rencontrés afin d'assurer la protection durable de l'infrastructure routière nationale côtière sur la Côte-Nord. Les résultats du projet permettront aussi éventuellement aux intervenants du ministère d'agir en mode préventif en améliorant le suivi environnemental des sites présentant des problèmes d'érosion le long de la route 138 et par l'anticipation des interventions à réaliser. Ce suivi est basé actuellement spécifiquement sur les taux de déplacement de la ligne de rivage du réseau de stations de mesures de l'érosion de l'UQAR (Bernatchez et Drejza, 2015), sur le suivi annuel de certains sites par la direction de la Côte-Nord (MTMDET) ainsi que par la surveillance quotidienne du réseau routier (« monitoring »).

### 1.3. Objectifs du projet de recherche

Le projet de recherche vise à préciser les projections d'évolution côtière des côtes basses sablonneuses en contexte de changements climatiques afin de proposer une gestion préventive du risque d'érosion pour la route 138 et à produire les connaissances scientifiques de base nécessaires pour identifier les interventions et solutions d'adaptation aux aléas côtiers. L'objectif principal du projet est d'établir la relation entre la vitesse de déplacement de la ligne de rivage et les caractéristiques morphodynamiques de la plage dans un contexte de changements climatiques. Ces caractéristiques incluent notamment la dynamique de ruisseaux de plage, le rôle des couvertures de glace et la position relative des plages dans la cellule hydrosédimentaire.

Les objectifs spécifiques du projet de recherche sont de contribuer à :

- 1) Quantifier la variabilité intra-annuelle, saisonnière et annuelle du bilan sédimentaire des plages et en comprendre les causes (Longue-Pointe-de-Mingan) ;
- 2) Évaluer les effets de la réduction de la couverture de glace sur le régime sédimentaire de la côte (Longue-Pointe-de-Mingan) ;
- 3) Caractériser et évaluer la dynamique d'embouchure des ruisseaux et évaluer leur rôle dans le bilan sédimentaire des plages (Rivière Pentecôte) ;
- 4) Développer un modèle de projections d'évolution côtière des côtes basses sablonneuses en contexte de changements climatiques ;
- 5) Proposer des stratégies d'intervention et modes de gestion préventifs pour l'entretien des ponceaux le long de la route 138 ;
- 6) Assurer le transfert des connaissances acquises aux intervenants concernés du Ministère.

Les objectifs spécifiques du rapport sont :

- 7) Évaluer les causes possibles de l'érosion côtière à proximité de la route 138 (secteurs A et B), à l'échelle historique et actuelle (2013-2014);
- 8) Présenter les connaissances sur la dynamique de la côte grâce au suivi intra-annuel;
- 9) Présenter les résultats des projections d'évolution;
- 10) Exposer les solutions d'adaptation et les évaluer à la lumière des connaissances sur le milieu
- 11) Examiner la mobilité historique des embouchures et des chenaux principaux des ruisseaux côtiers
- 12) Caractériser la morphodynamique (mobilité des embouchures, migration latérale des chenaux, rythmes d'incision/accumulation et volumes de sédiments redistribués) des ruisseaux côtiers aux échelles annuelle et saisonnière
- 13) Explorer les facteurs explicatifs de la morphodynamique des ruisseaux côtiers
- 14) Exposer des pistes de solutions pour optimiser la pérennité des infrastructures routières menacées par la morphodynamique des ruisseaux côtiers.

## 1.4. Organisation du rapport

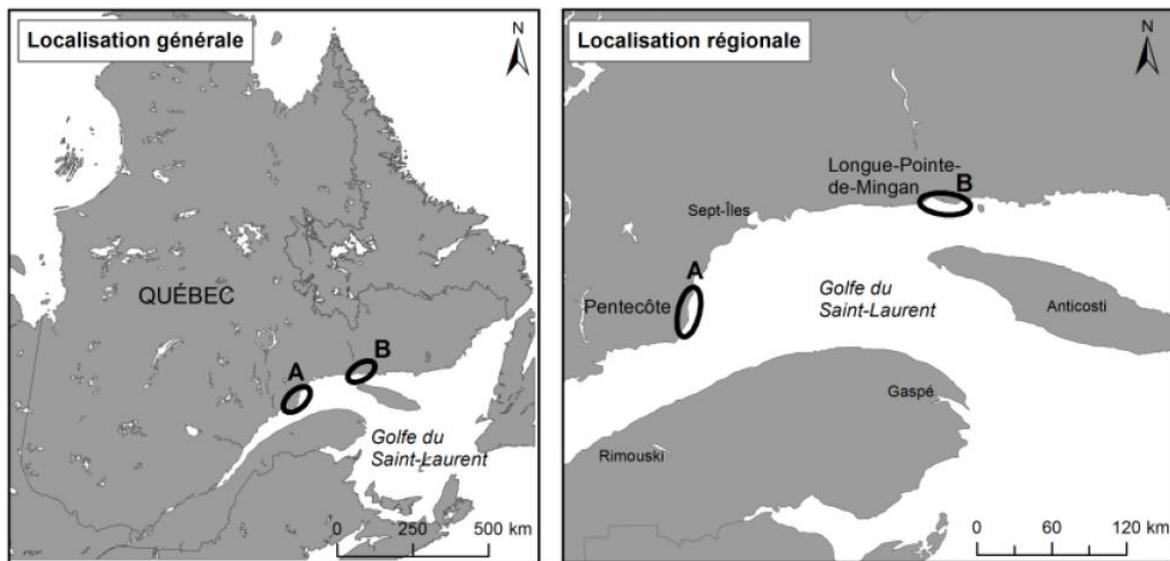
La suite du rapport sera composée des sections suivantes. D'abord, la localisation et un portrait des régions d'étude de Longue-Pointe-de-Mingan et de Pentecôte sont présentés à la section 2. Toute la section 3 est dédiée aux résultats de Longue-Pointe-de-Mingan. Ainsi, la section 3.1 présente l'ensemble des méthodologies nécessaires à la réalisation du projet. La section 3.2 porte sur le contexte sédimentaire de Longue-Pointe-de-Mingan. Plus spécifiquement, il s'agit de présenter les caractéristiques de la cellule hydrosédimentaire, d'identifier les sources sédimentaires et leur contribution et enfin, de dresser le portrait morphosédimentaire actuel de l'estran (granulométrie, largeurs, pentes et volumes). La section 3.3 présente les conditions d'englacement en mer tant à l'échelle historique qu'à l'échelle actuelle. Les connaissances sur le pied de glace figurent aussi sous cette section. La section 3.4 porte sur l'hydrodynamisme à travers l'analyse des conditions historiques de tempête et de hauts niveaux d'eau et présente les mesures de vagues acquises au cours de l'année 2013-2014. L'évolution de la côte observée à l'aide de la cinétique du trait de côte et de la ligne de rivage, tant à l'échelle historique qu'à l'échelle intra-annuelle, figure à la section 3.5. C'est aussi dans le cadre de cette section qu'est présentée l'évolution topographique et volumétrique de l'estran. Une analyse des relations entre les paramètres morphométriques de l'estran et de l'évolution du trait de côte et de la ligne de rivage vient clore cette section. La section 3.6 permet de présenter les connaissances sur le système en regard des paramètres climatiques et géomorphologiques qui influencent l'évolution côtière. Enfin, la section 3.7 présente les résultats des projections d'évolution côtière pour 2060. L'ensemble de la section 3 contribue directement aux objectifs 1 et 2, de même que 4 et 5.

La section 4 concerne les résultats propres à la morphodynamique des ruisseaux côtiers dans les régions de Pentecôte et de Longue-Pointe-de-Mingan. La sous-section 4.1 présente des définitions et des concepts liés à la dynamique des ruisseaux, mais aussi une revue des principaux facteurs pouvant contrôler leur dynamique. La sous-section 4.2 résume les principales considérations méthodologiques guidant la récolte des données. Les résultats portant sur la morphodynamique historique sont présentés en 4.3 alors que 4.4 expose l'analyse des facteurs ayant pu contribuer à la morphodynamique des ruisseaux côtiers dans la période 2013-2014. La sous-section 4.5 propose une synthèse des résultats soulignant le rôle des principaux facteurs, mais aussi le rôle de la morphodynamique des ruisseaux côtiers pour la dynamique sédimentaire des plages où ils s'écoulent.

Enfin, la section 5 vise à répondre directement à l'objectif 5, soit de proposer des recommandations sur les stratégies d'intervention afin d'assurer la pérennité du réseau routier.

## 2. REGIONS D'ETUDE

Le projet s'est déroulé sur deux régions distinctes et s'adresse à deux problématiques différentes en lien avec la route 138. La première problématique est associée aux ponceaux et à la dynamique des petits cours d'eau, et a été étudiée davantage dans la région de Rivière-Pentecôte, à environ 80 km à l'ouest de Sept-Îles. La deuxième problématique concerne le recul rapide de la basse falaise sablonneuse dans la région de Rivière Saint-Jean - Longue-Pointe-de-Mingan, à environ 160 km à l'est de Sept-Îles (figure 1). Rivière-Pentecôte fait partie de la municipalité de Port-Cartier, dans la MRC des Sept-Rivières tandis que Longue-Pointe-de-Mingan est situé dans la MRC de la Minganie. Les caractéristiques détaillées des deux régions sont présentées dans cette section.



## 2.1. Longue-Pointe-de-Mingan

### 2.1.1. Localisation et description générale

La région à l'étude s'étend du côté est de l'embouchure de la rivière Saint-Jean jusqu'au début du muret de protection de la municipalité de Longue-Pointe-de-Mingan au km-repère 14,8 (figure 3). Longue-Pointe-de-Mingan est la seule agglomération urbaine présente dans la région d'étude. À l'intérieur des limites de la cellule hydrosédimentaire de Longue-Pointe-de-Mingan (entre la rivière Mingan et le quai du village de Mingan), la route nationale 138 borde la côte à une distance généralement inférieure à 400 m. À certains endroits, elle est positionnée à une distance d'aussi peu qu'une vingtaine de mètres (figure 2). Deux secteurs problématiques pour l'érosion côtière en bordure de la route 138 ont été ciblés pour l'analyse (figure 3).

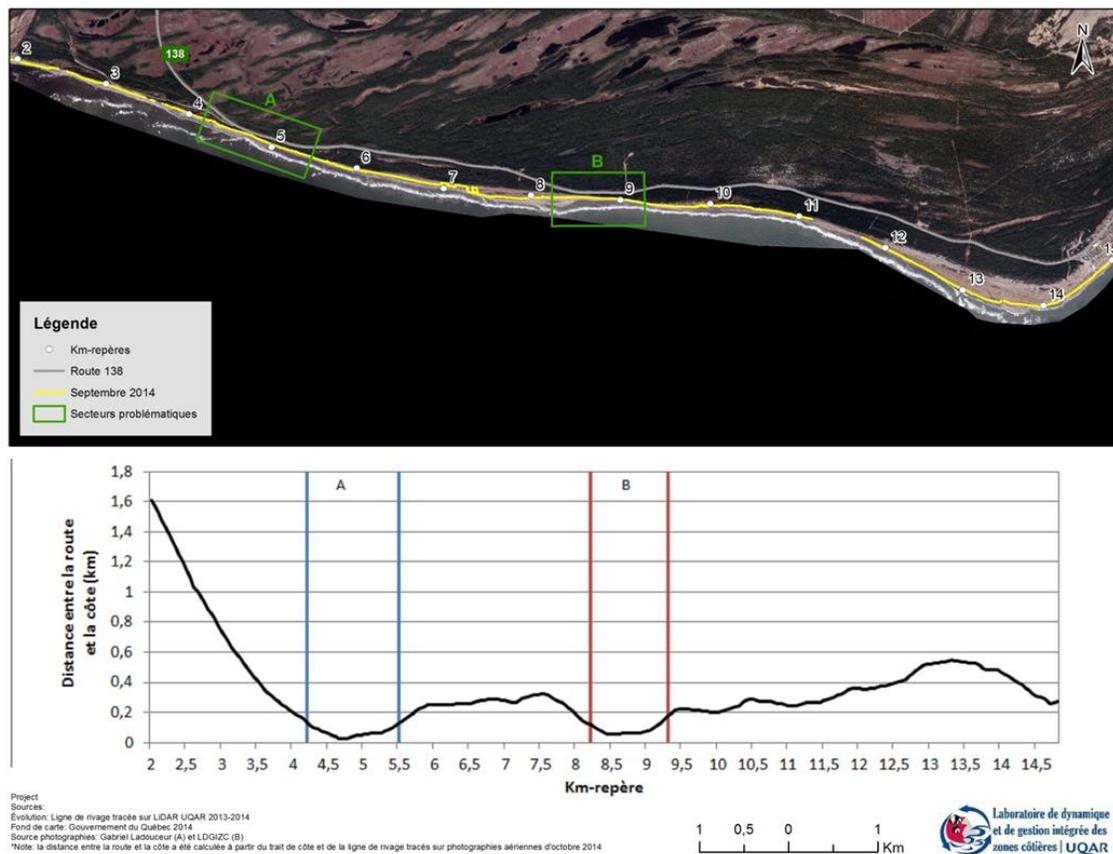


Figure 2. Distance entre la route 138 et la ligne de rivage de septembre 2014

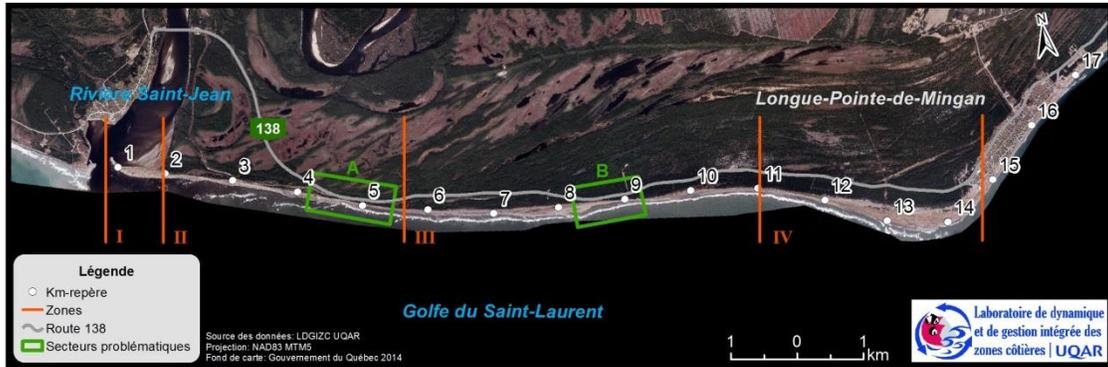


Figure 3. Localisation des secteurs problématiques et des zones

Le **secteur problématique A** présentait en 2014 deux sections distinctes, ici nommées A1 et A2. Devant la première partie (A1), soit de 4,2 à 4,7, on observe que le haut estran est suffisamment large pour qu'il y ait une zone de plage « sèche » (figure 4). Sur la seconde partie du site A (A2), soit de 4,7 à 5,5, le haut estran semble trop étroit pour que sur la même photo de 2014, on y observe une zone de plage « sèche ». Le **secteur problématique B** couvre deux types de côte, soit une terrasse de plage et une basse falaise. Il est donc subdivisé en deux sous-sections afin de réaliser des analyses cohérentes du secteur (figure 5).



Figure 4. Division du secteur A en fonction de la morphologie du haut estran en 2014



**Figure 5. Division du secteur B en fonction du type de côte en 2014**

La région d'étude a été divisée en quatre zones ayant des caractéristiques homogènes, et ce, en grande partie pour l'analyse historique de l'évolution de la côte. La **zone 1** couvre la flèche littorale à l'embouchure de la rivière Saint-Jean (0 à 1,9 km). La **zone 2** est un tronçon côtier où s'alterne des terrasses de plages et des basses falaises meubles (1,9 à 5,7 km). Ici, les basses falaises meubles ont été incluses avec les terrasses de plage, car une terrasse de plage se forme de façon cyclique devant les basses falaises et la côte évolue ainsi comme une terrasse de plage avec des avancées et des reculs. La **zone 3** est un tronçon côtier linéaire de terrasses de plage (5,75 à 11 km). Enfin, la **zone 4** est un tronçon côtier de terrasse de plage qui forme la longue pointe de Mingan (11,05 à 14,8 km) (figure 3).

### **2.1.2. Contexte géologique et géomorphologique**

La région d'étude repose sur des formations géologiques appartenant à la province de Grenville du Bouclier canadien. Les collines de l'arrière-pays et l'assise de la zone d'étude sont donc composées de roches métamorphiques d'origine précambrienne résistantes à l'érosion. Étant donnée l'épaisseur des dépôts meubles dans le secteur d'étude, l'assise rocheuse n'affleure pas au niveau de la zone côtière (Dubois, 1979).

Au large de la zone à l'étude, on retrouve la formation géologique des basses terres du Saint-Laurent dont la majeure partie est submergée (Tessier, 1987, dans Bernatchez *et al.*, 2012). La topographie des fonds marins est caractérisée par des cuestas issues de la dissection de la plate-forme de la Côte-Nord depuis l'Ordovicien (Tessier, 1987, dans Bernatchez *et al.*, 2012). Quelques cuestas émergent pour former les îles de l'archipel de Mingan. Le rivage des îles de l'archipel de Mingan est composé de calcaires, de grès, de dolomie et de schistes argileux sensibles à l'érosion (Longley, 1950).

La plaine côtière possède un relief faible, inférieur à 30 mètres. La ligne de rivage est régulière et essentiellement composée de dépôts meubles d'origine quaternaire. Ces

derniers ont été mis en place à la suite de la déglaciation des bassins versants de la rivière Saint-Jean, qui s'est déroulée entre 8800 et 8100 ans BP (Dubois, 1979). Les terrasses de plage sont essentiellement les surfaces sablonneuses des deltas qui ont été façonnées en gradins de largeurs très variables lors de la régression marine postglaciaire (Dubois, 1979). Les berges de la rivière Saint-Jean sont pour leur part formées de sédiments estuariens et prodeltaïques stratifiés horizontalement (Dubois, 1979).

Selon les connaissances disponibles, il ne semble avoir aucun contrôle géologique (substrat rocheux) près de la surface qui pourrait influencer la dynamique littorale actuelle.

### **2.1.3. Conditions climatiques pour la Moyenne Côte-Nord**

Le climat de la Moyenne Côte-Nord est tempéré et humide avec un été relativement court (Peel *et al.*, 2007, dans : Boucher-Brossard et Bernatchez, 2013). La température moyenne annuelle est de 1,1 °C, mais il y a une grande variabilité saisonnière. Ainsi, la température moyenne hivernale (décembre-janvier-février) est de -12,1 °C. Il y a des précipitations toute l'année dont 23 % tombent sous forme neigeuse. Ces données sont basées sur les normales climatiques (1971-2000) de la station de Rivière-au-Tonnerre, localisée à environ 30-40 km à l'ouest de la région d'étude. Cette station ne mesure cependant pas la vitesse des vents (Environnement Canada, 2012).

L'autre station météorologique située dans la région d'étude est celle de Longue-Pointe-de-Mingan. Par contre, la normale, qui nécessite 30 ans de données, n'est pas encore établie puisqu'elle a été mise en fonction en 1994. La moyenne de la vitesse des vents depuis son implantation est assez faible, 8,9 km/h. Ils sont légèrement plus forts en mars et en avril (10,1 km/h). Leurs directions principales sont de l'ouest (21,6 %), de l'est (19,8 %) et du nord (15,9 %) et les plus forts proviennent surtout de l'est (Boucher-Brossard et Bernatchez, 2013).

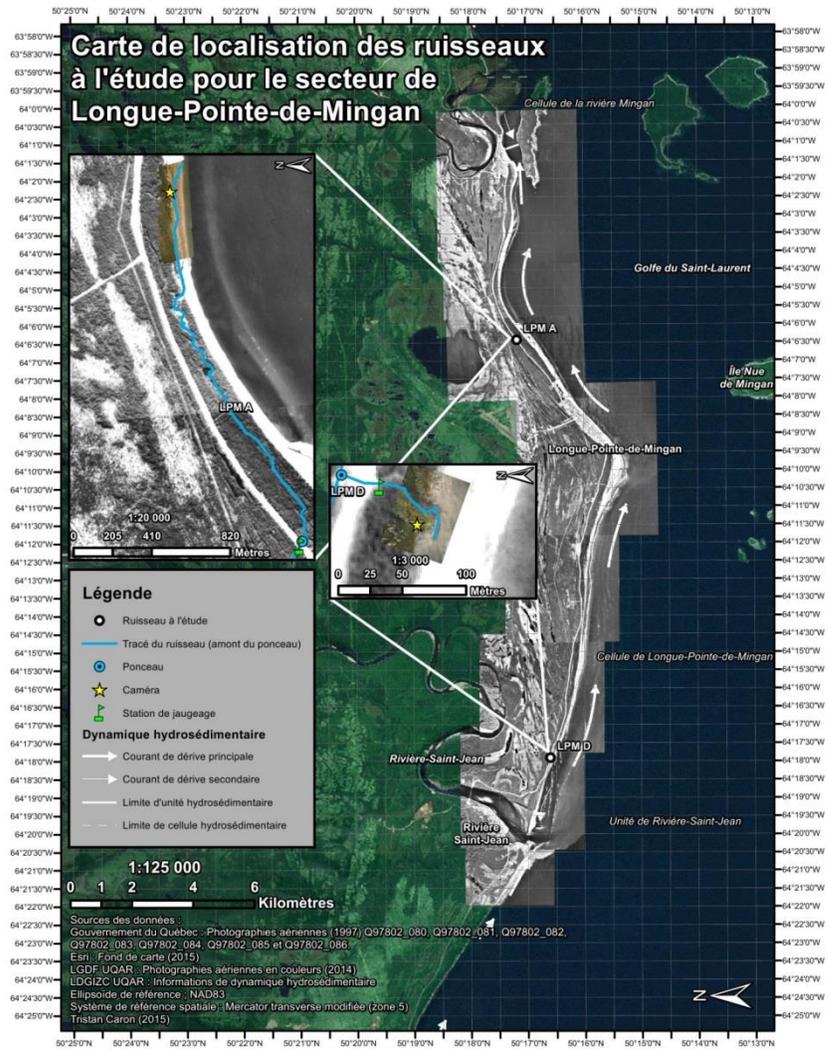
### **2.1.4. Ruisseaux à l'étude**

Pour cette région d'étude, deux ruisseaux sont suivis : LPM D et LPM A. Initialement, un troisième ruisseau était suivi, mais l'érosion extrêmement rapide des falaises adjacentes a rendu l'instrumentation délicate, voire impossible. Les ruisseaux sont identifiés sur la carte du secteur (figure 6) et des photographies sont disponibles (annexes 7.10).

LPM A est un ruisseau assez actif quant à la mobilité de l'embouchure. Il provient de deux ponceaux juxtaposés dans lesquels se sépare l'écoulement. En amont du ponceau, le chenal est assez large et la section est relativement profonde. À la sortie des ponceaux routiers, il rejoint un milieu humide. Il serpente ensuite dans une série de terrasses soulevées avant d'atteindre la plage et de longer la terrasse actuelle sur une distance maximale observée de 785 mètres. Il s'écoule vers l'est sur une bonne distance

avant de rejoindre le golfe et de construire un delta. Une lagune ouverte se forme aussi à certaines périodes de l'année. Les deux conduites ont tendance à se remplir de débris ligneux, du moins dans leur section amont. Des sédiments s'accumulent parfois dans la portion amont des ponceaux. Ils proviennent principalement du remblai de la route. Avant d'atteindre la plage, les sédiments du lit sont majoritairement limoneux. La vitesse et la turbulence sont très faibles particulièrement du côté amont des ponceaux. En conséquence, les seules évidences de transport sédimentaires concernent des particules très fines qui se retrouvent en suspension. Considérant sa dynamique, l'essentiel des analyses présentées portera sur ce ruisseau.

LPM D est le ruisseau le plus à l'ouest pour le secteur de Longue-Pointe-de-Mingan. En amont du ponceau, le ruisseau se divise rapidement en une série de chenaux qui se dispersent dans une zone boisée où se retrouve aussi une importante dépression topographique où une partie du débit peut être retenue. À la sortie du ponceau, le ruisseau traverse une zone boisée avant d'aboutir à la plage, au pied de falaises sableuses. Le ruisseau ne perce pas toujours la plage lorsque les débits ne sont pas assez élevés et qu'ils percolent les sédiments de la plage. Le ponceau ne présente pas de problématique d'accumulation, mais la conduite est fendue près de son exutoire. Ce ruisseau a été suivi visuellement et les informations qualitatives recueillies ont permis de mettre en perspective les résultats quantitatifs obtenus pour les autres ponceaux.

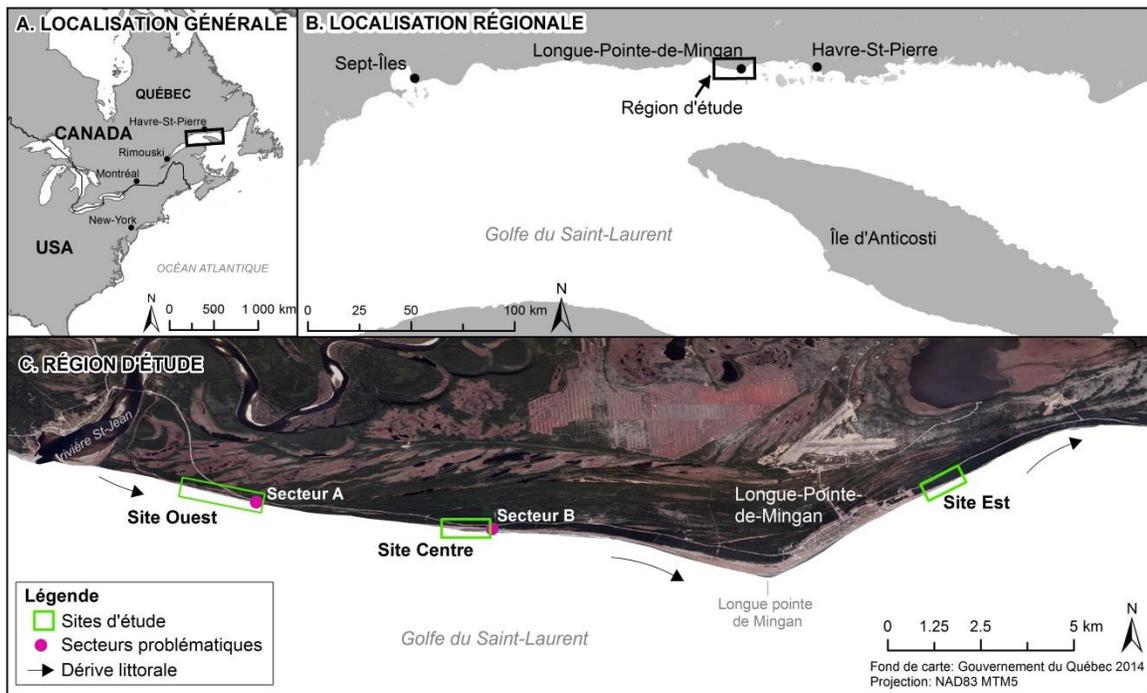


**Figure 6. Carte de localisation des ruisseaux à l'étude pour la région de Longue-Pointe-de-Mingan**

## 2.2. Rivière-Pentecôte

### 2.2.1. Localisation et description générale

Le secteur de la Rivière Pentecôte est situé sur la côte nord du golfe du Saint-Laurent, au Québec, dans la MRC des Sept Rivières. Le secteur se situe au sud du district de Rivière Pentecôte de la ville de Port Cartier et il s'étend le long de la route 138 du côté ouest de l'embouchure de la rivière Pentecôte jusqu'à la pointe aux Anglais (figure 7). La route 138 du ministère des Transports du Québec borde la côte à une distance moyenne d'une centaine de mètres avec des tronçons à moins de 25 mètres du haut de plage. Dans cette zone, trois sites d'étude comportant un ruisseau de plage ont été définis afin d'effectuer un suivi terrain de la dynamique des ruisseaux à haute résolution temporelle. Ces trois sites sont positionnés sur la carte de la figure 7c.



### **2.2.2. Contexte littoral**

Dans le secteur étudié, la côte est principalement caractérisée par des terrasses sableuses qui marquent la ligne de rivage. Devant ces terrasses s'étend une plage sableuse dont la largeur varie entre 15 et 50 m. Les largeurs les plus élevées se trouvent sur la flèche de la rivière Pentecôte, mais diminuent rapidement vers le sud pour réaugmenter en direction de la Pointe-aux-Anglais. Au niveau du bas estran, il se développe une série de cordons linéaires et un système de barres pré littorales festonnées. Des dépôts argileux ont pu être observés dans le talweg de certains ruisseaux et affleurant à la hauteur de la flexure.

La dérive littorale s'organise du nord vers le sud. Le secteur à l'étude correspond à la cellule de la Pointe-aux-Anglais. Les apports terrigènes de la rivière Pentecôte constituent une source significative de sédiments, mais les volumes impliqués n'ont jamais été étudiés ni estimés, à notre connaissance. Les barres pré littorales et l'érosion de la basse terrasse constituent les autres principales sources sédimentaires pour les plages du secteur. Dans le secteur de Pentecôte, dans les environs des ruisseaux à l'étude, les données du LDGIZC de l'UQAR proposent des taux de déplacement moyennés entre 2000 et 2012 de l'ordre de - 0,22 m/an.

### **2.2.1. Conditions climatiques de la région de Pentecôte**

Le climat de la région de Pentecôte est tempéré et humide avec un été relativement court. La température moyenne annuelle enregistrée à la station météorologique de Pentecôte pour la période 1971-2004 est de 1,9 °C, mais une grande variabilité saisonnière existe. Les précipitations annuelles moyennes sont de 1154 mm. Cette station ne mesure pas la vitesse des vents.

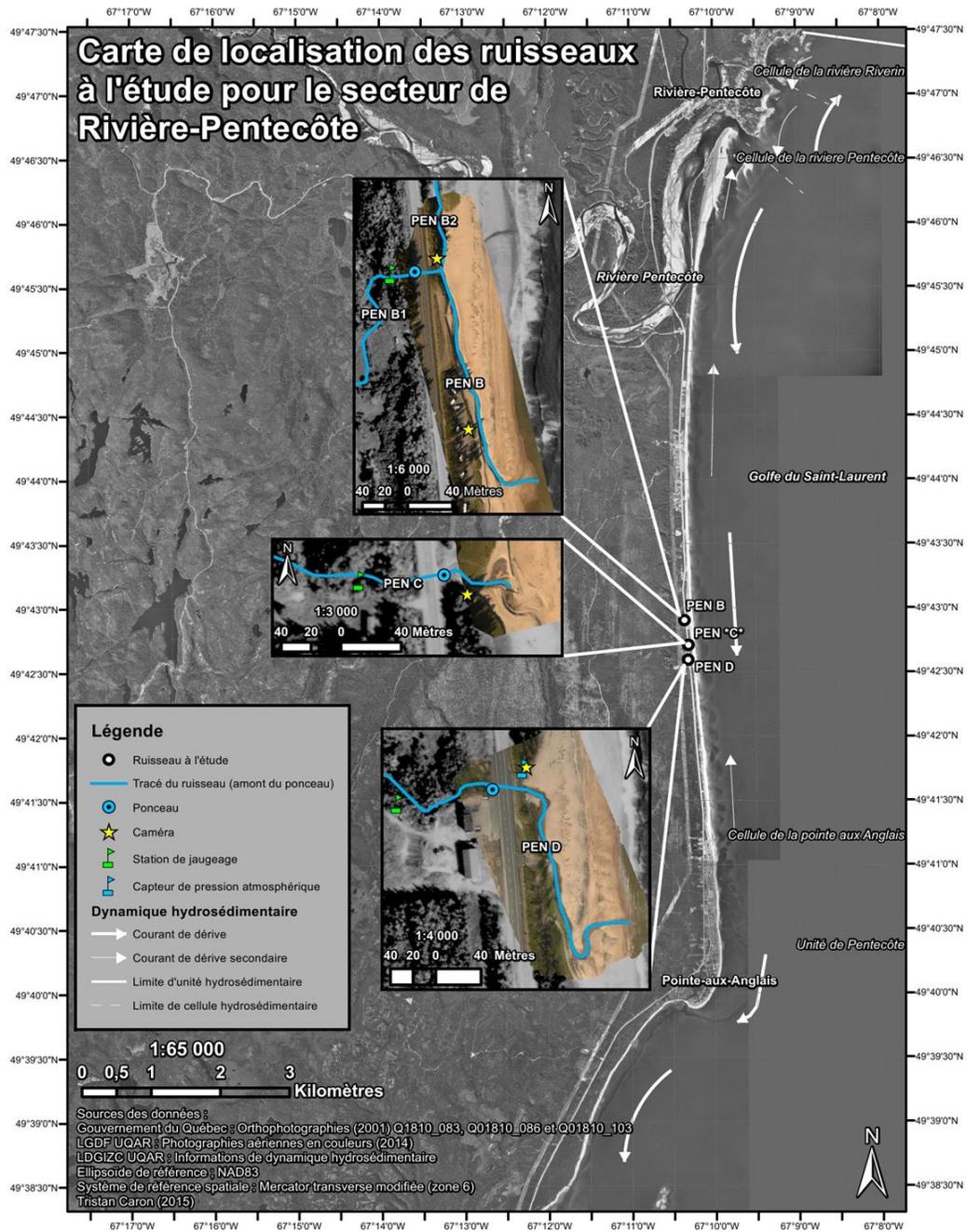
### **2.2.2. Ruisseaux à l'étude**

Pour cette région d'étude, les trois ruisseaux suivis sont : PEN B, PEN C et PEN D. La localisation et le tracé de ces ruisseaux sont présentés sur la carte du secteur (figure 8). Globalement, les berges des ruisseaux forestiers du secteur sont végétalisées et les indices d'érosion sont épars et relativement peu nombreux. Les ruisseaux à l'étude ne sont donc pas une source d'apports sédimentaires d'envergure.

PEN B est le ruisseau le plus au nord suivi au site de Pentecôte. Le ruisseau PEN B résulte de la confluence de deux cours d'eau (PEN B1 et PEN B2) avant de déboucher à la plage. Le premier ruisseau (PEN B1) résulte d'une confluence entre le drain routier (PEN B1-dr) et un ruisseau forestier. Il évolue du côté ouest de la route. Tout de suite après la confluence, le ruisseau PEN B1 emprunte un ponceau routier et rejoint le côté est de la route. Dès lors, il serpente sur l'arrière-plage puis sur la haute plage. Il est ensuite rejoint par le ruisseau PEN B2, un petit ruisseau forestier qui débouche à la côte au droit d'un ponceau routier. À partir de cette confluence, le cours d'eau poursuit son chemin sur la haute plage avant de rejoindre l'estran, puis ultimement, le golfe du Saint-Laurent. Il forme généralement un delta à l'embouchure. Parallèlement à la côte, la position de l'embouchure se situe généralement entre 250 et 415 mètres du second ponceau (ruisseau PEN B2). Ce ruisseau perce toujours la plage dans l'éventail de conditions de débits rencontrées. À plusieurs endroits, principalement sur la plage en aval du second ponceau, le ruisseau est accolé contre la terrasse sableuse et engendre une problématique d'érosion. Des résidents du secteur ont confirmé que ce cours d'eau avait déjà été linéarisé par le propriétaire du camping situé à proximité, mais que les résultats avaient été de courte durée. Ce ruisseau est instrumenté en deux endroits en raison des différents affluents. Des travaux de remblaiement dans un chantier de construction à proximité peuvent expliquer les apports de sédiments dans le drain routier.

Le ruisseau PEN C est beaucoup moins dynamique et présente un débit beaucoup plus faible. À l'exutoire du ponceau, le cours d'eau s'écoule vers l'est, mais ne parvient pas à percer le profil de la plage dans la majorité des conditions de débits observées jusqu'à maintenant. Le ruisseau est coincé derrière la convexité de la plage sableuse, et une partie de l'eau finit par percoler.

PEN D est le ruisseau le plus au sud suivi pour le secteur de Pentecôte. À la sortie du ponceau, le ruisseau coupe rapidement vers le sud, sillonnant la haute plage avant de descendre sur l'estran. Il perce la plage pour rejoindre le golfe à une distance maximale observée de près de 180 mètres au sud du ponceau, longeant parallèlement les talus. Ce ruisseau parvient toujours à faire son chemin sur la plage pour rejoindre le golfe, peu importe les conditions de débits. Il y a quelques années, ce cours d'eau a été linéarisé pour le distancer du talus routier, mais il aurait repris son ancien tracé à peine un an ou deux plus tard. À cet effet, le matériel restant du remblai est encore visible aujourd'hui (figure 9).



**Figure 8. Carte de localisation des ruisseaux à l'étude pour le secteur de Rivière-Pentecôte**



**Figure 9. Vue vers l'embouchure du chenal PEN D et les vestiges du remblai (crédit photo : Caron, 2013)**

### **3. RÉSULTATS : DYNAMIQUE MORPHOSÉDIMENTAIRE DES CÔTES BASSES SABLONNEUSES**

Le chapitre 3 concerne la région d'étude de Longue-Pointe-de-Mingan. Les méthodes de cueillette et de traitement de données sont présentées à la section 3.1. Les sections suivantes présentent les résultats par thème pour les échelles temporelles historique et récente (1948-2014) de même qu'actuelle (2013-2014). Ainsi, la section 3.2 présente le contexte hydrosédimentaire de la région d'étude, la section 3.3 et les connaissances sur les conditions glacielles et la section 3.4, les conditions hydrodynamiques. La section 3.5, quant à elle, présente l'évolution côtière historique et actuelle (2013-2014) et la section 3.6 présente une synthèse du fonctionnement et des facteurs clés du système côtier. Enfin, la section 3.7 présente les résultats de la projection d'évolution côtière pour l'horizon 2060. Les recommandations issues des analyses réalisées sur la région de Longue-Pointe-de-Mingan se trouvent à la section 5.1.

#### **3.1. Méthodologie**

Afin de comprendre l'évolution du régime morphosédimentaire de la région d'étude, une analyse multiéchelle temporelle et spatiale a été privilégiée.

L'évolution historique et récente (1948-2014) est réalisée par l'analyse de photographies aéroportées historiques (section 3.1.1, 3.2.1). Les analyses complémentaires portent sur l'historique des tempêtes, des niveaux d'eau, des glaces, du débit de la rivière Saint-Jean ainsi que de l'évolution du littoral adjacent qui se situe en amont de la dérive littorale de la cellule hydrosédimentaire. L'analyse déjà réalisée par Bernatchez *et al.* (2012) a été complétée par une mise à jour des données climatiques, hydrologiques et glacielles jusqu'en 2014 et par une analyse plus approfondie des données hydrologiques.

L'évolution actuelle (saisonnier, mensuel, quotidien) est quantifiée grâce à des suivis topographiques (Lidar et DGPS) et par des statistiques hydrographiques provenant de capteurs de pression. Trois caméras prenant des photographies du rivage à intervalle de 15 minutes permettent un suivi qualitatif en continu.

Afin d'alléger la section méthodologique, une grande partie de l'information technique concernant les différents instruments utilisés (Lidar, DGSP, etc.) figure en annexe. Les références à ces annexes sont présentées au moment opportun au fil du rapport.

### **3.1.1. Méthodologie : échelle historique et récent**

#### **3.1.1.1. Évolution historique du trait de côte et de la ligne de rivage (1948-2014)**

L'évolution historique du déplacement du trait de côte et de la ligne de rivage a été réalisée à partir d'une analyse par photo-interprétation pour 7 intervalles de temps entre 1948 et 2014 pour Longue-Pointe-de-Mingan. Ce travail a été réalisé en grande partie par Bernatchez *et al.*, (2012) dans cette région. Les fichiers de cette étude ont été réutilisés dans le cadre du présent projet et l'année 2014 a été tracée afin de compléter l'analyse. La méthodologie suivante est donc celle décrite dans Bernatchez *et al.*, (2012).

Afin de pouvoir établir des liens avec les phénomènes climatiques, les séquences de photographies aériennes ont été déterminées en fonction des anomalies climatiques. Les couvertures de photographies aériennes, comprises entre 1948 et 1997, ont été numérisées à 600 dpi et ensuite géoréférencées à l'aide d'un système d'information géographique (ArcGIS). Afin d'assurer une grande précision, seulement le tiers central de chaque photographie a été utilisé pour le géoréférencement. Les erreurs de déformation en bordure des photographies sont ainsi évitées. Les orthophotographies numériques de 2005 ont servi de base pour le géoréférencement des photographies aériennes de 1997. Pour les années antérieures à 1997, chaque jeu de photographies aériennes a été géoréférencé relativement à la couverture plus récente. Il est important de spécifier que, pour certaines unités, le nombre d'intervalles d'analyse a été restreint en raison de contraintes liées à la disponibilité ou encore à la qualité des photographies aériennes. Les orthophotographies numériques de 2014 ont été utilisées pour obtenir l'intervalle récent (tableau 1).

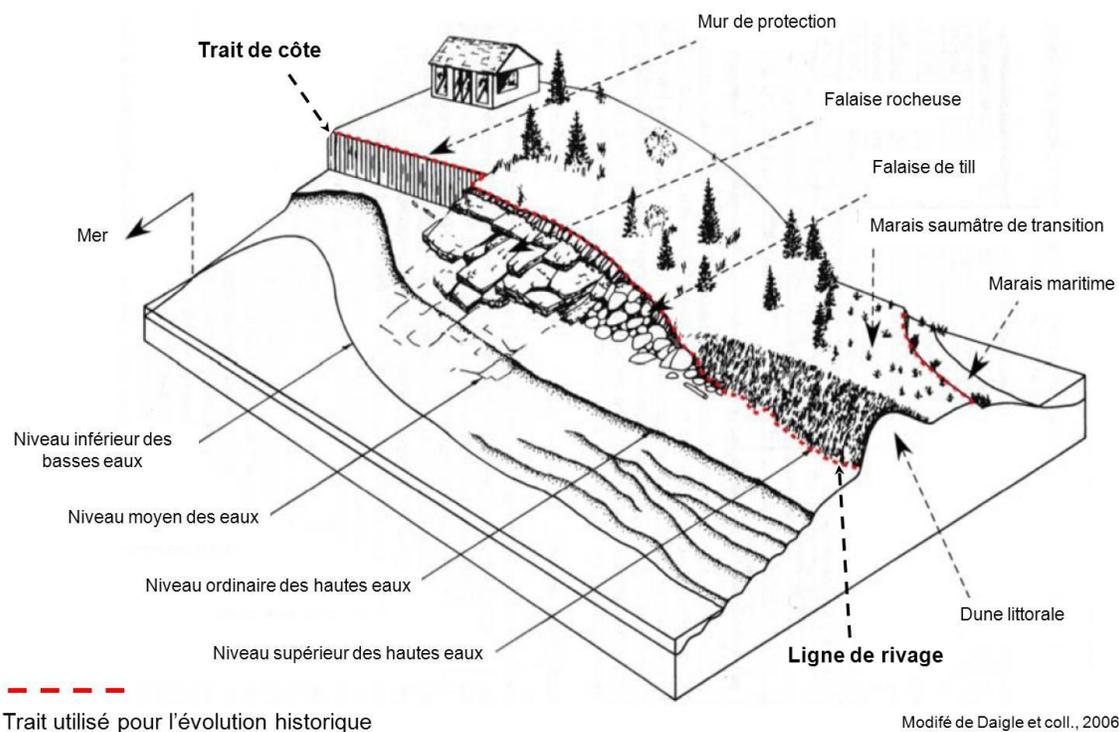
Le traçage a été effectué dans le logiciel ArcGIS à une échelle de 1 : 600. Afin d'évaluer adéquatement l'évolution du littoral, trois limites ont été utilisées (figure 10). D'abord, dans les secteurs de basses terrasses, la ligne de rivage est utilisée. La ligne de rivage correspond à la limite de la végétation dense ou à la base d'une microfalaise (moins de 1,5 m de hauteur). Dans les secteurs de falaises, le trait de côte est utilisé. Le trait de côte correspond à la rupture de pente située dans le haut de la falaise (le débord organique, lorsque présent, n'est pas inclus). Dans le cas où le muret correspond à la ligne de rivage, la limite supérieure du muret est utilisée.

Pour calculer l'évolution de la côte, des transects perpendiculaires à la côte ont été générés automatiquement à un intervalle fixe de 50 m et générés à l'aide du logiciel *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS) développé par la Commission géologique des États-Unis (USGS) (Thieler *et al.*, 2009). Le calcul de l'écart entre chacun des traits d'évolution pour chacun des transects permet de connaître la distance de recul ou d'avancée de la côte à l'intérieur d'un intervalle de temps.

**Tableau 1. Intervalle, échelles et années d'analyse des photographies aériennes utilisées pour l'analyse historique de la côte**

Intervalle d'analyse	Année d'acquisition des images	Échelle
1948-1967	1948	1 : 31 680
1967-1976	1967	1 : 15 840
1976-1983	1976	1 : 15 000
1983-1989	1983	1 : 40 000
1989-1997	1989	1 : 15 000
1997-2005	1997	1 : 40 000
2005-2014	2005	1 : 40 000
	2014	Sol 15 cm

Source : modifié de Bernatchez *et al.*, 2012



**Figure 10. Identification des limites utilisées pour l'évolution historique de la côte (trait de côte et ligne de rivage)**

### 3.1.1.2. Stations météorologiques et marégraphiques

Bien que la station météorologique de Sept-Îles soit située à 140 km linéaires du site d'étude, cette station a été choisie pour la qualité de ses données et la longue période d'acquisition de données. Pour la station de Havre-Saint-Pierre, située plus près de la région d'étude, plusieurs données sont manquantes avant 1983. Selon les critères d'Environnement Canada, la normale de Havre-Saint-Pierre devrait porter la cote « E » (au moins dix ans d'enregistrement) comparativement à la station météorologique de Sept-Îles dont la qualité des données porte la cote « A » (pas plus de 3 années manquantes consécutives ou de 5 années au total) (Bernatchez *et al.*, 2012a). De plus, puisqu'il existe aussi des données homogénéisées pour la station de Sept-Îles et non pour celle de Havre-Saint-Pierre, le choix de la station de Sept-Îles devient important pour un traitement statistique plus juste dans le cadre de l'identification des liens entre le climat historique et l'évolution côtière (Bernatchez *et al.*, 2012a).

La station marégraphique de référence est située à Mingan, soit à 14 kilomètres à l'est de Longue-Pointe-de-Mingan. Par contre, les données ne sont pas enregistrées à cette station marégraphique, en ce sens, pour les données marégraphiques historiques et observées, la station marégraphique de Sept-Îles, située à 175 km à l'ouest de Longue-Pointe-de-Mingan, doit être utilisée. Cette dernière enregistre les niveaux d'eau horaires observés depuis 1972 et les niveaux d'eau prédits. Les données marégraphiques prédites et observées peuvent être téléchargées sur le site web du Service hydrographique canadien (SHC) du Ministère de Pêches et Océans Canada (MPO). Les données marégraphiques sont calculées à partir du zéro marégraphique et seront converties dans le cadre de ce projet en valeur géodésique afin d'être comparables aux données topographiques acquises sur le terrain. La méthode de transformation consiste à soustraire aux données marégraphiques la différence entre le zéro marégraphique et le zéro géodésique (1,5 m pour la station de Sept-Îles et 1,1 m pour la station de Mingan).

### 3.1.1.3. Stations hydrologiques fluviales

Les données hydrologiques historiques traitées dans ce rapport proviennent du ministère du Développement Durable, Environnement et Lutte contre les changements climatiques (MDDELCC). Le traitement des données de débit moyen journalier a été réalisé pour trois bassins-versants à proximité de la région à l'étude, soit ceux de la rivière Moisie, Magpie et Romaine (tableau 2), car aucune donnée n'est disponible pour la rivière Saint-Jean. L'intérêt d'analyser la réponse hydrologique de ces bassins-versants est principalement de documenter l'évolution historique des débits annuels (maximum, 95<sup>e</sup> centile et médian) et d'observer s'il existe ou non des similitudes dans les réponses hydrologiques considérant la variabilité des superficies drainées en amont des stations hydrométriques. Ainsi, il a été choisi de procéder à une standardisation des valeurs de débits annuels (centrées réduites par rapport à la moyenne et l'écart-type historique) afin de faciliter la visualisation et la comparaison des données.

**Tableau 2. Coordonnées des stations hydrométriques analysées**

Nom de la rivière et localisation de la station hydrométrique	# Station (CEHQ)	Aire de drainage (km <sup>2</sup> )	Années analysées	Années non traitées
Moisie (à 5,1 km en amont du pont QNSLR)	72301	19012	1966-2015	1967, 2006
Magpie (à la décharge du lac Magpie)	73503	7201	1979-2015	-
Magpie (à 8 km en amont du pont de la route 138)	73503	7590	1966-1979	-
Romaine (à 16,4 km de l'embouchure en amont du pont de la voie ferrée)	73801	12922	1957-2013	2007

### **3.1.2. Méthodologie : échelle actuelle**

Pour documenter la dynamique intra-annuelle, différents types de données ont été acquis lors de nombreuses campagnes de terrain (tableau 3). La période couverte par les suivis 2013-2014 est comprise entre 28 mai 2013 et le 28 octobre 2014.

**Tableau 3. Récapitulatif des dates d'acquisition de données**

Date	Lidar Mois de levé	DGPS Mois de levé	Capteur
28-05-2013 et 29-05-2013	Mai 2013 29-05-2013	Mai 2013 28-05-2013	Capteur Intertidale_ CENTRE Début (29-05-2013)
26-06-2013		Juin 2013	↓
22-08-2013 et 23-08-2013	Août 2013 22-08-2013	Août 2013 23-08-2013	Capteur Intertidale_ CENTRE Fin (17-08-2013)
07-11-2013		Novembre 2013	
22-11-2013			Capteur Large_ CENTRE Début
05-12-2013 et 06-12-2013	Décembre 2013 05-12-2013	Décembre 2013 06-12-2013	↓
05-01-2014		Janvier 2014	↓
31-01-2014		Février 2014	↓
02-03-2014		Mars 2014	↓
31-03-2014		Avril 2014	↓
02-05-2014		Mai 2014	↓
16-06-2014 et 17-06-2014	Juin 2014 17-06-2014	Juin 2014 16-06-2014	↓
10-09-2014	Septembre 2014		↓
28-10-2014			Capteur Large_ CENTRE Fin

Pour l'ensemble du site d'étude, des levés Lidar ont été effectués à 5 reprises<sup>1</sup> sur une période de 17 mois pour un total de 4 intervalles d'analyse (ex. intervalle L1-L2 compris entre le 28 mai 2013 et le 23 août 2013) (section 0) (tableau 3). La topographie des zones à proximité des secteurs problématiques A et B a été suivie plus régulièrement grâce à la réalisation de profils de plage à l'aide d'un DGPS (section 3.1.2.4.). Treize levés DGSP ont été réalisés, mais 11 sont inclus dans la période de suivi 2013-2014. Ainsi, bien que localisés seulement sur les sites spécifiques, ils sont réalisés plus fréquemment que les Lidars ce qui pour ces sites spécifiques permet de considérer des sous-périodes d'analyse. Par exemple, la période entre les levés Lidar L1 et L2 est couverte par trois relevés DGPS qui permettent l'analyse de deux sous-périodes, soit r2-r3 et r3-r4 (tableau 3). L'acquisition de données Lidar et DGPS permet de produire des modèles d'élévation numérique (MNE) à haute résolution de la zone côtière. Ces MNE permettent :

- l'extraction de données morphométriques telles que les largeurs de haut estran, la pente, l'altitude moyenne le long de transects (section 3.1.2.4 et 3.1.2.5) ;
- le calcul des volumes sédimentaires et de l'évolution des volumes entre les levés Lidar (section 3.1.2.4 et 3.1.2.5) ;
- la production de carte de différentiels d'altitudes (section 3.1.2.4 et 3.1.2.5) ;
- le positionnement et l'analyse de la cinétique du trait de côte ou de la ligne de rivage (tel que décrit à la section 3.1.2.6).

Les données acquises sur une base quotidienne proviennent des capteurs de pression (section 3.1.2.1) et des caméras Reconyx (section 3.1.2.3). Les capteurs de pression ont fourni les conditions hydrodynamiques pour toute la période de suivi 2013-2014 à l'exception du 17 octobre 2013 et le 22 novembre 2013 (tableau 3). Le tableau suivant présente un récapitulatif des dates des levés DGPS et Lidars de même que celles du début et de la fin des périodes d'acquisition des capteurs de pression (tableau 3).

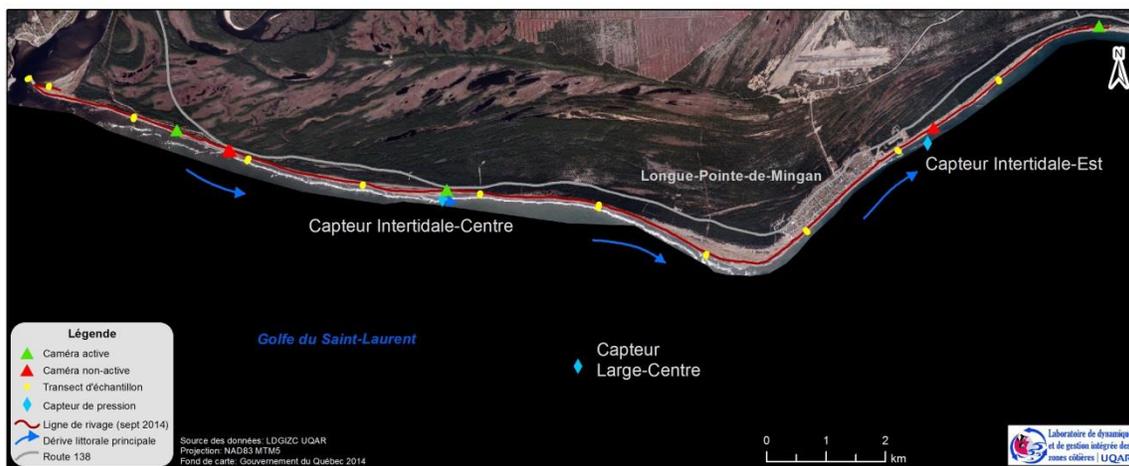
Enfin, la granulométrie des sédiments de surface a été analysée pour un temps donné (juin 2013) afin de caractériser la région d'étude, mais n'a pas fait l'objet de récoltes multitudes comme pour les autres données (section 3.1.2.1).

---

<sup>1</sup> Il existe un levé supplémentaire en décembre 2013. Par contre les données sont brutes et n'ont pas fait l'objet de traitement.

### 3.1.2.1. Granulométrie des sédiments de surface

La granulométrie de la région d'étude a été documentée grâce à l'analyse d'échantillons prélevés systématiquement au deux kilomètres en juin 2013. Pour chacune des stations, des échantillons ont été prélevés sur des transects perpendiculaires à la côte, dont deux sur le haut estran et un ou deux sur le bas estran, incluant un échantillon sur le cordon sableux de bas estran lorsqu'il est présent. Un total de 35 échantillons sur 11 transects a été recueilli sur le terrain (figure 11).



**Figure 11. Position des transects d'échantillons granulométriques, des caméras et des capteurs**

L'ensemble des échantillons a été analysé en laboratoire afin de déterminer le pourcentage de représentativité de chacune des tailles granulométriques à l'intérieur des échantillons récoltés. La fraction grossière (>2 mm) et la fraction fine (<2 mm) ont d'abord été séparées à l'aide d'un tamis de 2 mm. La matière organique et les coquilles ont été enlevées à la main pour les échantillons ne contenant pas de limon et d'argile. Pour ces derniers, un traitement à l'acide chlorhydrique, au peroxyde d'hydrogène et à l'ammoniac a permis la destruction de la matière organique. L'analyse de la fraction grossière a été réalisée par la méthode de tamisage à sec avec 10 tamis de tailles différentes (2 mm ; 2,36 mm ; 2,8 mm ; 3,35 mm ; 4 mm ; 4,75 mm ; 6,3 mm ; 8 mm ; 9,5 mm et 11,2 mm). Chaque tamis a ensuite été pesé et le pourcentage de représentation de chacune des tailles granulométriques des échantillons a été pris en note. L'analyse de la fraction fine a été réalisée à l'Institut des Sciences de la Mer de Rimouski (ISMER). D'abord, les sous-échantillons ont été mélangés à de l'eau et du calgon afin de disperser les particules et ont ensuite été culbutés dans un agitateur rotatif pendant 3 heures. Une deuxième phase de dispersion a eu lieu dans le séparateur de particule *LS 13320 Beckman-Coulter Particule Size Analyser*. Le pourcentage de représentation de chacune des tailles granulométriques à l'intérieur du sous-échantillon est alors connu.

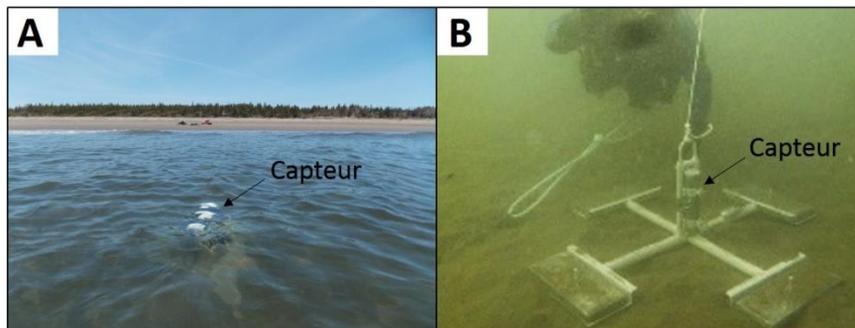
### 3.1.2.2. Hydrodynamique des zones intertidale et pré littorale

À Longue-Pointe-de-Mingan, trois capteurs de pression ont été installés dans la zone intertidale et la zone pré littorale pour enregistrer les fluctuations de la hauteur d'eau et des vagues (figure 11).

Les deux capteurs de pression de la zone intertidale, capteur Intertidale\_Centre et capteur Intertidale\_Est, sont installés à la limite des basses mers sur la face externe d'une barre de bas estran. Les mouillages de la zone intertidale sont situés respectivement à -1,47 m et -1,41 m d'altitude géodésique (CGVD28). Ils sont accessibles seulement lors des basses mers inférieures de grandes marées (BMIGM). Les deux capteurs de la zone intertidale ont acquis des données de mai à octobre 2013. Ils ont été enlevés en octobre 2013 afin d'éviter qu'ils soient abîmés par les glaces.

Un troisième capteur est installé au large, capteur Large\_Centre, à une altitude géodésique de -8,79 m. Ce capteur est accessible seulement en plongée à partir d'un bateau et l'aide de plongeurs professionnels a été nécessaire pour l'installation et l'entretien. Le capteur de la zone pré littorale a acquis des données du 21 novembre 2013 au 28 octobre 2014, ce qui a permis d'enregistrer les caractéristiques des vagues lors de la période hivernale puisqu'il est positionné assez profondément pour éviter le contact avec les glaces.

Le modèle de capteur de pression utilisé est le RBRvirtuoso Dwave. Les capteurs dans la zone intertidale sont configurés pour enregistrer deux données de pression à toutes les secondes (2 Hz) en mode continu. Le capteur au large est configuré en mode *burst* pour acquérir pendant 17 minutes à toutes les 30 minutes à 1 Hz. Une donnée est donc enregistrée chaque seconde lors des périodes d'acquisition. De plus, un capteur permettant de mesurer la pression (hobo U-20) atmosphérique a été installé sur la côte afin de corriger la pression de l'eau avec la pression atmosphérique. Les photos de la figure 13 montrent le capteur installé dans la zone intertidale du site Centre (figure 12A) et le capteur installé au large du site Centre (figure 12B).



**Figure 12. Capteurs de pression installés à Longue-Pointe-de-Mingan. (A) Capteur de pression dans la zone intertidale du site Centre (-1,47 m). (B). Capteur de pression dans la zone pré littorale au large du site Centre (-8,79 m)**

Les données brutes issues des capteurs de pression ont d'abord subi une correction à partir de la pression atmosphérique. Les données sont enregistrées en volt et sont ensuite transformées pour connaître la hauteur d'eau au-dessus du capteur par la formule suivante :

$$H = \frac{P_{\text{capteur}} - P_{\text{atmo}}}{\rho * g}$$

Où :

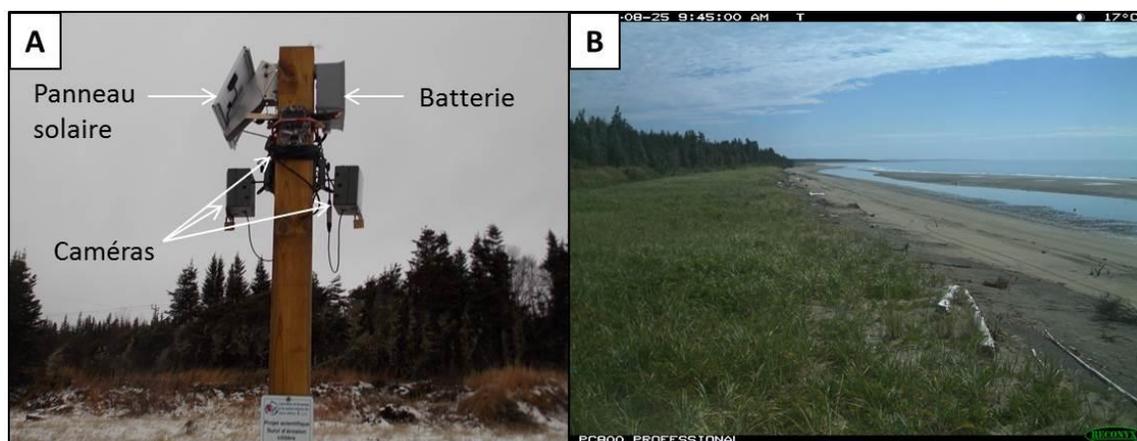
H	= hauteur d'eau au-dessus du capteur
<i>P<sub>capteur</sub></i>	= pression mesurée par le capteur
<i>P<sub>atmo</sub></i>	= pression atmosphérique
$\rho$	= masse volumique de l'eau de mer
g	= accélération de la pesanteur (0,980665)

Les séries temporelles permettent de caractériser les vagues selon plusieurs indicateurs : hauteur significative des vagues ( $H_{m0}$ ), période moyenne d'ordre 2 ( $T_{02}$ ) et la période de pic ( $T_p$ ). Ces indicateurs ont été calculés pour la bande incidente (0,5 - 0,059 Hz, 2-17 s) et pour la bande infragravitaire (0,059 – 0,005 Hz, 17-200 s). Ces séries temporelles sont produites par analyses spectrales. L'ensemble des données a été corrigé en fonction du niveau moyen de la mer (0 m géodésique) à partir du positionnement précis des capteurs de pression mesuré au DGPS Trimble R8. Les données altimétriques (hauteur) sont exprimées selon le datum vertical CGVD28 et corrigées avec le modèle de géoïde HT2.0 afin d'être comparables aux données topographiques orthométriques acquises au Lidar et au DGPS.

### 3.1.2.3. *Suivi photographique en continu*

Un suivi photographique en continu permet une analyse qualitative des événements morphologiques et météo-marins sur la côte. En les combinant avec les données météorologiques et hydrodynamiques, les photographies permettent principalement de cibler les événements de tempêtes qui ont un impact sur la morphologie et visualiser lors de périodes intenses d'érosion ou d'accumulation. Ces données permettent aussi de suivre l'évolution quotidienne du pied de glace.

Le modèle des caméras est Reconyx PC800 avec une résolution d'image de 3,1 MP. Les caméras sont disposées sur des arbres ou sur des poteaux de bois installés par le LDGIZC (figure 11). Des panneaux solaires sont utilisés pour recharger les batteries qui alimentent les caméras (figure 13). Lorsqu'il n'y a pas de panneaux solaires, des batteries au lithium AA sont utilisées. Les caméras sont configurées pour prendre des photos à intervalle de 15 minutes du lever au coucher du soleil. Dans le cadre de ce projet, 8 caméras ont été installées. Par contre, 1 caméra a été perdue en raison de l'érosion de la falaise en novembre 2013 et 2 caméras ont été perdues lors de la tempête du 4 décembre 2013. Ces deux dernières ont été réinstallées en mai 2014 et ont par la suite été volées au cours de l'été 2014. Une caméra a aussi été volée en décembre 2013, portant le nombre de caméras volées à 3. Les figures suivantes présentent l'environnement immédiat des caméras (figure 14, figure 15, figure 16, figure 17, figure 18).



**Figure 13. Système de caméras de suivi de la côte. (A) Installation des caméras, du panneau solaire et de la batterie (Caméras du site Centre, cam\_B\_Est) (B) Exemple de photographie prise par la caméra qui vise vers l'est au site Centre.**

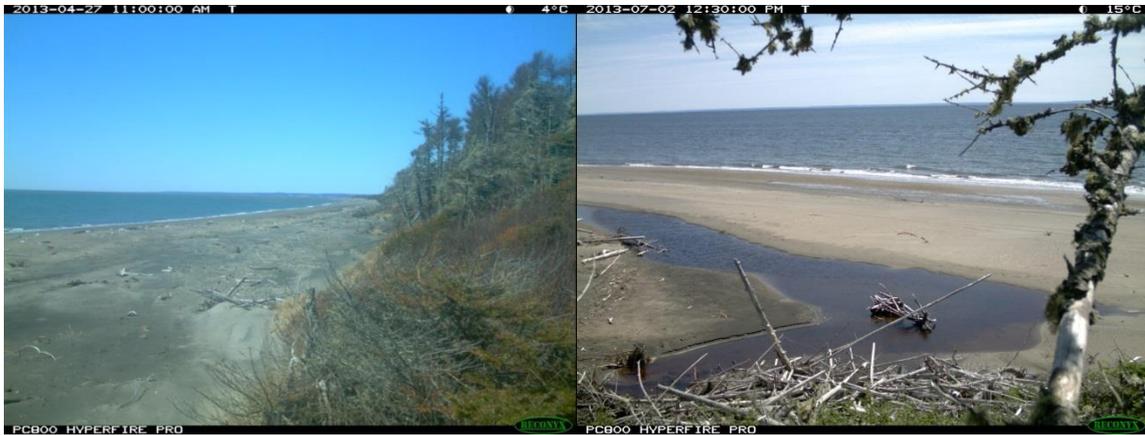


Figure 14. Prise de vue à la caméra LPM\_D\_OUEST (gauche) et D\_Ruisseau (droite)



Figure 15. Prise de vue oblique du littoral dans le secteur d'implantation de la caméra LPM\_D (segment d'analyse 1), relevé photographique hélicoptéré de septembre 2010

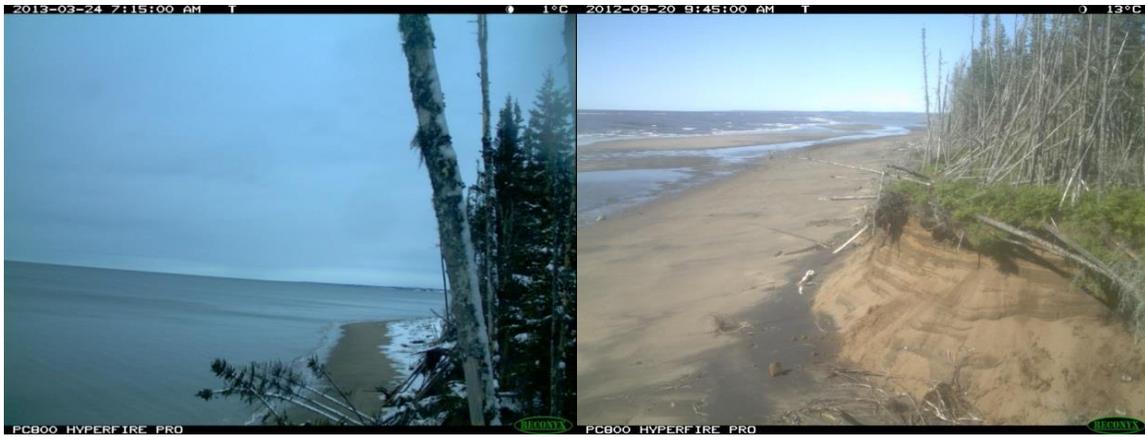


Figure 16. Prise de vue à la caméra LPM\_C\_OUEST et LPM\_RSJ\_OUEST, premier segment d'analyse



Figure 17. Prise de vue aux caméras LPM\_C\_EST et LPM\_RSJ\_C\_EST, premier segment d'analyse



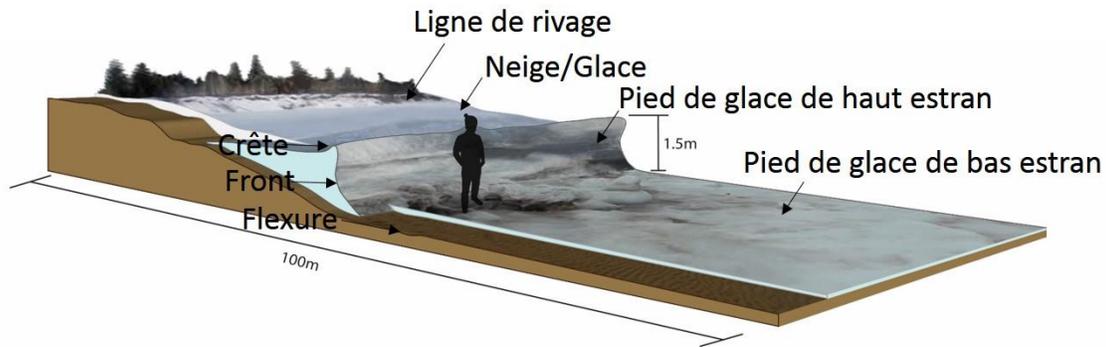
**Figure 18. Prise de vue oblique du littoral dans le secteur d'implantation des caméras LPM\_C\_EST et LPM\_C\_OUEST, RSJ\_EST et RSJ\_OUEST, premier segment d'analyse, relevé photographique hélicoptéré de septembre 2010**

#### 3.1.2.4. Profils topographiques (DGPS) et production de surface d'interpolation et de profils

Pour chacun des deux sites d'étude spécifiques (figure 3), entre 9 et 27 profils de plage ont été réalisés au DGPS à une fréquence de points de 0,5 m entre la ligne de rivage et la limite des basses mers inférieures de grandes marées (BMIGM). Le DGPS utilisé est le Trimble R8 GNSS Modèle 3 et les spécifications sont présentées à l'annexe 7.1. Un total de 1169 profils de plage a été réalisé entre décembre 2012 et septembre 2014. Onze dates de levés ont été retenues pour la réalisation de ce projet (tableau 3). La méthode des profils de plage est simple, mais elle est encore la plus utilisée dans la littérature pour connaître les changements morphologiques sur une plage (Baptista *et al.*, 2008 ; Dornbusch, 2010 ; Emery, 1961). Les profils sont réalisés à un intervalle de 50 m et couvrent le champ de vision des caméras de suivi. Les profils sont généralement effectués lors des marées de vive-eau. Les principales limites morphologiques telles la ligne de rivage, la flexure de la plage et les cordons de bas estran sont notées afin d'assurer un suivi de ces limites (figure 19). L'approche retenue pour le positionnement de la ligne de rivage est décrite à la section 3.1.2.6. Lors des levés effectués en hiver, les profils topographiques sont réalisés sur la plage et la glace et les positions de la limite neige/glace, du haut de la crête frontale du pied de glace, du bas du front du pied de glace sont ajoutées aux suivis (figure 20). Ces données permettent entre autres de quantifier les changements morphologiques de la ainsi que de suivre l'évolution du pied de glace (morphologie, hauteur et largeur).



**Figure 19. Profils de plage sans glace et limites morphologiques notées lors de l'acquisition sur le terrain**



**Figure 20. Profil de plage avec un pied de glace et limites morphologiques notées lors de l'acquisition sur le terrain**

Les profils de plage réalisés à l'aide du DGPS ont aussi été interpolés de manière à produire des surfaces topographiques aussi nommées modèle d'élévation numérique (MNE-DGPS). L'interpolation des points DGPS des profils de plage a été réalisée dans le logiciel *ArcGIS* à l'aide de l'extension *Geostatistical Analyst*. La méthode d'interpolation est décrite à l'annexe 0. Lorsque l'interpolation est terminée, la surface interpolée est transformée en matrice d'élévation (raster) à une résolution spatiale de 1 m et est ensuite coupée en fonction de la carte des erreurs prédites afin de diminuer au maximum les erreurs dans les analyses qui suivront au cours du projet. Les graphiques des régressions linéaires ont été présentés dans le rapport d'étape (Van-Wierst *et al.*, 2014). Puisque les surfaces interpolées ne couvrent pas toute la même superficie et que leurs limites varient spatialement, le domaine de couverture commun a été utilisé comme domaine de base (domaine commun, secteur A). Les limites de chacune des surfaces et le domaine commun d'une superficie de 77 754 m<sup>2</sup> (en jaune) apparaissent à la figure 21.

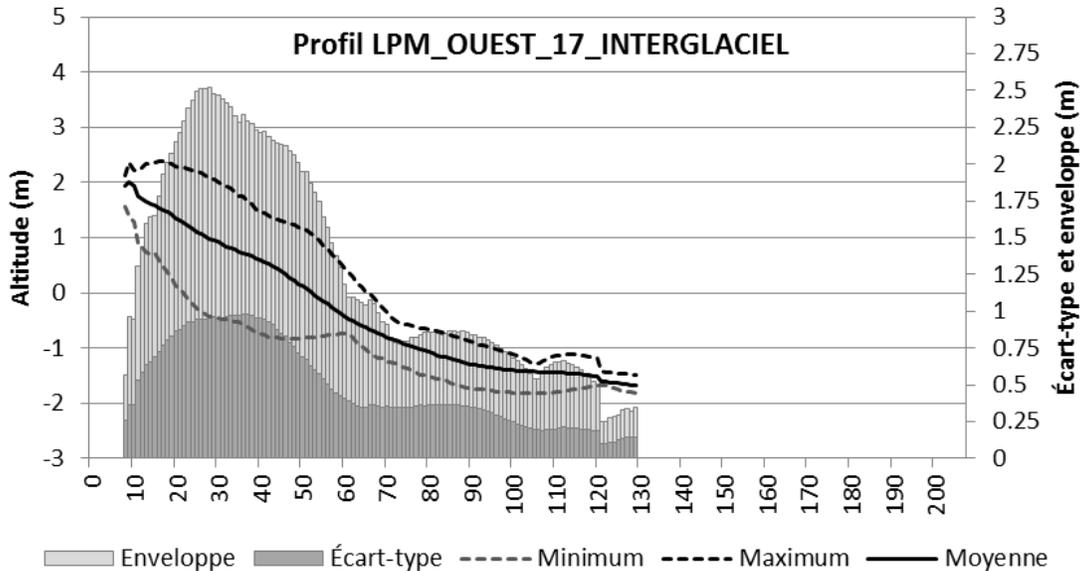


**Figure 21. Domaine commun des surfaces interpolées pour le secteur A**

Ces surfaces interpolées, en plus de permettre une visualisation surfacique des données de profils, permettent de réextraire les profils de plages le long d'un transect fixe le long duquel sont placés des points eux aussi fixes. Ceci permet de traiter les profils et d'obtenir des statistiques descriptives de leur évolution topographique qui autrement serait impossible (figure 22 et figure 23).



Figure 22. Illustration des profils DGPS sur une surface interpolée et positionnement de transects fixes permettant l'analyse de l'évolution topographique



**Figure 23. Exemple de données d'évolution topographique d'un profil**

### 3.1.2.5. Levé Lidar terrestre et production de surface, profils et volumes)

Les cinq levés Lidar de 2013-2014 ont été réalisés avant et après la période glacielle ainsi qu'à la fin de l'été (tableau 3). Les levés terrain sont effectués au maximum de la période de marée basse afin de couvrir le plus de superficies de plage possible. Le levé est donc effectué environ 1 h 30 avant et 1 h 30 après la marée basse pour totaliser une période d'acquisition d'environ 3 h. La collecte des données se fait à une vitesse moyenne de 20 km/h. Le temps et la superficie couverte varient en fonction des conditions météorologiques et morphologiques, pour un maximum de 30 km couverts sur la durée d'une période de marée basse (3 h). Le nombre de kilomètres couverts par chacun des levés Lidars est présenté au tableau 4. Afin de diminuer les zones d'occlusion sur le jeu de données, entre 1 et 3 passages sont effectués de manière parallèle à la plage, selon les caractéristiques morphologiques de la plage. Par exemple, lorsqu'il y a une berme, une première ligne de scan sera effectuée dans la partie supérieure de la plage et une deuxième dans la partie inférieure. Lorsqu'il y a des barres de bas estran émergées à marée basse, il est possible de faire une troisième ligne en avançant avec le véhicule sur ces barres lorsqu'elles sont accessibles. Afin de faciliter le traitement des données en diminuant le poids des fichiers Lidar et d'imagerie, nous effectuons des lignes d'acquisition de 3 à 4 km. L'arrêt à tous les quelques kilomètres permet aussi à l'opérateur de s'assurer de la bonne précision du système de navigation en vérifiant que l'erreur en Heading est inférieure à 0,024 (RMS) dans Applanix LV POS View. Si l'erreur est supérieure à cette valeur, le levé est interrompu afin d'effectuer de grands cercles ainsi que des arrêts brusques avec le véhicule, ce qui permet d'augmenter la précision du système de navigation GNSS-INS. Les autres spécifications techniques et méthodologiques du système mobile de Lidar terrestre sont décrites aux

annexes 7.2 (détail de l'équipement), 7.3 (erreur du système) et 7.4 (traitement des données).

**Tableau 4. Couverture Lidar 2013-2014 sur la Côte-Nord**

Site	Mai 2013	Août 2013	Décembre 2013	Juin 2014	Septembre 2014
Pentecôte	14 km	14 km	Nd km	14 km	14 km
Longue-Pointe-de-Mingan	22 km	22 km	17 km	22 km	22 km
Rivière Saint-Jean	8 km	8 km	nd	8 km	nd

Afin de faciliter l'extraction de caractéristiques côtières telles que la pente, la largeur de l'estran et le volume de sédiments, les nuages de points LiDAR sont généralement transformés en modèle numérique d'élévation (MNE-LIDAR). La résolution spatiale élevée des nuages de points permet de créer des MNE à une résolution spatiale élevée et ainsi conserver la variabilité micro-topographique. Ceux-ci sont générés à une résolution spatiale de 0,50m (taille des cellules). Ces modèles numériques sont des surfaces topographiques qui facilitent l'utilisation des données LiDAR pour extraire des résultats, notamment pour le calcul du volume sédimentaire.

### 3.1.2.6. *Positionnement et cinétique de la ligne de rivage/trait de côte (2013-2014) sur les modèles numériques d'élévation (surfaces Lidars et interpolées DGPS)*

L'évolution actuelle, c'est-à-dire intra-annuelle, de l'année 2013-2014 a été réalisée à partir des données des levés Lidar (section 3.5.2.3).

Le positionnement d'une ligne de rivage ou d'un trait de côte établissant la limite entre la terre et la mer peut être obtenu à l'aide d'une multitude d'indicateurs (Boak et Turner, 2005). En effet, plusieurs limites coexistent dans la zone littorale et le choix de la limite et de ses indicateurs dépend entre autres du type d'environnement, de la source et de la résolution des données (terrain, lidar, photographies aériennes), de l'échelle temporelle d'analyse de la mobilité de ladite limite et enfin, des objectifs de l'étude. Dans le cas plus spécifique des études réalisées à partir de données Lidar, pour l'essentiel aéroporté, la position du trait de côte/ligne de rivage est généralement obtenue à partir d'une altitude tirée des données marégraphiques (*tidal datum referenced shoreline, elevation-based definition of shoreline*). Aux États-Unis notamment, l'usage du niveau moyen des eaux est couramment utilisé. Ces lignes sont souvent extraites par des méthodes de « *countouring* » (Robertson et al., 2004, Parker 2003 et Smyth et al. 2003, d'après Liu et al. 2007) ou de « *cross-shore* » (Morton et al., 2005, d'après Liu et al. 2007, Stonckdon et al., 2002). La méthode « *cross-shore* » est décrite comme étant longue et fastidieuse alors que la méthode « *countouring* », où la position de la ligne est obtenue par l'extraction de la courbe altimétrique correspondant à un niveau marégraphique (altitude), implique des ajustements manuels pour éliminer les bruits, les lignes brisées

ou les lignes erronées (Liu et al., 2007<sup>2</sup>). De plus, avec une résolution de 0,15 m en verticale (p. ex. Liu et al., 2007), les données lidars aéroportées n'assurent pas un positionnement optimal de ces lignes dans les environnements côtiers où les gradients de pente sont faibles.

On rencontre aussi dans la littérature scientifique quelques alternatives de positionnement de ligne de trait de côte/ligne de rivage qui elles, sont davantage basées sur des notions de géomorphologie. Par exemple, pour Crapoulet et al. (2014), qui ont réalisé leurs travaux sur des côtes sableuses bordées par des dunes, l'utilisation d'une limite correspondant à une rupture de pente obtenue mathématiquement s'est avérée largement satisfaisante. En effet, cette limite concordait très bien avec la limite du pied de dune relevé sur le terrain à l'aide d'un DGPS. Les deux lignes ainsi obtenues étaient donc localisées pratiquement au même endroit et se confondaient également avec le trait de côte tracé sur les orthophotographies du secteur. Par contre, Crapoulet et al., (2014) indiquent que le positionnement de la courbe altimétrique basée sur un niveau marégraphique (ici, le niveau des plus hautes marées astronomiques) au côté du trait de côte géomorphologique (ici, par rupture de pente) n'est pas sans intérêt. Ceux-ci démontrent que la distance entre ces deux lignes constituait un indicateur de l'évolution potentiel de la côte. En effet, de plus faibles distances indiquent que la côte aura tendance, en général, à subir des reculs. Inversement, pour des distances plus importantes, la côte aura tendance, en général, à être stable ou en accrétion. Enfin, pour Bretel et al. (2013), la cartographie automatisée basée sur des classements de rugosité (plage vs zones végétalisées) ou d'intensité de retour (végétation) pourrait constituer des avenues intéressantes quant à la manière d'extraire automatiquement la position du trait de côte/ligne de rivage.

Dans le cadre de ce projet, nous ne pouvions pas utiliser de lignes extraites à partir d'un niveau marégraphique. Le positionnement du trait de côte/ligne de rivage à partir d'une telle altitude ne répond pas à des critères géomorphologiques et serait très mobile en raison du déplacement des importants volumes sédimentaires sur la plage de ce milieu, et ce, sans représenter l'évolution d'une limite géomorphologique. Par exemple, l'analyse de la position du niveau moyen des eaux peut varier énormément dans un environnement sableux dynamique comme celui de Longue-Pointe-de-Mingan, et ce, sans aucunement représenter l'évolution d'une limite reposant davantage sur des indicateurs géomorphologiques. Aussi, à l'échelle de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent, la densité des marégraphes est relativement faible pour obtenir localement des valeurs adéquates. Dans le cadre de ce projet, la disponibilité de données marégraphiques à proximité, soit celles de la station de Mingan, permet de positionner la ligne des PMSGM. D'ailleurs, l'utilisation d'un lidar terrestre offrant une plus grande résolution verticale (soit de moins de 0,0655 cm) permet un meilleur positionnement des limites altitudinales marégraphiques (PMSGM, PMSMM, NME). La distance entre le trait

---

<sup>2</sup> Liu et al., 2007, propose d'ailleurs une méthode permettant d'automatiser l'extraction du trait de côte/ligne de rivage marégraphique afin d'obtenir une seule ligne.

de côte/ligne de rivage et la limite des PMSGM pourrait effectivement constituer un indicateur intéressant, tel qu'observé par Crapoulet et al., (2014), permettant de cibler les zones susceptibles de subir des reculs. Les données de ce projet permettraient de valider cette hypothèse ultérieurement.

Un des avantages de l'utilisation du lidar terrestre comparativement au lidar aéroporté est la grande densité de points (pouvant atteindre jusqu'à 1 point par cm). Cette densité est si importante que l'on peut « voir » le littoral et tracer manuellement la limite de rivage en fonction de critères géomorphologiques. Ainsi, dans les secteurs de falaises, nous avons choisi d'utiliser le tracé manuel. En effet, l'identification du trait de côte dans les zones de falaise ne comporte pas de difficulté d'interprétation des « images » de points lidars puisque la base de la falaise est facilement identifiable. Cependant, dans les secteurs de terrasse, le tracé manuel de la ligne de rivage n'est pas toujours évident, notamment dans les zones en voie de stabilisation, de végétalisation ou d'accrétion. L'analyse interannuelle visée par ce projet nécessite d'éliminer cette incertitude afin d'expliquer la cinématique de la limite choisie et non pas la variabilité du tracé manuel dans des zones plus ambiguës. Bien qu'intéressante dans certains environnements côtiers, la limite de rupture de pente (Crapoulet et al., 2014) ne pouvait pas non plus être utilisée en raison du faible gradient de pente et du continuum altimétrique qui caractérisent la plage et les terrasses de plage, particulièrement dans les zones stables ou en accrétion (c.-à-d. absence de microfalaise d'érosion). Pour ces raisons, nous avons donc plutôt choisi d'extraire par « *countouring* » la ligne correspondant à l'altitude (géodésique) de 2,9 m. Le choix de cette valeur de 2,9 m est basé sur des données acquises sur le terrain à partir de levés au DGPS. Il s'agit de la moyenne des valeurs d'altitude moyenne de la ligne de rivage (limites de végétation dense ou de microfalaise) de 7 tronçons de 50 m de large (tableau 5). Le bruit et les lignes erronées ont été éliminés et les lignes brisées ont été interpolées seulement lorsque la distance les séparant était de moins de 10 m.

**Tableau 5. Données de terrain d'élévation de la ligne de rivage**

Nom de profil	Km-repère	Type de côte	Limites	Altitude	Date du levé
P-Centre	8,45	terrasse	Végétation dense	2,894	9/17/2015
PPO	12,3	terrasse	Microfalaise (haut)	2,851	9/19/2015
PT002	5,75	terrasse	Microfalaise (haut)	2,877	9/24/2015
PT004	11,15	terrasse	Végétation dense	2,979	9/26/2015
PT003	11,75	terrasse	Végétation épars	2,980	9/26/2015
PT005	9,75	terrasse	Végétation dense	3,131	9/26/2015
PT011	2,9	terrasse	Végétation dense	2,797	10/5/2015
Moyenne				2,930	
Médiane				2,894	

Source : Levés de profils types, Projet Ligne des hautes eaux, LDGIZC

La distance de migration de la LR\_2,9 m à l'échelle intra-annuelle est obtenue à l'aide du logiciel *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS) tel que décrit à la section 3.1.1.1. Les statistiques réalisées sur les tracés des 5 couvertures lidar sont calculées seulement lorsque les transects traversent au moins 4 lignes de la LR\_2,9 m et que le niveau de confiance était de 0,95 et plus.

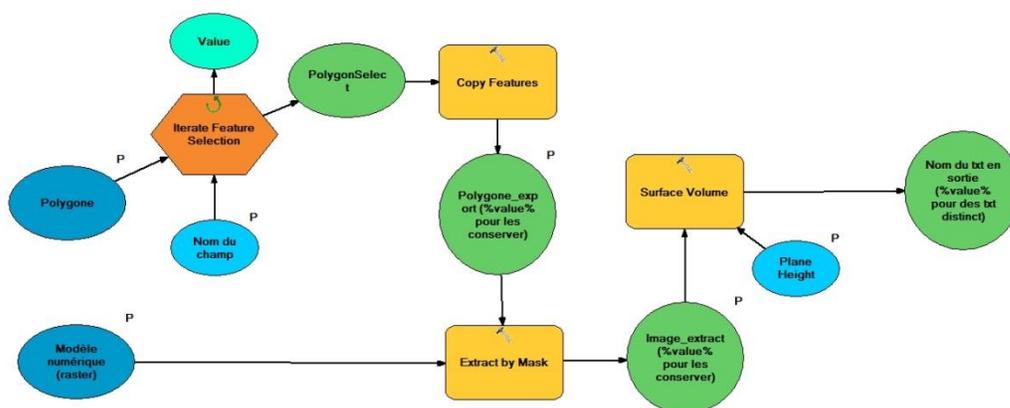
### 3.1.2.7. *Volumes et bilans sédimentaires sur les MNE-LIDAR et MNE DGPS*

Les calculs de volumes sédimentaires sont réalisés à partir des MNE-LIDAR pour des compartiments d'une largeur de 250 m limités par des transects générés automatiquement à l'aide du logiciel DSAS. Ces compartiments sont ici nommés compartiment-système. Les compartiments-système sont subdivisés en fonction des zones géomorphologiques littorales, soit en un compartiment-terrasse (entre la LCC et la LR), un compartiment-haut estran (entre la LR et la flexure), un compartiment-bas estran et un compartiment-infralittoral. Comme les levés lidars ne présentaient pas tous la même couverture spatiale (domaine), une limite commune de couverture (LCC) a également été tracée et constitue la limite supérieure des compartiments-système. Les limites sont définies à l'aide des altitudes présentées au tableau 6 et l'approche méthodologique pour le tracé du trait de côte/ligne de rivage et la flexure est présentée à la section 3.1.2.6. Le volume de chaque compartiment des MNE-LIDAR est calculé, à partir du niveau de base établi au niveau des BMIMM, soit à -0,7 m géodésique.

**Tableau 6. Délimitation des différentes zones géomorphologiques**

Zones géomorphologiques	Limites supérieures	Limites inférieures	Couverture
Terrasse	Limite supérieure du domaine commun	LR_2,9	Très limitée
Haut estran	LR_2,9	Flexure (0 m)	Complète ou partielle
Bas estran	Flexure (0 m)	Limite inférieure des basses mers de grandes marées (-1 m)	Complète ou partielle (MNE-DGPS essentiellement)
infralittoral	Limite inférieure des basses mers de grandes marées (-1 m)	Limite intérieure du domaine commun	Très limitée (MNE-DGPS seulement)

Le calcul des volumes est réalisé à l'aide de l'outil *surface volume* de l'extension *3D Analyst Tools* placé dans un *model builder* de manière à répéter l'opération (itération) pour l'ensemble des compartiments, dont le nombre peut s'élever à près de 250 pour chacun des MNE-LIDAR (figure 24). Le volume est exprimé en m<sup>3</sup> et en m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> (volume en m<sup>3</sup>/surface en m<sup>2</sup> du compartiment).



**Figure 24. Cheminement du Model Builder (par Marie-Andrée Roy, UQAR) pour le calcul des volumes des compartiments**

La méthode privilégiée pour l'analyse des bilans sédimentaires des surfaces interpolées est celle obtenue à partir des cartes de différentiels entre deux couvertures lidars (e.g. Woolard et Colby, 2002 ; Deronde et al., 2008 ; Crapoulet, 2015). Ainsi, des cartes de différentiels altitudinales ont été produites pour les cinq intervalles d'analyse Lidar et pour tous les intervalles DGPS. Ces cartes sont le résultat de la soustraction entre deux MNE ( $t_{x+1}-t_x$ ). En plus de permettre le calcul des bilans sédimentaires, ces cartes permettent de visualiser les superficies où l'on observe des gains ou des pertes

sédimentaires. Pour réaliser le bilan sédimentaire entre deux dates, il s'agit de soustraire des volumes sédimentaires d'une date par rapport à la précédente.

Les calculs des différentiels volumétriques (entre  $t_x$  et  $t_{x+1}$ ) sont effectués à partir des limites des compartiments les plus anciens ( $t_x$ ). Par exemple, le bilan sédimentaire du compartiment-haut estran entre mai 2013 ( $t_x$ ) et août 2013 ( $t_{x+1}$ ) est effectué à partir des limites du compartiment-haut estran de mai 2013 ( $t_x$ ). Ainsi, la perte de sédiment associée à un recul de la ligne de rivage serait incluse dans la zone initiale de terrasse. Cette méthode permet d'obtenir le bilan net seulement. Cette méthode a été appliquée au MNE-LIDAR et au MNE-DGPS.

### **3.2. Cellules hydrosédimentaires, sources sédimentaires et caractéristiques morphométriques de l'estran**

Cette section présente les connaissances sur les sources sédimentaires (rivière et falaises) de la cellule hydrosédimentaire de Longue-Pointe-de-Mingan servant pour l'analyse de l'évolution côtière aux échelles historique, récente et actuelle. La morphologie de l'estran, tel qu'observé lors des suivi 2013-2014, est aussi présenté ici (section 3.2.4).

#### ***3.2.1. Localisation et caractéristiques hydrosédimentaires de la cellule de Longue-Pointe-de-Mingan***

La région d'étude est entièrement comprise dans une seule cellule hydrosédimentaire qui est délimitée à l'ouest par la rivière Magpie et à l'est par le quai de Mingan, totalisant 42,2 km (Drejza *et al.*, 2014) (figure 25, figure 26 et figure 27). La dérive littorale principale s'y effectue vers l'est. La cellule est majoritairement constituée de terrasses de plage (58,8 %) situées au centre et à l'est de la cellule, de falaises meubles (26,3 %) à l'ouest de la rivière Saint-Jean et de basses falaises sableuses (6,5 %) immédiatement à l'est de la rivière Saint-Jean ainsi que de deux flèches littorales (5,4 %) situées à l'embouchure de la rivière Saint-Jean. La côte présente 2 orientations distinctes, soit de l'ouest-nord-ouest vers l'est-sud-est du côté ouest de la pointe de Mingan et de l'ouest-sud-ouest vers l'est-nord-est à l'est de la pointe de Mingan.

Les sources sédimentaires à l'intérieur de la cellule hydrosédimentaire de Longue-Pointe-de-Mingan sont importantes. Les apports sédimentaires proviennent essentiellement des falaises à l'ouest de la rivière Saint-Jean (section 3.2.3.1) et des sédiments transportés par la rivière Saint-Jean (3.2.3.3). Les barres sableuses localisées sur le bas estran et dans la zone pré-littorale jouent, quant à elles, un rôle transitoire dans la dynamique sédimentaire du système (3.2.3.4).

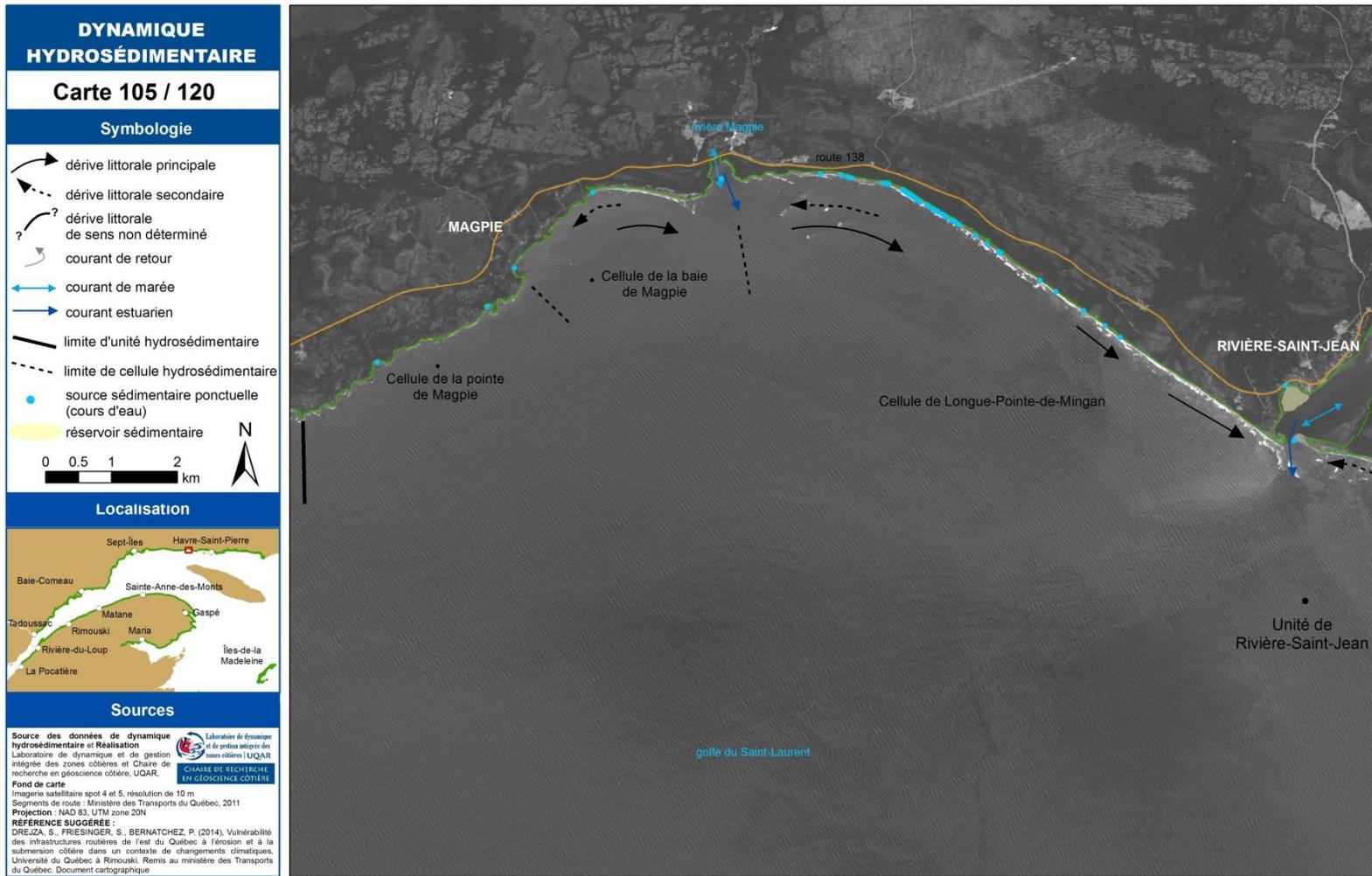


Figure 25. Cellule hydrosédimentaire de Longue-Pointe-de-Mingan, 1 de 3

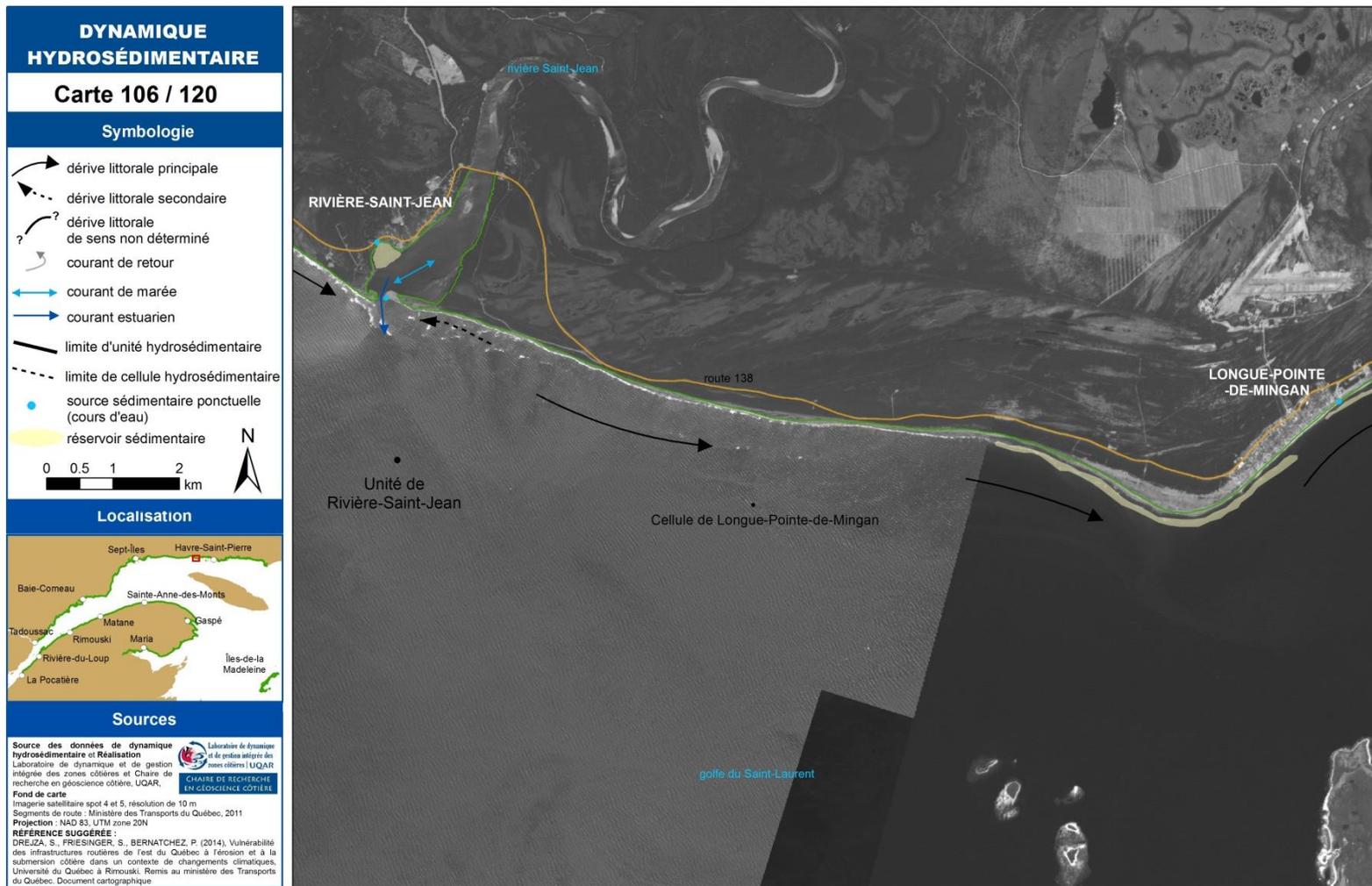


Figure 26. Cellule hydrosédimentaire de Longue-Pointe-de-Mingan, 2 de 3

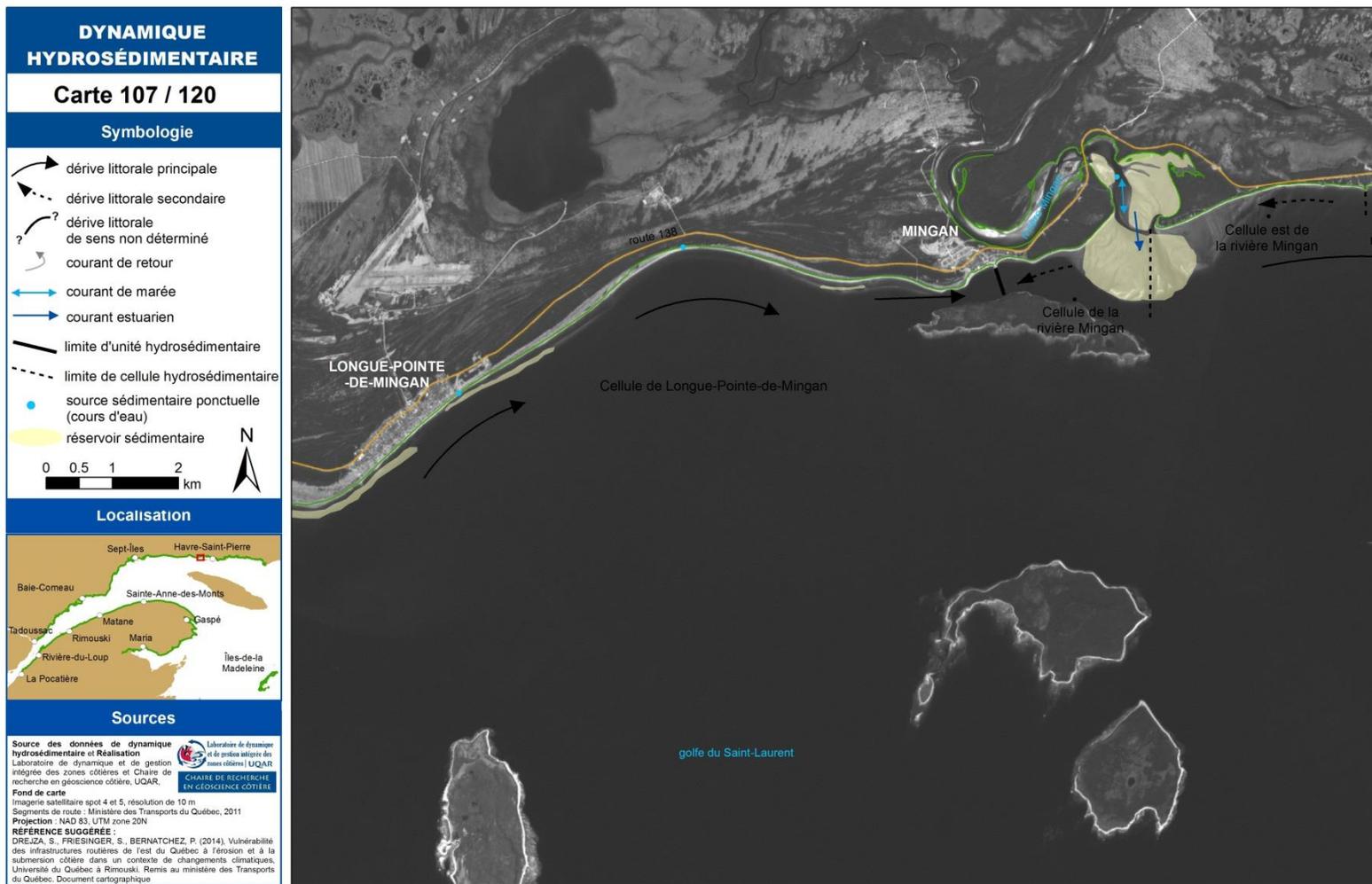


Figure 27. Cellule hydrosédimentaire de Longue-Pointe-de-Mingan, 3 de 3

### **3.2.2. Caractéristiques granulométriques**

Les chiffres présentés dans toute cette section excluent les échantillons EMIN\_01 (figure 29). En effet, comme ces échantillons proviennent de l'intérieur de la flèche, c'est-à-dire du côté faisant face à la rivière et non à la mer, et qu'il s'agit d'une zone favorable à la sédimentation des particules fines, la répartition des classes granulométrique y est considérablement différente. Cette différence est particulièrement frappante sur l'échantillon du bas estran où les boues, c'est-à-dire les limons et les argiles, comptent pour une proportion de 59,8 %. Ainsi, en excluant les échantillons EMIN\_01, le haut estran supérieur de Longue-Pointe-de-Mingan est composé presque exclusivement de sables (moyenne des échantillons de 99,34 %) et d'une infime faible portion de graviers (0,66 %). Le haut estran inférieur cette fois est aussi surtout composé de sables (moyenne de 65,77 %), mais la portion de graviers est ici plus importante et compte pour 34,03 % (moyenne). Enfin, le bas estran est lui aussi surtout composé de sable, généralement plus fin que sur le haut estran, dans une proportion moyenne de 81,13 %, mais aussi de graviers (18,45 %).

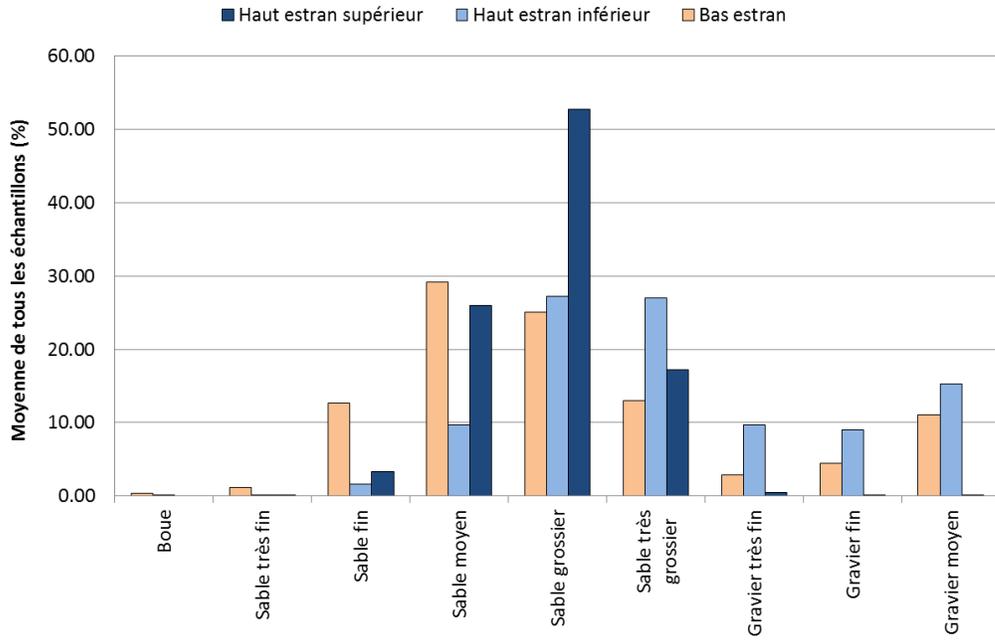
La portion supérieure du haut estran de Longue-Pointe de Mingan (première ligne de diagrammes circulaires) est principalement composée de sables moyen, grossier et très grossier. Les sables grossiers sont les plus abondants avec des proportions variant entre 37,99 % et 67,20 % pour une moyenne de 52,69 %. Ici, la proportion de sables moyens varie entre 8,52 % et 45,48 % pour une moyenne pour l'ensemble des échantillons de haut estran supérieur de 25,98 %. Quant aux sables très grossiers, ils sont moins abondants, mais comptent tout de même pour des proportions de l'ordre de 5,54 % à 37,96 % pour une moyenne de 17,26 %. Ainsi, il s'agit d'une zone où les sédiments sont très bien triés et concentrés sur trois classes granulométriques limitrophes (figure 28).

La portion inférieure du haut estran (deuxième ligne de diagrammes circulaires) est elle aussi principalement composée de sable moyen, grossier et très grossier, mais dans des proportions légèrement différentes. Ce sont, ici aussi, les sables grossiers qui sont les plus abondants avec des proportions variant entre 2,79 % et 56,32 % pour une moyenne de 27,21 %. Viennent ensuite les sables très grossiers pour lesquels les proportions varient entre 3,62 % et 49,89 % pour une moyenne de 27,04 %. Enfin, les proportions de sables moyens varient entre 1,63 % et 43,77 % pour une moyenne de 9,77 %. Enfin, alors que les graviers très fins et fins sont pratiquement absents du haut estran supérieur, il compte ici pour en moyenne 9,74 % et 9,03 % respectivement. Plus exactement, la proportion des graviers très fins varie entre 0 % et 20,00 % et celle des graviers fins, entre 0 % et 22,85 %. Ainsi, les sédiments sont un peu moins bien classés que ceux du haut estran supérieur et les proportions de classes plus fines (sables) diminuent au profit de classes granulométriques plus grossières (graviers) (figure 28).

Le bas estran est composé de sable très fin, de sable fin, de sable moyen et de sable grossier de même que de graviers très fins, fins et moyens. Par rapport au haut estran, les classes granulométriques plus fines sont plus abondantes. Le sable moyen est

présent dans des proportions variant entre 1,23 % et 59,98 % pour une moyenne de 29,18 %. Le sable grossier compte pour des proportions similaires avec une moyenne variant entre 4,29 % et 55,42 % pour une moyenne de 25,12 %. Le sable fin qui comptait pour moins de 4 % sur les entités géomorphologiques du haut estran compte ici pour en moyenne 12,66 % avec des proportions variant entre 0,42 % et 48,65 %. Le sable très fin, qui comptait pour moins de 1 % sur le haut estran, est présent dans des proportions variant entre 0 et 7,64 % pour une moyenne de 1,18. Enfin, les boues, c'est-à-dire les limons et les argiles, comptent pour des proportions variant entre 0 % et 1,65 % pour une moyenne de 0,43 %. Ainsi, le bas estran est favorable à la sédimentation des particules plus fines, mais aussi de particules plus grossières.

À la lumière de ces résultats, on observe à Longue-Pointe-de-Mingan une répartition des classes granulométriques le long des transects qui est typique d'un environnement sableux relativement homogène où les particules sont plus fines sur le bas estran et plus grossières sur le haut estran. Sur le haut estran, la distribution de l'énergie des vagues sur ce type de plage explique que la concentration de particules plus grossière (graviers) soit plus importante dans la zone de déferlement (généralement la portion inférieure du haut estran) que dans la zone de jet de rive ou encore dans la zone la moins souvent inondée (généralement la portion supérieure du haut estran). Enfin, spatialement, on constate que, sur le haut estran inférieur, les proportions de sables sont plus élevées et que les graviers ne sont plus représentés devant les transects 8 et 9, c'est-à-dire localisés sur la pointe (figure 29). Ce changement granulométrique pourrait être lié à la dérive littorale, qui s'effectue d'ouest en est, et qui mobilise plus facilement les sables pour ensuite les déposer dans une zone favorable à l'accumulation et la sédimentation, c'est-à-dire la pointe, là où les hauts estrans sont plus larges et plus dissipatifs. Finalement, à l'exception des particules les plus fines qui ne peuvent être déposées sur la plage, les classes granulométriques rencontrées sur le haut estran sont les mêmes que celles transportées par la rivière et libérées des unités sableuses des falaises en érosion de Rivière-Saint-Jean.



**Figure 28. Proportion moyenne de tous les échantillons en fonction de leur position sur l'estran**

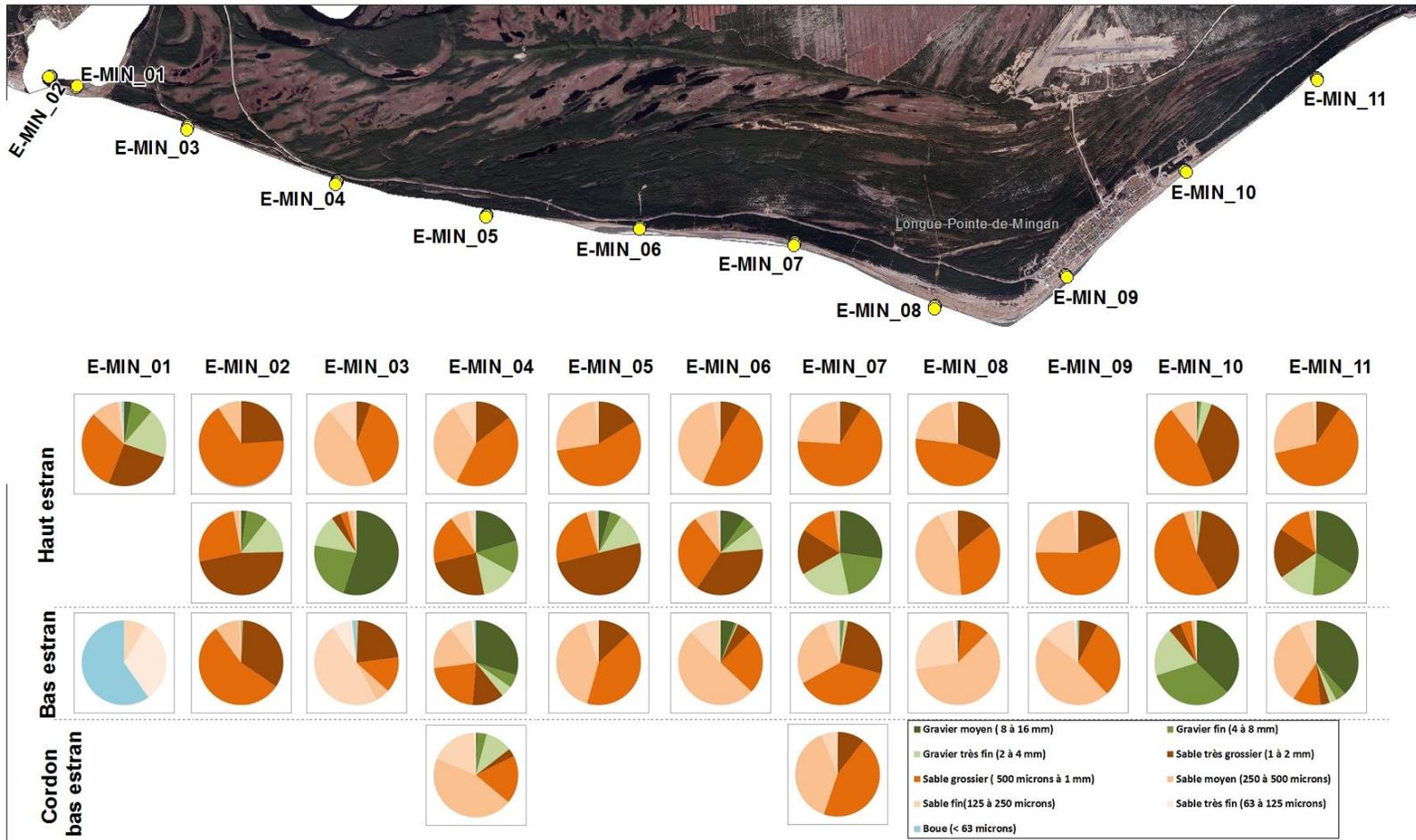


Figure 29. Granulométrie des échantillons de Longue-Pointe-de-Mingan

### 3.2.3. Apports sédimentaires à l'échelle historique et récente

#### 3.2.3.1. Évolution holocène du delta émergé de la rivière Saint-Jean

Les marques dans le paysage de la région d'étude de Longue-Pointe-de-Mingan nous permettent de décrire son évolution holocène, c'est-à-dire son évolution au cours des 10 000 dernières années environ (figure 31). En ce qui a trait à la dynamique côtière, l'évolution qui nous intéresse ici est en grande partie liée à la variation du niveau marin relatif (figure 30) (Dubois, 1979 ; Bernatchez, 2003) et à la construction de l'important complexe deltaïque de la rivière Saint-Jean et de la rivière Magpie lequel s'est mis en place en plusieurs étapes comme en témoignent les différentes directions des anciennes lignes de rivage (Dubois, 1979).

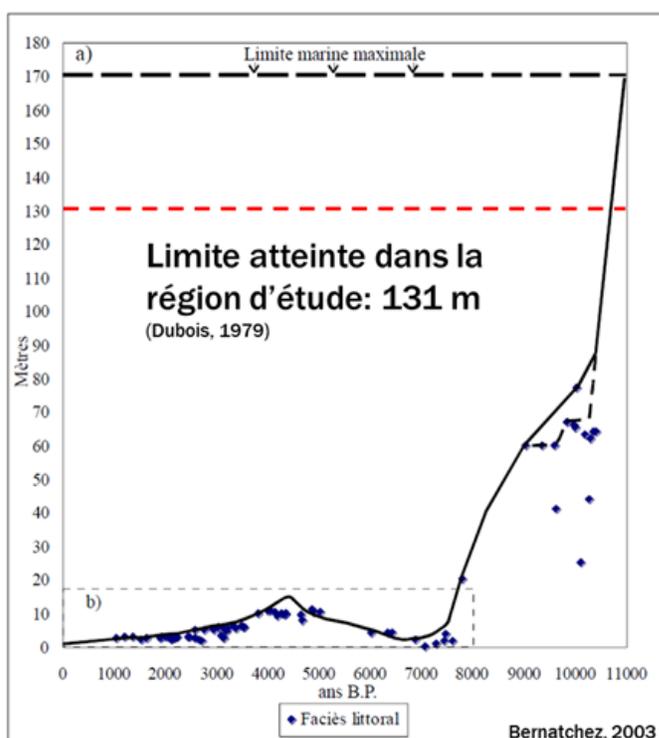


Figure 30. Courbe d'émersion des terres pour la Moyenne Côte-Nord (Tiré de Bernatchez, 2003), de droite à gauche : évolution du niveau marin relatif de 11000 ans BP à l'actuel

La rivière Saint-Jean, au cours de son histoire holocène, a contribué à la mise en place d'un important complexe deltaïque. En effet, avec l'abaissement du niveau marin relatif entre 11 000 BP et 9000 ans BP, lorsque le niveau marin relatif a atteint un maximum de 131 m d'altitude (figure 30) (Dubois, 1979 ; Dubois et St-Pierre, 1986 ; Bernatchez, 2003), la rivière Saint-Jean a transporté des sédiments terrigènes vers son embouchure et a construit un important delta qui s'avancait vers le large à mesure que le niveau marin relatif diminuait. Le littoral, c'est-à-dire le front de ce delta, s'avancait alors au large de la position actuelle du littoral. Le fait que l'ancien chenal à l'ouest de l'embouchure actuelle, les anciennes lignes de rivages et la falaise morte à l'ouest de l'embouchure actuelle (flèches vertes sur la figure 32) soient tous tronqués soutient que ces entités se prolongeaient anciennement vers le large, tout comme le delta sur lequel ils prennent place.

Puis, avec la remontée du niveau marin relatif lors de la transgression laurentienne de 6500 ans à 4300 ans BP, se produit une érosion majeure du front deltaïque. Au cours de cette période, le niveau marin relatif culmine à 14 m d'altitude. La falaise pointée à l'aide d'une flèche jaune à la figure 32 a été taillée par les vagues et les courants côtiers et témoigne du haut niveau d'eau atteint durant cette période. L'érosion du front du delta qui se produit alors libère des quantités importantes de sédiments qui sont déplacés et déposés vers l'est sous l'effet de la dérive littorale, qui comme aujourd'hui, s'effectuait vers l'est.

Enfin, l'abaissement du niveau marin relatif suivant la transgression laurentienne laisse lui aussi quelques traces dans le paysage. Par exemple, la basse terrasse (flèche orange à la figure 32) au pied de la falaise morte (flèche jaune à la figure 32) est constituée d'anciennes plages mises en place après 4300 ans. Le littoral actuel entre l'embouchure de la rivière Saint-Jean et Longue-Pointe-de-Mingan recoupe d'ailleurs une série de lignes de rivage datées entre 1660 BP et 1380 BP (Long 1982 ; Long et al., 1984 ; Lambert, 1986). Ceci indique que cette terrasse a déjà été plus large, mais à son tour, elle est en érosion depuis probablement plusieurs centaines d'années et il n'en reste aujourd'hui qu'une mince bande. Du côté ouest de l'embouchure de la rivière Saint-Jean, cette terrasse a complètement disparu sous l'effet de l'érosion. Il ne subsiste de ce côté de la rivière qu'une relique en forme de triangle directement à l'ouest de l'embouchure (figure 32).

La morphologie sous-marine renseigne aussi sur le transport sédimentaire à l'échelle centenaire et millénaire. Les courbes bathymétriques à l'ouest de l'embouchure indiquent une pente sous-marine constante et moyennement abrupte (figure 32) n'indiquant aucun signe d'accumulation à proximité du littoral. Cette observation est conséquente avec l'absence de la basse terrasse décrite au paragraphe précédent. Par contre, entre l'embouchure de la rivière Saint-Jean et la Longue Pointe de Mingan, on distingue une vaste plateforme côtière de plus de 1 km de largeur (voir courbe de -5 m surlignée en rouge) ainsi qu'un delta actuel à l'est de l'embouchure (voir courbe de -15 m surlignée en vert) qui vont en s'élargissant vers l'est (voir section 3.2.3.4 pour plus de détails). Ces observations confirment que le transport sédimentaire s'effectuait de

l'ouest vers l'est au cours de la transgression laurentienne et donc que les sédiments arrachés aux falaises de part et d'autre de l'embouchure se déposaient à l'est du secteur B (figure 31).

L'analyse des entités morphologiques holocènes et de la bathymétrie permet d'identifier, à l'échelle de la cellule hydrosédimentaire, la limite entre la portion amont, en érosion, et la portion aval, en accumulation. Cette limite se situe entre les secteurs A et B. Lors de la transgression laurentienne, cette limite correspondait à la fin de l'escarpement vers l'est, derrière la basse terrasse (flèche jaune sur la figure 32). Le sommet de la falaise morte passe effectivement de 20 m d'altitude près de l'embouchure, à 17 m au secteur A et à 9 m au secteur B. De même, la base de la falaise (basse terrasse) passe de 12 m à l'embouchure, à 7 m au secteur A et à 4 m au secteur B. Le dénivelé s'estompe ainsi rapidement entre les secteurs A et B et disparaît complètement à l'est du secteur B. À l'endroit où l'altitude est la plus basse, l'arrière-côte devient une grande plaine marquée seulement par des formes d'accumulation, notamment des plages soulevées, sur près de 3 km de largeur derrière le village de Longue-Pointe-de-Mingan. Ainsi, pendant que les falaises du front du delta étaient en érosion, les sédiments érodés se déposaient vers l'est, à partir du secteur B. On identifie aussi cette limite grâce à l'élargissement de la plate-forme sous-marine entre les secteurs A et B, ce qui modifie l'hydrodynamisme à la côte. De plus, on observe que la configuration de la côte se modifie à cet endroit en passant d'une orientation sud-sud-ouest à une orientation sud. Finalement, l'évolution historique mesurée (1948-2014) présente un recul important et continu à l'ouest de cette limite et généralement de l'accumulation dans la partie est.

En conséquence, le secteur problématique A appartient à une zone, qui à l'échelle holocène et historique est davantage caractérisée par l'érosion. Le secteur problématique B, quant à lui, est localisé dans une zone de transition où l'alternance entre les avancées et les reculs est plus marquée et qui, même il y a plusieurs milliers d'années, se situait au début de la zone d'accumulation du système côtier. Ce secteur n'est toutefois pas localisé dans la zone 4, où culmine l'accumulation.

Bref, les indices topographiques et bathymétriques permettent de confirmer que les variations du niveau marin relatif et les apports sédimentaires du bassin versant de la rivière Saint-Jean durant l'holocène ont permis la formation de corps sédimentaires importants et offrent un contexte sédimentaire pour la compréhension de l'évolution côtière historique et récente.

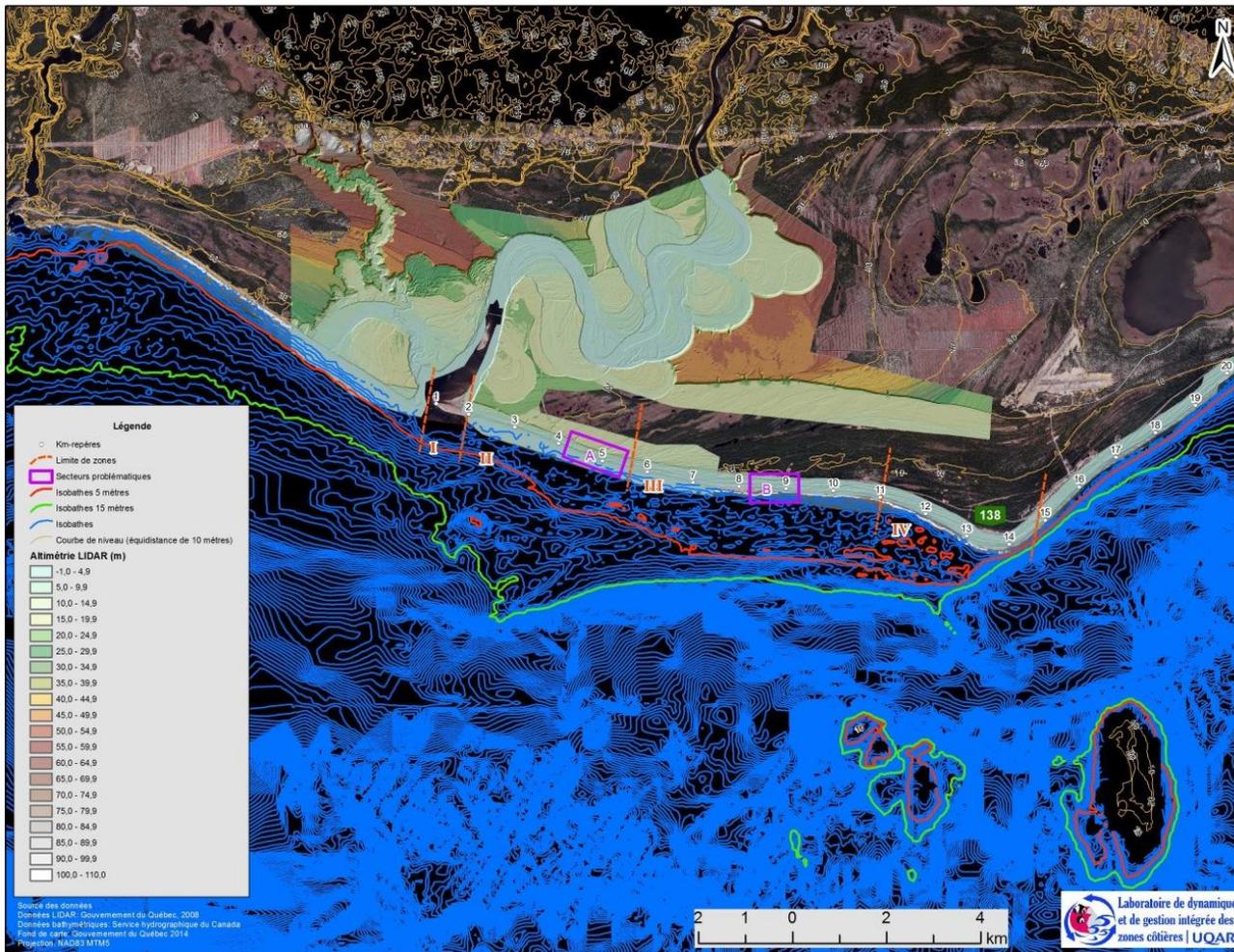


Figure 31. Topographie et bathymétrie de la région d'étude

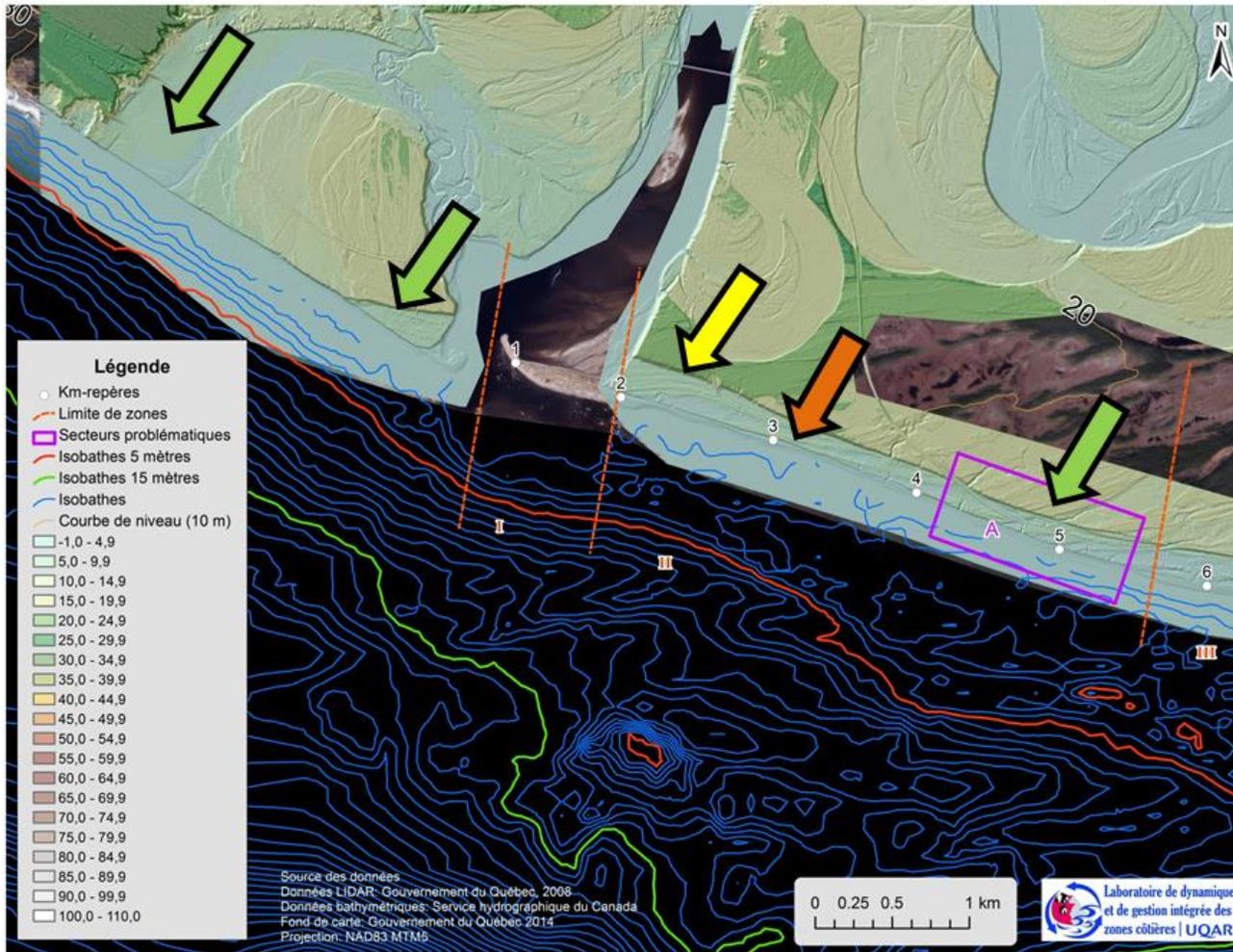


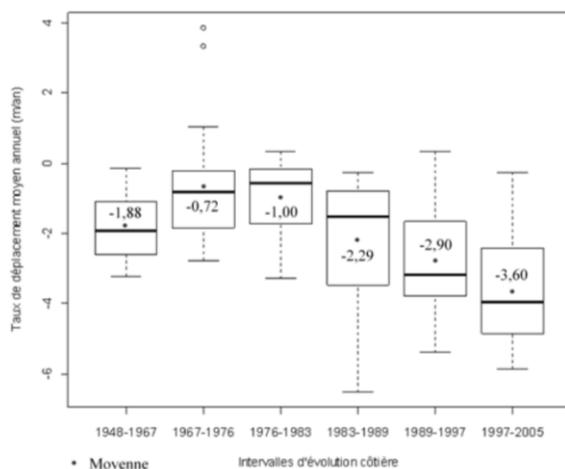
Figure 32. Topographie et bathymétrie de l'embouchure de la rivière Saint-Jean

### 3.2.3.2. *Contribution des falaises à l'ouest de l'embouchure de la rivière Saint-Jean et évolution du trait de côte historique*

La section comprise entre les rivières Magpie et Saint-Jean est essentiellement constituée de falaises vives taillées à même le complexe deltaïque d'une hauteur variant entre 2 et 22 m (Boucher-Brossard, 2012 ; Boucher-Brossard et Bernatchez, 2013). Ces falaises sont généralement constituées d'une unité silt-argileuse surmontée d'une unité sableuse contenant parfois du gravier et des galets (Boucher-Brossard, 2012). Au-dessus de celles-ci, une unité de sables indurés, nommée orstein, s'est développée. Enfin, à la surface, il y a un sol organique. Pour certains secteurs, la tourbe s'est accumulée au-dessus d'un orstein ou d'une unité intertidale pour former un bog (tourbière ombrothrope) non structuré (Dubois, 1979, dans Boucher-Brossard, 2012). Ailleurs, c'est un écosystème forestier qui occupe le sommet des falaises. La proportion de chacune des unités à l'intérieur de la colonne stratigraphique varie spatialement. Les falaises de rivière Saint-Jean évoluent tout au long de l'année via des processus gravitationnels, hydrogéologiques, hydrodynamiques et de météorisation qui varient spatialement et temporellement en fonction des caractéristiques lithostratigraphiques des falaises et des conditions climatiques saisonnières (Boucher-Brossard, 2012).

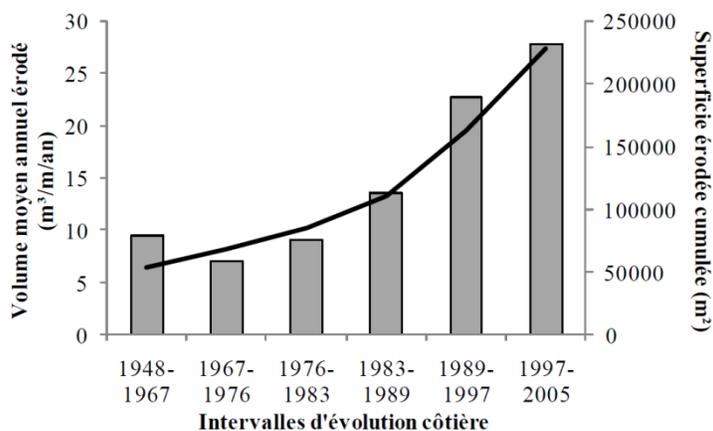
L'étude de l'évolution historique de la falaise côtière à l'ouest de la rivière Saint-Jean a été réalisée par Boucher-Brossard (2012) et les mêmes intervalles de temps utilisés pour la présente étude ont été utilisés, sauf pour la période récente 2005-2014 qui ne faisait pas partie de l'étude. Globalement, on observe une augmentation exponentielle de l'érosion dans le temps.

Ces falaises connaissent un taux moyen de recul annuel très élevé. Au cours de la période historique de 1948-2005, celui-ci s'élève à -0,95 m/an (Boucher-Brossard, 2012). L'extrémité est du secteur, c'est-à-dire sur un peu plus de 2 km directement en amont de la rivière Saint-Jean, enregistre au cours de la période historique de 1948-2005 un taux de recul de -1,97 m/an, soit un des plus élevés de l'ensemble du Québec maritime (Boucher-Brossard, 2012). Les 46 stations de mesure du Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières de l'UQAR situées sur la même zone (soit sur 2,2 km à l'ouest de la rivière Saint-Jean) indiquent un recul moyen de 2,06 m/an entre 2005 et 2014. L'érosion est ainsi toujours importante dans ce secteur pour la période récente, mais en diminution par rapport aux trois périodes précédentes qui présentaient des taux respectifs de -2,29, -2,90 et -3,60 m/an (figure 33).



**Figure 33 Distribution des taux d'érosion historiques pour le site de Rivière Saint-Jean entre 1948 et 2005 (tiré de Boucher-Brossard, 2012)**

Toujours pour cette zone spécifique, le calcul du volume de sédiments ainsi libéré indique qu'une moyenne de 864,6 m<sup>3</sup>/m de sédiments a été érodée entre 1948 et 2005. Un peu plus de 25 % de ces sédiments ont été érodés pendant la période 1997-2005 avec une moyenne de 222,4 m<sup>3</sup>/m. À l'échelle annuelle, ceci représente donc une érosion de 27,79 m<sup>3</sup>/m/an entre 1997 et 2005 (Boucher-Brossard, 2012). En comparaison, l'intervalle le moins érosif, 1967-1976, a provoqué le retrait de 6,99 m<sup>3</sup>/m/an (Boucher-Brossard, 2012).



**Figure 34. Évolution du volume moyen annuel érodé aux falaises à l'ouest de la rivière Saint-Jean (tiré de Boucher-Brossard, 2012)**

L'augmentation exponentielle de l'érosion des falaises à l'ouest de la rivière Saint-Jean entre 1948 et 2005 s'explique par un grand nombre de facteurs aggravants l'érosion (Boucher-Brossard, 2012) : 1) la falaise est verticale et orientée vers le sud-est, elle n'accumule donc pas beaucoup de neige en hiver et est exposée au rayonnement

solaire directe favorisant les cycles gel-dégel ; 2) les sédiments qui composent la falaise, notamment la présence d'une unité prodeltaïque épaisse à plusieurs endroits le long du site, permettent à une variété de processus de s'opérer efficacement ; 3) la falaise est assez haute pour permettre les glissements rotationnels, un processus qui produit des reculs de forte ampleur ; 4) la tourbière qui borde la falaise est sensible aux changements dans le régime des précipitations, des températures, des niveaux de l'eau et des tempêtes. Les taux de recul les plus importants ont été mesurés entre 1996-2006, cette période étant celle où les températures étaient les plus chaudes et où il y a eu beaucoup de précipitations (Boucher-Brossard, 2012). De plus, les forts reculs enregistrés à l'automne 2010, à la suite de la tempête du 6 décembre 2010, montrent que les tempêtes conditionnent aussi le rythme de recul de cette falaise. Ces informations sont validées par Bernatchez et al. (2014) qui ont identifié plusieurs situations climatiques propices à l'érosion de ces falaises avec un suivi par caméra sur plusieurs saisons. Les cycles gel-dégel (induits par le rayonnement solaire en période hivernale) ainsi que le dégel printanier sont les paramètres les plus déterminants pour le déclenchement d'événements d'érosion.

Pour toute la section comprise entre les rivières Magpie et Saint-Jean, les plages plus étroites et plus basses ne modulent que peu l'énergie des vagues et leur permettent d'atteindre la base de la falaise. Ceci maintient l'activité de la falaise et l'empêche d'atteindre un équilibre gravitaire. Il suffit généralement de seulement quelques marées, parfois une seule, pour évacuer les importants volumes de sédiments libérés par la falaise (Boucher-Brossard, 2012).

En raison de la dérive principale vers l'est, l'érosion de la falaise de Rivière Saint-Jean constitue donc une source sédimentaire importante qui alimente de manière pratiquement continue la cellule hydrosédimentaire de Longue-Pointe-de-Mingan.

### 3.2.3.3. Contributions de la rivière Saint-Jean et conditions hydrologiques historiques

La rivière Saint-Jean, directement en amont du site d'étude de Longue-Pointe-de-Mingan, coule dans sa portion aval sur le complexe deltaïque et l'érosion de ces berges contribue elle aussi au transfert de sédiment vers la côte. Cataliotti-Valdina et Long (1983) indiquent que « les berges sont constituées essentiellement d'un mélange de sable silteux, de sable, de graviers et de galets. Dans la partie inférieure du cours, elles sont constituées par des falaises verticales d'argiles de la mer de Goldthwait qui sont surmontées par des dépôts deltaïques anciens ». Les berges de la rivière subissent de l'érosion sous l'effet de la rivière mais aussi des processus subaériens (cryogéniques ou hydrogéologique par exemple). Aussi, le relèvement isostatique résiduel de 3 mm/an (Dubois, 1980 in Cataliotti-Valdina et Long, 1983) entraîne le surcreusement continu du lit de la rivière (Cataliotti-Valdina et Long, 1983) dans les sédiments deltaïques et dans les sédiments argileux de la mer de Goldthwaith. Ceci qui contribue à la continuité de l'apport sédimentaire de la rivière. Le lit de l'estuaire de la rivière est principalement composé de sable grossier.

Il a été évalué lors de la crue de mai 1980 que la charge solide en suspension atteignait 2070 tonnes<sup>3</sup> par cycle tidal, contribuant à alimenter l'avant-côte au large de l'embouchure (Cataliotti-Valdina et Long, 1983). À l'aide des mesures historiques de débit, on constate que la crue printanière de mai 1980 (mesurée aux stations hydriques des rivières Moisie, Magpie et Romaine correspond à une crue dans la moyenne des données historiques). Les événements de crues permettent ainsi de déplacer des quantités significatives de sables. La vitesse d'écoulement, et donc la capacité d'érosion et de transport, étant liée au débit ( $\text{Débit} = \text{Aire} \times \text{Vitesse}$ ), l'identification des événements de forts débits sous-tend l'identification d'événements d'apport sédimentaire au système plus importants que ce qui serait normalement observé.

La rivière Saint-Jean n'étant pas artificialisée, il n'y a pas d'entraves au transport de sédiment. À ce sujet, Lupien *et al.* (1979) avaient évalué que l'artificialisation (régularisation) de la rivière Saint-Jean aurait pour effet de réduire de 35 % le transport de sédiment sableux à la côte et aurait un impact sur l'érosion du littoral.

Malheureusement, aucune station hydrique ne permet de mesurer le débit de la rivière Saint-Jean. Cependant, les données, disponibles sur les rivières Moisie (125 km à l'ouest), Magpie (10 km à l'ouest) et Romaine (35 km à l'est), ont permis d'identifier les tendances communes aux trois rivières et ainsi de pouvoir extrapoler les données pour la rivière Saint-Jean. Les débits maximums (Q max) et les débits supérieurs à 95 % (Q 95) des débits ont été utilisés comme indicateurs, car ils représentent la plus forte capacité de transport sédimentaire. À titre indicatif, les débits médians (50 % des débits, Q 50) sont présentés afin d'offrir un autre indice de comparaison des trois rivières.

Les résultats montrent que les trois rivières répondent clairement aux mêmes conditions météorologiques (figure 35), et ce, pour les trois niveaux de débits (Q max, Q 95 et

---

<sup>3</sup> Si on considère que 1 m<sup>3</sup> de sable pèse environ 1,6 tonne, il s'agit d'un volume d'environ 1300 m<sup>3</sup>.

Q 50). Mises à part quelques différences, l'ensemble des débits standardisés suit la même tendance et on peut donc extrapoler les résultats à la rivière Saint-Jean avec un bon degré de confiance.

Globalement, sur l'ensemble des séries de données, deux grandes périodes se distinguent avec une année pivot en 1984 (figure 35). De 1966 à 1984, les débits maximums et 95<sup>e</sup> centile sont généralement positifs sauf seulement une pointe négative pour les 3 rivières en 1968 et quelques pointes négatives pour la Magpie. À l'opposé, entre 1985 et 2015, la grande majorité des débits maximum et 95<sup>e</sup> centile sont négatifs, à part pour 1998, qui montre une pointe fortement positive pour les trois rivières et quelques pointes positives notables en 2002, 2003 et 2014. Les données suggèrent donc que les débits maximums et 95<sup>e</sup> centile sont plus faibles pour les trois rivières de 1985 à 2014 avec une moyenne de  $-0,36 \text{ m}^3/\text{s}$  comparativement à  $0,54 \text{ m}^3/\text{s}$  de 1966 à 1984. Le signal le plus fort selon les données des débits standardisés maximum et 95<sup>e</sup> centile annuels des trois rivières combinées (figure 35) est le sommet atteint en 1981 suivi d'une forte baisse pour atteindre un minimum historique en 1987. L'analyse selon les périodes utilisées pour l'évolution côtière permet de préciser la variabilité des débits (figure 35).

La période 1948-1967 comprend seulement des données à partir de 1957 pour la rivière Romaine. On ne peut donc pas utiliser ces données comme comparatif à la rivière Saint-Jean. Seulement l'année 1966 présente une forte corrélation entre les trois rivières avec un débit maximum au-dessus de la moyenne pour les trois rivières. On observe cependant une forte variabilité interannuelle en passant au-dessus et en dessous de la moyenne en alternance à chaque année de 1957 à 1966 (figure 35).

Durant la période 1967-1975, aucune tendance nette ne se dessine. On note une pointe sous la normale en 1968 et deux pointes au-dessus de la normale en 1969 et en 1972. Les rivières Moisie et Romaine ont une moyenne légèrement positive tandis que la Magpie varie du positif au négatif en alternance avec une moyenne légèrement négative (tableau 7).

Entre 1976 et 1982, tous les débits sont positifs et c'est la période qui enregistre les plus forts débits (Q max standardisé moyen =  $0,90 \text{ m}^3/\text{s}$ ). On observe une diminution des débits de 1976 à 1980, suivie d'une année record en 1981 avec des débits maximum et 95<sup>e</sup> centile nettement au-dessus de la moyenne pour les trois rivières (figure 35).

La période 1983-1988 est la deuxième période avec les débits maximums les plus faibles après la période 1989-1997. Elle subit une diminution marquée des débits pour atteindre un minimum record en 1987, tant pour les débits maximums que pour les débits 95<sup>e</sup> centile.

La période 1989-1996 est celle qui compte les plus faibles débits maximums et 95<sup>e</sup> centile avec une moyenne de  $-0,69 \text{ m}^3/\text{s}$ . On note aussi les plus faibles débits médians.

La période 1997-2004 connaît une hausse des débits notable par rapport aux deux périodes précédentes, sans cependant atteindre les forts débits de la période 1976-

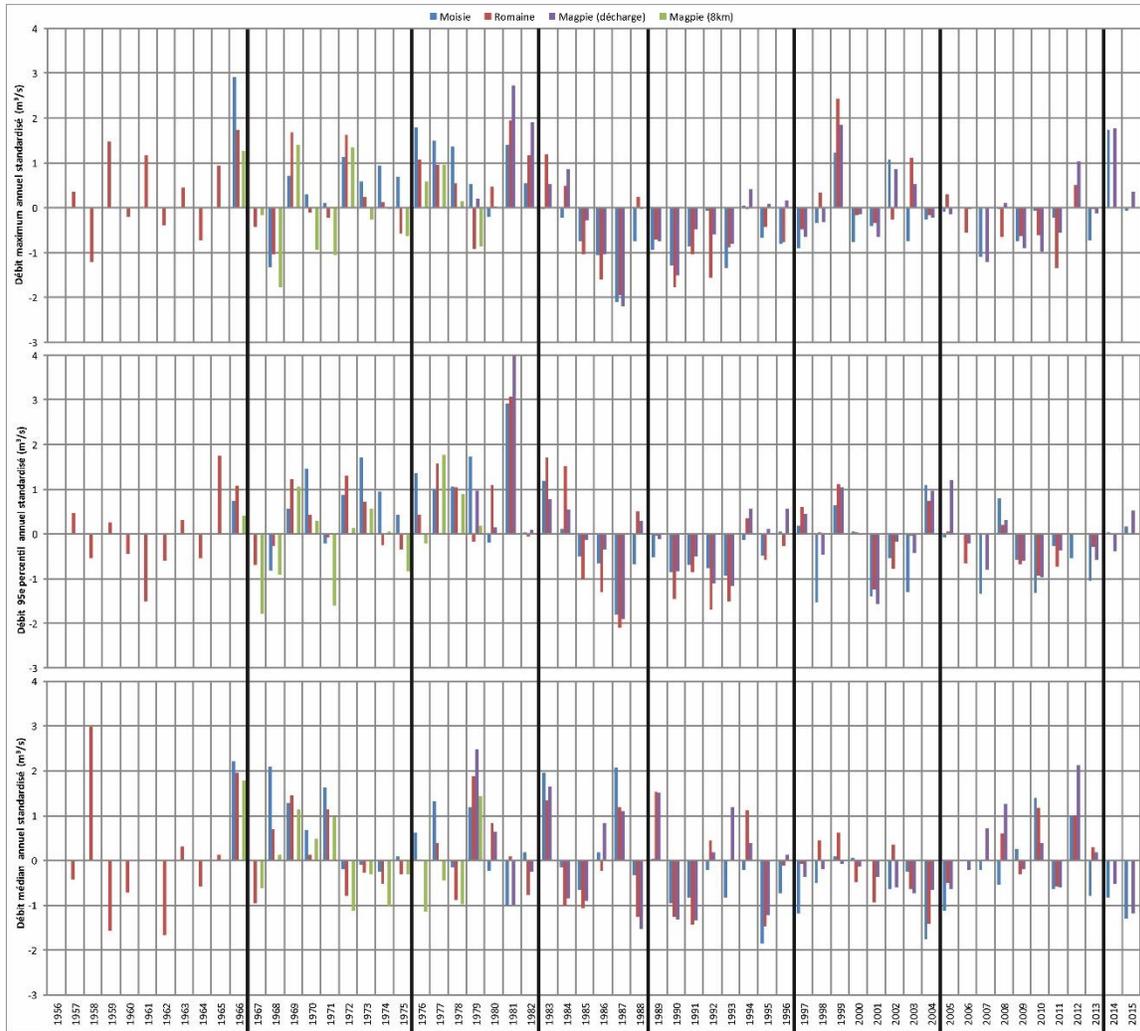
1982. On note cependant que les débits 95<sup>e</sup> centile sont faibles, et que les débits médians sont sous la moyenne pour presque la totalité des années et des rivières.

Enfin, la période 2005-2014 marque un retour à de faibles débits maximums et 95<sup>e</sup> centile avec un Q max standardisé moyen de -0,19 m<sup>3</sup>/s pour les trois rivières.

Dans l'ensemble, on observe que les débits maximums et les débits du 95<sup>e</sup> centile ont été moins importants au cours des intervalles récents (depuis 1983). Le volume de sédiments transportés par la rivière a donc été potentiellement plus faible. Ainsi, alors que, d'après les mesures d'érosion et d'évolution, l'apport sédimentaire des falaises a été à la hausse, celle de la rivière, d'après l'analyse des débits, a été à la baisse. Comme l'évolution des apports sédimentaires des deux sources principales est divergente et que la quantification et la granulométrie des volumes de chacune de ces sources ne sont pas connues, il est difficile d'évaluer si la quantité totale de sédiments qui entre dans le système, et plus spécifiquement des sédiments sableux, est à la hausse, stable, ou à la baisse.

**Tableau 7. Moyenne des débits pour les rivières Moisie, Magpie et Romaine selon les période utilisées pour l'évolution côtière**

Période	Rivière Moisie			Rivière Magpie			Rivière Romaine			Les trois rivières		
	Qmax	Q 95	Q 50	Qmax	Q 95	Q 50	Qmax	Q 95	Q 50	Qmax	Q 95	Q 50
1948-1966	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,36	0,03	0,04	nd	nd	nd
1967-1975	0,40	0,62	0,66	-0,23	-0,34	-0,07	0,15	0,23	0,07	0,09	0,15	0,20
1976-1982	0,99	1,13	0,27	0,94	1,10	-0,09	0,75	1,00	0,22	0,90	1,08	0,13
1983-1988	-0,81	-0,39	0,51	-0,35	-0,13	0,05	-0,44	-0,11	-0,17	-0,53	-0,21	0,13
1989-1996	-0,73	-0,54	-0,69	-0,43	-0,31	-0,06	-0,89	-0,76	-0,14	-0,69	-0,54	-0,30
1997-2004	-0,13	-0,34	-0,52	0,16	-0,02	-0,39	0,32	0,05	-0,26	0,12	-0,11	-0,39
2005-2014	-0,13	-0,48	-0,16	-0,10	-0,24	0,26	-0,38	-0,37	0,22	-0,19	-0,36	0,11

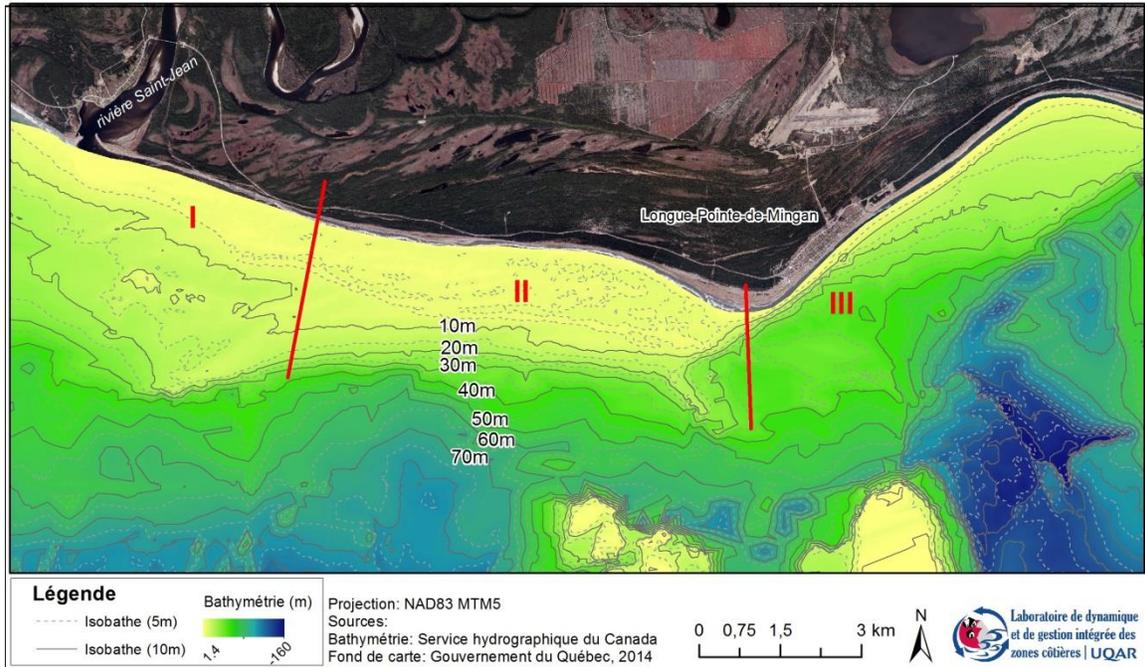


**Figure 35. Débits standardisés pour les rivières Moisie (1966-2015), Romaine (1957-2013) et Magpie (1966-1979 à la station 8km et 1979-2015 à la décharge). Les lignes verticales noires représentent les limites des périodes pour l'analyse de l'évolution côtière.**

#### 3.2.3.4. *Dépôts infralittoraux : bathymétrie et systèmes de barres de la zone pré-littorale*

La zone infralittorale entre l'embouchure de la rivière Saint-Jean et Longue-Pointe-de-Mingan est formée par une plate-forme peu profonde de 14 km de longueur et atteignant par endroits 2 km de largeur. Sa pente est faible (0,65 degré) et inclut un système de cinq barres parallèles à la côte, de 1 à 4 mètres de hauteur, réparties jusqu'à l'isobathe - 12 m (Ross et Long, 1989). Ross et Long (1989) caractérisent le système à barres dans le groupe VI de la classification de Greenwood et Davidson-Arnott (1979). Seule la première barre est visible à marée basse et joue ainsi un rôle important dans le déferlement des vagues. Sa présence serait due aux ondes de bord définies comme des vagues de périodes longues retenues le long du littoral (Hudier, 1987). Les autres barres sont mises en place par des houles progressives générées par le vent (Boczkar-Karakiewicz et al., 1983).

En incluant la portion en face du village de Longue-Pointe-de-Mingan, on peut définir trois sections relativement homogènes selon les données bathymétriques (figure 36, sections I, II et III). La section I présente une avant-côte en pente régulière jusqu'à 20 m de profondeur sur une distance de 3500 m de la côte. La pente s'accroît ensuite jusqu'à 50 m de profondeur. Ce corps sédimentaire correspond au delta de la rivière Saint-Jean et est positionné légèrement à l'est de l'embouchure de la rivière. Des barres d'avant-côte sont présentes, mais celles-ci ne sont pas aussi développées et continues que celles de la section II. La section II présente une plate-forme plus large et comprend cinq barres bien définies, dont la barre de déferlement à proximité de la plage. La pente est faible et s'accroît à partir de l'isobathe 10 m jusqu'à la profondeur de 60 m. La section III, située devant le village de Longue-Pointe-de-Mingan, présente une plate-forme étroite où l'isobathe de 10 m est à seulement 250 m de la ligne de rivage. La pente s'accroît entre 10 et 30 m de profondeur et un plateau d'environ 2 km de largeur se trouve vis-à-vis la longue pointe à une profondeur de 35 m.



**Figure 36. Bathymétrie de la zone pré littorale de la région de Longue-Pointe-de-Mingan (la bathymétrie est exprimée en altitude géodésique)**

Quelques études effectuées dans les années 80 sur le secteur problématique A ont permis de documenter la dynamique de la barre de déferlement (Long et Drapeau, 1983; Boczar-Karakiewicz *et al.*, 1983; Hudier, 1986, 1987; Tessier, 1987; Ross, 1988; Ross et Long, 1989). L'implantation d'instruments de mesure dans la zone intertidale par Hudier (1986), à l'automne 1986, a permis de décrire les caractéristiques morphologiques de la première barre sableuse et de mettre en évidence dans le premier creux l'établissement d'un cycle d'érosion-sédimentation corrélé aux courants de marée. La première barre permet le déferlement des vagues à marée basse et se comporte alors comme une plage alors qu'à marée haute, les vagues passent par-dessus sans déferler. Lors des tempêtes, une seconde ligne de déferlement apparaît au niveau de la crête de la deuxième barre et la première barre subit un aplanissement. C'est l'ensemble du profil qui subit un aplanissement sauf dans le premier creux qui subit une sédimentation. Lors d'une tempête survenue le 29 septembre 1986, un fort courant avec une vitesse maximale de 160 cm/s vers l'est s'est maintenu pendant toute la durée de la tempête entre la plage et la première barre, ce qui engendre une forte dérive littorale vers l'est. Les courants parallèles atteignent leur vitesse maximale (65 cm/s) à marée descendante entre la plage et la première barre en direction est. Durant les périodes de marée basse de vives-eaux, le premier creux joue le rôle d'un canal parallèle à la côte dans lequel le courant de marée est intensifié. En présence de houles obliques vers l'est, ce courant est forcé par la dérive littorale et devient unidirectionnel alors que par des houles frontales (ou par temps calme) son orientation s'inverse à marée basse en passant de 65 cm/s dans le sens est-ouest à 30 cm/s dans le sens est-ouest, ce qui maintient tout de même une dérive principale vers l'est.

Au niveau de la pente marine de la première barre, les courants oscillatoires provoquent un transport de masse vers la côte en période de faible houle. Au même endroit, en période de tempête, on observe une érosion intense. Long et Drapeau (1983) ont montré que la dérive littorale peut rester active jusqu'au deuxième creux, mais l'hypothèse d'un important courant de retour est aussi avancée par Hudier (1986) pour expliquer l'érosion de la pente marine de la première barre. Cette hypothèse de fort courant de retour pourrait en partie expliquer le recul constant de la côte mesuré au site problématique A (voir section 3.5.1.1). De plus, Ross (1988) a observé que les échanges entre la plage et la barre étaient relativement mineurs dans ce secteur. Des facies au litage vers le sud et l'est ont été observés par Ross (2008) sur la première barre et pourraient aussi confirmer l'existence de courants de retour. Davidson-Arnott et Greenwood (1976) ont démontré que l'action de ces courants explique la stabilité relative des barres. Selon Allen (1983), « pour des houles de période de 5,4 s et de 1,30 m d'amplitude, les courants de retour peuvent transporter du sable jusqu'à 4,38 km de la côte à une profondeur de 11,69 m » (cité dans Hudier, 1986).

Tous ces travaux effectués entre 1983 et 1989 sont basés sur au plus une année de données et ne peuvent décrire l'évolution à plus long terme de la morphologie des barres. L'analyse des photographies historiques dans la présente étude a permis d'observer que l'évolution de la ligne de rivage est par endroits influencée par la migration latérale des cordons de bas estran qui se déplacent d'ouest en est selon la dérive littorale principale (figure 37). Plus spécifiquement, lorsqu'un cordon de bas estran s'accrole à la plage (photo de 1997 sur figure 37), il se produit un engraissement momentané de la plage et un déplacement positif de la ligne de rivage (photo de 2005 sur figure 37). Au fur et à mesure que le cordon se déplace vers l'est, il y a un amincissement de la partie amont (pédoncule du cordon, photo de 1997 sur figure 37) qui devient une zone d'érosion alors qu'en aval le bilan devient positif. Ce cycle érosion-accumulation provoque une évolution de la ligne de rivage en dents de scie. Il arrive donc, par endroits, que des pointes d'érosion mesurées pour une période donnée laissent place à des pointes d'accumulation la période suivante. Il y a donc des inversions dans la tendance de l'évolution côtière d'une période à une autre. Ce type d'évolution côtière a été observé dans le secteur des plages de la région de Sept-Îles (Bernatchez et al., 2008 ; Moign, 1972). Dans cette région, le littoral est caractérisé par une évolution en dents de scie qui témoigne d'un cycle érosion-accumulation sur une période d'environ 10 ans. Dans le cas de Longue-Pointe-de-Mingan, l'accolement des barres a été observé sur une plus longue période et sans cyclicité précise. Sur la figure 37, on observe l'accolement de la barre de 1989 à 2005, mais l'accumulation visible en 2005 était toujours en place en 2014 et aucune autre barre n'est venue s'accoler depuis. Il semble donc que des variations au niveau de l'apport sédimentaire ou au niveau des conditions météo-marines et hydrodynamiques influencent ce processus et permettent l'accolement seulement sous des conditions précises (voir section 3.6).

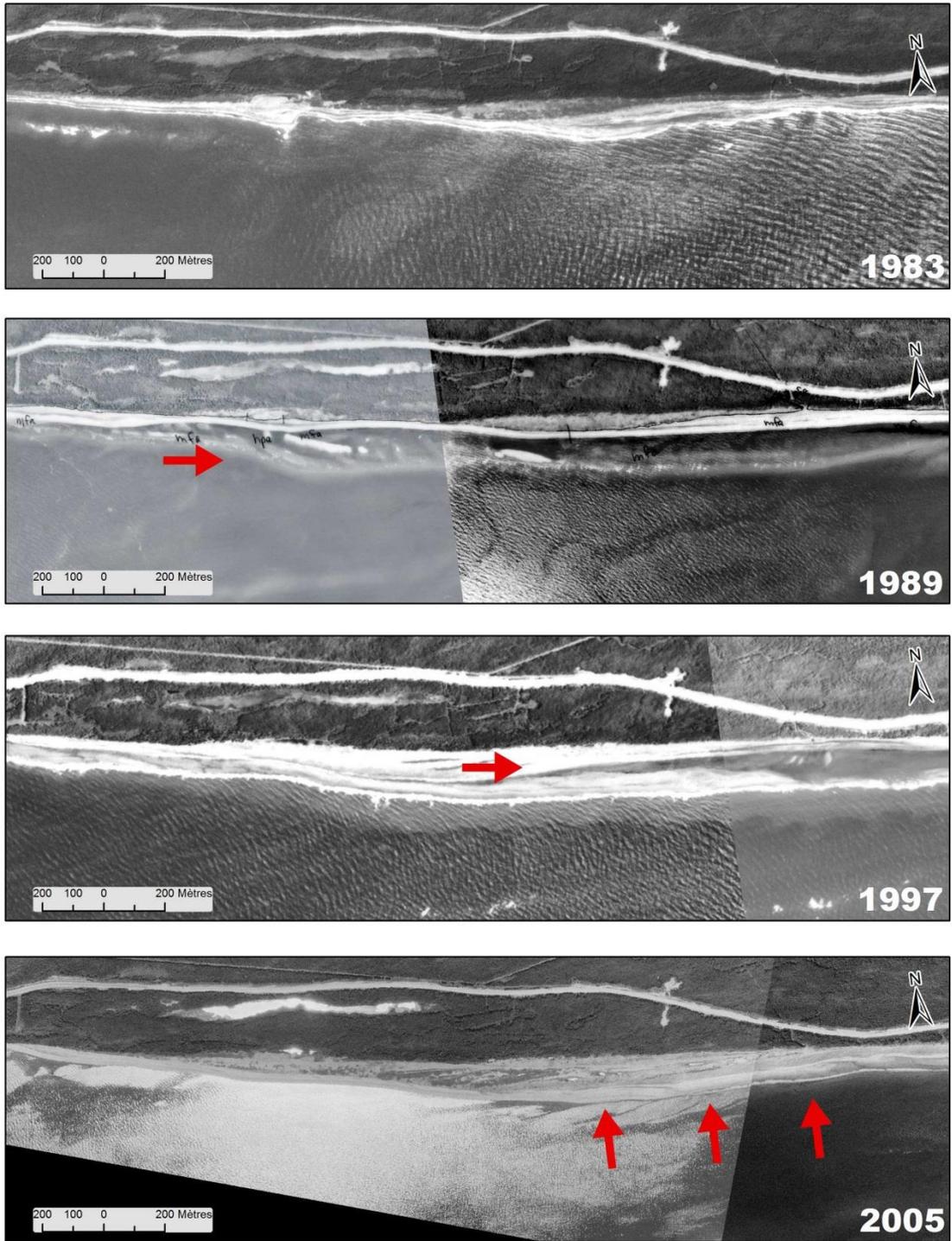


Figure 37. Étapes de formation, déplacement et accolement complet d'une barre à l'est du secteur problématique B

### **3.2.4. Morphologie de l'estran au cours du suivi 2013-2014**

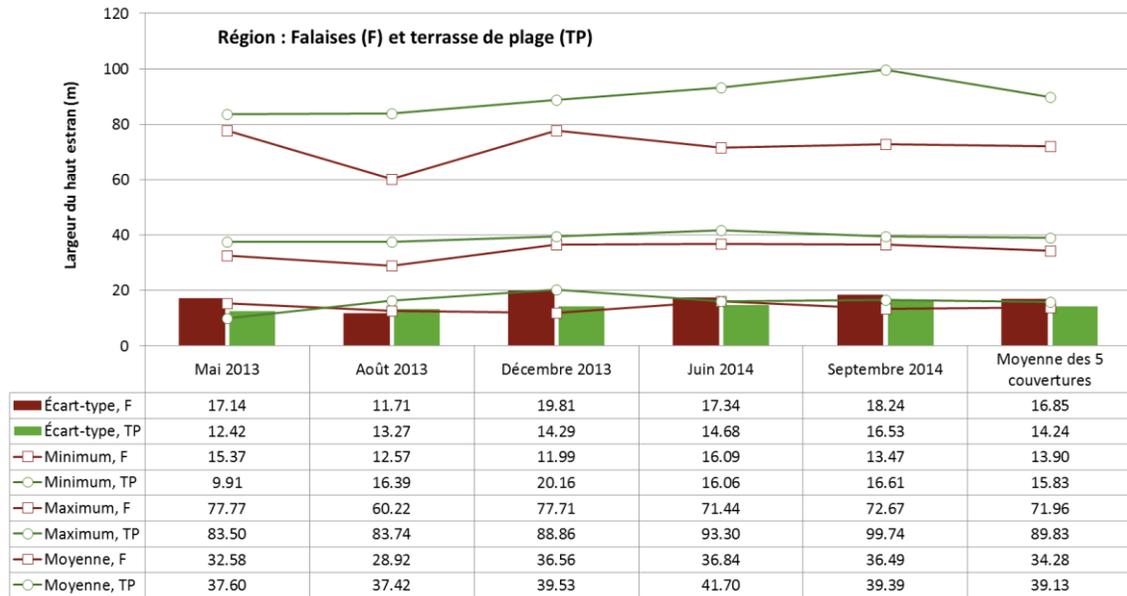
Cette section présente les résultats des paramètres morphométriques que sont le volume, la largeur et la pente du haut estran tels que mesurés pour chacun des levés Lidars. Les résultats sont présentés et regroupés en fonction des types de côtes, soit les falaises et les terrasses de plage (1,95 à 14,8) et en fonction des limites des secteurs problématiques A et B.

#### **3.2.4.1. Largeurs du haut estran : état lors des levées**

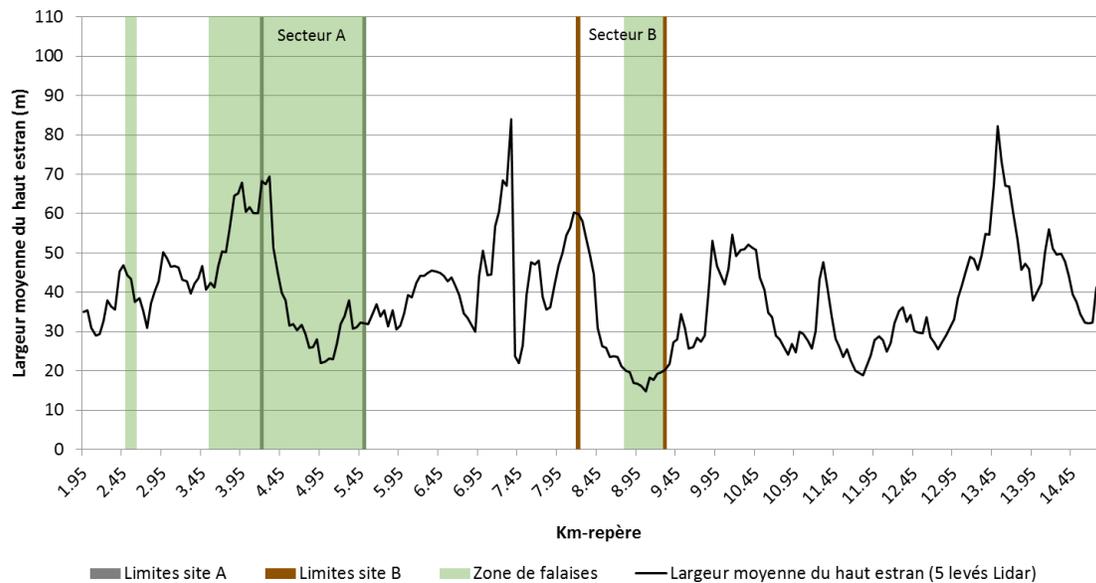
Le haut estran est l'espace littoral compris entre le trait de côte ou la ligne de rivage et la flexure. Dans le cadre de ce projet, rappelons que ces limites sont celles de la LR\_2,9 m et de la flexure (0 m) telles qu'extraites à partir des surfaces Lidar (raster) via la méthode de « *countouring* ». Les largeurs de haut estran sont mesurées le long des transects au 50 m positionnés devant les points de km-repère.

Devant les terrasses de plage, la largeur moyenne du haut estran est comprise entre 37,60 m à 41,70 m et l'écart-type demeure stable au cours des différents levés avec des valeurs de 12,42 m à 16,53 m. Le coefficient de variation pour la largeur moyenne du haut estran au fil des levés s'élève à 4,4 %. Notons que c'est sur la pointe que la largeur de haut estran maximale (terrasse de plage) a été mesurée avec une valeur de 99,74 m (septembre 2014). Devant les falaises, la largeur du haut estran est légèrement plus faible que devant les terrasses de plage et les largeurs maximales observées devant les falaises sont inférieures d'environ 20 m à celles observées devant les terrasses de plage. La largeur du haut estran est aussi un peu moins stable que devant les terrasses de plage avec des moyennes comprises entre 28,92 m et 36,84 m, des valeurs d'écart-type comprises entre 11,71 m et 19,81 m et un coefficient de variation de 10,1 %.

Spatialement, on constate que la largeur du haut estran est extrêmement variable. En effet, celle-ci pour un même levé lidar, par exemple mai 2013, passera de 9,91 m à 83,50 m devant les terrasses de plage et de 15,37 m à 77,77 m, devant les falaises. Le coefficient de variation des différents levés Lidar varie entre 33 % et 42 % pour les terrasses de plage, et entre 40 % et 54 % pour les falaises. La largeur moyenne du haut estran pour toutes les couvertures Lidars est illustrée à la figure 38. On peut y voir que l'évolution spatiale de la largeur du haut estran se manifeste sur de très courtes distances comme le montre la succession de pics et de creux à la figure 39. La largeur du haut estran passe, par exemple, de 80 m à à peine plus de 20 m sur une distance de 50 m (distance entre les points de mesure).



**Figure 38. Largeur du haut estran en fonction des types de côtes pour l'ensemble du site d'étude**



**Figure 39. Largeur moyenne du haut estran sur l'ensemble du site d'étude, représentation spatiale**

Le long du secteur problématique A (figure 119), la largeur moyenne du haut estran a varié entre environ 30 m et 40 m. Devant le secteur problématique A1, caractérisé par un haut estran plus large, celui-ci mesure en moyenne 46,56 m alors que devant le secteur problématique A2, il mesure 28,70 m. Les largeurs ponctuelles ont été au minimum de 15,37 m et d'au maximum, 77,77 m. Avec des écarts-types de 14,04 à 16,33 et des coefficients de variation de 39,4 % à 52,7 %, la largeur du haut estran varie considérablement à l'intérieur des limites de ce secteur.

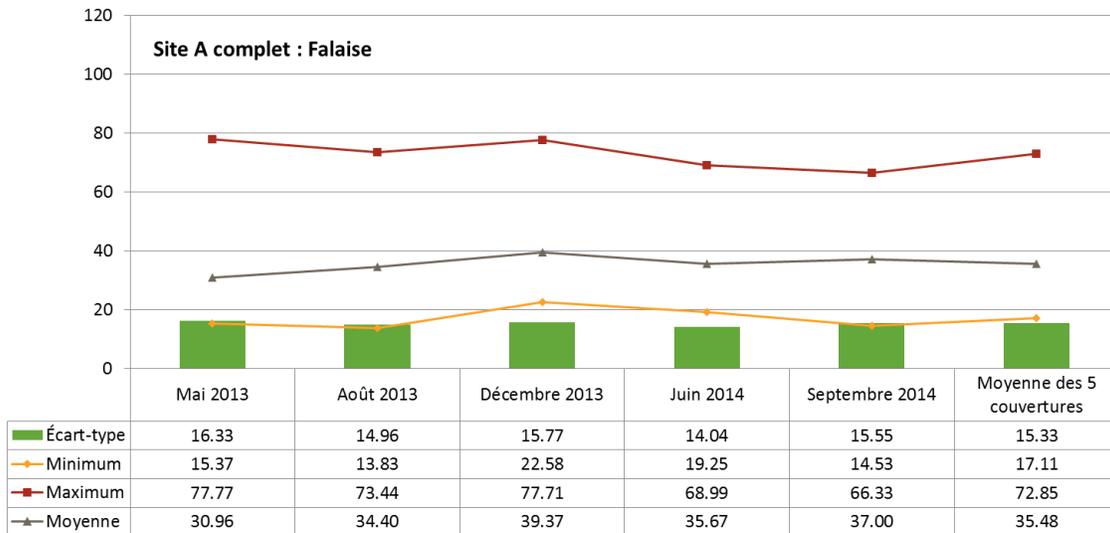


Figure 40. Largeur du haut estran sur le secteur problématique A

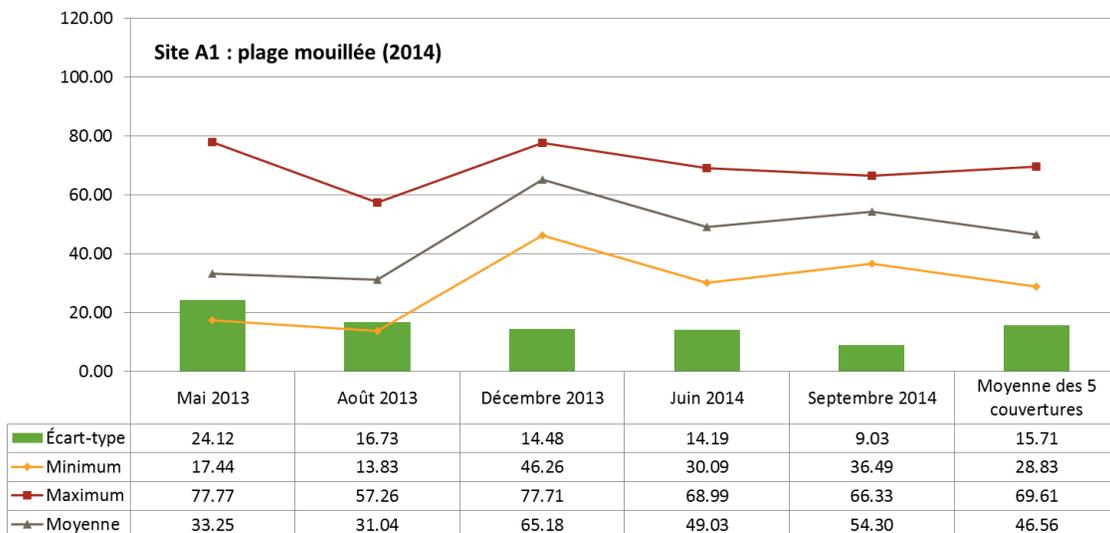
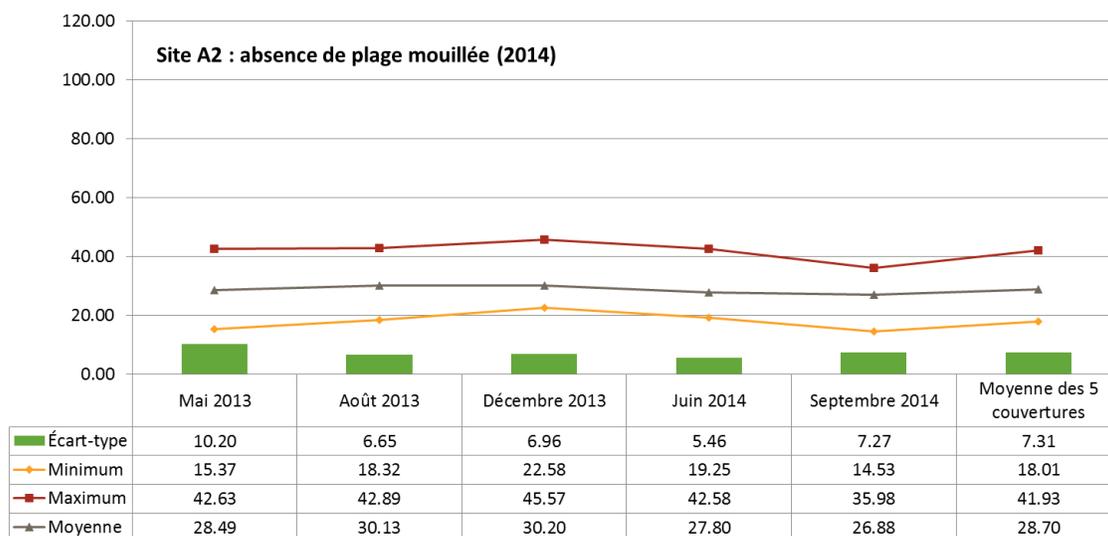


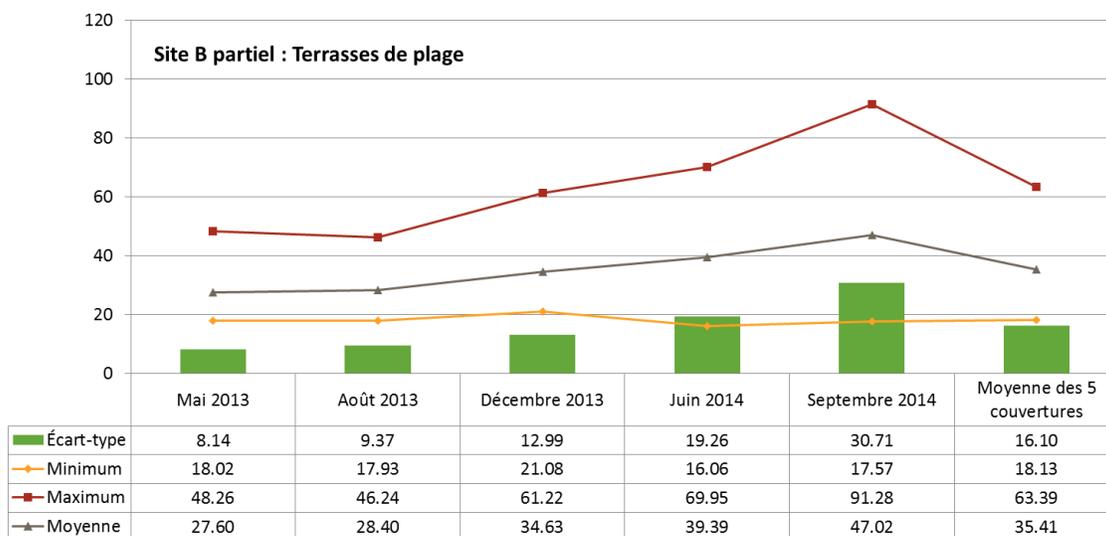
Figure 41. Largeur du haut estran sur le secteur problématique A2



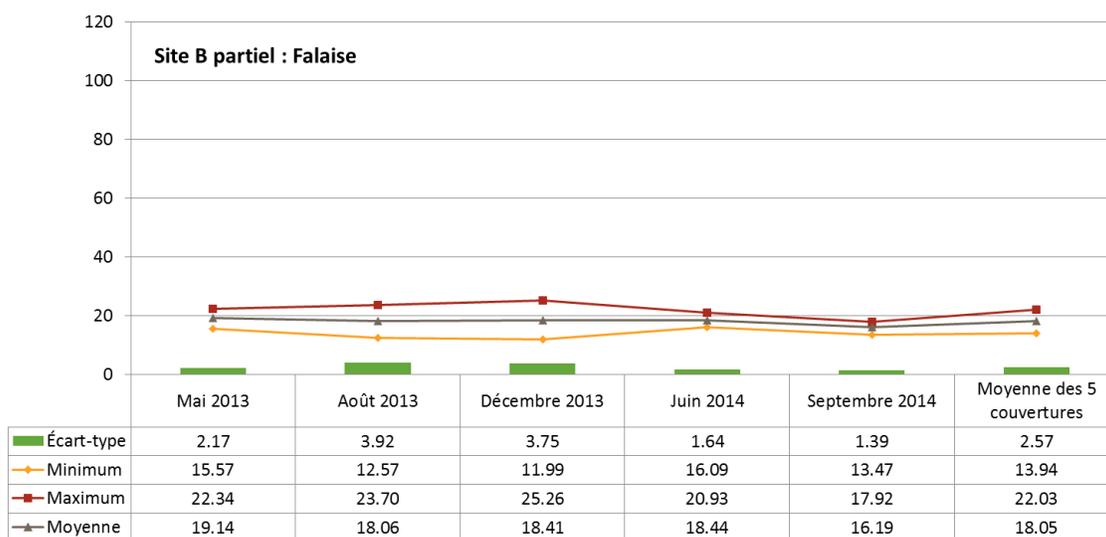
**Figure 42. Largeur du haut estran sur le secteur problématique A2**

Devant le secteur problématique B (figure 43 et figure 44), nous avons mesuré les largeurs de haut estran de manière à les distinguer en fonction des types de côtes. Devant les terrasses de plage, la largeur moyenne du haut estran a été d'environ 28 m à 48 m. Avec des écarts-types de 8,14 à 30,71 et des coefficients de variation de 29,5 % à 65,3 %, on comprend que la largeur de plage devant les terrasses de plage du secteur problématique B est importante. L'augmentation de la largeur du haut estran est flagrante à la figure 43 et sera abordée à la section 3.5.2.2.

Devant les falaises, soit pour un segment côtier d'environ 600 m, la largeur du haut estran est d'en moyenne de 16 m à 20 m. Les largeurs ponctuelles varient entre 11,99 m et 25,26 m. Les écarts-types relativement faibles avec des valeurs de 1,39 à 3,92 m et les coefficients de variation de 8,6 % à 21,7 indiquent que, spatialement, la largeur du haut estran varie peu devant ces falaises. Le haut estran devant les falaises du site B est donc très étroit par rapport à l'ensemble du site, et ce, indépendamment du type de côte.



**Figure 43. Largeur du haut estran devant les terrasses de plage sur le secteur problématique B**

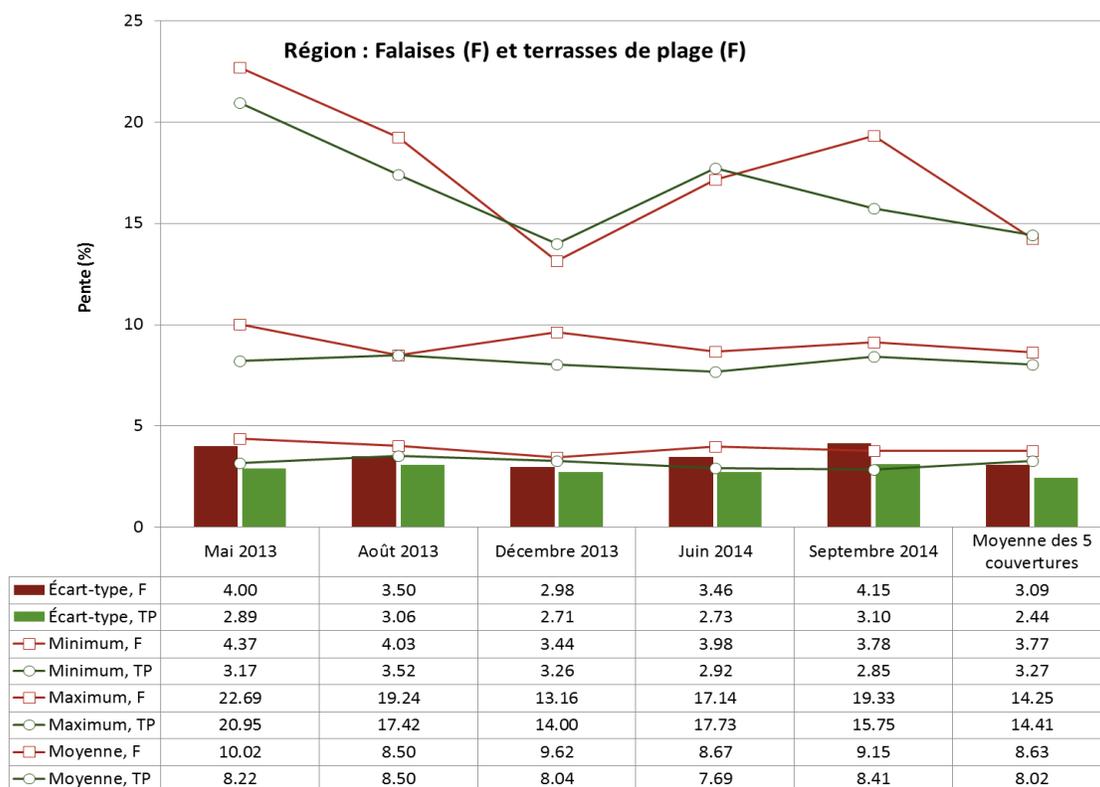


**Figure 44. Largeur du haut estran devant les falaises sur le secteur problématique B**

Bref, c'est essentiellement devant les secteurs problématiques A2 (figure 42) et B\_Falaises (figure 44) que la largeur du haut estran est la plus faible. Plus précisément, la largeur moyenne du haut estran pour le secteur problématique A2 et B a été respectivement de 28,70 m et 18,05 m et le minimum mesuré pour toutes les couvertures Lidars a été respectivement de 18,01 m et 13,94 m.

### 3.2.4.2. Pente du haut estran : état lors des levés et évolution multodate

La pente du haut estran est directement liée à sa largeur, et ce, de manière générale dans les systèmes de plages sableuses, mais aussi en fonction de la méthodologie du projet (section 3.5.3). Comme pour la largeur du haut estran, les statistiques descriptives permettent d'avoir une vue d'ensemble des pentes pour l'ensemble du site d'étude. Devant les terrasses de plage, à l'échelle du site d'étude, la pente moyenne varie peu entre les levés Lidar avec des valeurs de 7,18 % à 8,91 %. La pente la plus douce ayant été mesurée devant ce type de côte a été de 2,85 % (septembre 2014) et la plus forte, de 20,95 % (mai 2013). Devant les falaises, les pentes sont globalement légèrement plus abruptes avec des moyennes variant entre 8,84 % et 10,02 % et des valeurs ponctuelles allant de 3,44 % (minimum, décembre 2013) à 22,69 % (maximum, mai 2013). Devant le secteur A, les pentes ont été d'en moyenne 8,01 % (tableau 8). Plus spécifiquement, la pente moyenne pour les cinq couvertures devant le secteur A1 a été de 7,27 % et de 9,08 %, devant le secteur A2 (tableau 8 et figure 47). Devant le secteur B, le haut estran est plus pentu avec une moyenne générale de 10,99 %. Devant les terrasses de plage, les pentes étaient moins importantes (moyenne de 9,09 %) que devant les falaises (moyenne de 13,02 %) (tableau 9 et figure 48).



**Figure 45. Pente du haut estran en fonction des types de côtes pour l'ensemble du site d'étude**

Spatialement, on observe bien que les pentes les plus abruptes (% le plus élevé) correspondent aux endroits où les hauts estrans sont les plus étroits (figure 46). Aussi, de la même manière que la largeur du haut estran varie sur de grandes amplitudes sur de courtes distances, la pente en fait tout autant.

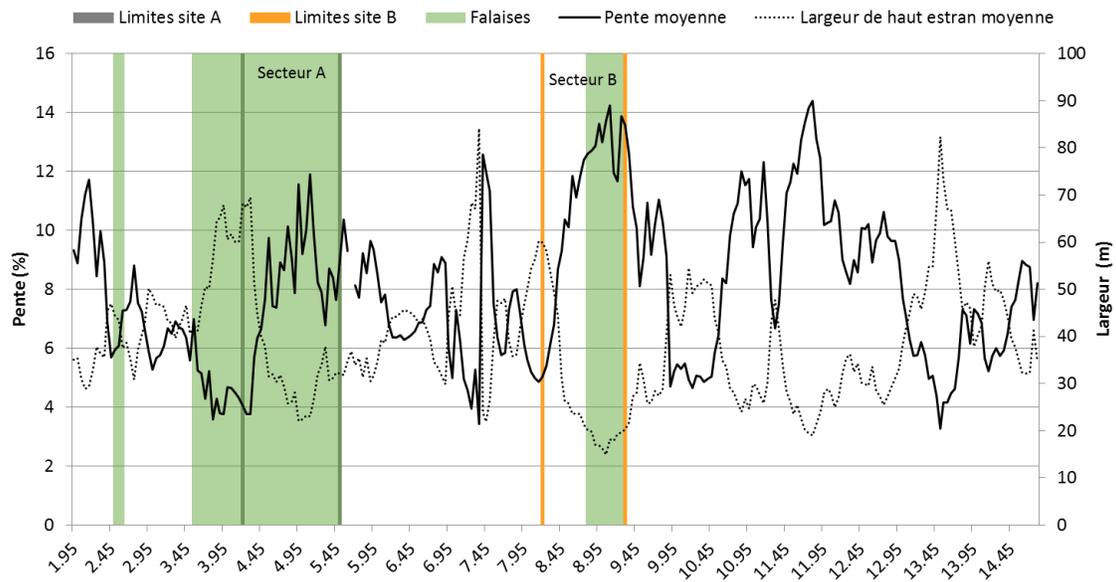
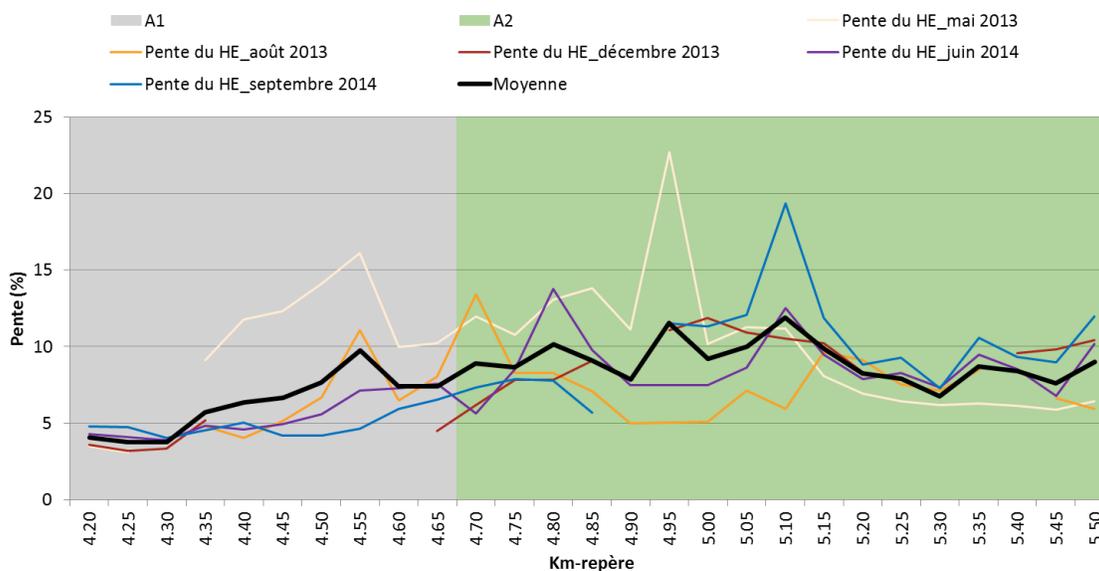


Figure 46. Pente (%) et largeur (m) du haut estran

**Tableau 8. Statistiques descriptives des mesures de pentes du haut estran au secteur A**

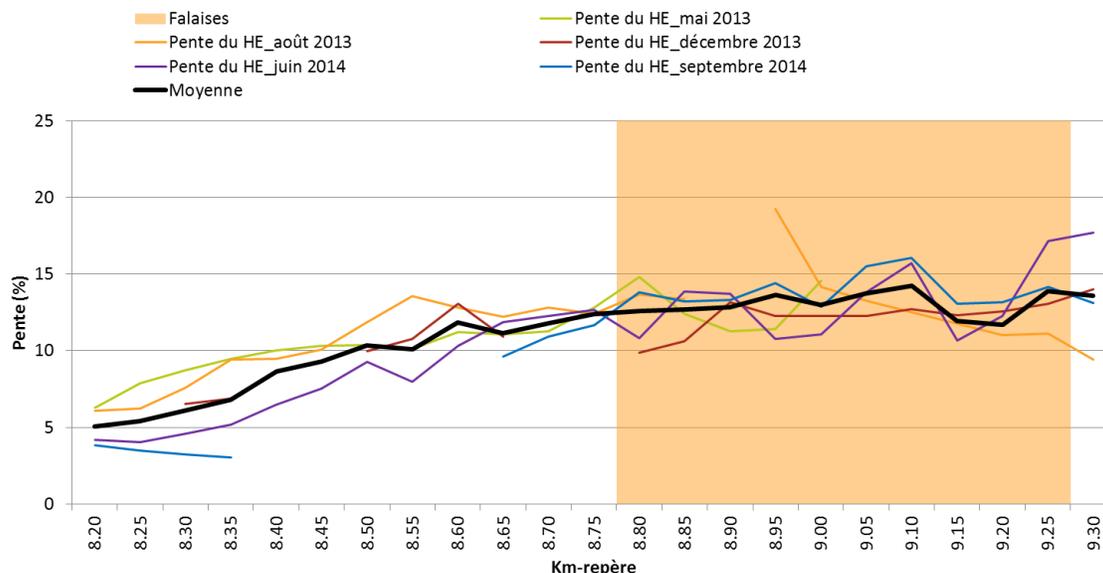
	Mai 2013	Août 2013	Décembre 2013	Juin 2014	Septembre 2014	Moyenne des 5 couvertures
<b>A</b>						
Minimum	3,08	4,03	3,18	3,88	4,02	3,75
Maximum	22,69	13,40	11,89	13,78	19,33	11,90
Moyenne	9,95	7,21	7,87	7,54	8,06	8,01
Écart-type	4,22	2,20	2,88	2,43	3,59	2,08
<b>A1</b>						
Minimum	3,08	4,03	3,18	3,88	4,02	3,75
Maximum	16,09	11,06	5,21	7,60	6,54	9,74
Moyenne	10,02	6,60	3,97	5,42	4,86	6,24
Écart-type	4,38	2,38	0,86	1,41	0,80	1,96
<b>A2</b>						
Minimum	5,90	5,01	5,96	5,62	5,66	6,77
Maximum	22,69	13,40	11,89	13,78	19,33	11,90
Moyenne	9,91	7,48	9,26	8,78	10,06	9,05
Écart-type	4,27	2,14	1,82	2,02	3,15	1,33



**Figure 47. Pentes multidates, secteur problématique A**

**Tableau 9. Statistiques descriptives des mesures de pentes de haut estran au secteur B**

	Mai 2013	Août 2013	Décembre 2013	Juin 2014	Septembre 2014	Moyenne des 5 couvertures
<b>B</b>						
Minimum	7,86	6,25	6,51	4,06	3,03	5,41
Maximum	14,81	19,24	14,00	17,73	16,04	14,25
Moyenne	10,75	11,55	11,00	10,60	10,88	10,99
Écart-type	2,12	2,90	2,57	3,97	4,37	2,82
<b>B-TP</b>						
Minimum	6,27	6,10	4,82	4,06	3,03	5,04
Maximum	12,83	13,55	13,06	12,65	11,66	12,39
Moyenne	9,96	10,38	8,99	8,03	6,75	9,09
Écart-type	1,73	2,64	2,95	3,21	3,73	2,64
<b>B-Falaises</b>						
Minimum	9,40	11,00	9,89	10,70	12,86	11,68
Maximum	14,81	19,24	13,16	17,14	16,04	14,25
Moyenne	12,31	13,35	12,12	12,98	13,96	13,02
Écart-type	2,09	2,48	1,05	2,26	1,09	0,84



**Figure 48. Pentés multidates, secteur problématique B**

### 3.2.4.3. Volumes sédimentaires du haut estran : état lors des levés

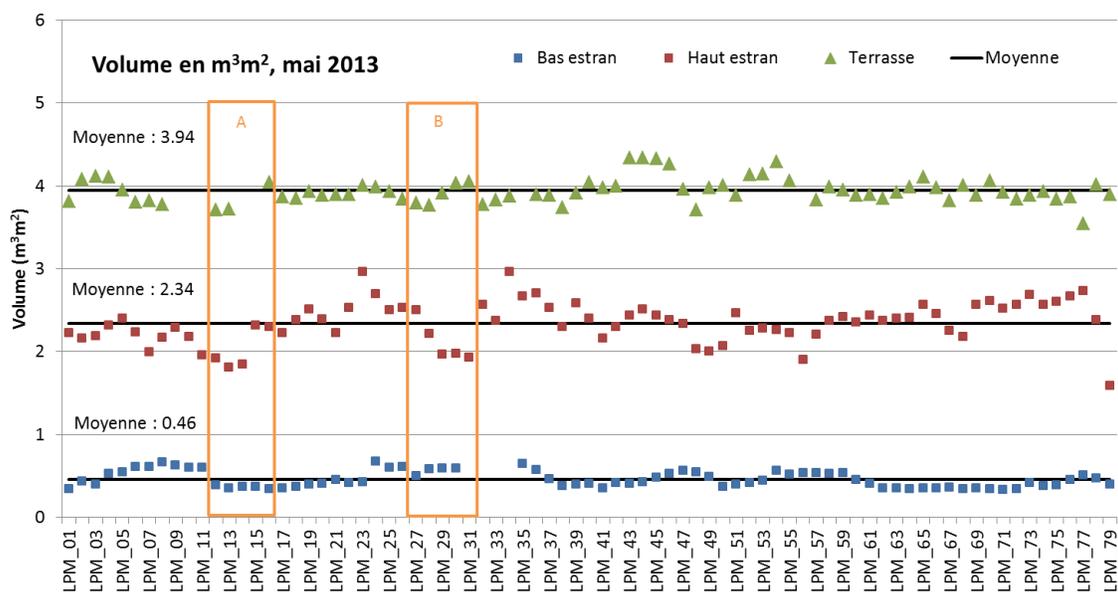
Les volumes en  $m^3/m^2$  pour chacun des 5 levés Lidar sont présentés ici. Les volumes en  $m^3$  pour chacun des 5 levés Lidar sont présentés en annexe puisqu'il n'est pas possible de faire des comparaisons entre les compartiments à l'aide de ce type de données (annexe 7.8). Le calcul des volumes, en  $m^3/m^2$ , est réalisé pour chacune des zones géomorphologiques (terrasse, haut estran et bas estran), et ce, pour chacun des compartiments. Les compartiments (ou compartiment-système) sont construits à l'aide des transects générés de manière automatique tous les 250 m à l'aide du logiciel DSAS. Puisque les zones de terrasse et de bas estran sont incomplètes en raison des limites de la couverture Lidar (vers la mer et vers les terres), une attention particulière est portée au haut estran. Il s'agit d'image ponctuelle de l'état sédimentaire qui, soulignons-le, peut varier très rapidement. L'état des volumes en  $m^3/m^2$  pour les trois zones géomorphologiques en mai 2013, août 2013, en décembre 2013, juin 2014 et septembre 2014, est présenté aux tableaux 10, 11, 12, 13 et 14 en complément aux figures 49, 50, 51, 52 et 53.

Le bas estran, compris entre la flexure (0 m) et la limite des basses mers inférieures de grandes marées (-1 m), n'est que très partiellement couvert par le lidar. Néanmoins, on compte quelques polygones en bordure de la flexure qui nous permettent de mesurer le volume du bas estran à proximité de cette limite. Pour les cinq couvertures Lidars, le volume moyen du bas estran est compris entre 0,41 à 0,50  $m^3/m^2$ . Les mesures ponctuelles de volume sur le bas estran sont comprises entre 0,32  $m^3/m^2$  (minimum) et 0,68  $m^3/m^2$  (maximum) selon les différentes couvertures. Spatialement, les écarts-types des différentes couvertures ont été de 0,08  $m^3/m^2$  à 0,10  $m^3/m^2$  ce qui correspond à des

coefficients de variation variant entre 15,97 % et 24,74 %. Ainsi, la variabilité spatiale du volume du bas estran, soit d'un compartiment à un autre pour une couverture Lidar donnée, est élevée et est la plus importante ayant été mesurée pour une zone géomorphologique.

Pour la zone de haut estran, comprise entre la flexure (0 m) et la LR\_2,9 m, les volumes ont été en moyenne de 2,22 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> à 2,38 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> et ont varié entre 1,49 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> (minimum) et 2,98 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> (maximum) pour toute la période de suivi analysée ici. Les écarts-types mesurés sont de l'ordre de 0,22 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> à 0,27 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> et correspondent à des coefficients de variation de l'ordre de 9,18 % à 11,70 %. En d'autres mots, pour une couverture donnée, par exemple mai 2013, le volume moyen des compartiments de haut estran sur le site d'étude était d'en moyenne 2,34 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>, et les valeurs ponctuelles variaient généralement de  $\pm 0,26$  m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> (écart-type), ce qui correspond à une variation de l'ordre de 10,91 % par rapport à la moyenne.

La zone de terrasse est comprise entre une limite fixe, placée en fonction de la limite supérieure (vers les terres) des couvertures lidar communes à tous les levés (LCC), et la LR\_2,9 m. Le volume y est en moyenne de 3,94 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> à 4,03 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> et varie entre 3,26 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> (minimum) et 5,10 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> (maximum). Le volume des zones de terrasse est relativement homogène spatialement avec des valeurs d'écart-type de 0,15 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> à 0,23 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>, ce qui correspond à un coefficient de variation compris entre 3,83 % et 5,76 %.



**Figure 49. Volume en m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>, mai 2013**

**Tableau 10. Volume en m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>, mai 2013**

	<b>Bas estran</b>	<b>Haut estran</b>	<b>Terrasse de plage</b>
Minimum	0,33	1,58	3,55
Maximum	0,67	2,96	4,34
Moyenne	0,46	2,34	3,94
Écart-type	0,10	0,26	0,15
Coefficient de variation (%)	21,49	10,91	3,83

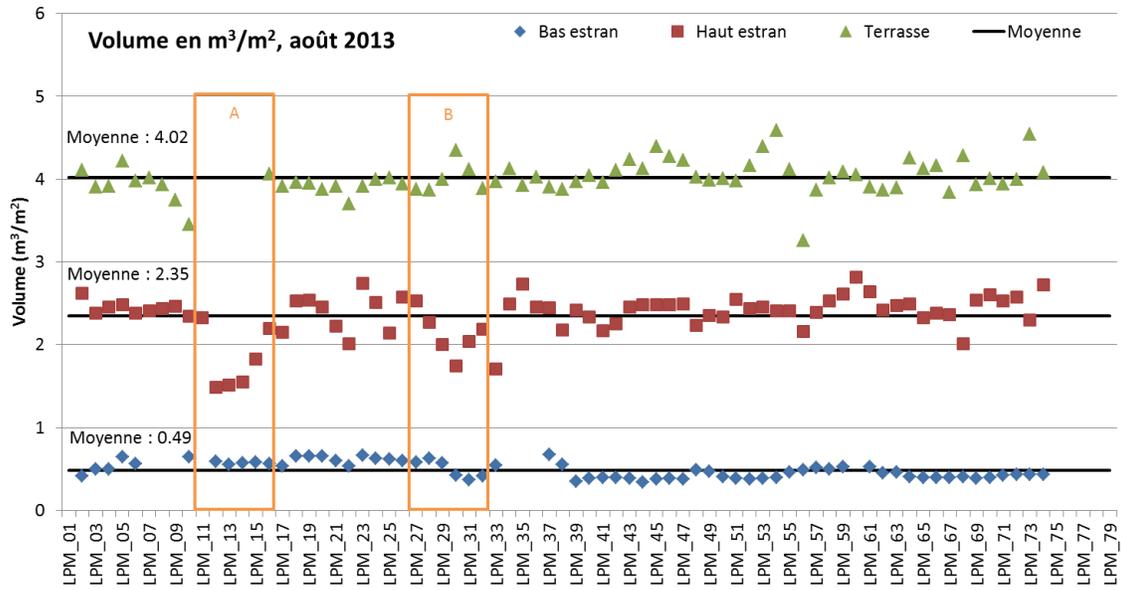


Figure 50. Volume en m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>, août 2013

Tableau 11. Volume en m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>, août 2013

	Bas estran	Haut estran	Terrasse de plage
Minimum	0,34	1,49	3,26
Maximum	0,67	2,82	4,59
Moyenne	0,49	2,35	4,02
Écart-type	0,10	0,27	0,21
Coefficient de variation (%)	20,12	11,70	5,12

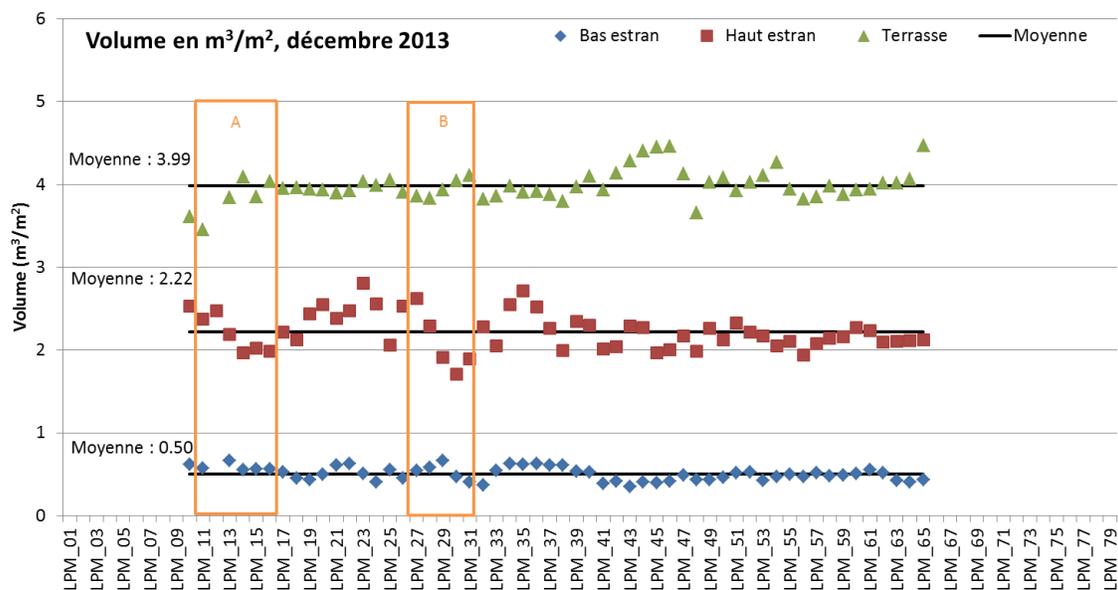


Figure 51. Volume en m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>, décembre 2013

Tableau 12. Volume en m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>, décembre 2013

	Bas estran	Haut estran	Terrasse de plage
Minimum	0,35	1,71	3,45
Maximum	0,66	2,81	4,47
Moyenne	0,50	2,22	3,99
Écart-type	0,08	0,23	0,19
Coefficient de variation (%)	15,97	10,23	4,79

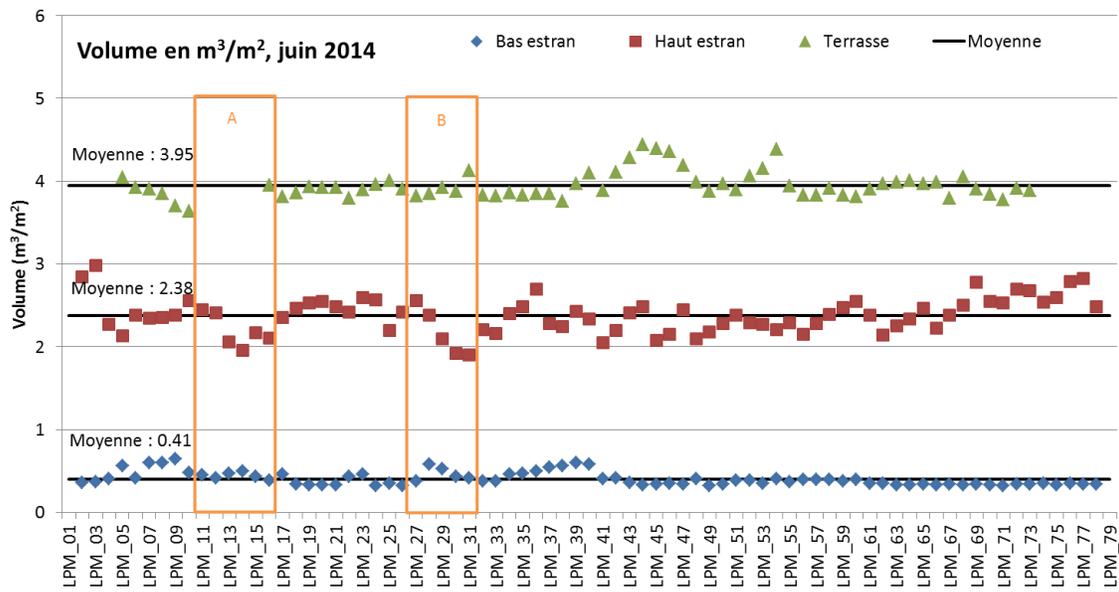


Figure 52. Volume en m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>, juin 2014

Tableau 13. Volume en m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>, juin 2014

	Bas estran	Haut estran	Terrasse de plage
Minimum	0,32	1,90	3,64
Maximum	0,64	2,98	4,44
Moyenne	0,41	2,38	3,95
Écart-type	0,08	0,22	0,16
Coefficient de variation (%)	20,45	9,18	4,10

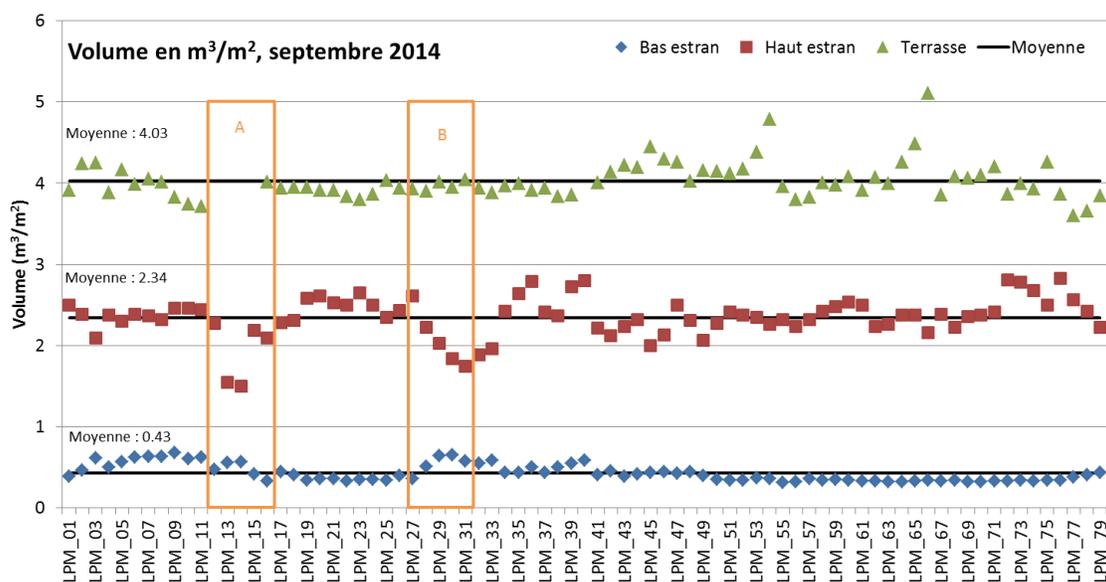
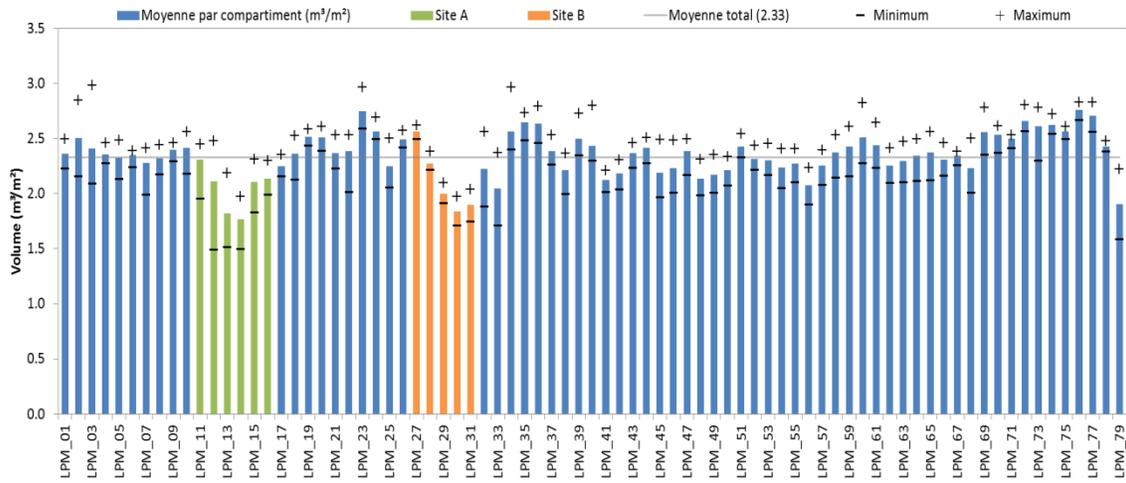


Figure 53. Volume en m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>, septembre 2014

Tableau 14. Volume en m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>, septembre 2014

	Bas estran	Haut estran	Terrasse de plage
Minimum	0,32	1,50	3,60
Maximum	0,68	2,83	5,11
Moyenne	0,43	2,34	4,03
Écart-type	0,11	0,26	0,23
Coefficient de variation (%)	24,74	10,89	5,76

Finalement, on constate que le volume du haut estran des compartiments au **site problématiques A**, soit les compartiments LPM\_11 à LPM\_16, est toujours sous la moyenne, voire très en deçà de la moyenne (figure 54). En effet, celle-ci a varié entre 1,76 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> et 2,31 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> ce qui est d'environ 0,02 à 0,57 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> de moins que la moyenne calculée pour l'ensemble du site d'étude (2,33 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>). Le volume du haut estran pour ces compartiments a été au minimum de 1,49 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> et au maximum, 2,48 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>. Le volume du haut estran des compartiments du site **problématique B**, soit les compartiments LPM\_27 à LPM\_31, est aussi sous les moyennes globales. Ici, les moyennes varient entre 1,84 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> et 2,56 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>. Le volume du haut estran a donc varié ponctuellement entre 1,71 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> et 2,62 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>.



**Figure 54. Volume minimum, maximum et moyen en m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> par compartiment d'après les cinq couvertures Lidars**

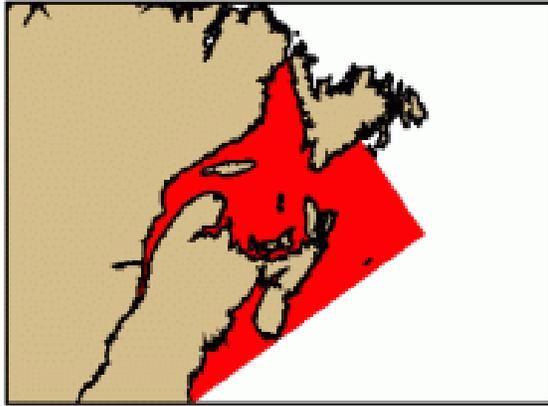
### 3.3. Conditions glacielles

Puisque durant une partie de l'année, les conditions hydrodynamiques et leurs impacts à la côte sont influencés ou inhibés par la glace d'estran et par la glace de mer, il est important de dresser le portrait des conditions actuelles et historiques des glaces. Plus exactement, la couverture de glace de mer réduit le fetch, et donc la formation des vagues par le vent, et atténue l'énergie des vagues. Quant au pied de glace, il limite le contact entre les hauts niveaux d'eau et la côte (section 3.3.3.1).

Cette section présente d'abord, les connaissances sur la glace de mer, d'après les données du Service canadien des glaces. Puis, sont présentés les résultats du suivi du pied de glace par caméras côtières et par DGPS.

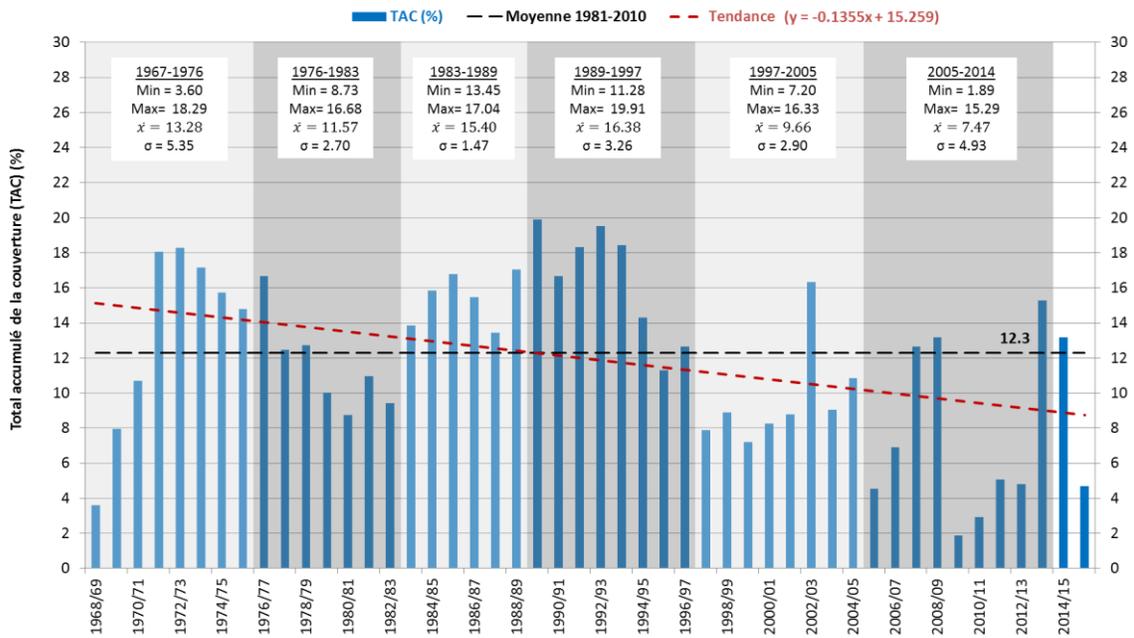
#### 3.3.1. Glace de mer

Les conditions **normales** d'englacement des eaux de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent sont connues grâce au suivi historique assuré par le Service Canadien des Glaces (SCG) depuis 1968 (figure 55). Ainsi, la normale d'englacement exprimé en pourcentage par le Total Accumulé de la Couverture de glaces (TAC) a été de 14,1 % pour l'intervalle de 1971-2000 et de 12,3 % pour l'intervalle de 1981-2010 (figure 56). Cette perte de 1,8 point de pourcentage correspond à une baisse de l'ordre de 12,8 % entre les deux normales. À l'échelle **historique**, le TAC présente une tendance à la baisse (ligne rouge à la figure 56) qui s'exprime sur des périodes de plus fort ou de plus faible englacement. Ainsi, les TAC maximums ont été atteints au début des années 70, à la fin des années 80 et au début des années 90, en dépassant 16 % et jusqu'à atteindre près de 20 %. De fortes pointes ponctuelles sont aussi observées en 2002-2003 (16,3 %) et en 2013-2014 (15,3 %). Les plus faibles couvertures sont concentrées entre 1997-1998 et 2013. Les minimums record ont été enregistrés en 2009-2010 et 2010-2011 avec des valeurs de TAC respectives de 1,9 % et de 2,9 %. Ponctuellement, on observe aussi des périodes de faible couverture entre 1968 et 1971 ainsi qu'entre 1979 et 1983. Les conditions d'englacement de chacune des périodes utilisées pour l'analyse de l'évolution côtière historique de même que celles de l'année 2013-2014 sont présentées ci-dessous.



Source : Service canadien de glace, 2016

Figure 55. Région du golfe du Saint-Laurent pour les statistiques de glace de mer



\*D'après les données du Service Canadien des Glaces, semaines du 26 novembre au 16 juillet

Figure 56. Total accumulé de la couverture de glace de mer (%) dans le golfe du Saint-Laurent entre 1968 et 2016

### *1967-1976*

La variabilité du couvert de glace du golfe Saint-Laurent est très grande durant cette période (écart-type de 5,35, soit le plus important ayant été mesuré pour une période d'analyse historique), passant de moins de 4 % en 1968-1969 à plus de 18 % en 1972-1973. Ces valeurs s'apparentent presque aux extrêmes enregistrés pour toute la période historique de 1968-2014. Ainsi, on note une forte augmentation de la couverture de glace au début de la période pour ensuite maintenir une forte couverture pendant 6 années consécutives. La moyenne du TAC pour cette période est de 13,3 %. Lorsque la variabilité d'un paramètre météo-marin est importante, dans ce cas la glace, il est difficile de cerner son impact sur la mobilité du trait de côte et de la ligne de rivage lors de l'analyse historique par période.

### *1976-1983*

Cette période est caractérisée par une baisse importante de la couverture de glace par rapport à la période précédente et par rapport aux deux périodes suivantes. Le TAC est compris entre 8,7 % et 12,5 %, sauf pour la saison 1976-1977 où le TAC s'élève à 16,7 %. La moyenne pour la période est de 11,6 % et l'écart-type est assez faible, par rapport aux autres périodes, avec une valeur de 2,70.

### *1983-1989*

La période 1983-1989 est assez stable (écart-type de 1,47 %). Les TAC ont été assez élevés avec des valeurs comprises entre 13,5 % et 17,0 % pour une moyenne de 15,4 %. Il s'agit de la deuxième période la plus englacée après 1989-1997.

### *1989-1997*

Cette période présente la plus forte couverture de glace avec une moyenne de 16,4 % et un maximum de 19,9 % pour la saison 1989-1990, ce qui correspond au maximum de l'ensemble des périodes (figure 56). Le minimum pour cette période est considérablement élevé avec un pourcentage de 11,3 % en 1995-1996.

### *1997-2005*

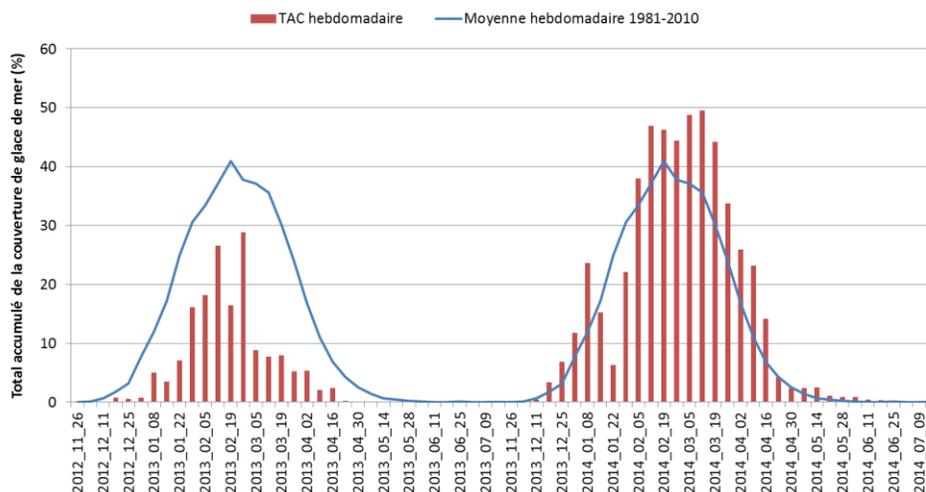
Cette période marque une diminution nette de la couverture glacielle par rapport à la période précédente avec une moyenne de 9,7 %. Le TAC est compris entre 7,2 % et 10,4 % sauf pour l'année 2002-2003 où celui-ci grimpe à 16,3 %. Malgré cet écart, l'écart-type demeure relativement faible avec une valeur de 2,90.

## 2005-2014

La période récente est celle où la moyenne de la couverture de glace dans le golfe du Saint-Laurent est la plus faible avec seulement 7,5 % et un extrême minimal de 1,9 % à l'hiver 2009-2010. Le TAC de l'année 2013-2014, qui est l'année couverte par le suivi intra-annuel, est le plus élevé de la période avec 15,3 %, mais représente tout de même, à l'échelle des périodes historiques, le plus faible maximum de l'ensemble des périodes. La saison de glace 20012-2013, qui précède le début des suivis est, quant à elle, très peu englacée avec seulement 4,8 % (4<sup>e</sup> valeur d'englacement la plus faible de la période 1968-2016).

## 2013-2014

L'évolution hebdomadaire de la glace de mer est présentée pour les saisons 2012-2013 et 2013-2014 puisque la période de suivi par levés Lidar et DGPS débute après la saison glacielle 2012-2013 et se poursuit jusqu'à septembre 2014. De prime à abord, on constate que les conditions d'englacement ont été drastiquement différentes entre ces deux saisons (figure 57). La saison 2012-2013 est caractérisée par des anomalies thermiques positives +0,3 °C (NDJFMA) et de +1,7 °C (DJF) alors que la saison 2013-2014 est caractérisé par des anomalies négatives de -3,1 °C (NDJFMA) et de -2,1 °C (DJF). Conséquemment, le TAC hebdomadaire est bien en deçà de la normale de 1981-2000 en 2012-2013 et inversement en 2013-2014. Pour l'ensemble des saisons de glace, le TAC de 2012-2013 est largement sous la normale de 1981-2010 (12,3 %) avec seulement 4,8 % alors que celui de 2013-2014, avec 15,3 %, s'élève au-dessus de la normale.



**Figure 57. Total accumulé de couverture de glace hebdomadaire (%) pour les années de suivi de 2012-2013 et 2013-2014, golfe du Saint-Laurent**

### **3.3.2. Pied de glace de bas estran**

Le pied de glace de bas estran se forme sur le bas estran, c'est-à-dire entre la flexure et la limite des basses mers inférieures. Verticalement, il se soulève et flotte à marée haute, et s'échoue, en grande partie, sur le fond à marée basse. Horizontalement, ses glaces sont généralement stables et ne se déplacent pratiquement pas, sauf lors des événements de tempête. Le pied de glace de bas estran est influencé par la position géographique à l'intérieur de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent et par l'orientation de la côte par rapport aux vents dominants. Par exemple, les vents dominants hivernaux soufflants du nord-ouest ne favorisent pas l'accumulation de glace le long des rives de la Côte-Nord. Les glaces sont alors plutôt poussées vers le large. De telles conditions ne sont pas favorables au développement et au maintien du pied de glace de bas estran. Cette entité glacielle est aussi influencée par la géomorphologie du site (largeur et topographie du bas estran par exemple). À Longue-Pointe-de-Mingan, le pied de glace de bas estran et la glace de mer dans la zone limitrophe à la côte influencent certainement les barres sableuses puisqu'il y a interaction entre la glace et les vagues, et que les barres évoluent en fonction des conditions de vagues. Toutefois, ces relations n'ont pas encore fait l'objet d'études détaillées.

Enfin, contrairement au pied de glace de haut estran, nous ne disposons pas de données sur le bas estran dans la région d'étude pour l'intervalle 2008-2012 en raison du champ visuel des caméras qui ne couvre pas le bas estran de manière satisfaisante. Quant aux données pour la période 2012-2014, celles-ci sont disponibles via certaines des caméras de Longue-Pointe-de-Mingan. Les séries temporelles de l'état d'englacement du bas estran issues de ces données sont présentées aux figures 58, 59, 60 et 61. Durant la saison 2012-2013, alors que le TAC n'a été que de 4,8 %, nos observations montrent que le pied de glace de bas estran ne s'est pas du tout développé (figure 58, figure 59, figure 60 et figure 61). Puis, durant la saison suivante 2013-2014, malgré des concentrations de glace de mer supérieures aux normales et aux anomalies thermiques négatives (figure 56 et tableau 17), on n'observe qu'une série de pointes de développement très ponctuelles. Si l'on se réfère à la définition du pied de glace de bas estran qui indique que la glace y est généralement stable et ne se déplace pratiquement pas horizontalement, ces pointes s'apparentent donc davantage à de la glace de mer en mouvement s'accumulant. À la lumière de ces résultats, il est possible de conclure que le développement d'un pied de glace de bas estran dans la région de Longue-Pointe-de-Mingan est, sous les conditions climatiques actuelles, extrêmement limité et qu'au cours des saisons récentes qui ont été souvent plus chaudes que la normale, celui-ci était essentiellement inexistant. Il est également raisonnable de penser que le pied de glace de bas estran ait été, à l'échelle historique, toujours relativement peu développé, et ce, même durant les périodes globalement plus froides<sup>4</sup>.

---

<sup>4</sup> L'application des relations empiriques en développement, dans le cadre du projet CC04.1., sur des réanalyses (simulations climatiques réalistes 1981-2010) permettra de caractériser la saison glacielle pour la glace de haut et de bas estran pour la période historique.

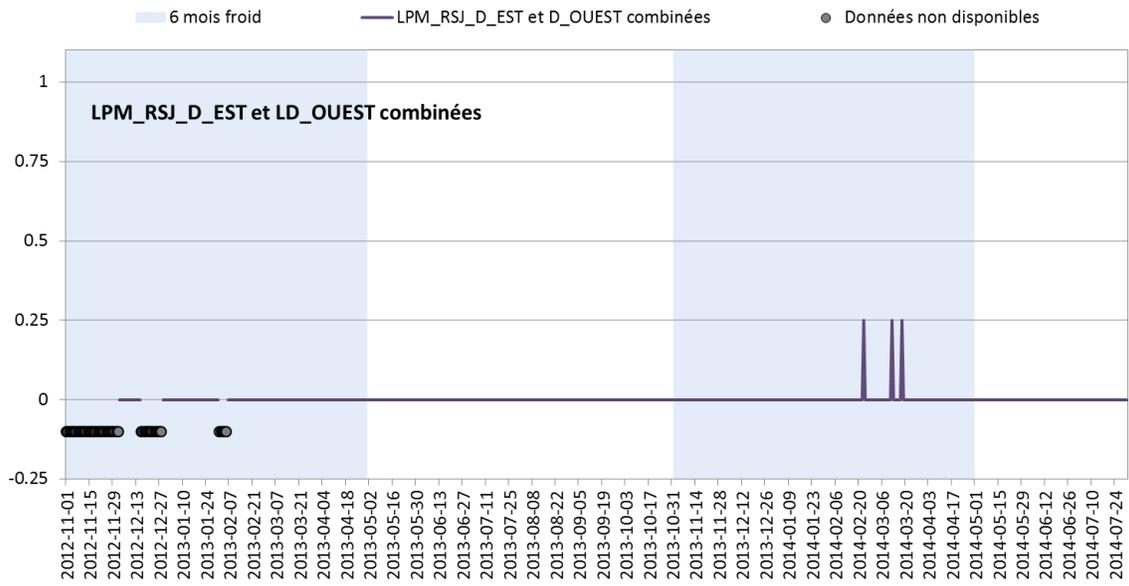


Figure 58. État d'englacement du bas estran, caméras D

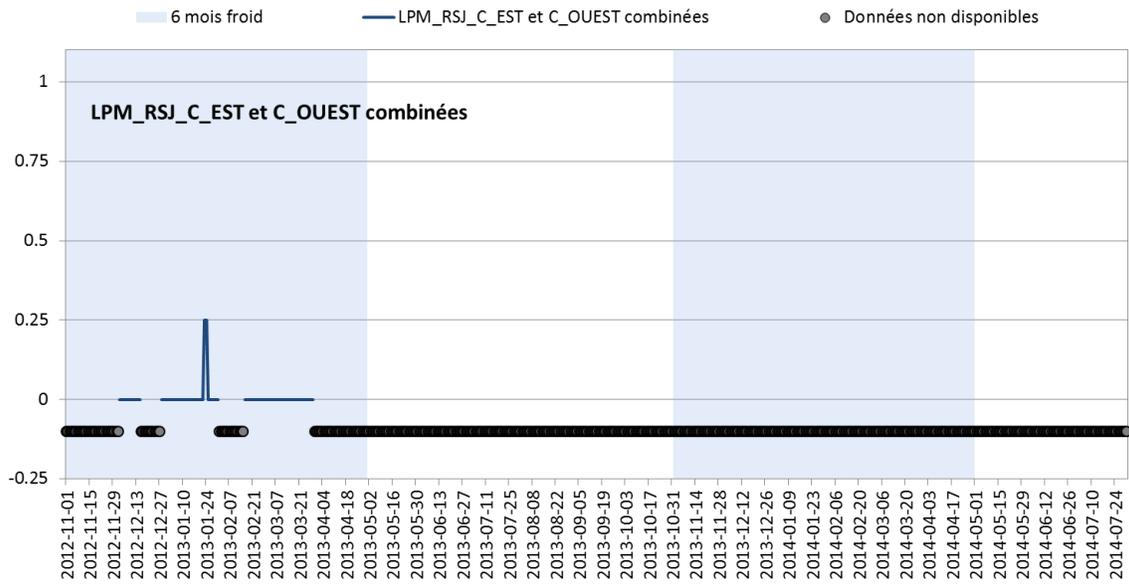


Figure 59. État d'englacement du bas estran, caméras C

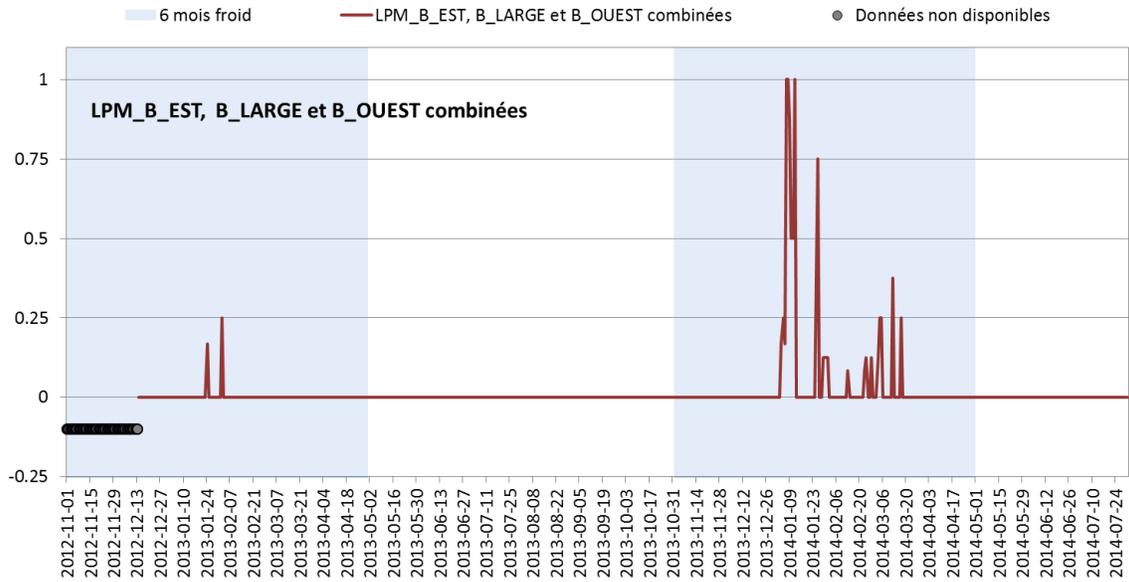


Figure 60. État d'englacement du bas estran, caméras B

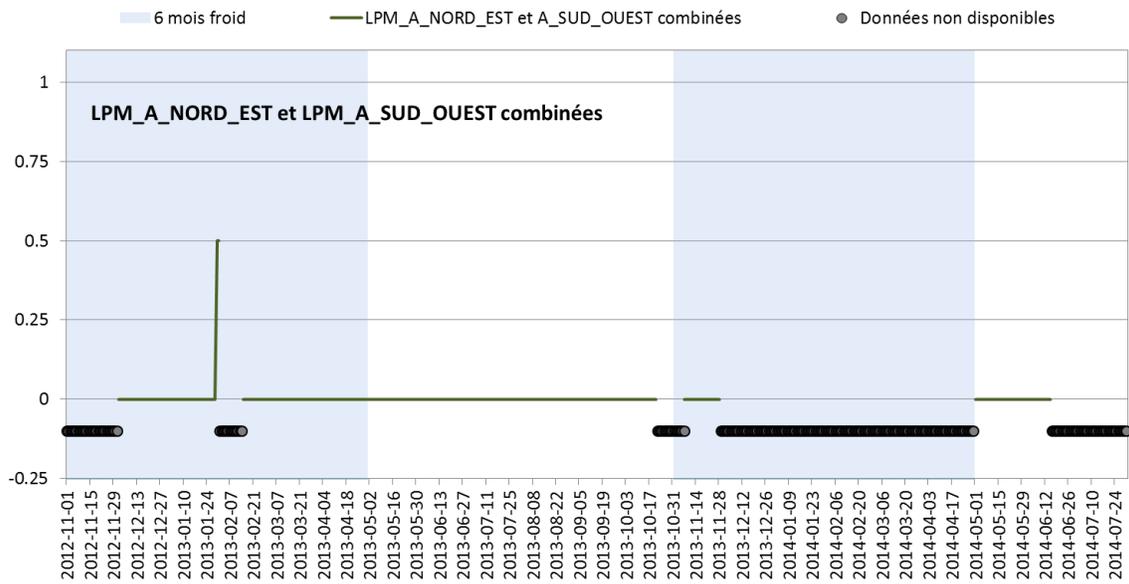


Figure 61. État d'englacement du bas estran, caméras A

### **3.3.3. Pied de glace de haut estran**

Le pied de glace de haut estran est « un étroit liseré de glace soudé à la partie supérieure du rivage [...] il est soudé par le fond et parfois par le côté et n'est pratiquement pas influencé par le mouvement vertical de la marée » (Dionne, 1973)<sup>5</sup>. Sa limite inférieure se situe au niveau de la flexure soit près du niveau moyen des eaux. La limite supérieure du pied de glace de haut estran est variable. Sa position est fonction des conditions lors de la période d'engel mais se situe généralement entre la limite des pleines mers supérieures des marées moyennes ou de grandes marées (PMSMM ou PMSGM). Lorsque le pied de glace de bas estran n'est pas formé, le pied de glace de haut estran peut se prolonger quelque peu sur le bas estran (Moing, 1972). Le front du pied de glace de haut estran n'est pas toujours complètement vertical le long de la flexure. Il va parfois en s'amincissant en progressant légèrement vers le large. Cette portion de glace ancrée sur le fond est submergée sous le jeu des marées et des vagues. C'est souvent après des événements de dégradation, lors du déglacement ou non, que le front du pied de glace de haut estran est vertical. Ce type de morphologie agit telle une structure rigide favorisant l'affouillement et l'abaissement de la plage devant le pied de glace.

Grâce aux caméras du LDGIZC, des séries temporelles sur l'état d'englacement du haut estran ont été produites durant l'intervalle 2008-2015. Celles-ci permettent de connaître la durée de la saison glacielle pour le haut estran pour certaines années pour le secteur de Rivière-Saint-Jean (à l'ouest de l'embouchure de ladite rivière) et pour le secteur de Longue-Pointe-de-Mingan (tableau 15 et 16). Comme les conditions d'englacement dépendent en grande partie des conditions thermiques, les données de températures de l'air sont décrites ici plus spécifiquement pour l'année de suivi 2013-2014, mais également pour la période 2008 à 2015 (tableau 17). On estime, à la lumière de ces résultats, somme toute limités puisque c'est seulement au cours des saisons 2011-2012 et 2012-2013 que la comparaison a pu être effectuée, que la durée d'englacement de l'estran devant les falaises, qu'elles soient localisées à l'est ou à l'ouest de l'embouchure de la rivière Saint-Jean (c'est-à-dire qu'elles soient dominantes ou qu'elles soient ponctuelles à l'intérieur d'une côte généralement constituée de terrasses de plage), est similaire (tableau 15). Aussi, en 2012-2013, des données sur la durée de la saison glacielle sur le haut estran sont disponibles pour les falaises de Rivière-Saint-Jean et de Longue-Pointe-de-Mingan de même que pour les terrasses de plages de Longue-Pointe-de-Mingan. On constate que la durée d'englacement est de 49 à 53 jours alors que la durée d'englacement devant les terrasses de plage est du double avec 89 à 112 jours (tableau 15 et 16).

---

<sup>5</sup> Une revue détaillée des définitions de la notion de pied de glace a été réalisée par Dionne (1973).

**Tableau 15. Durée de la saison glacielle sur le haut estran devant les falaises de Rivière-Saint-Jean et de de Longue-Pointe-de-Mingan**

	Falaises Rivière-Saint-Jean			Falaises LPM_C_EST et OUEST Longue-Pointe-de-Mingan*		
	Date de début	Date de fin	Nombre de jours	Date de début	Date de fin	Nombre de jours
2008-2009	18-dec-2008	23-avril-2009	113 à 127			
2009-2010	11-janv-2010	14-fév-2010	34			
2010-2011	---	---	---			
2011-2012	8-janv-2012	11-avril-2012	83 à 87	6-janv-2012	8-avril-2012	86 à 93
2012-2013	5-janv-2013	11-mars-2013	49 à 58	6-janv-2013	28-fev-2013	53
2013-2014	21-dec-2013	22-avril-2014	95 ( $\pm 4$ )* à 105			
2014-2015						

\* $\pm 4$  car incertitude sur la date du début de la saison glacielle (visibilité partielle sur les images de la caméra RSJ\_GLACE)

**Tableau 16. Durée de la saison glacielle sur le haut estran devant les falaises de Rivière-Saint-Jean et devant les terrasses de plage de Longue-Pointe-de-Mingan**

	Falaises Rivière-Saint-Jean			Terrasses de plage Longue-Pointe-de-Mingan*		
	Date de début	Date de fin	Nombre de jours	Date de début	Date de fin	Nombre de jours
2008-2009	18-dec-2008	23-avril-2009	113 à 127	--	--	--
2009-2010	11-janv-2010	14-fév-2010	34	--	--	--
2010-2011	---	---	---	--	--	--
2011-2012	8-janv-2012	11-avril-2012	83 à 87	--	--	--
2012-2013	5-janv-2013	11-mars-2013	49 à 58	29-déc-2012	20-avril-2013	89 à 112
<b>2013-2014</b>	21-dec-2013	22-avril-2014	95 ( $\pm 4$ )* à 105	29-nov-2013	5-mai-2013	140-154
2014-2015	--	--	--	5-déc-2014	29-avril-2015	115-121

\*Caméras entre les km-repère 0 et 14,8 (donc exclut les cam LMP\_A et celle devant les falaises (LMP\_C\_EST et OUEST))

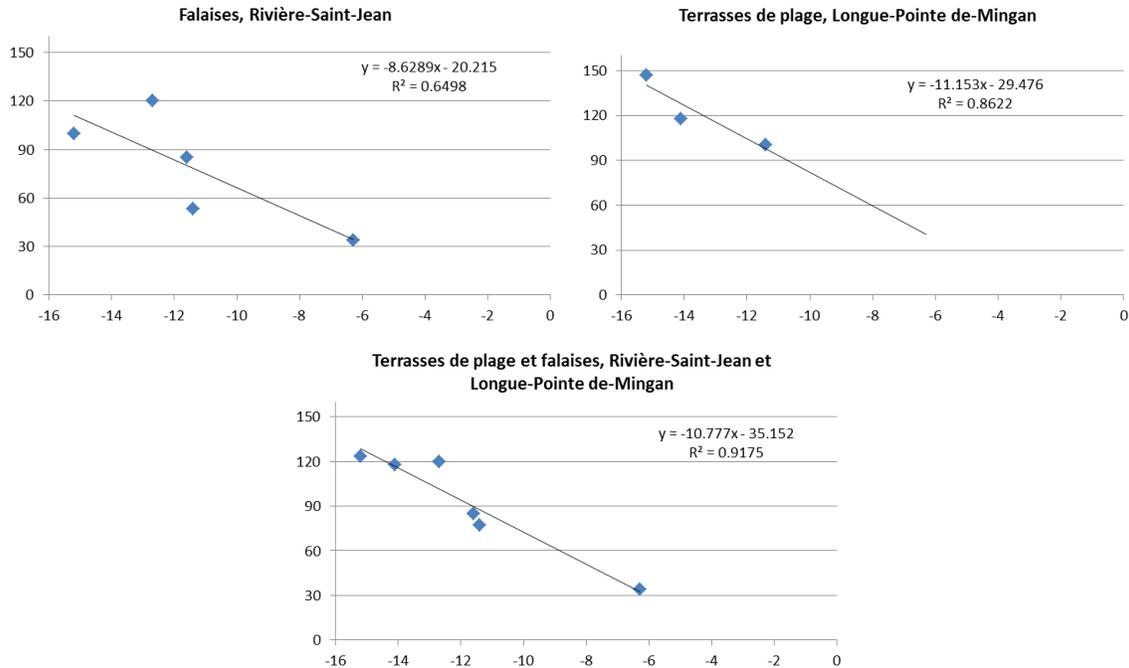
**Tableau 17. Normales et anomalies des températures de l'air annuelle, de saison froide et hivernale à la station de Sept-Îles**

	Observations			Anomalies		
	Annuelles*	6 mois froids (NDJFMA)	Hiver (DJF)	Annuelles *	6 mois froids (NDJFMA)	Hiver (DJF)
<b>Normale 1971-2000</b>	<b>0,8</b>	<b>-7,2</b>	<b>-13,3</b>	--	--	--
<b>Normale 1981-2010</b>	<b>1,0</b>	<b>-7,0</b>	<b>-13,1</b>	--	--	--
2008-2009	1,3	-7,7	-12,7	+0,3	-0,7	+0,4
2009-2010	3,4	-3,1	-6,3	+2,4	+3,9	+6,8
2010-2011	2,1	-6,1	-9,0	+1,1	+0,9	+4,1
2011-2012	1,6	-7,5	-11,6	+0,6	-0,5	+1,5
2012-2013	2,1	-6,7	-11,4	+1,1	+0,3	+1,7
<b>2013-2014</b>	<b>0,2</b>	<b>-10,1</b>	<b>-15,2</b>	<b>-0,8</b>	<b>-3,1</b>	<b>-2,1</b>
2014-2015	0,5	-9,5	-14,1	-0,5	-2,5	-1,0

Source : Environnement Canada, station de Sept-Îles

\*année de glace d'estran centrée sur l'hiver, centré sur le 13 décembre, donc du 1 juillet au 30 juin suivant.

Les normales concernant le nombre de jours d'englacement du haut estran et/ou du bas estran ne sont pas disponibles sur la région à l'étude. D'ailleurs, ce type de données n'existe nulle part au Québec et, à notre connaissance, dans le monde. Notez qu'une normale probable d'englacement du haut estran sera produite dans le cadre du projet CC04.1 (*Influence de la réduction du couvert de glace sur l'érosion côtière en bordure des infrastructures routières de l'Est du Québec dans un contexte de changements climatiques*). La seule année suivie à l'aide des caméras côtières pour laquelle les températures de l'air ont été près des normales est l'année 2008-2009. Pour cette dernière, la durée de l'englacement du haut estran, disponible seulement du côté des falaises de Rivière-Saint-Jean, a été d'environ 120 jours. Lorsque l'on réalise de simples nuages de points à l'aide des valeurs de durée d'englacement et de température hivernale et qu'on y applique une droite (régression linéaire), on obtient des valeurs de  $R^2$  très élevé (jusqu'à 0,92) (figure 62). En appliquant les équations de ces droites et la normale des températures hivernale (-13,1 °C), on obtient des « durées normales » qui seraient de l'ordre de 100 à 120 jours pour la cellule hydrosédimentaire de Longue-Pointe-de-Mingan. Il s'agit, à notre avis, d'un estimé préliminaire qui s'avère néanmoins cohérent et relativement satisfaisant. Notons qu'il s'agit de la durée de la saison glacielle, et ce, indépendamment de l'état de formation du pied de glace (de minime à complet).



**Figure 62. Relation linéaire entre les températures moyennes hivernales (DJF) et la durée de la saison glacielle (date de fin – date de début, indépendamment de l'état du pied de glace)**

Les séries temporelles d'évolution du pied de glace de haut estran sur le site de Longue-Pointe-de-Mingan pour les saisons 2012-2013 et 2013-2014 sont présentées aux figures 63, Figure 64, Figure 65 et Figure 66. Les caméras B (près du secteur B) et les caméras D (à l'ouest du secteur A) sont celles pour lesquelles des données sont disponibles.

Au cours du suivi-2013-2014, le pied de glace est considéré comme étant complet à partir du début du mois de janvier devant les caméras B, et à partir du début du mois de février devant les caméras D. À partir de ce stade, on observe que le haut estran est complètement soustrait à l'action des vagues. Devant les caméras B et D, l'action des vagues sur le haut estran recommence partiellement à partir de la mi-avril alors que le dégel s'amorce.

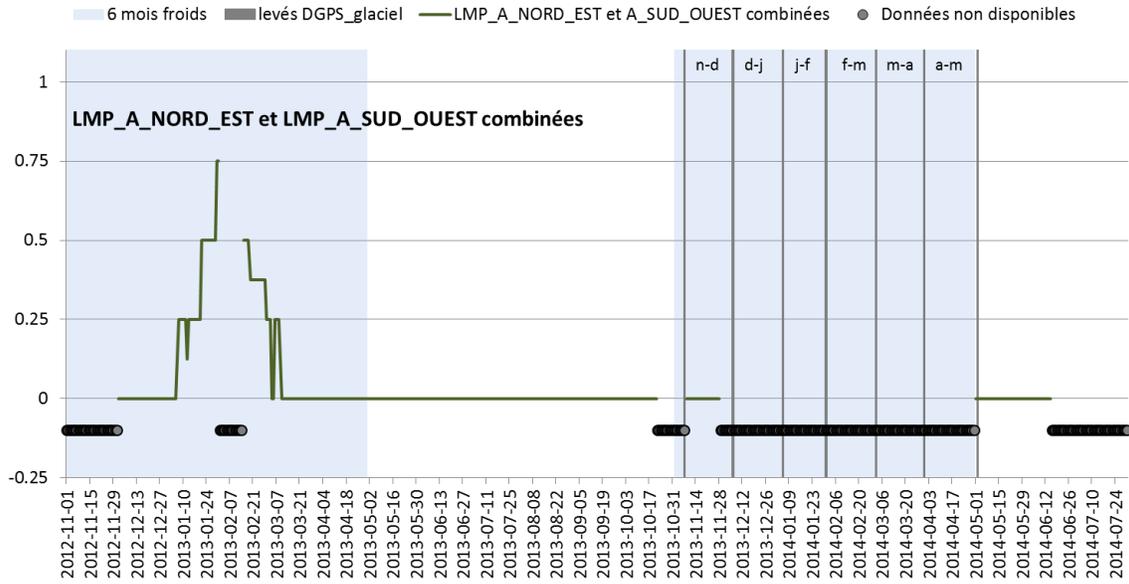


Figure 63. Évolution du pied de glace de haut estran durant les saisons 2012-2013 et 2013-2014 devant les caméras A (à l'est du village)

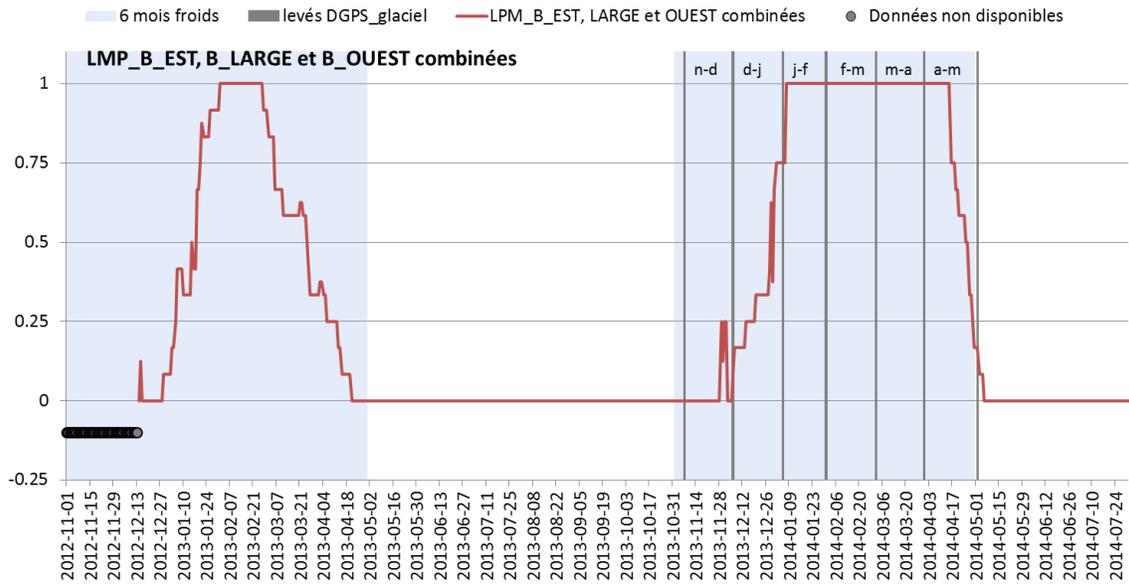
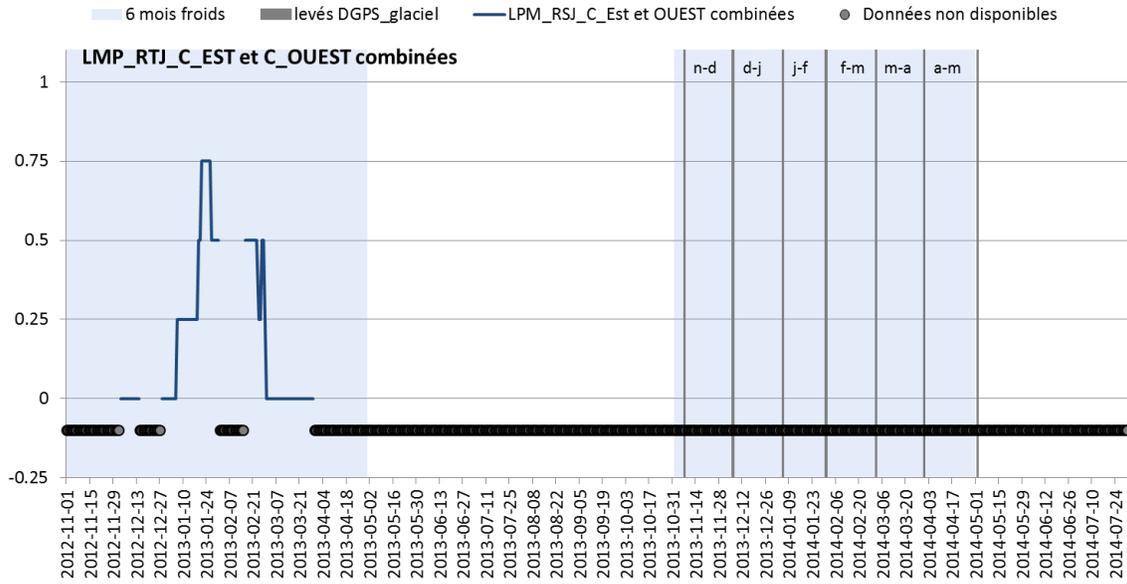
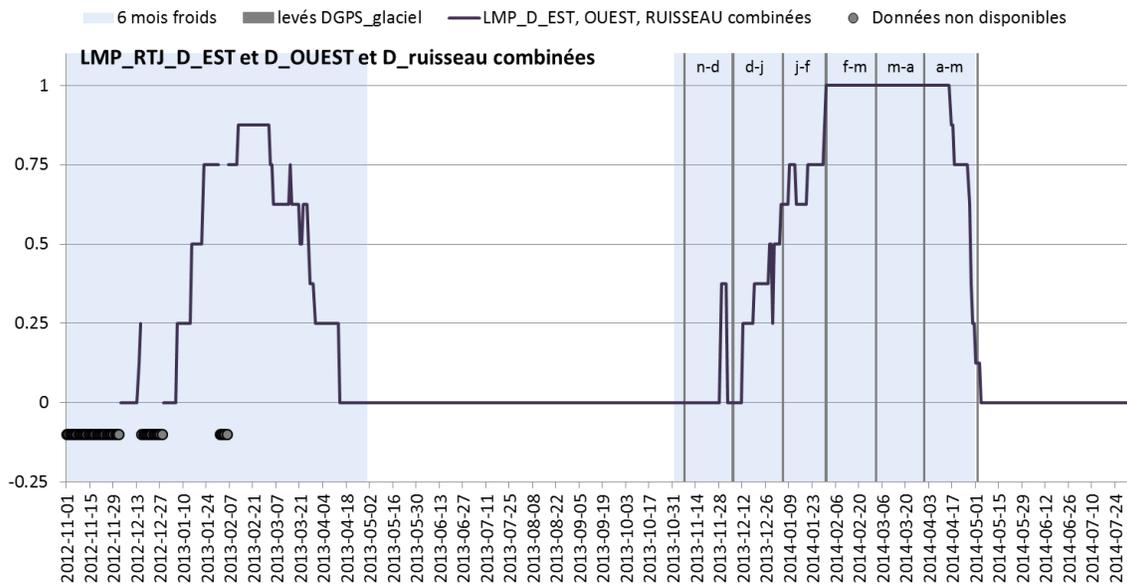


Figure 64. Évolution du pied de glace de haut estran durant les saisons 2012-2013 et 2013-2014 devant les caméras B (à proximité du site problématique B mais implanté dans le secteur de terrasse)



**Figure 65. Évolution du pied de glace de haut estran durant les saisons 2012-2013 et 2013-2014 devant les caméras C (à proximité du site problématique A mais perdu en raison de l'érosion)**



**Figure 66. Évolution du pied de glace de haut estran durant les saisons 2012-2013 et 2013-2014 devant les caméras D (à 1 km à l'ouest du site problématique A et près d'une sortie de cours d'eau)**

### 3.3.3.1. Pied de glace de haut estran : protection contre les agents hydrodynamiques

Il a été reconnu que le pied de glace assure une protection contre l'érosion par les agents hydrodynamiques (Wright et Priestley, 1922; Joyce, 1950, Zumberge et Wilson, 1953; Dionne, 1973; Marsh *et al.*, 1973; Taylor et McCann, 1976; Davies *et al.* 1976; Dionne, 1976; Hume et Schalk, 1976; Moign, 1976; Owens, 1976; Croasdale et Marcellus, 1978; Wiseman *et al.*, 1981, Taylor 1981 dans Troudes et Sérodes, 1987; Nielsen, 1988, Barnes *et al.*, 1993, Forbes et Taylor, 1994, Forbes *et al.*, 2002 et 2004). En effet, la présence du pied de glace limite ou inhibe presque complètement l'emprise des processus hydrodynamiques (vagues) qui sont souvent plus puissants durant la saison froide. Lorsque le pied de glace de haut estran est suffisamment développé verticalement, il limite le contact entre les falaises ou les terrasse de plage de Longue-Pointe-de-Mingan et les hauts niveaux d'eau. La figure 67 présente le profil du pied de glace lors du levé de mars 2014 près du km-repère 4,4, et permet de visualiser le développement vertical de la glace. Sur ces profils, un niveau d'eau de 2 m aurait monté sur une distance d'environ 40 m à partir de la flexure en l'absence de pied de glace. Par contre, en raison de l'englacement du haut estran, le niveau d'eau de 2 m progresse monte sur une distance d'environ 25 m à partir de la flexure vers la côte. Selon cette situation, ce sont aussi seulement une dizaine de mètres du haut estran qui aurait été exposé à l'eau entre la flexure et la base du front du pied de glace sous les conditions du levé de mars 2014.

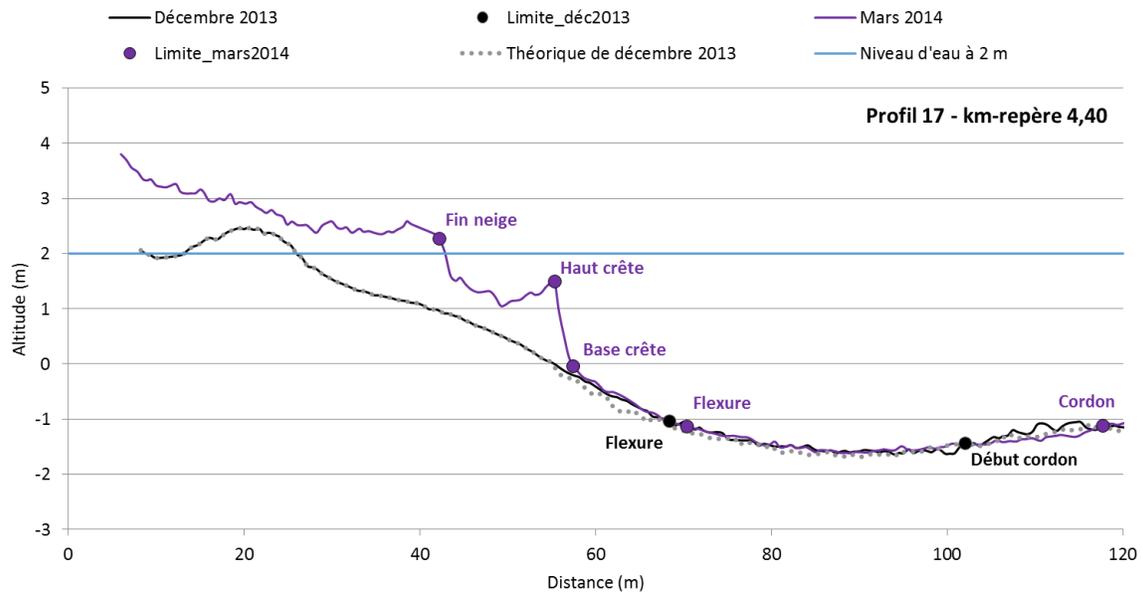
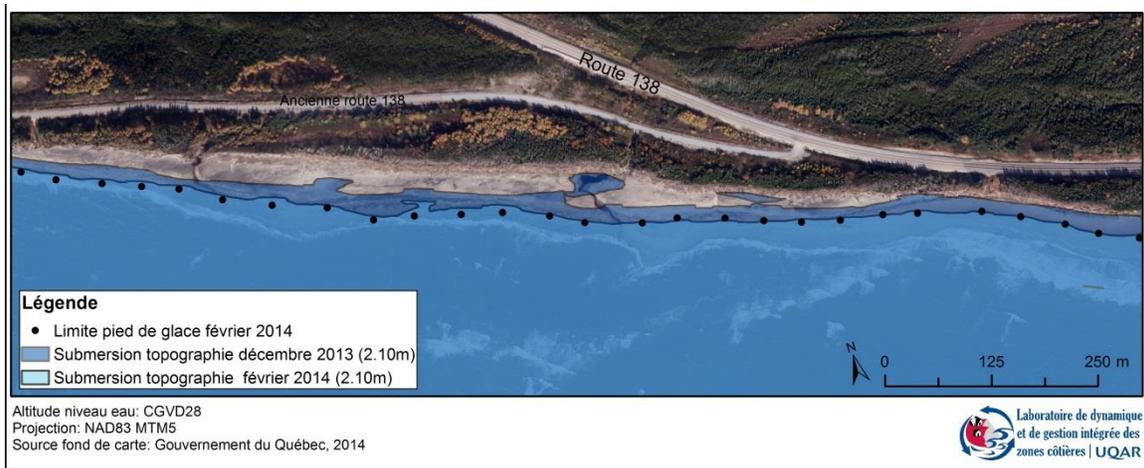


Figure 67. Profil du pied de glace de haut estran, à proximité du km-repère 4,40, lors des levés de février 2014 et de mars 2014.

Dans le cadre de ce projet, l'usage des surfaces topographiques interpolées à partir des levés DGPS a permis d'observer la position d'un niveau d'eau hypothétique, c'est-à-dire n'intégrant pas le jet de rive mais plutôt le niveau d'eau (WL) additionné de la hauteur des vagues infragravitaires ( $H_{m0}$  (ig)). Il s'agit donc simplement d'un niveau qui permet d'illustrer l'impact topographique, et donc de protection, du pied de glace de haut estran mais qui ne représente pas l'altitude du niveau d'eau atteint à la côte, lequel nécessite le calcul du jet de rive. Ainsi, l'exemple montre que le niveau d'eau hypothétique ( $WL+H_{m0}$ (ig)) de 2,10 m survenu le 4 décembre 2013 et le 14 février 2014 n'atteint pas du tout les mêmes limites en raison de la formation du pied de glace (figure 68). Les points noirs indiquent la limite du pied de glace identifiée sur le terrain lors de la réalisation des profils de plage au DGPS. Selon cet exemple, le niveau d'eau hypothétique aurait atteint les falaises à l'endroit où la route est le plus près du littoral alors qu'en février, le pied de glace aurait inhibé ce contact.

Une quantification de l'effet de protection en nombre d'heure de contact (mer-terre) effectif, c'est-à-dire durant l'interglaciaire, par rapport au nombre d'heure de contact non effectif, c'est-à-dire, durant le pléni-glaciaire sera réalisée, pour les secteurs problématiques A et B de Longue-Pointe-de-Mingan, dans le cadre du projet « Influence de la réduction du couvert de glace sur l'érosion côtière en bordure des infrastructures routières de l'Est du Québec dans un contexte de changements climatiques, CC04.1 ». Cette démarche intègre le calcul du jet de rive à partir des données de vagues et de pente sur le site d'étude. La démarche complète pour ce faire est exposée dans le rapport méthodologique 2 (janvier 2017) dudit projet.



**Figure 68. Zone submergée par un niveau d'eau de 2,10m sur la topographie de décembre 2013 et février 2014. En décembre 2013, la falaise est touchée sur 250m.**

### 3.3.3.2. *Pied de glace de haut estran et évolution du profil de plage*

La littérature scientifique nous apprend que la charge sédimentaire contenue dans la glace d'estran est extrêmement variable et les mesures et observations vont de plusieurs kilogrammes par m<sup>2</sup> de glace, allant de 25 000 tonnes par km<sup>2</sup> (Dionne, 1993) à 200 Kg par m<sup>2</sup> (Dionne, 1970 et 1984) et 100 Kg par m<sup>2</sup> (Troude et Sérodes, 1985, 1987) à des contenus presque nuls (Moign, 1976, Owens, 1976). À Longue-Pointe-de-Mingan, au cours des campagnes de terrain, l'effet de piège à sédiment a pu être observé par la présence de glace stratifiée et de sable sur le pied de glace (figure 69). L'apport de sédiment à la glace de haut estran est possible presque seulement lorsque le pied de glace de bas estran n'est pas présent. En effet, il faut que les vagues puissent frapper sur le front du pied de glace de haut estran et ainsi, projeter des sédiments sur celui-ci. Ainsi, s'il n'y avait pas eu de pied de glace de haut estran, ces sédiments sont temporairement retirés du transport sédimentaire longitudinal et transversal. Rappelons que tous les sédiments du haut estran qui sont sous le pied de glace sont eux aussi soustraient au transport sédimentaire durant la saison glacielle.

Au printemps, la sédimentation induite par la fonte du pied de glace sur place crée une crête de sédiments chaotiques et lâches sur l'estran (figure 70). Les figures 71, 72 et 73 montrent que la sédimentation sur l'estran entre décembre 2013 et juin 2014 a lieu à l'emplacement du pied de glace du mois d'avril. La sédimentation a principalement lieu dans la partie frontale du pied de glace, ce qui concorde avec la photographie prise sur le terrain qui montre que les sédiments s'accumulent sur la partie la plus frontale du pied de glace (figure 69b). Les sédiments qui étaient alors retirés du transport sédimentaire, sont de nouveau disponibles. La crête de sédiment rehausse localement la surface de la plage. En conséquence, en l'absence de vagues capables d'en mobiliser les sédiments, celle-ci limite la progression de l'eau vers la côte. Par contre, sous des conditions de vagues qui permettent la mobilisation des sédiments, ceux-ci sont redistribués selon les conditions hydrodynamiques, vers le haut ou vers le bas, le long du profil de plage.

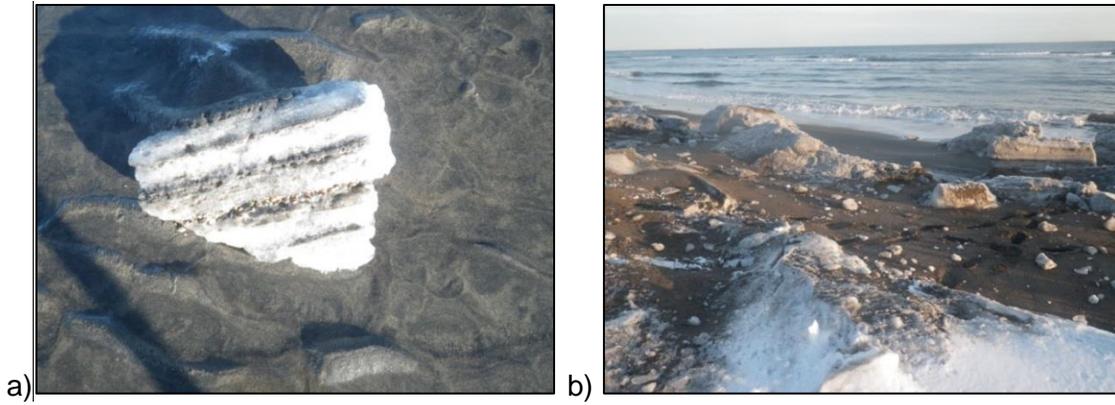
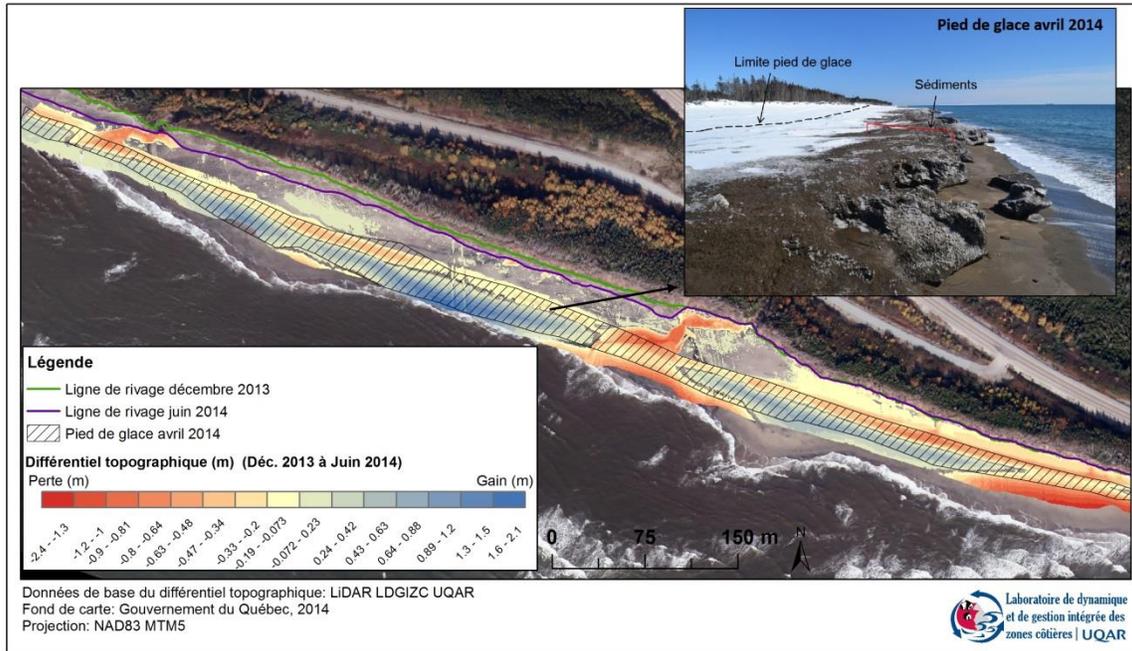


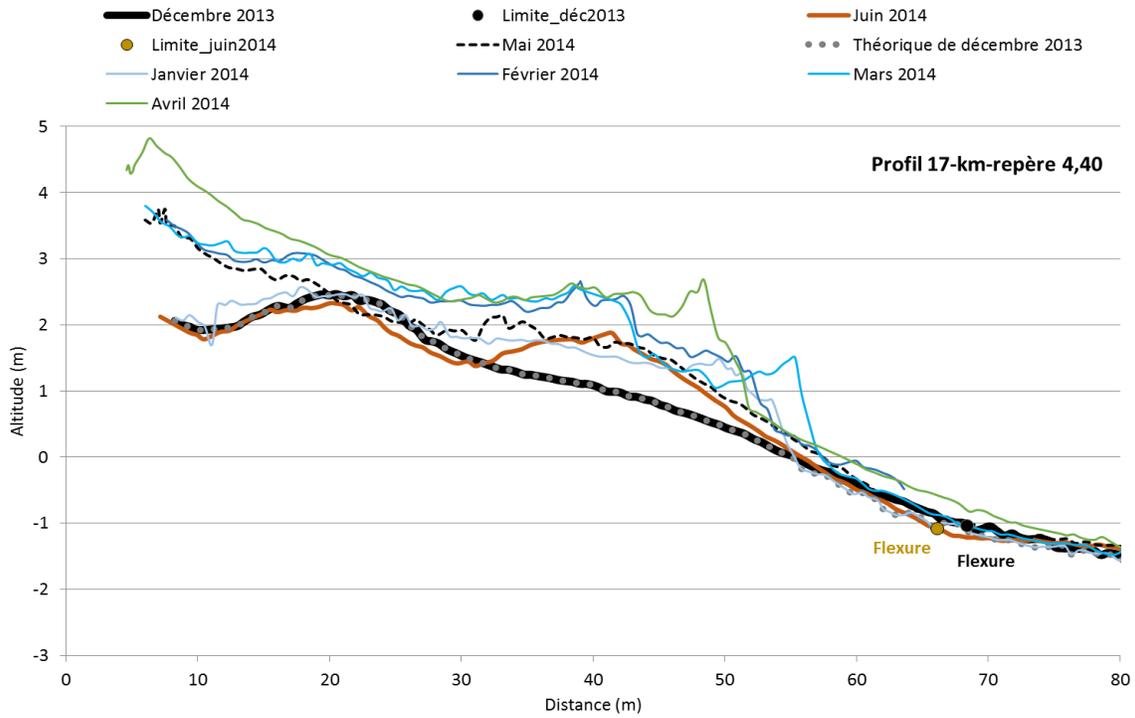
Figure 69. Charge sédimentaire visible dans la glace en avril 2014 à Longue-Pointe-de-Mingan et a) glace stratifiée et en b) sable sur la surface du pied de glace



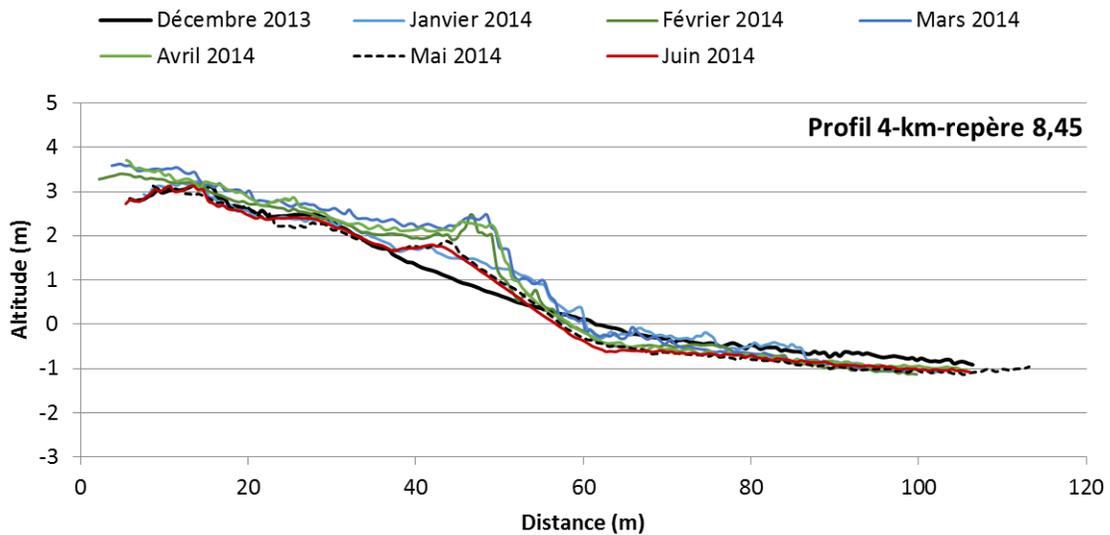
Figure 70. Crête de sédiments post-glaciel sur le haut estran à Longue-Pointe-de-Mingan en mai 2014



**Figure 71. Sédimentation de l'estran suite à la fonte du pied de glace au printemps 2014**



**Figure 72. Profils initiaux de décembre 2013, de la saison glacielle et post-glacielle avec rehaussement par accumulation de sédiment post-glaciels (crête), km-repère 4,40**



**Figure 73. Profils initiaux de décembre 2013, de la saison glacielle et post-glacielle avec rehaussement par accumulation de sédiment post-glaciels (crête) et abaissement sur la partie inférieure du haut estran, km-repère 8,45**

Sous d'autres conditions, l'effet morphosédimentaire du pied de glace de haut estran est complètement différent. On observe aux figures 74, 75, 76, 77 et 78 que le profil de plage initial de décembre 2013 ou de son homologue théorique<sup>6</sup> ne termine pas la saison glacielle avec un rehaussement (crête de sédiment), mais plutôt complètement abaissé et concave. Cette évolution résulte de l'effet de réflexion des vagues qui frappent sur le front du pied de glace, lequel agit ainsi telle une structure rigide. La réflexion des vagues engendre l'affouillement à la base du pied de glace. Ceci est particulièrement visible sur les profils de mars et d'avril 2014 (figure 76 et figure 77). Lors du levé DGPS de juin 2014, le profil du haut estran avait toujours une morphologie concave (figure 79). Les conditions hydrodynamiques pour l'intervalle de mai 2014 à juin 2014 ont été particulièrement calmes (section 3.4.3.2). Le profil 24, à proximité du km-repère 4,75, est localisé devant la zone de falaises en érosion du secteur problématique A. Le haut estran plus étroit et la dynamique glacielle devant ces falaises semblent accentuer la sensibilité du secteur à l'érosion verticale et latérale. L'état du profil de mai 2013, soit celui de l'année précédente, présente lui aussi un profil concave (figure 80). Ceci laisse présager le caractère saisonnier et non ponctuel des observations de la saison glacielle et post-glacielle de 2013-2014.

Pour le suivi intra-annuelle, l'intervalle de mai 2013 à août 2013 est marqué par l'érosion sévère de la côte au secteur A (minimum de -16,43 m et moyenne de -3,20 m) alors que les falaises du secteur B enregistrent leur recul intra-annuelle le plus faible (minimum de -3,11 m et moyenne de -0,64 m). Alors que les conditions hydrodynamiques sont les mêmes, l'état du profil de plage, une fois le déglacement achevé et donc abaissé et concave, devant le secteur problématique A pourrait expliquer que ce secteur ait été particulièrement sensible à l'érosion, contrairement au secteur B. Malheureusement, les levés topographiques ne couvraient pas la saison 2012-2013 ce qui aurait permis de soutenir davantage cette interprétation. Néanmoins, il sera intéressant d'analyser les données de suivi futur pour déterminer si ce type de situation pourrait effectivement influencer l'érosion de manière aussi significative.

Enfin, le long de certains profils, on observe l'abaissement du profil dans sa portion inférieure en raison de l'effet de structure rigide du pied de glace et, un peu plus haut sur l'estran, le rehaussement du profil par la crête de sédiment post-glacielle (figure 73). On ignore encore si, pour ce genre de situation, les sédiments érodés au front du pied de glace sont plutôt évacués vers le large ou alors projetés sur le pied de glace, et donc contribuant directement au volume de la crête au moment de la fonte du pied de glace.

---

<sup>6</sup> L'analyse de l'ensemble des profils indique qu'il y a fort probablement eu un léger abaissement du profil de décembre avant le début de l'englacement du haut estran.

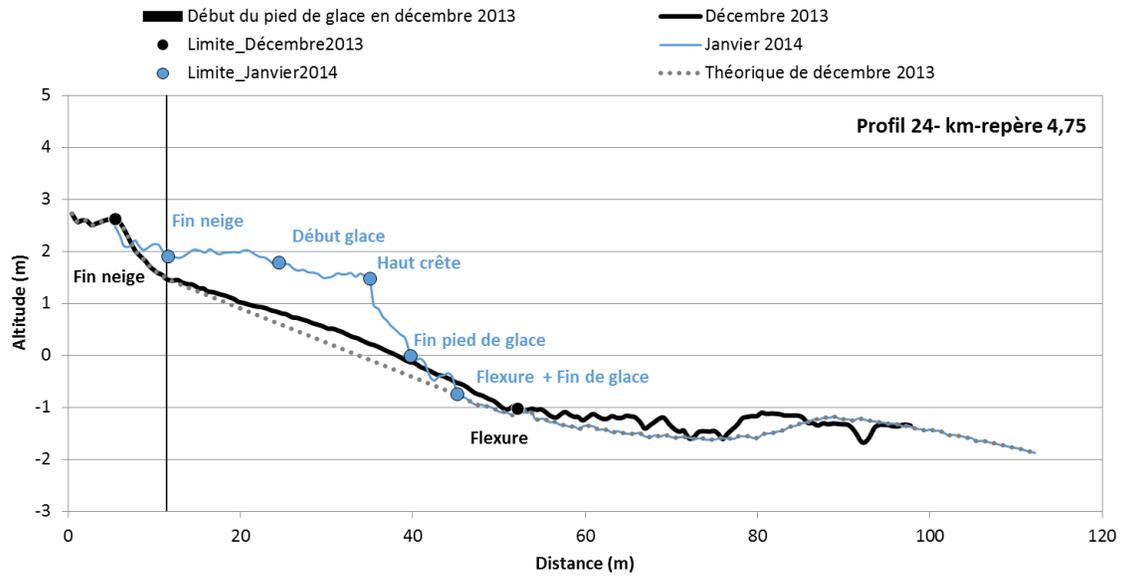


Figure 74. Profils de décembre 2013 et de janvier 2014 au km-repère 4,75

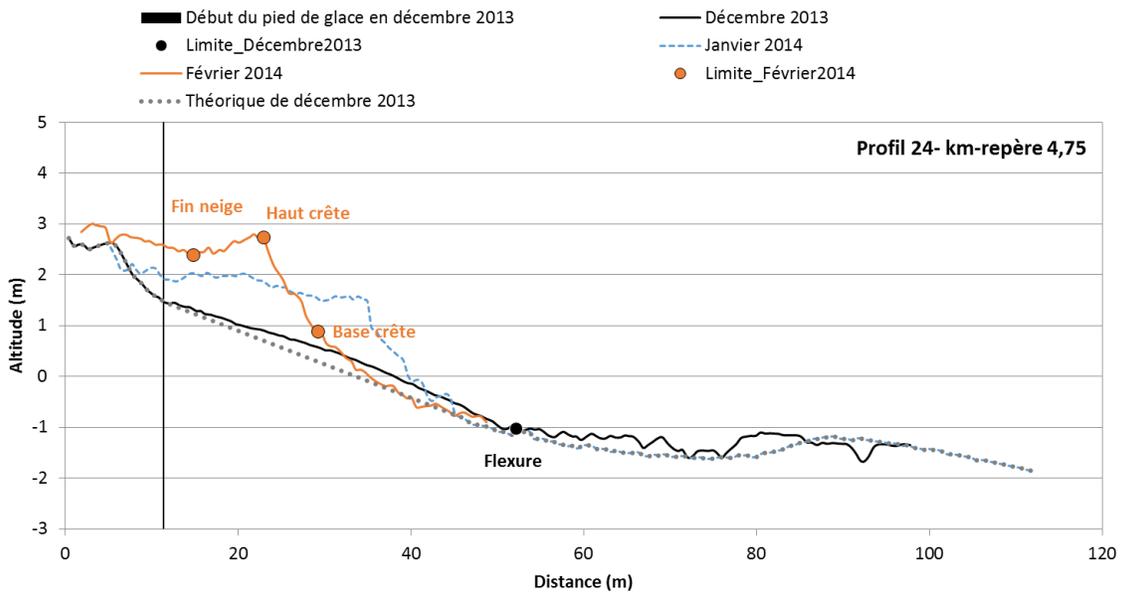


Figure 75. Profils de décembre 2013 et de janvier 2014 et de février 2014 au km-repère 4,75

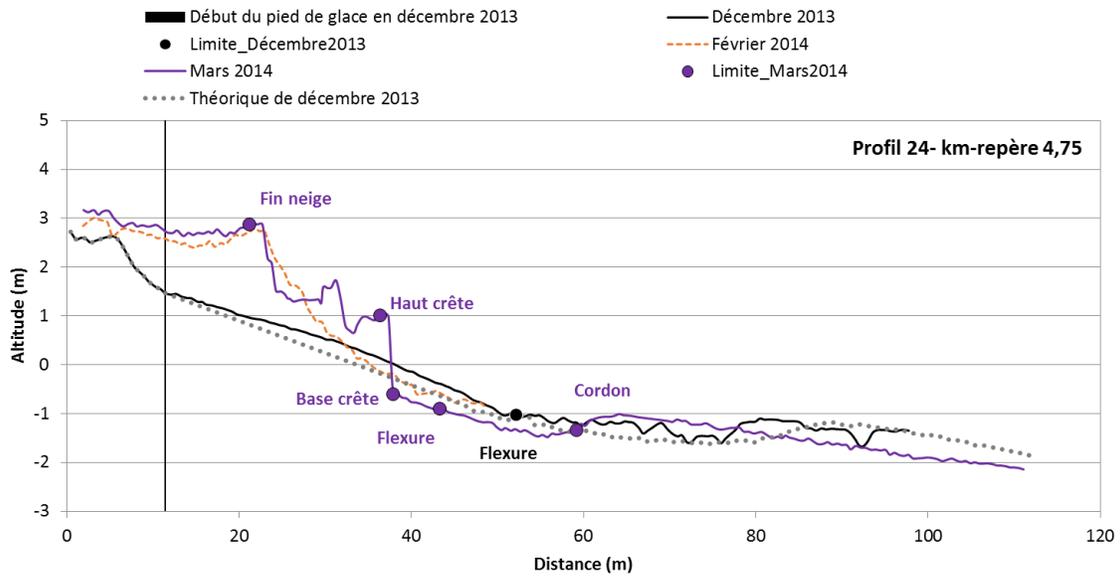


Figure 76. Profils de décembre 2013 et de février 2014 et de mars 2014 au km-repère 4,75

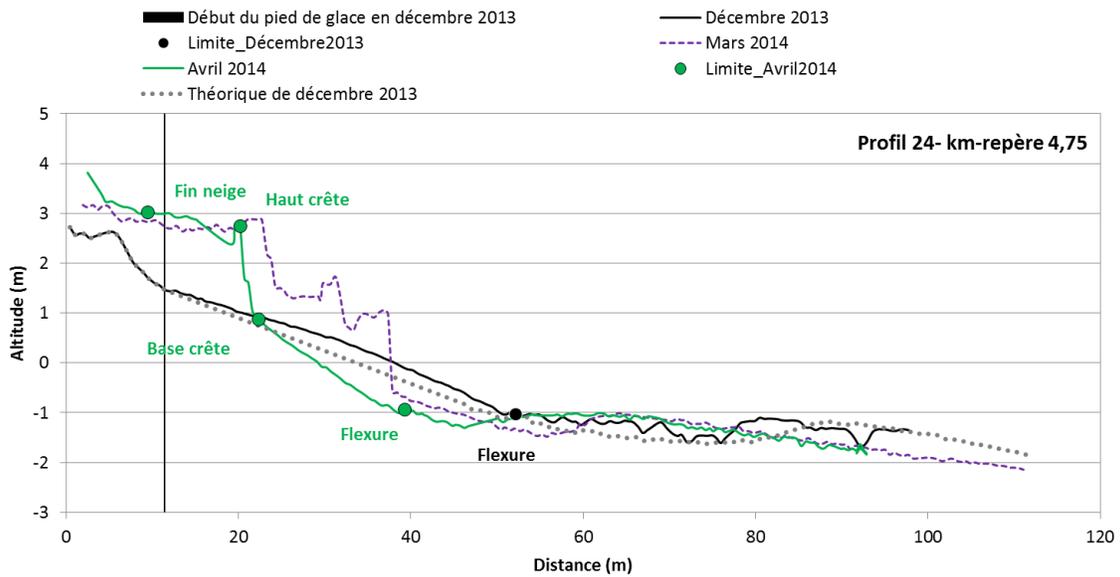


Figure 77. Profils de décembre 2013 et de mars 2014 et d'avril 2014 au km-repère 4,75

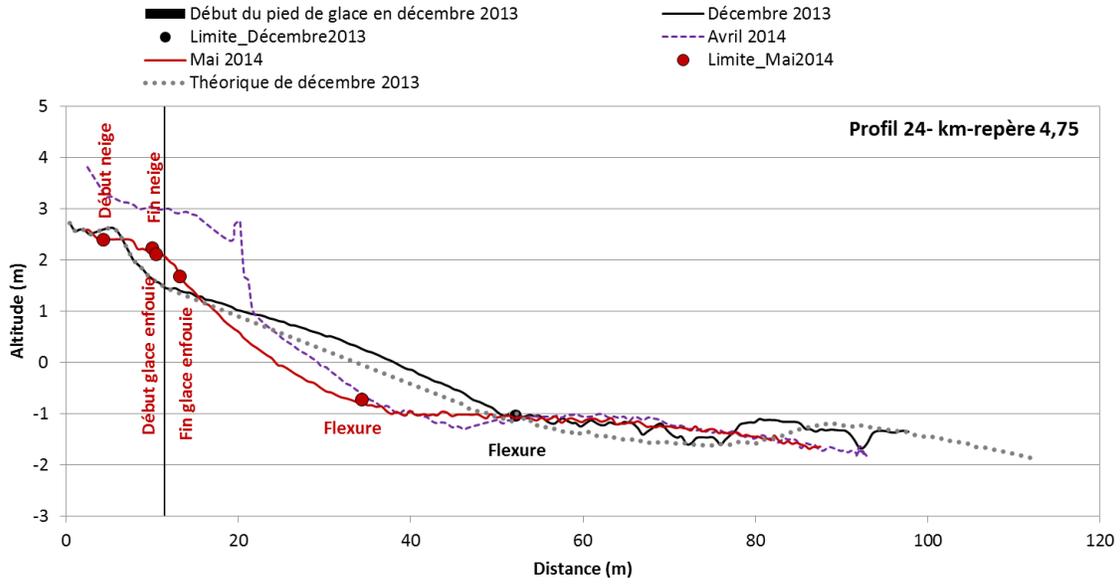


Figure 78. Profils de décembre 2013 et d'avril 2014 et de mai 2014 au km-repère 4,75

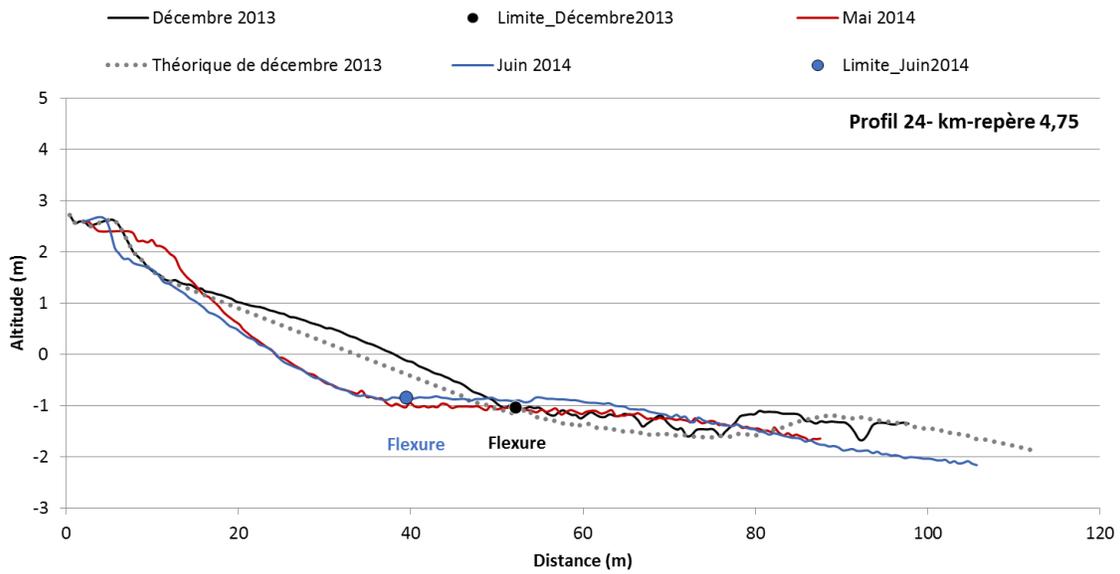
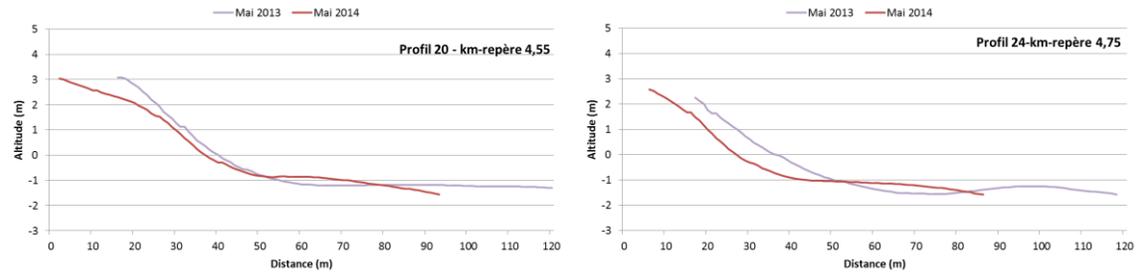


Figure 79. Profils de décembre 2013 et de mai 2014 et de juin 2014 au km-repère 4,75



**Figure 80. Profils post-glaciel de mai 2013 et mai 2014 présentant une forme concave aux km-repère 4,55 et 4,75**

### 3.4. Hydrodynamique côtière

Les tempêtes (Zhang et al., 1999, 2001), et les conditions hydrodynamiques de manière générale ont un effet important sur les côtes basses sablonneuses. Avec les agents éoliens et glaciels, ils constituent les principaux agents d'évolution de ce type de côte. Cette section présente l'ensemble des résultats disponibles sur les conditions hydrodynamiques de la région d'étude.

#### 3.4.1. Conditions marégraphiques

À Longue-Pointe-de-Mingan, la marée est de type mixte semi-diurne. Le marnage, mesuré à la station marégraphique de Mingan, y est de 1,7 m pour les marées moyennes et de 2,5 m pour les grandes marées (Service hydrographique du Canada, 2011) (tableau 18). L'amplitude extrême mesurée serait de l'ordre de 3,89 m (Logimer, 1986). Les houles proviennent principalement de l'ouest-sud-ouest et du sud-est (Long et Drapeau, 1983). Les courants de marée sont alternatifs, parallèles à la côte et vont vers l'ouest lors du flot et vers l'est lors du jusant. Ils varient entre 24 et 50 cm/s en période de vives-eaux et entre 15 et 28 cm/s en périodes de mortes-eaux (Ross et Long, 1989). Les houles de l'ouest-sud-ouest (fetch, 230 km) et du sud-ouest (fetch de 120 km) ont une période de 6 à 8 secondes (Ross et Long, 1989 et Hudier, 1986) et ont une hauteur moyenne de 2 m et atteignent 4-5 mètres lors des tempêtes (Ross et Long, 1989 et Long et Chapalain, 1985). Le vent a un caractère saisonnier marqué, ce qui influence la direction du régime de houles (Jordan et Neu, 1977 dans : Hudier, 1986). D'après les enregistrements collectés à Sept-Îles, les directions prédominantes du vent d'hiver sont nord et nord-ouest. Durant l'été, les vents les plus fréquents proviennent plutôt de l'est, voire du sud-ouest (Karakiewich et al., 1983 ; Tessier, 1987). Enfin, des courants fluviaux sont aussi provoqués par la rivière Saint-Jean qui a un débit de 1035 m<sup>3</sup>/s en crue et de 85 m<sup>3</sup>/s à l'étiage (Cataliotti-Valdina et Long, 1983).

**Tableau 18. Niveaux d'eau marégraphique et géodésique à la station marégraphique de Mingan (#2470)**

Niveaux d'eau	Marégraphique (m)	Géodésique (m)
Niveau moyen des mers (NMM)	1,1	0
Basses mers inférieures de grandes marées (BMIGM)	0,1	-1
Basses mers inférieures de marées moyennes (BMIMM)	0,4	-0,7
Pleines mers supérieures de marées moyennes (PMSMM)	2,1	1
Pleines mers supérieures de grandes marées (PMSGM)	2,6	1,5

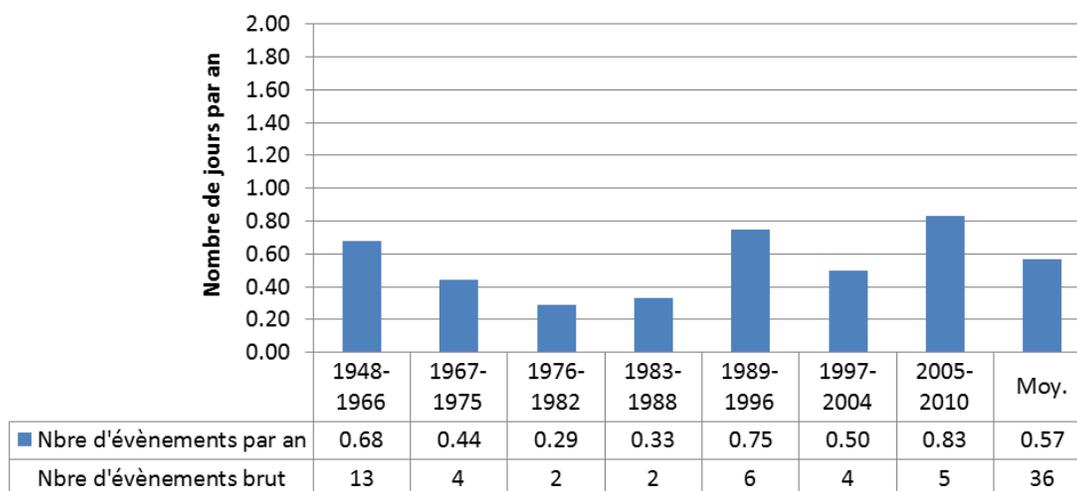
Source : Service hydrographique du Canada, 2015

### 3.4.2. Tempêtes et niveaux d'eau

Cette section présente un historique des événements de « tempêtes » selon différents seuils de vitesse de vents enregistrés à la station météorologique de Sept-Îles (Bernatchez *et al.*, 2012c) et selon le recensement d'événements à partir des archives (Bernatchez *et al.*, 2012a). Les niveaux d'eau historiques du marégraphe de Sept-Îles ont aussi fait l'objet d'une analyse par période. Les analyses ont été effectuées selon les intervalles d'évolution côtière déterminés dans cette étude et définis en fonction des années d'acquisition de photographies aériennes.

#### 3.4.2.1. Les archives de journaux

Selon les archives de journaux de la Côte-Nord (Bernatchez *et al.*, 2012b), trois périodes se démarquent par leur nombre de tempête plus élevé. D'abord, 1948-1966 et 1989-1996 avec respectivement 0,68 et 0,75 événement par an s'élèvent légèrement au-dessus de la moyenne de 0,57 événement par an. Cependant, c'est essentiellement durant le court intervalle de 2005-2010 que le nombre d'événements de tempêtes a été le plus important avec 0,83 événement par an. Inversement, peu d'événements de tempêtes ont été recensés durant les intervalles 1976-1982 et 1983-1988 avec moins d'un événement tous les trois ans (0,29 et 0,33 événement/an respectivement) (figure 81).

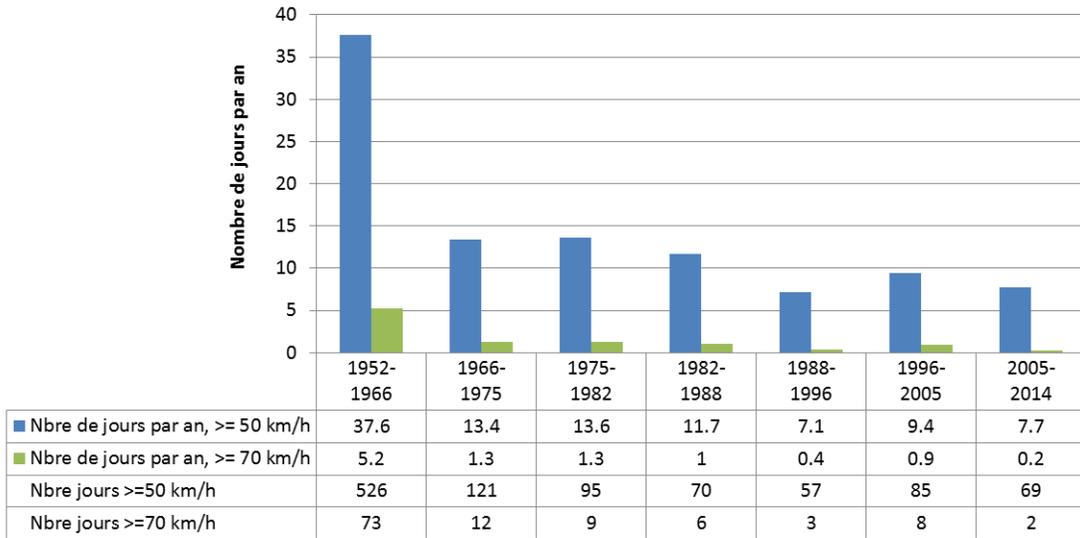


Source : Modifié de Bernatchez et al. (2012)

**Figure 81. Événements de tempêtes répertoriées dans les archives de journaux de la Côte-Nord**

### 3.4.2.2. Les vents

Selon les données de vent, c'est la période 1952-1966 qui se démarque le plus avec 37,6 jours/an de vents  $\geq 50$  km/h et 5,2 jours/an de vents  $\geq 70$  km/h (figure 82). On observe ensuite une relative stabilité du nombre d'événements par périodes. Les périodes 1988-1996 et 2005-2014 enregistrent respectivement seulement 7,1 et 7,7 jours/an avec des vents  $\geq 50$  km/h et seulement 0,4 et 0,2 jour/an de tempête avec des vents  $\geq 70$  km/h, ce qui représente les valeurs les plus faibles.



\* Les périodes sont de décembre à novembre pour chaque année. Ceci explique la répétition des années dans le tableau et le décalage des années par rapport aux intervalles historiques qui eux, sont définis par la date des photos.

Source : Modifié de Bernatchez *et al.*, 2012, sauf pour 2010-2014

**Figure 82. Jours où les vitesses de vents mesurées à la station de Sept-Îles ont été élevées ( $\geq 50$  km/h et  $\geq 70$  km/h)**

### 3.4.2.3. Les niveaux d'eau au marégraphe de Sept-Îles

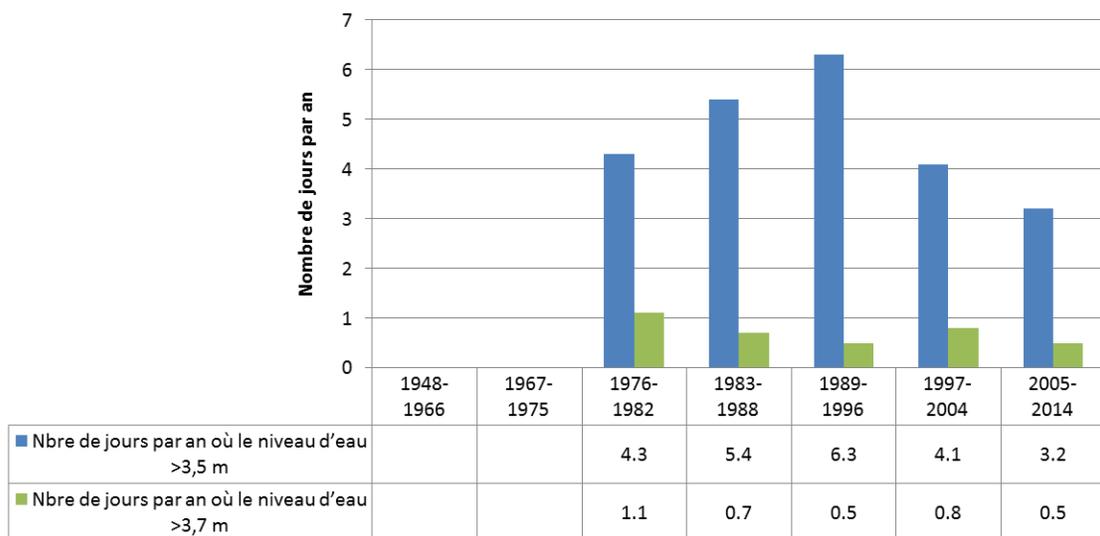
Les données de la station de Sept-Îles sont utilisées pour l'analyse des données de niveaux d'eau historiques puisque ce type de données est non disponible pour Mingan. Les données historiques sont acquises et compilées par le Service hydrographique du Canada. Ici, le marnage des marées moyennes est de 2,3 m et celui des grandes marées de 3,7 m. Le niveau des PMSGM est de 3,4 m et le niveau d'eau maximum historique est de 4,0 m. Plus récemment, soit entre 2002 et 2006, le niveau d'eau maximum mesuré a été de 3,82 m (Ropars, 2007).

Ainsi, à partir des données historiques sur les niveaux d'eau de la station marégraphique de Sept-Îles, le nombre de jours où le niveau d'eau a été au-dessus de 3,5 m et de 3,7 m (deux seuils supérieurs au niveau des PMSGM de 3,4 m) a été quantifié pour les

différents intervalles d'analyse d'évolution côtière. Les données couvrant la période de 1976 à 2005 ont été traitées par Bernatchez *et al.* (2012) et la période récente de 2005 à 2014 a été traitée dans la présente étude.

Pour les niveaux d'eau supérieurs à 3,5 m, c'est la période 1989-1996 qui se démarque avec 6,3 jours/an, suivie par la période précédente (1983-1988) avec 5,4 jours/an. Avec seulement 3,2 jours/an, c'est au cours de la période 2005-2014 que le niveau d'eau a dépassé le moins fréquemment le seuil de 3,5 m.

Pour les niveaux d'eau supérieurs à 3,7 m, c'est plutôt la période 1976-1982 qui domine avec 1,1 jour/an, tandis que les autres périodes sont plutôt constantes avec des fréquences de l'ordre d'entre 0,5 et 0,8 jour/an.



**Figure 83. Jours où les niveaux d'eau enregistrés au marégraphe de Sept-Îles ont été élevés (>3,5 m et >3,7 m)**

Les données de vents (section 3.4.2.2) et de niveaux d'eau (section 3.4.2.3) ne permettent pas à elles seules d'expliquer la plus haute fréquence d'évènements de tempête recensés dans les journaux au cours de l'intervalle 2005-2010 ni de 1989-1996 (section 3.4.2.1).

### **3.4.3. Paramètres hydrodynamiques mesurés aux capteurs de pression**

Les données hydrodynamiques de niveaux d'eau et de vagues pour la période de suivi 2013-2014 ont été obtenues via l'implantation de trois capteurs de pression (section 3.1.2.2). Les données horaires des trois capteurs sont présentées à l'annexe 0. Cependant, pour les capteurs de la zone intertidale (n=2), seules les données du capteur Intertidale\_Centre sont présentées dans cette section puisque celui-ci est déployé devant le site problématique B et donc, devant le segment côtier faisant face au sud-sud-ouest et ciblé dans le cadre de ce rapport.

Les données du capteur Intertidale\_Centre couvrent la période du 29 mai 2013 au 17 octobre 2013. Ceci permet de couvrir complètement les intervalles compris entre les levés Lidar\_mai\_2013 et Lidar\_août\_2013 et entre les levés DGPS\_mai\_2013 et DGPS\_août\_2013. Les données permettent aussi de couvrir partiellement l'intervalle compris entre les levés DGPS\_août\_2013 et DGPS\_novembre\_2013. Les données du capteur Large\_Centre, quant à elles, couvrent la période du 22 novembre 2013 au 28 octobre 2014. Ceci assure le suivi complet de tous les intervalles compris entre ces dates. Enfin, l'intervalle Lidar\_août\_2013 — décembre\_2013 est couvert en partie seulement par le capteur Intertidale\_Centre (au début) et par le capteur Large\_Centre (à la fin) alors que les dates comprises entre le 17 octobre 2013 et le 22 novembre 2013 ne sont suivies par aucun capteur.

Notons immédiatement que comme il n'y a pas de couverture commune entre les capteurs de la zone intertidale et du large, il n'est pas possible de corréler et d'interpoler les données de manière à estimer les conditions en zone intertidale pour la période hivernale (cette dernière étant seulement couverte par le capteur au large). Aussi, les données de hauteur de vagues et de périodes des capteurs de la zone intertidale (capteur Intertidale\_Est et capteur Intertidale\_Centre) et du capteur au large (capteur Large\_Centre) ne peuvent être comparées entre elles en raison de la déformation de l'onde à l'approche de la côte (sous l'effet de friction avec le fond). Seules les données de niveaux d'eau s'équivalent puisqu'elles sont indépendantes de la position du capteur (moyenne de 0,33 m au capteur Intertidale\_Centre et de 0,34 m au capteur Large\_Centre) (tableau 19 et 21). Ainsi, le niveau d'eau maximum a été de 2,11 m le 14 février 2014. Comme la corrélation entre les niveaux d'eau maximums quotidiens observés durant la période hivernale à Sept-Îles et à Mingan présente un  $R^2$  de 0,76, il est possible d'utiliser les données historiques de niveau d'eau de Sept-Îles pour évaluer raisonnablement le temps de retour du niveau d'eau maximum ayant été observé à Mingan durant la période de suivi 2013-2014. Ainsi, celui-ci, avec une valeur de 2,11 m, correspond approximativement à un temps de retour de 1,23 an. En ce qui concerne les niveaux d'eau donc, aucune condition exceptionnelle n'a été enregistrée au cours de la période de suivi 2013-2014.

Si l'on considère les données de vagues et de périodes acquises sur une période de presque un an au capteur **Large\_Centre**, on constate que les conditions hydrodynamiques ont été généralement énergétiques sauf durant la saison estivale où l'on observe globalement des conditions plus calmes (figure 93). Les valeurs maximales

de hauteur de vagues et de périodes ayant été mesurée ont été de 3,8 m et 15,6 s respectivement (tableau 21). Durant cette période, on compte 20 heures d'acquisition au cours desquelles les vagues ont été de plus de 3 m ce qui correspond à environ 0,2 % des vagues enregistrées. Quant aux vagues de plus de 2 m, on compte 121,5 heures d'acquisition de données (243 mesures), ce qui correspond à environ 1,5 % des vagues enregistrées. Pour l'instant, aucune donnée de vagues observée ou issue de modèles n'est disponible pour évaluer le temps de retour des vagues les plus hautes ayant été mesurées à Mingan en 2013-2014.

Les sous-sections suivantes décrivent les conditions hydrodynamiques en fonction des intervalles d'acquisition de données DGPS. Deux définitions doivent être présentées avant de passer aux sections suivantes, soit le wave power et les dates potentiellement les plus morphogènes. Le **wave power** est obtenu via un calcul qui intègre la longueur d'onde (et donc la période) et la hauteur des vagues. En effet, comme la hauteur de vagues la plus élevée ne correspond pas nécessairement au moment où la période (sec) maximale a été observée et vice versa, nous avons choisi d'exprimer la puissance des vagues en kW/m (wave power). Notons que traditionnellement, on quantifie plutôt l'énergie des vagues<sup>7</sup>, qui elle, ne tient compte que de la hauteur des vagues dans le calcul. Bref, le wave power permet d'exprimer les paramètres de périodes et de hauteur conjointement plutôt que séparément.

Les **dates potentiellement les plus morphogènes** quant à elles sont les dates pour lesquelles au moins un des paramètres de niveau d'eau, soit WL+Hm0 (gw) et WL ou un des paramètres de vagues, soit de Hm0 (gw) ou de WP, est supérieur au 90<sup>e</sup> centile (calculé sur les valeurs maximales quotidiennes). Les valeurs de ces paramètres pour les dates retenues, en plus des données de T02 et de Tpeak, sont présentées aux tableaux récapitulatifs 20 et 22. À ces dates, s'ajoutent également certaines dates pour lesquelles des observations de haut niveau d'eau ou de conditions énergétiques avaient été recensées lors du visionnement des photos Reconyx. Cette approche nous apparaît raisonnable puisque les données acquises sur le terrain indiquent qu'il y a eu des changements morphologiques, notamment sur les profils de plage, les volumes, les pentes et la cinétique de la LR\_2,9 m. En ce sens, il y a bel et bien eu des conditions hydrodynamiques morphogènes durant la période de suivi 2013-2014. Cette approche vise donc à dresser la liste des dates potentiellement les plus morphogènes en plus de discuter de leur répartition entre les différents intervalles. Le choix du seuil du 90<sup>e</sup> centile apparaît adéquat puisqu'il couvre la majeure partie des dates identifiées par caméras (c.-à-d. peu de dates identifiées par caméras et en deçà du seuil du 90<sup>e</sup> centile sont ajoutées aux listes). Notons qu'il n'y a pas de seuils connus au-delà desquels se produisent les changements morphologiques, et ce, en partie en raison de la variabilité spatiale de l'effet des paramètres hydrodynamiques. Par exemple, alors que le trait côte du secteur A enregistrait son recul maximal au cours du premier intervalle, le trait de

---

<sup>7</sup>  $E = 1/8 \rho g H^2$ , où E représente, l'énergie des vagues en j/m<sup>2</sup>,  $\rho$ , la densité en kg/m<sup>3</sup> (1035), g, l'accélération gravitationnelle en m/s<sup>2</sup> (9,81) et H, la hauteur des vagues en m.

côte du secteur B enregistré son recul minimal. Enfin, les seuils 90<sup>e</sup> centile sont différents pour les deux capteurs, ce qui est normal puisque leur distance à la côte est différente. Toutefois, comme nous l'avons indiqué, ceux-ci n'ont pas de couverture commune si bien qu'il est impossible de savoir si les seuils, bien que différents, correspondent à des conditions hydrodynamiques similaires. Il s'agit d'une limite méthodologique à laquelle nous ne pouvons remédier actuellement.

### 3.4.3.1. Capteur Intertidale\_Centre

Les valeurs quotidiennes maximales enregistrées au capteur Intertidale\_Centre sont présentées à la figure 84, les statistiques descriptives de ces observations au tableau 19 et les dates potentiellement morphogènes consignées au tableau 20 à la fin de cette section. Les photos Reconyx auxquelles nous faisons référence sont elles aussi rassemblées en fin de section.

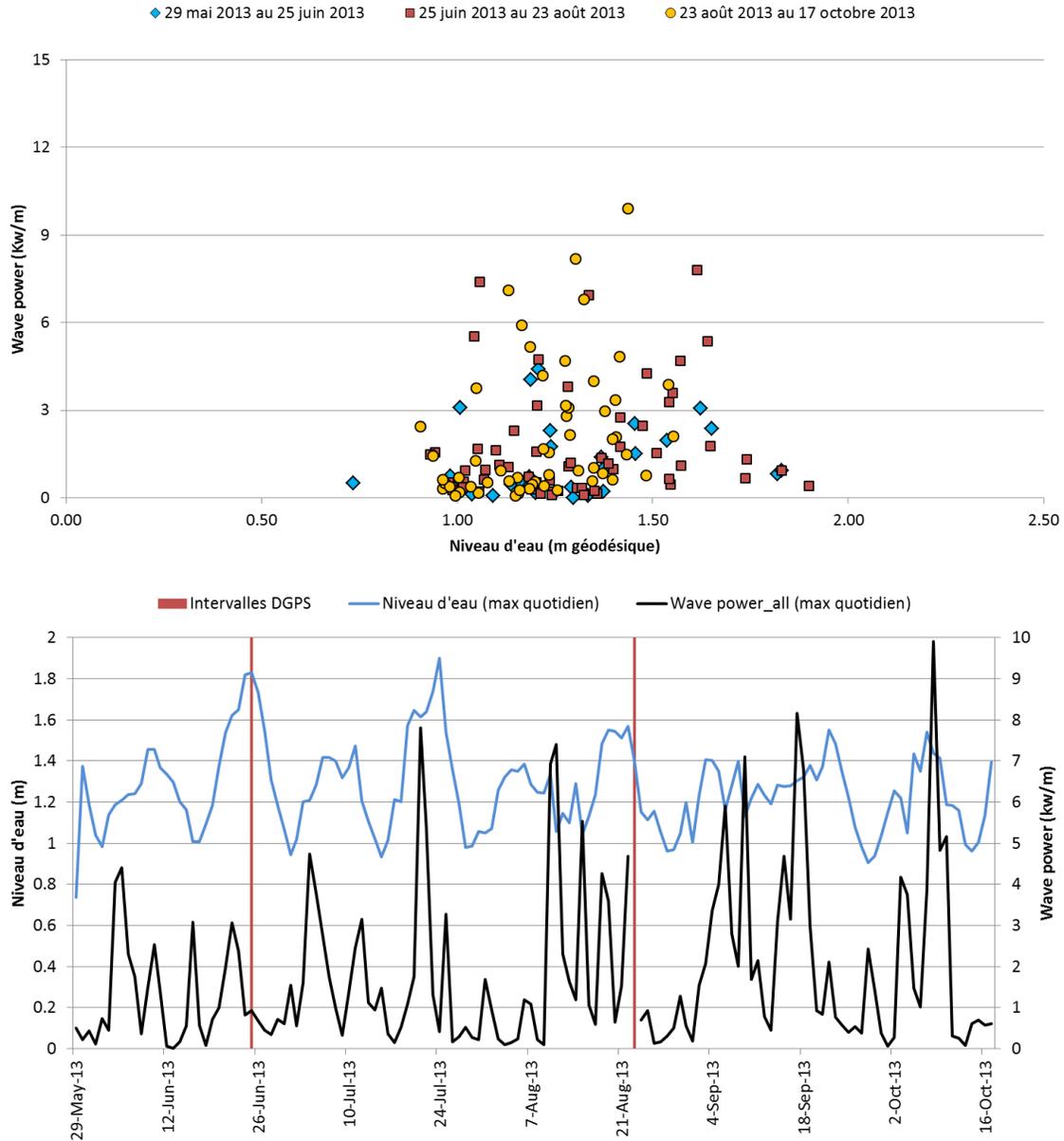


Figure 84. Wave power et niveau d'eau mesurés entre le 29 mai 2013 et le 17 octobre 2013 au capteur Intertidale\_Centre

Durant la période d'acquisition couverte par le capteur Intertidale\_Centre, on constate que peu de dates potentiellement morphogènes sont survenues au cours de l'intervalle de mai\_2013 — juin\_2013. Elles sont plutôt presque également réparties durant les intervalles de juin\_2013 — août\_2013 et de août\_2013 — novembre\_2013 (figure 85).

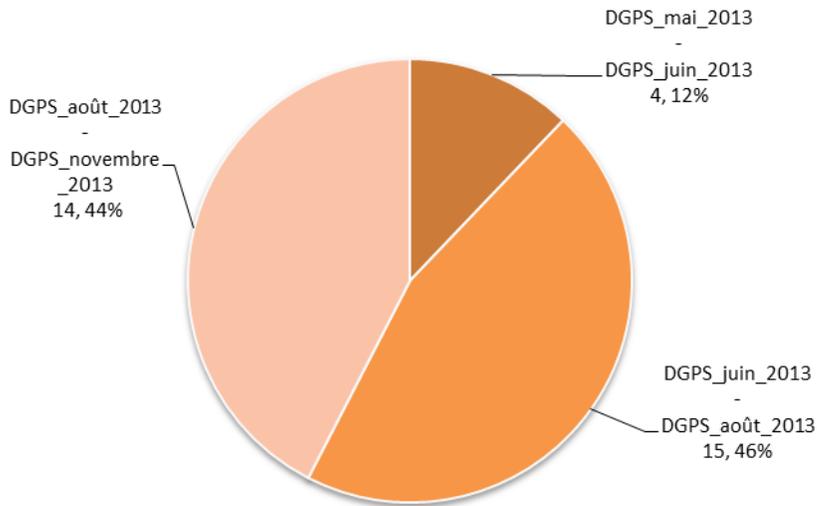


Figure 85. Répartition des dates potentiellement les plus morphogènes du 29 mai 2013 au 17 octobre 2013

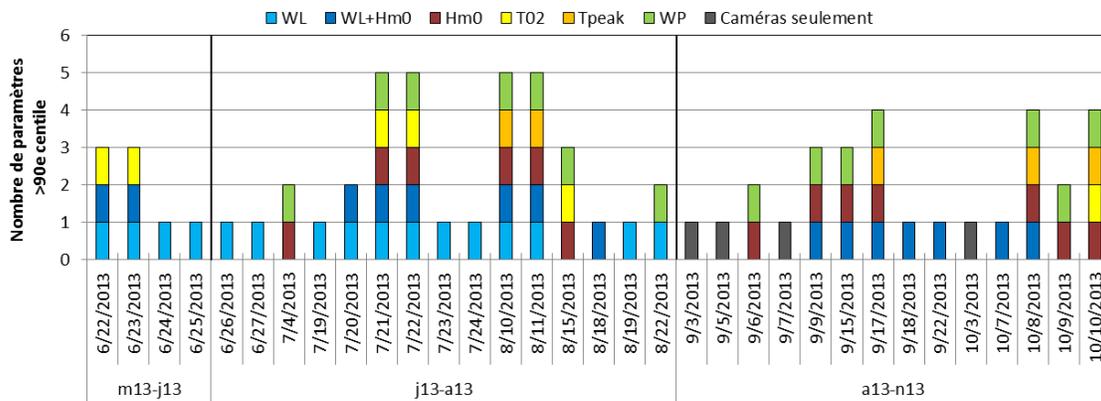


Figure 86. Paramètres supérieurs au 90<sup>e</sup> centile pour chacune des dates potentiellement morphogènes

L'intervalle **DGSP\_mai\_2013 – DGPS\_juin\_2013**, compris entre le 29 mai 2013 et le 25 juin 2013, est caractérisé par l'occurrence d'un épisode de niveau d'eau élevé en date du **24 et 25 juin 2013** (1,82 et 1,83 m). Aucune photo Reconyx ne permet de voir le niveau d'eau à la côte puisque le maximum a été atteint durant la nuit. Par contre, les traces laissées par la marée sont visibles et montrent que le niveau d'eau était probablement inférieur à la limite de la végétation devant la caméra B (visible via le déplacement de la limite de sable noir entre le 24 et 25 juin, elle est en bas de la limite de la végétation) (figure 88). Notons que les dates du **22, 23, 26 et 27 juin 2013** sont considérées comme étant elles aussi potentiellement morphogènes. Pour aucun de ces événements, des conditions observées à la côte à l'aide des caméras n'étaient particulièrement énergétiques (figure 87 et figure 88). Au total, 4 dates morphogènes ont été observées durant cet intervalle. Les paramètres étant supérieurs au 90<sup>e</sup> centile au cours de cet intervalle étaient donc les hauts niveaux d'eau (WL) pour les 4 dates, avec en plus, le niveau d'eau total au capteur (WL+Hm0) et la période (T02) pour 2 de ces 4 dates (figure 86).

Puis, l'intervalle **DGPS\_juin\_2013 — DGPS\_août\_2013**, compris entre le 25 juin 2013 et le 23 août 2013, est aussi caractérisé par un épisode de haut niveau d'eau. C'est en date du **24 juillet 2013** que la valeur maximale de 1,90 m enregistrée au capteur a été atteinte. Les conditions à la côte telles qu'observées à l'aide des caméras n'avaient pas été consignées comme événement de haut niveau d'eau (figure 90) mais il est aussi possible que le niveau maximum atteint à la côte ce jour-là se soit produit de nuit. C'est plutôt les **10 et 11 août 2013** que le niveau d'eau à la côte observé via les caméras a été le plus élevé (figure 91). Durant cet événement, la hauteur de vagues maximale atteinte est de 1,20 m (tableau 19). Le wave power enregistré alors a été de 7,40 kW/m soit légèrement inférieur à l'autre pointe de wave power du **21 juillet 2013** où celui-ci était de 7,81 kW/m (avec un niveau d'eau maximum de 1,6 m) (figure 89). Au total, on compte 15 dates potentiellement morphogènes durant cet intervalle. Pour 8 dates, ce sont les paramètres de niveau d'eau (WL) et/ou de niveau d'eau total au capteur qui sont en cause. Pour 4 de ces dates, les paramètres des vagues (hauteur, période et wave power) sont aussi supérieurs au 90<sup>e</sup> centile (figure 86).

L'intervalle **DGPS\_août\_2013 – DGPS\_novembre\_2013**, compris entre le 23 août 2013 et le 7 novembre 2013, n'est couvert que partiellement par le capteur Intertidale\_Centre puisque les données du capteur prennent fin le 17 octobre 2013. L'intervalle n'est pas caractérisé par le grand nombre d'événements de haut niveau d'eau (WL) ou de niveau d'eau total au capteur (WL+Hm0), mais plutôt par des événements de vagues énergétiques où, par exemple, le wave power s'élève à jusqu'à 9,91 kW/m le **8 octobre 2013**. Les photos à la figure 92 illustrent les conditions hydrodynamiques observées à la côte. On y voit des vagues importantes et le niveau d'eau atteint à la côte est très élevé (l'eau touche presque la terrasse de plage devant les caméras B) sous l'effet du jet de rive. Notons que le niveau d'eau mesuré alors, est d'au plus 1,44 m, ce qui est inférieur au niveau des PPMMSGM (1,5 m).



Figure 87. Conditions hydrodynamiques du 22 et 23 juin 2013 aux caméras B\_EST (à gauche) et D\_Ruisseau (à droite)



Figure 88. Conditions hydrodynamiques du 24 et 25 juin 2013 aux caméras B\_EST (à gauche) et D\_Ruisseau (à droite)



Figure 89. Conditions hydrodynamiques du 21 juillet 2013 aux caméras B\_EST (à gauche) et D\_Ruisseau (à droite)



Figure 90. Conditions hydrodynamiques du 24 juillet 2013 aux caméras B\_EST (à gauche) et D\_Ruisseau (à droite)



**Figure 91. Conditions hydrodynamiques du 10 août 2013 aux caméras B\_EST (à gauche) et D\_Ruisseau (à droite)**



**Figure 92. Conditions hydrodynamiques du 8 octobre 2013 aux caméras B\_EST (à gauche) et D\_Ruisseau (à droite)**

**Tableau 19. Statistiques descriptives des paramètres hydrodynamiques pour le capteur de pression intertidal (Intertidale\_Centre) du 29 mai 2013 au 17 octobre 2013**

	29 mai 2013 au 17 octobre 2013				29 mai 2013 au 25 juin 2013				25 juin 2013 au 23 août 2013				23 août 2013 au 17 octobre 2013			
	Moy	Min	Max	É-T	Moy	Min	Max	É-T	Moy	Min	Max	É-T	Moy	Min	Max	É-T
Hm0 (gw)	0,28	0,02	1,36	0,21	0,23	0,02	0,92	0,17	0,29	0,02	1,20	0,20	0,31	0,02	1,36	0,22
T02 (gw)	4,01	2,38	6,50	0,68	3,91	2,38	5,76	0,65	4,01	2,42	5,95	0,69	4,07	2,41	6,50	0,68
Tpeak(gw)	5,19	2,00	16,93	1,76	5,12	2,00	15,28	2,11	5,04	2,00	14,32	1,53	5,38	2,00	16,93	1,76
WL	0,33	-1,08	1,90	0,56	0,32	-0,84	1,83	0,57	0,33	-1,08	1,90	0,57	0,32	-1,07	1,55	0,55
Hm0 (ig)	0,05	0,00	0,51	0,06	0,03	0,00	0,19	0,03	0,05	0,00	0,51	0,06	0,06	0,00	0,49	0,06
T02 (ig)	26,38	18,97	51,88	2,35	26,09	19,46	36,24	2,19	26,41	18,97	51,88	2,56	26,50	20,50	39,60	2,19
Tpeak (ig)	nd	nd	nd	nd	44,15	17,07	78,77	25,86	42,16	17,07	78,77	24,34	41,93	17,07	78,77	23,67
WL+ Hm0(gw)	0,61	-1,08	2,80	0,64	0,55	-0,76	2,35	0,62	0,62	-1,08	2,78	0,64	0,64	-1,07	2,80	0,66
WL+ Hm0(ig)	0,38	-1,08	1,93	0,57	0,35	-0,83	1,87	0,57	0,38	-1,08	1,92	0,57	0,38	-1,07	1,93	0,56
WL+ Hm0(gw)+ Hm0(ig)	0,66	-1,08	3,29	0,66	0,58	-0,75	2,49	0,63	0,67	-1,08	2,97	0,66	0,70	-1,07	3,29	0,68
Wave power Kw/m	1,80	0,01	9,91	1,97	1,29	0,01	4,41	1,24	1,75	0,10	7,81	1,91	2,11	0,06	9,91	2,27

**Tableau 20. Dates potentiellement les plus morphogènes au capteur Intertidale\_Centre, 29 mai 2013 au 17 octobre 2013**

Dates	Intervalle DGPS	Intervalle LIDAR	Paramètres sortant dans le 90° centile ou caméra B	WL+Hm0 (gw)	WL	Hm0 (gw)	T02 (gw)	Tpeak (gw)	WP	Observations consignées aux caméras	Nombre de paramètres
6/22/2013	m13-j13	m13-a13	WL+Hm0(gw) + WL + T02	2,35	1,62	0,74	5,76	7,09	3059		3
6/23/2013	m13-j13	m13-a13	WL+Hm0(gw) + WL + T02	2,28	1,65	0,64	5,74	6,78	2367		3
6/24/2013	m13-j13	m13-a13	WL	1,92	1,82	0,39	5,18	5,94	823		1
6/25/2013	m13-j13	m13-a13	WL	2,17	1,83	0,41	5,55	6,90	926		1
6/26/2013	j13-a13	m13-a13	WL	2,04	1,74	0,35	5,46	7,59	680		1
6/27/2013	j13-a13	m13-a13	WL	1,70	1,55	0,31	4,93	6,92	442		1
7/4/2013	j13-a13	m13-a13	Hm0 +WP	2,14	1,21	0,94	5,61	7,37	4732		2
7/19/2013	j13-a13	m13-a13	WL	1,79	1,57	0,53	4,25	5,83	1093		1
7/20/2013	j13-a13	m13-a13	WL+Hm0(gw) +WL	2,21	1,65	0,57	5,19	8,00	1758		2
7/21/2013	j13-a13	m13-a13	WL+Hm0(gw) +WL +Hm0 +T02 +WP	2,78	1,61	1,16	5,85	7,59	7806	oui	5
7/22/2013	j13-a13	m13-a13	WL+Hm0(gw) +WL +Hm0 +T02 +WP	2,60	1,64	0,96	5,95	7,45	5348		5
7/23/2013	j13-a13	m13-a13	WL	2,17	1,74	0,49	5,28	5,99	1316		1
7/24/2013	j13-a13	m13-a13	WL	2,05	1,90	0,29	5,50	7,82	409		1
8/10/2013	j13-a13	m13-a13	WL+Hm0(gw) +Hm0 +Tpeak +WP	2,32	1,34	1,16	5,18	14,03	6925	oui	4
8/11/2013	j13-a13	m13-a13	WL+Hm0(gw) +Hm0 +Tpeak +WP	2,25	1,06	1,20	5,35	14,12	7400	oui	4
8/15/2013	j13-a13	m13-a13	Hm0 +T02 +WP	2,06	1,04	1,03	5,72	8,16	5533	oui	3
8/18/2013	j13-a13	m13-a13	WL+Hm0(gw)	2,28	1,48	0,88	5,62	7,64	4259		1
8/19/2013	j13-a13	m13-a13	WL	2,01	1,55	0,85	5,59	6,99	3588	oui	1
8/22/2013	j13-a13	m13-a13	WL +Hm0 +WP	2,00	1,57	0,96	5,35	7,29	4690	oui	3
9/3/2013	a13-n13	a13-d13	Caméra B	1,74	1,41	10,89	5,64	0,68	2077	oui	0
9/5/2013	a13-n13	a13-d13	Caméra B	2,05	1,35	7,82	5,40	0,89	3994	oui	0
9/6/2013	a13-n13	a13-d13	Hm0 +WP	2,15	1,16	1,07	5,36	7,85	5908	oui	2
9/7/2013	a13-n13	a13-d13	Caméra B	1,99	1,28	7,39	5,54	0,74	2804	oui	0
9/9/2013	a13-n13	a13-d13	WL+Hm0(gw) +Hm0 +WP	2,31	1,13	1,18	4,95	9,57	7098	oui	3
9/15/2013	a13-n13	a13-d13	WL+Hm0(gw) +Hm0 +WP	2,22	1,28	0,95	5,28	8,06	4691		3
9/17/2013	a13-n13	a13-d13	WL+Hm0(gw) +Hm0 +Tpeak +WP	2,53	1,30	1,24	5,51	15,28	8169		4
9/18/2013	a13-n13	a13-d13	WL+Hm0(gw)	2,35	1,32	1,14	5,69	16,93	6792	oui	5
9/22/2013	a13-n13	a13-d13	WL+Hm0(gw)	2,22	1,55	0,66	4,26	5,85	2112	oui	2
10/3/2013	a13-n13	a13-d13	Caméra B	1,85	1,22	6,97	5,15	0,92	4178		0
10/7/2013	a13-n13	a13-d13	WL+Hm0(gw)	2,35	1,54	0,89	4,54	6,34	3865	oui	1
10/8/2013	a13-n13	a13-d13	WL+Hm0(gw) + Hm0 + Tpeak + WP	2,80	1,44	1,36	5,50	13,93	9906	oui	4
10/9/2013	a13-n13	a13-d13	Hm0 + WP	2,20	1,41	0,97	5,56	7,97	4824	oui	2
10/10/2013	a13-n13	a13-d13	Hm0 + T02 + Tpeak + WP	2,17	1,19	0,99	5,69	15,17	5159	oui	4

### 3.4.3.2. Capteur Large\_Centre

Les valeurs quotidiennes maximales enregistrées au capteur Large\_Centre sont présentées à la figure 93 et les statistiques descriptives de ces observations au tableau 21 et les dates potentiellement morphogènes consignées au tableau 22 à la fin de cette section. Les photos Reconyx auxquelles nous faisons référence sont elles aussi rassemblées en fin de section.

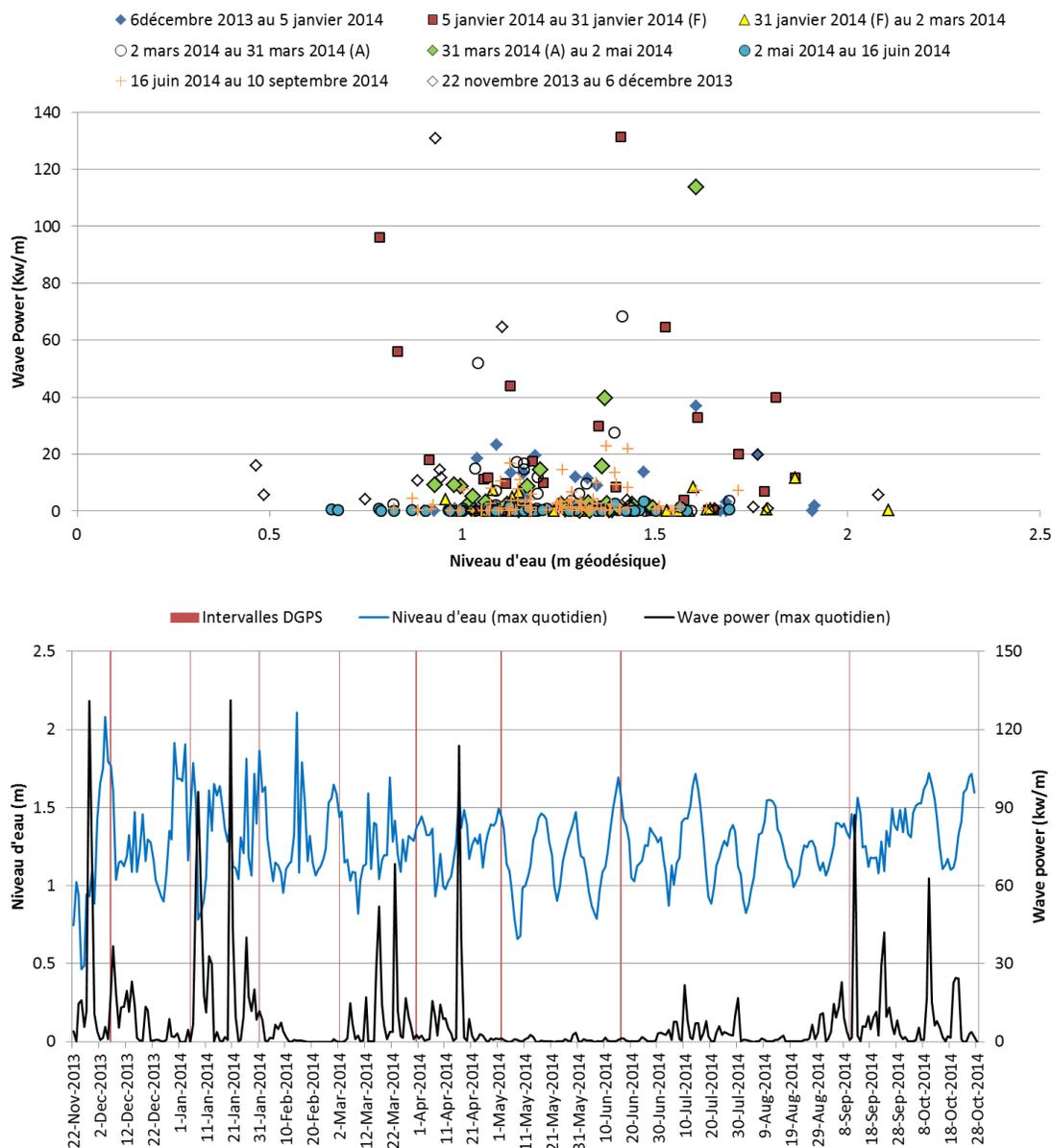
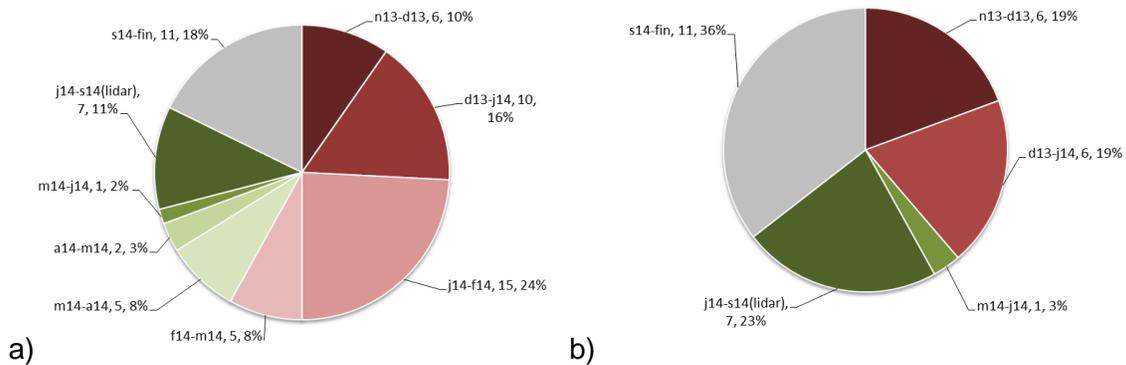


Figure 93. Série temporelle du wave power et du niveau d'eau maximum quotidien mesuré au capteur Large\_Centre du 22 novembre 2013 au 28 octobre 2014

Durant la période d'acquisition couverte par le capteur Intertidale\_Large, on constate que la majorité des dates potentiellement les plus morphogènes ont été enregistrées au cours de l'hiver, plus précisément au cours des intervalles de décembre\_2013 — janvier\_2014 (10 dates, 16 %) et de janvier\_2014 — février\_2014 (15 dates, 24 %) (figure 94a). Par contre, une fois intégré l'effet de protection verticale<sup>8</sup>, la répartition des dates morphogènes change complètement (figure 94b et figure 95) puisque les conditions énergétiques et de hauts niveaux d'eau ont été mesurées surtout en hiver alors que la côte est protégée (section 3.3.3.1). Ainsi, on observe que c'est surtout au cours des intervalles de novembre 2013 — décembre\_2013 et de décembre\_2013 — janvier\_2014 de même que de juin\_2014 – septembre\_2013 que les nombres de dates potentiellement morphogènes ont été les plus élevés.



**Figure 94. Répartition des dates potentiellement les plus morphogènes du 22 novembre 2013 au 28 octobre 2014**

<sup>8</sup> Le pied de glace de haut estran est suffisamment développé pour limiter le contact entre la marée et la terrasse de plage ou la falaise et donc, inhiber l'évolution latérale négative de la côte.

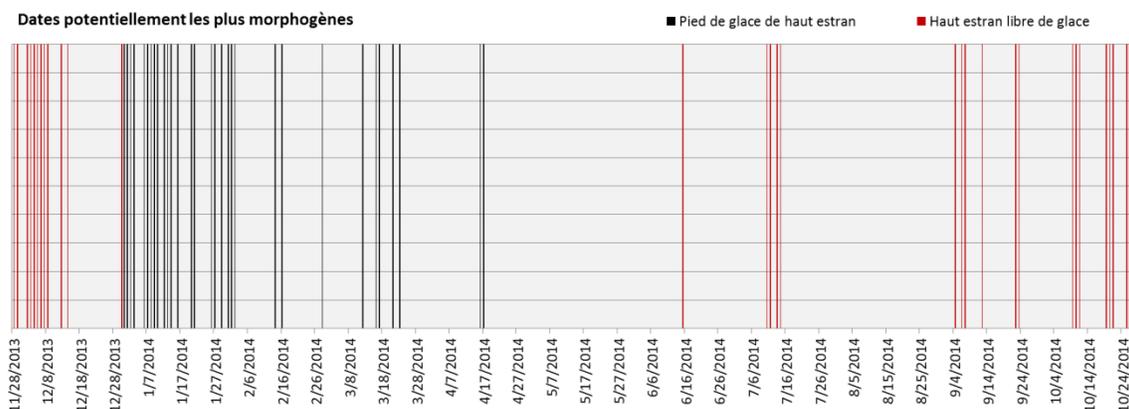


Figure 95. Répartition des dates potentiellement les plus morphogènes en fonction de la présence ou de l'absence de pied de glace de haut estran

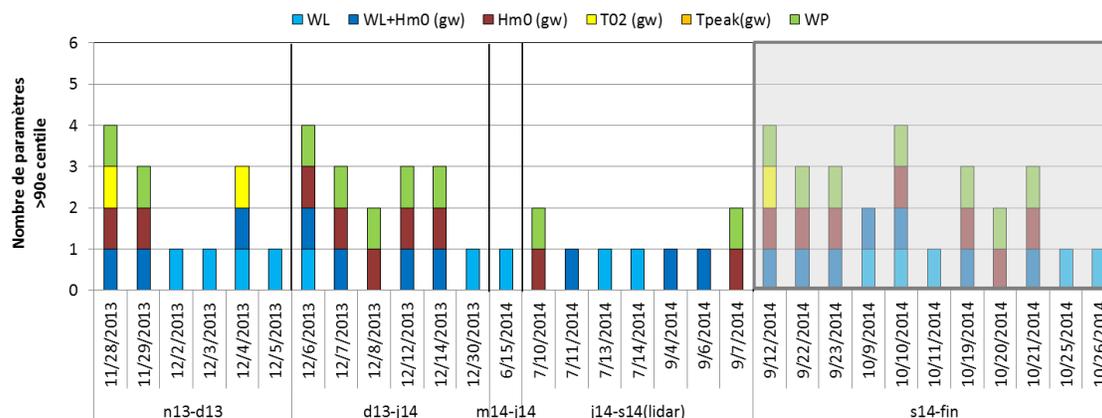


Figure 96. Paramètres supérieurs au 90<sup>e</sup> centile pour chacune des dates potentiellement morphogènes et effectives (c.-à-d. période interglacielle), en gris ; intervalle non suivi par le Lidar.

L'intervalle DGPS\_novembre-2013 – DGPS\_décembre\_2013, compris entre le 7 novembre 2013 et le 6 décembre 2013, est couvert partiellement par des mesures au capteur Large\_Centre. Celles-ci sont disponibles à partir du 22 novembre 2013. Durant la période couverte, on enregistre un des deux **niveaux** d'eau les plus importants avec une valeur de 2,08 m (**4 décembre 2013**). Ce jour-là, on pouvait observer la marée submerger partiellement la terrasse de plage (figure 97). La hauteur des vagues mesurée alors n'était pas très élevée (0,82 m), mais la période de vague atteignait les 12,2 secondes et conséquemment, le wave power culminait à seulement 5,76 kW/m. La hauteur de vagues la plus élevée a été mesurée à **3,84 m (28 novembre 2013)** (figure 97). Les conditions énergétiques et le faible nombre de jours suivi font en sorte que la moyenne de la hauteur de vagues est donc très élevée, avec 0,65 m, contre une

moyenne globale de 0,35 m (tableau 21). Les vagues les plus énergétiques ont atteint un *wave power* de plus de 130 kW/m, soit l'un des deux maximums enregistrés par le capteur durant toute la durée d'acquisition (tableau 21). Le niveau d'eau enregistré alors était bas à 0,93 m. Cet évènement, datant lui aussi du 28 novembre 2013, avait été observé sur les caméras de suivi et avait été identifié comme un évènement de haut niveau en raison de l'important jet de rive visible ce jour-là sur l'estran (figure 97). Bref, les données acquises au cours de cette période, bien qu'elles soient partielles, indiquent que les conditions hydrodynamiques ont été particulièrement énergétiques par rapport à l'ensemble des données recueillies.

Notons que cette période est marquée par le début de l'engel. Celui-ci débute le 21 novembre 2013 alors que les premiers signes de gel sont visibles (gel du jet de rive sur le haut estran). Ce sont les anomalies négatives de 2013-2014 qui ont favorisé ce début précoce de la saison glacielle. Une première accumulation significative de frasil (en cordon et couche) se produit le 29 novembre 2013, mais celle-ci est détruite lors du haut niveau d'eau du 4 décembre 2013. Néanmoins, l'état d'englacement de haut estran n'assure encore aucune protection verticale si bien que toutes les dates morphogènes sont considérées comme étant effectives.

**L'intervalle DGPS\_décembre\_2013 – DGPS\_janvier\_2014**, compris entre le 6 décembre 2013 et le 5 janvier 2014, compte 2 jours où le niveau d'eau a été de plus de 1,61 m (seuil > 90<sup>e</sup> centile). Le 6 décembre 2013, le haut niveau d'eau était accompagné de hautes vagues, et donc d'un niveau d'eau total au capteur élevé, et d'un *wave power* lui aussi important. Au total, ce sont 5 jours qui sont caractérisés par des hauteurs de vagues importantes et un *wave power* élevé (>90<sup>e</sup> centile). La valeur maximale atteinte par le *Wave Power* a été de plus de 36 kW/m. Le jour où cette valeur a été atteinte, le niveau d'eau était de 1,6 m. Lors du visionnement des images des caméras de suivi, cet évènement, **daté au 7 décembre 2013**, avait été consigné pour les conditions de vagues visiblement importantes et de haut niveau d'eau atteint (figure 98).

Notons que le pied de glace devant les caméras D (à proximité du secteur problématique A) amorce sa formation durant cette période. En effet, on observe une croissance presque continue du pied de glace de haut estran surtout à partir du 12 décembre 2013 (devant les caméras D) et du 14 décembre 2013 (devant les caméras B) (section 0). Ainsi, étant en cours de formation, le pied de glace demeure partiellement développé au cours de cette période et l'apport en glace se fait sous l'effet du jeu des marées par le gel du jet de rive et l'apport ponctuel de frasil et de quelques glaçons. Néanmoins, il n'y a eu au cours de cette période que très peu de jours où le front vertical du pied de glace a agi telle une structure verticale pouvant favoriser l'affouillement devant celui-ci. À la fin de décembre, le pied de glace est bien développé. Ainsi, au cours de cet intervalle, quatre des dates potentiellement les plus morphogènes ont été considérées comme étant non effectives en raison de la présence d'un pied de glace bien développé (section 3.3.3.1).

**Au cours de l'intervalle DGPS\_janvier\_2014 – DGPS\_février\_2014**, compris entre le 5 janvier 2014 et le 31 janvier 2014, 15 dates potentiellement morphogènes ont été identifiées. Par contre, aucune d'entre elles n'est considérée comme étant effective puisque le pied de glace est généralement bien développé ou complet (verticalement) tout au long de cet intervalle. À titre d'exemple, notons entre autres les journées du 7 et du 8 janvier 2014 où les *wave power* ont été élevés (65 kW/m, 96 kW/m), mais que les conditions hydrodynamiques n'ont eu aucun effet direct sur le haut estran puisque celui-ci est englacé (figure 99). En plus de l'effet de protection directe du pied de glace de haut estran, la présence ponctuelle d'une bande de glace de mer devant le pied de glace de haut estran atténue grandement et rapidement l'énergie des vagues<sup>9</sup> et limite l'impact de ces conditions hydrodynamiques sur la zone près de la flexure, c'est-à-dire devant le front du pied de glace de haut estran. Inversement, le 9 janvier (*wave power* de 56 kW/m), la glace de mer avait été essentiellement remplacée par une bande de brash ice. Celle-ci, sous les conditions du 9 janvier, s'accumule en crête sur le pied de glace de haut estran devant les caméras D (se produit durant la nuit) (figure 99). Selon ces observations, il est probable que les vagues aient eu un effet sur l'estran près de la flexure. Devant les caméras B, la bande de glace de mer est encore présente, et donc, les conditions similaires à celles du 7 et 8 janvier 2014. Puis, le 20 janvier 2014, où le *wave power* était le plus élevé de toute la période d'acquisition du capteur avec une valeur de 131 kW/m, le haut estran est englacé, mais le bas estran complètement libre de glace. Sous de telles conditions, le front du pied de glace près de la flexure agit comme une structure rigide (effet de mur) et favorise l'affouillement à la base du pied de glace (figure 99). Le 30 janvier 2014, malgré des conditions plus ou moins énergétiques, soit un niveau d'eau de 1,19 m et un *wave power* de 8,42 kW/m, on observe l'impact des vagues sur le front du pied de glace de haut estran (figure 100). Bref, les dates potentiellement morphogènes, bien qu'elles n'aient pas un impact direct sur le haut estran, peuvent modifier le profil de plage libre de glace, essentiellement le bas estran, et mobiliser des sédiments vers le large ou vers la côte ou alors les projeter sur le sommet du pied de glace où ils demeurent prisonniers jusqu'au dégel (section 3.3.3.2).

**L'intervalle DGPS\_février\_2014 – DGPS\_mars\_2014**, compris entre le 31 janvier 2014 et le 2 mars 2014, compte 5 dates potentiellement morphogènes, mais aucune d'entre elles, comme pour l'intervalle précédent, n'est considérée comme étant effective en raison de la protection assurée par le pied de glace de haut estran. Conséquemment, les conditions hydrodynamiques n'ont pas pu affecter directement le haut estran.

En aucun cas, les paramètres de hauteur de vagues ( $H_{m0}$  (gw)) et de *wave power* (WP) n'étaient en cause dans l'identification des 5 dates potentiellement morphogènes (non effective). En effet, les vagues ont été très petites, voire inexistantes, entre le 17 février 2014 et le 2 mars 2014. Conséquemment, les valeurs de *wave power* ont elles aussi été pratiquement nulles. La glace de mer qui aurait pu se former directement au-dessus du capteur ne semble pas être responsable de ces conditions particulièrement calme. En effet, grâce aux caméras, on ne voit que localement et ponctuellement de la glace de

---

<sup>9</sup> L'atténuation de l'énergie des vagues par la glace suit une fonction exponentielle.

mer sur les eaux le long de la côte devant la caméra B et la caméra (figure 102). Par contre, comme la glace de mer est généralement poussée vers le large devant le littoral de cette région, il est possible que la glace de mer accumulée plus loin au large ait contribué à réduire considérablement le fetch et donc, la hauteur des vagues générées par le vent. Les cartes du service canadien des glaces pour la région du golfe du Saint-Laurent indiquent en effet qu'il y avait de la glace en quantité au cours de ce laps de temps. Par contre, ces cartes n'offrent pas une résolution adéquate pour évaluer concrètement la distance d'eau libre entre la côte et le pack de glace au large. Notons aussi que les conditions de vents ont été de faible énergie durant plusieurs jours. En effet, on compte 20 jours sans rafales de plus de 31 km/h sur 25 jours de données disponibles en février 2014<sup>10</sup> par rapport à, par exemple, 15 jours sur 28 jours en 2013 ou 12 jours sur 28 jours en 2014 (station de Sept-Îles). Sans nous permettre de saisir complètement les raisons de ce moment de calme survenu en février, les conditions de vents combinées aux conditions de glace en permettent une explication partielle, mais plausible.

Les dates potentiellement morphogènes ayant été identifiées, n'ayant pas été attribuables aux conditions de vagues, l'ont été en raison des paramètres de niveau d'eau (W, 4 fois et WL+Hm0 (gw), une fois). Ainsi, le 31 janvier 2014, le niveau d'eau atteint 1,86 m et la hauteur des vagues 1,4 m (valeur maximale de l'intervalle) (figure 100). Ce jour-là, le suivi par caméras montre la submersion partielle du pied de glace de haut estran devant les caméras D et les vagues qui percutent le front de glace (effet de mur/structure rigide et affouillement possible). Devant les caméras B, la glace de mer présente sur le bas estran et la morphologie de la côte font en sorte que les conditions observées sont différentes, c'est-à-dire qu'aucune évidence de submersion du pied de glace de haut estran n'est visible, et ce, en raison de la glace en place sur le bas qui semble atténuer suffisamment les vagues pour limiter l'impact sur le front du pied de glace. Le 14 février 2014, la valeur maximale de niveau d'eau mesurée pour toute la période d'acquisition de données est atteinte à 2,11 m (figure 101). Comme la hauteur des vagues et le wave power étaient très faibles, soit 0,30 m et 0,41 kW/m, on observe seulement une légère submersion de la portion inférieure du pied de glace de haut estran.

**L'intervalle DGPS\_mars\_2014 – DGPS\_avril\_2014**, compris entre le 2 mars 2014 et le 31 mars, compte 5 dates potentiellement morphogènes. Par contre, encore une fois, le haut estran est complètement occupé par le pied de glace et ces dates sont donc considérées comme étant non effectives. La hauteur des vagues au cours de l'intervalle a été d'au plus 2,80 m ce qui a mené à un wave power de plus de 68 kW/m (23 mars 2014) (figure 103). Lors de cet évènement, le bas estran est libre de glace et le haut estran complètement occupé par le pied de glace. Autrement, on compte deux autres évènements de fort wave power soit celui du 16 et du 17 mars (28 et 52 kW/m

---

<sup>10</sup> Rafales de février 2014 : 8 février (35 km/h de 250°), 16 février (54 km/h de 350°), 21 février (44 km/h de 80°), 22 février (48 km/h de 110°) et 27 février (35 km/h de 100°).

respectivement) (figure 104). Durant ces journées, le haut estran était aussi couvert et protégé de l'action morphogénétique des vagues. Les eaux côtières (dans la zone du bas estran) étaient libres de glace le 16 mars, mais partiellement couvertes par du brash ice le 17 mars.

**L'intervalle DGPS\_avril\_2014 – DGPS\_mai\_2014**, compris entre le 31 mars 2014 et le 2 mai 2014, on compte seulement 2 dates potentiellement morphogènes qui ont été toutes deux considérées comme non effectives puisque, bien qu'il ne couvre plus la totalité du haut estran, le pied de glace est encore suffisamment épais pour limiter le contact entre la marée et la falaise ou la terrasse de plage. Ainsi, on enregistre une des valeurs de wave power parmi les plus élevées le 16 avril 2014 avec une valeur de 114 kW/m (figure 105). Ce jour-là, le pied de glace ne couvrait plus complètement le haut estran. Les vagues ont atteint le front du pied de glace de haut estran et détaché quelques morceaux de glace ici et là.

**L'intervalle DGPS\_mai\_2014 – DGPS\_juin\_2014, compris entre le 2 mai 2014 et le 16 juin 2014**, ne compte qu'une seule date potentiellement morphogène, soit le 15 juin 2014. Ce jour-là, seul le niveau d'eau (WL) s'élève au-delà du seuil du 90<sup>e</sup> centile. Il s'agit en fait d'une période très calme pour laquelle les wave power ne s'élèvent qu'à peine au-dessus de 3 kW/m et demeurent en moyenne à près de 0,6 kW/m.

**L'intervalle DGPS\_juin\_2014 – LIDAR\_septembre\_2014, compris entre les levés Lidar du 17 juin 2014 et du 10 septembre 2014**, compte 7 dates ayant été identifiées comme potentiellement morphogènes. Cinq d'entre elles l'ont été en raison de conditions de haut niveau d'eau (WL, 2 fois et WL+Hm0 (gw), 3 fois). Pour les deux autres dates, ce sont uniquement la hauteur des vagues et le wave power qui étaient supérieurs au seuil du 90<sup>e</sup> centile.

**Tableau 21. Statistiques descriptives des paramètres hydrodynamiques pour le capteur de pression au large durant toute la période d'acquisition du capteur (1/3)**

	22 novembre 2013 au 28 octobre 2014				22 novembre 2013 au 6 décembre 2013				6 décembre 2013 au 5 janvier 2014				5 janvier 2014 au 31 janvier 2014			
	Moy	Min	Max	É-T	Moy	Min	Max	É-T	Moy	Min	Max	É-T	Moy	Min	Max	É-T
Hm0 (gw)	0,35	0,00	3,84	0,46	0,65	0,03	3,84	0,72	0,43	0,00	2,06	0,46	0,74	0,00	3,79	0,80
T02 (gw)	5,30	2,75	15,65	1,34	5,68	3,81	9,52	1,15	6,09	3,27	14,83	1,95	6,18	3,26	14,69	2,00
Tpeak(gw)	6,38	6,38	6,38	2,91	6,28	3,48	12,19	1,65	6,96	2,65	16,79	2,86	7,38	2,99	16,79	2,92
WL	0,34	-1,35	2,11	0,58	0,21	-0,90	2,08	0,59	0,36	-1,32	1,91	0,58	0,39	-1,09	1,86	0,59
Hm0 (ig)	0,05	0,05	0,05	0,07	0,10	0,01	0,82	0,13	0,05	0,00	0,33	0,06	0,10	0,00	0,65	0,13
T02 (ig)	nd	nd	nd	nd	29,23	23,14	47,16	3,04	29,29	18,70	48,66	4,15	30,52	17,68	93,56	6,99
Tpeak (ig)	66,38	17,07	170,67	57,44	50,84	17,07	170,67	36,74	80,07	17,07	170,67	61,81	83,47	17,07	170,67	59,70
WL+ Hm0(gw)	0,69	-1,08	4,80	0,73	0,86	-0,57	3,90	0,90	0,79	-0,93	3,21	0,72	1,13	-0,67	4,80	0,94
WL+ Hm0(ig)	0,39	-1,26	2,18	0,58	0,30	-0,86	2,18	0,60	0,42	-1,26	1,97	0,59	0,49	-1,03	1,98	0,59
WL+ Hm0(gw)+ Hm0(ig)	0,74	-1,07	5,38	0,77	0,95	-0,56	4,71	1,00	0,85	-0,93	3,51	0,75	1,23	-0,63	5,38	1,04
Wave power Kw/m	7,24	0	131,27	16,70	19,38	0,08	130,90	34,72	7,32	0	36,89	9,14	23,25	0,01	131,27	31,88

**Tableau 19. Statistiques descriptives des paramètres hydrodynamiques pour le capteur de pression au large durant toute la période d'acquisition du capteur (suite, 2/3)**

	22 novembre 2013 au 28 octobre 2014				31 janvier 2014 au 2 mars 2014				du 2 mars 2014 au 31 mars 2014				31 mars 2014 au 2 mai 2014			
	Moy	Min	Max	É-T	Moy	Min	Max	É-T	Moy	Min	Max	É-T	Moy	Min	Max	É-T
Hm0 (gw)	0,35	0,00	3,84	0,46	0,13	0,00	1,17	0,23	0,38	0,00	2,80	0,47	0,38	0,01	3,58	0,46
T02 (gw)	5,30	2,75	15,65	1,34	5,25	2,75	15,65	2,11	5,33	3,09	11,56	1,11	5,17	3,42	11,16	0,97
Tpeak(gw)	6,38	6,38	6,38	2,91	9,00	2,00	16,79	5,27	6,34	2,83	16,79	2,84	6,07	3,01	16,79	2,43
WL	0,34	-1,35	2,11	0,58	0,34	-1,10	2,11	0,60	0,33	-1,35	1,69	0,58	0,34	-0,96	1,61	0,57
Hm0 (ig)	0,05	0,05	0,05	0,07	0,02	0,00	0,16	0,02	0,05	0,00	0,51	0,06	0,05	0,00	0,75	0,07
T02 (ig)	nd	nd	nd	nd	35,95	17,75	118,56	12,88	31,91	23,14	61,52	5,42	28,19	17,68	71,60	3,41
Tpeak (ig)	66,38	17,07	170,67	57,44	116,81	17,07	170,67	65,13	87,77	17,07	170,67	59,08	54,66	17,07	170,67	49,36
WL+ Hm0(gw)	0,69	-1,08	4,80	0,73	0,47	-1,01	2,71	0,63	0,71	-0,95	3,37	0,69	0,72	-0,78	4,39	0,72
WL+ Hm0(ig)	0,39	-1,26	2,18	0,58	0,36	-1,04	2,15	0,60	0,38	-1,26	1,76	0,57	0,39	-0,94	1,71	0,58
WL+ Hm0(gw)+ Hm0(ig)	0,74	-1,07	5,38	0,77	0,49	-1,01	2,85	0,64	0,76	-0,94	3,88	0,73	0,77	-0,76	5,14	0,77
Wave power Kw/m	7,24	0	131,27	16,70	1,68	0	11,77	3,02	9,16	0	68,31	15,59	7,82	0,02	113,72	20,43

**Tableau 19. Statistiques descriptives des paramètres hydrodynamiques pour le capteur de pression au large durant toute la période d'acquisition du capteur (suite, 3/3)**

	22 novembre 2013 au 28 octobre 2014				2 mai 2014 au 16 juin 2014				17 juin 2014 au 10 septembre 2014				10 septembre au 28 octobre 2014 (non couvert par des levés)			
	Moy	Min	Max	É-T	Moy	Min	Max	É-T	Moy	Min	Max	É-T	Moy	Min	Max	É-T
Hm0 (gw)	0,35	0,00	3,84	0,46	0,13	0,01	0,75	0,12	0,27	0,01	1,75	0,26	0,45	0,01	3,13	0,46
T02 (gw)	5,30	2,75	15,65	1,34	4,99	3,20	10,13	0,90	4,91	3,25	7,53	0,70	5,31	3,24	8,34	0,93
Tpeak(gw)	6,38	6,38	6,38	2,91	5,86	2,83	16,79	2,44	5,64	2,67	16,79	2,20	5,79	2,98	16,79	1,61
WL	0,34	-1,35	2,11	0,58	0,23	-0,86	1,69	0,55	0,30	-1,15	1,72	0,56	0,52	-1,00	1,72	0,55
Hm0 (ig)	0,05	0,05	0,05	0,07	0,02	0,00	0,08	0,01	0,03	0,00	0,20	0,03	0,06	0	0,64	0,07
T02 (ig)	nd	nd	nd	nd	27,48	19,65	41,02	2,89	27,58	20,37	66,50	2,81	28,69	19,93	75,68	3,37
Tpeak (ig)	66,38	17,07	170,67	57,44	55,63	17,07	170,67	54,46	48,41	17,07	170,67	46,92	29,33	17,07	170,67	50,31
WL+ Hm0(gw)	0,69	-1,08	4,80	0,73	0,36	-0,81	1,89	0,56	0,56	-1,08	2,55	0,62	0,96	-0,74	4,20	0,70
WL+ Hm0(ig)	0,39	-1,26	2,18	0,58	0,25	-0,84	1,72	0,55	0,33	-1,15	1,73	0,57	0,57	-0,97	2,07	0,56
WL+ Hm0(gw)+ Hm0(ig)	0,74	-1,07	5,38	0,77	0,38	-0,81	1,94	0,56	0,59	-1,07	2,72	0,64	1,02	-0,72	4,74	0,74
Wave power Kw/m	7,24	0	131,27	16,70	0,58	0,01	3,36	0,77	3,21	0,01	22,81	4,71	9,56	0,01	87,16	16,41

**Tableau 22. Dates potentiellement les plus morphogènes au capteur Large\_Centre, 22 novembre 2013 au 28 octobre 2014, dates effectives et non effectives incluses**

Dates	Intervalle DGPS	Intervalle LIDAR	Paramètres sortant dans le 90° centile ou caméra B	WL+ Hm0 (gw)	WL	Hm0 (gw)	T02 (gw)	Tpeak (gw)	WP	Observations consignées aux caméras	Nombre de paramètres
11/28/2013	n13-d13	a13-d13	Hm0(gw) T02 (gw) WaLevHm0 (gw) WP	3,90	0,93	3,84	8,36	11,01	130895	oui	4
11/29/2013	n13-d13	a13-d13	Hm0(gw) WaLevHm0 (gw) WP	2,58	1,10	2,73	7,92	10,24	64541		3
12/2/2013	n13-d13	a13-d13	WL	1,72	1,66	0,36	5,35	7,21	765		1
12/3/2013	n13-d13	a13-d13	WL	1,90	1,76	0,45	6,39	7,21	1483		1
12/4/2013	n13-d13	a13-d13	T02 (gw) WL WaLevHm0 (gw)	2,57	2,08	0,82	9,52	12,19	5756	oui	3
12/5/2013	n13-d13	a13-d13	WL	1,88	1,79	0,44	7,46	11,77	903		1
12/6/2013	d13-j14	d13-j14	Hm0(gw) WL WaLevHm0 (gw) WP	2,98	1,77	1,66	6,94	8,53	19831	oui	4
12/7/2013	d13-j14	d13-j14	Hm0(gw) WaLevHm0 (gw) WP	3,21	1,61	2,06	7,49	8,98	36889	oui	3
12/8/2013	d13-j14	d13-j14	Hm0(gw) WP	2,23	1,04	1,49	7,08	8,53	18390		2
12/12/2013	d13-j14	d13-j14	Hm0(gw) WaLevHm0 (gw) WP	2,43	1,19	1,57	6,81	7,82	19434	oui	3
12/14/2013	d13-j14	d13-j14	Hm0(gw) WaLevHm0 (gw) WP	2,66	1,09	1,76	6,78	8,13	23279		3
12/30/2013	d13-j14	d13-j14	WL	2,34	1,91	0,52	7,50	9,23	1765	oui	1
12/31/2013	d13-j14	d13-j14	T02 (gw) WL	1,75	1,69	0,75	11,95	13,65	3160		2
1/1/2014	d13-j14	d13-j14	T02 (gw) Tpeak(gw) WL	1,70	1,69	0,03	11,27	16,79	10		3
1/2/2014	d13-j14	d13-j14	T02 (gw) Tpeak(gw) WL	1,68	1,67	0,01	10,01	16,79	1		3
1/3/2014	d13-j14	d13-j14	T02 (gw) WL	1,92	1,91	0,01	10,13	15,52	2		2
1/6/2014	j14-f14	d13-j14	T02 (gw) Tpeak(gw) WL WaLevHm0 (gw)	2,48	1,78	0,91	13,35	16,79	6949		4
1/7/2014	j14-f14	d13-j14	Hm0(gw) WaLevHm0 (gw) WP	3,33	1,53	2,71	8,25	9,48	64660		3
1/8/2014	j14-f14	d13-j14	Hm0(gw) T02 (gw) WaLevHm0 (gw) WP	3,92	0,79	3,26	8,34	10,24	95966		4
1/9/2014	j14-f14	d13-j14	Hm0(gw) WaLevHm0 (gw) WP	2,69	0,83	2,36	7,71	9,48	47579		3
1/10/2014	j14-f14	d13-j14	Hm0(gw) WP	2,38	0,91	1,52	6,65	7,82	17991		2
1/12/2014	j14-f14	d13-j14	Hm0(gw) WaLevHm0 (gw) WP	2,56	1,61	2,00	7,34	8,68	32970		3
1/13/2014	j14-f14	d13-j14	Hm0(gw) WaLevHm0 (gw) WP	2,61	1,35	1,90	7,08	8,39	29829		3
1/14/2014	j14-f14	d13-j14	WL	1,71	1,65	0,21	6,80	16,00	233		1
1/16/2014	j14-f14	d13-j14	WL	1,67	1,64	0,26	7,55	10,67	356		1
1/20/2014	j14-f14	d13-j14	Hm0(gw) T02 (gw) WaLevHm0 (gw) WP	4,80	1,41	3,79	8,36	9,94	131274	oui	4
1/21/2014	j14-f14	d13-j14	Hm0(gw) WaLevHm0 (gw) WP	3,13	1,12	2,27	7,44	9,06	43858		3
1/26/2014	j14-f14	d13-j14	Hm0(gw) WL WaLevHm0 (gw) WP	2,93	1,81	2,30	6,49	8,33	39989		4
1/27/2014	j14-f14	d13-j14	Hm0(gw) T02 (gw) WP	1,94	1,18	1,57	12,04	16,25	17366		3
1/29/2014	j14-f14	d13-j14	Hm0(gw) WL WP	2,13	1,72	1,52	8,15	10,14	20093		3
1/31/2014	j14-f14	d13-j14	WL WaLevHm0 (gw)	2,82	1,86	1,41	6,57	8,53	11774		2

Dates	Intervalle DGPS	Intervalle LIDAR	Paramètres sortant dans le 90° centile ou caméra B	WL+ Hm0 (gw)	WL	Hm0 (gw)	T02 (gw)	Tpeak (gw)	WP	Observations consignées aux caméras	Nombre de paramètres
2/1/2014	f14-m14	d13-j14	WaLevHm0 (gw)	2,71	1,60	1,17	6,81	8,53	8478	oui	1
2/2/2014	f14-m14	d13-j14	WL	1,70	1,63	0,22	5,57	6,78	252		1
2/14/2014	f14-m14	d13-j14	T02 (gw) Tpeak(gw) WL	2,18	2,11	0,30	8,52	16,79	475		3
2/16/2014	f14-m14	d13-j14	T02 (gw) Tpeak(gw) WL	1,90	1,79	0,24	14,39	16,79	547		3
2/28/2014	f14-m14	d13-j14	Tpeak(gw) WL	1,65	1,65	0,47	8,30	16,79	966		2
3/12/2014	m14-a14	d13-j14	Hm0(gw) WP	2,17	1,14	1,61	7,11	16,00	17180		2
3/16/2014	m14-a14	d13-j14	Hm0(gw) T02 (gw) Tpeak(gw) WaLevHm0 (gw) WP	2,57	1,40	1,79	11,56	16,79	28189		5
3/17/2014	m14-a14	d13-j14	Hm0(gw) WaLevHm0 (gw) WP	2,94	1,04	2,49	7,87	8,90	51979		3
3/21/2014	m14-a14	d13-j14	T02 (gw) WL	1,98	1,69	0,72	8,41	9,23	3667		2
3/23/2014	m14-a14	d13-j14	Hm0(gw) WaLevHm0 (gw) WP	3,37	1,42	2,80	7,76	9,75	68307		3
4/16/2014	a14-m14	d13-j14	Hm0(gw) T02 (gw) WaLevHm0 (gw) WP	4,39	1,61	3,58	8,40	10,34	11372 2	oui	4
4/17/2014	a14-m14	d13-j14	Hm0(gw) WaLevHm0 (gw) WP	3,15	1,37	2,15	7,41	8,46	39557		3
6/15/2014	m14-j14	d13-j14	WL	1,81	1,69	0,32	6,15	7,26	611		1
7/10/2014	j14-s14	j14-s14	Hm0(gw) WP	2,11	1,40	1,63	7,06	7,88	21866		2
7/11/2014	j14-s14	j14-s14	WaLevHm0 (gw)	2,43	1,43	1,05	6,73	7,31	8144		1
7/13/2014	j14-s14	j14-s14	WL	1,94	1,63	0,32	5,34	5,85	645		1
7/14/2014	j14-s14	j14-s14	WL	1,74	1,72	1,02	6,04	15,75	7042		1
9/4/2014	j14-s14	j14-s14	WaLevHm0 (gw)	2,55	1,26	1,35	6,81	8,06	14588		1
9/6/2014	j14-s14	j14-s14	WaLevHm0 (gw)	2,49	1,36	1,41	6,72	7,31	13373	oui	1
9/7/2014	j14-s14	j14-s14	Hm0(gw) WP	2,29	1,37	1,75	7,10	8,00	22809		2
9/12/2014	s14-fin	s14-fin	Hm0(gw) T02 (gw) WaLevHm0 (gw) WP	4,20	1,33	3,13	8,34	10,34	87161	oui	4
9/22/2014	s14-fin	s14-fin	Hm0(gw) WaLevHm0 (gw) WP	2,77	1,28	2,05	7,34	8,83	35873		3
9/23/2014	s14-fin	s14-fin	Hm0(gw) WaLevHm0 (gw) WP	3,02	1,09	2,21	7,46	8,90	42057		3
10/9/2014	s14-fin	s14-fin	WL WaLevHm0 (gw)	2,92	1,66	1,49	6,42	8,75	16645	oui	2
10/10/2014	s14-fin	s14-fin	Hm0(gw) WL WaLevHm0 (gw) WP	4,06	1,72	2,66	8,10	9,85	62717	oui	4
10/11/2014	s14-fin	s14-fin	WL	2,15	1,65	1,32	7,29	8,26	14047		1
10/19/2014	s14-fin	s14-fin	Hm0(gw) WaLevHm0 (gw) WP	2,43	1,12	1,69	7,08	8,75	22738	oui	3
10/20/2014	s14-fin	s14-fin	Hm0(gw) WP	2,27	1,17	1,76	7,05	9,14	24660	oui	2
10/21/2014	s14-fin	s14-fin	Hm0(gw) WaLevHm0 (gw) WP	2,46	1,33	1,73	7,01	8,19	24414	oui	3
10/25/2014	s14-fin	s14-fin	WL	2,07	1,70	0,62	7,93	9,48	3015	oui	1
10/26/2014	s14-fin	s14-fin	WL	2,22	1,72	0,70	7,77	9,48	3882	oui	1



Figure 97. Conditions hydrodynamique du 28 novembre 2013 (gauche) et du 4 décembre 2013 (droite) au caméra B\_EST (en haut) et D\_Ruisseau (en bas)



Figure 98. Conditions hydrodynamique du 7 décembre 2013 aux caméras B\_EST (gauche) et D\_Ruisseau (droite)



Figure 99. Conditions hydrodynamique et glacié du 8, 9 et 20 janvier 2014 aux caméras B\_EST (gauche) et D\_Ruisseau (droite)



**Figure 100. Conditions hydrodynamique du 30 et 31 janvier 2014 aux caméras B\_EST (gauche) et D\_Ruisseau (droite)**



**Figure 101. Conditions hydrodynamique du 14 février 2014 aux caméras B\_EST (gauche) et D\_Ruisseau (droite), légère submersion du front du pied de glace**



**Figure 102. Exemples de conditions de glace de mer directement le long de la côte le 21 et le 24 février 2014**



**Figure 103. Conditions hydrodynamique du 23 mars 2014 aux caméras B\_EST (gauche) et D\_Ruisseau (droite)**



**Figure 104. Conditions hydrodynamique et glaciaire du 16 mars 2014 et du 17 mars 2014 aux caméras B\_EST (gauche) et D\_Ruisseau (droite)**



**Figure 105. Conditions hydrodynamique du 16 avril 2014 aux caméras B\_EST (gauche) et D\_Ruisseau (droite)**

### 3.5. Thème : évolution de la côte

Cette section présente l'évolution de la côte à l'échelle historique de même qu'à l'échelle intra-annuelle durant le suivi 2013-2014.

#### 3.5.1. Évolution historique du trait de côte et de la ligne de rivage

L'analyse de l'évolution historique entre 1948 et 2005 a été effectuée par Bernatchez *et al.*, (2012). La présente section reprend en partie cette analyse en ajoutant la période récente 2005-2014 et en détaillant davantage la variabilité temporelle et spatiale de la ligne de rivage. De plus, les secteurs problématiques pour la route 138 (secteurs A et B) qui se situent entre l'embouchure de la rivière Saint-Jean et le village de Longue-Pointe-de-Mingan ont été analysés. L'analyse a été réalisée pour 7 intervalles de temps : 1948-1967, 1967-1976, 1976-1983, 1983-1989, 1989-1997, 1997-2005 et 2005-2014. Pour davantage de détails sur la zone d'étude ainsi que sur les zones côtières environnantes, il est pertinent de consulter la section 5.4 du rapport de Bernatchez *et al.*, (2012) qui traite plus de 50 km de côte du secteur.

Les figures 108, 109, 110 et 113 ainsi que le tableau 23 permettent de saisir finement la dynamique du milieu. Ces figures illustrent spatialement la migration du trait de côte pour ces 7 périodes ainsi que pour la période d'analyse complète entre 1948 et 2014 en fonction de points de distance kilométriques couvrant l'ensemble de la région. Il est à noter que les mesures ont été prises sur 21 km vers l'est à partir de l'embouchure de la rivière Saint-Jean, mais que, pour les fins de la problématique traitée dans ce rapport, l'analyse porte sur les 14,8 premiers kilomètres, soit jusqu'au début du mur de protection en face du village de Longue-Pointe-de-Mingan. La figure 114 présente une analyse comparative entre les sept périodes, ce qui permet de préciser la dynamique du milieu. Les secteurs où les taux se sont inversés du positif au négatif et inversement sont respectivement indiqués par les ovales rouges et verts. Ensuite, les flèches noires indiquent les endroits où les zones d'accumulation se sont déplacées vers l'est entre les deux périodes. Enfin, le tableau 23 présente les taux de migration minimums, maximums et moyens pour chacune des quatre zones ainsi que pour la zone complète.

##### 3.5.1.1. Analyse générale pour la période complète 1948-2014

L'évolution historique de la zone complète (km-repère 0 à 14,8) montre que le trait de côte est relativement stable avec une migration latérale moyenne de -0,15 m/an entre 1948 et 2014 (tableau 23 et figure 106). Cependant, en divisant le territoire en zones, on remarque que l'érosion se concentre sur la zone 2 (-0,86 m/an), tandis que les zones 1 et 4 ont été globalement en accumulation (0,39 et 0,41 m/an) et que la zone 3 affiche un faible recul (-0,13 m/an) concentré dans sa moitié est (figure 113). Un seul tronçon s'est maintenu en érosion constante sur toute la période d'étude ; il est situé entre les km-repère 4,2 et 4,8, soit, dans le secteur problématique A (figure 108, figure 109 et figure 113).

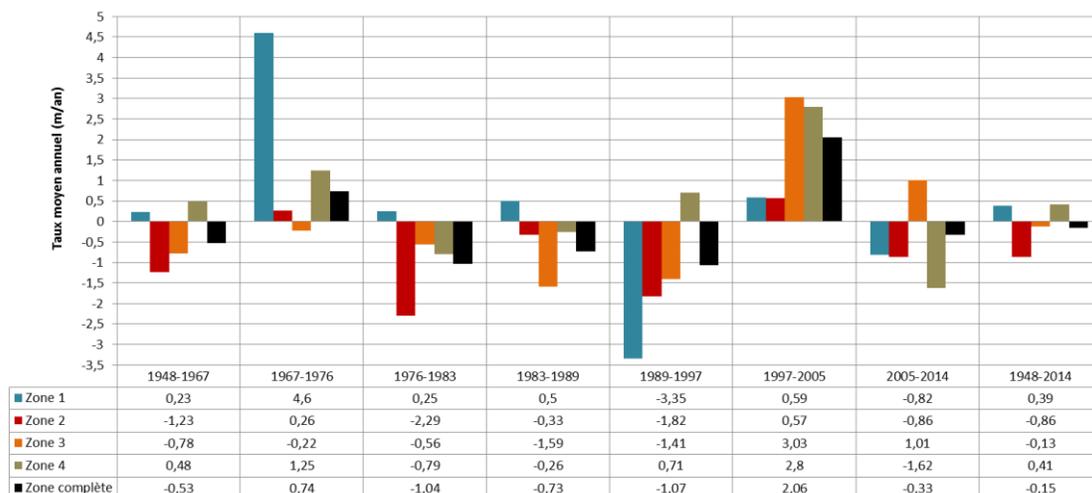
L'analyse spatiale et temporelle permet aussi de mettre en évidence une importante variabilité lors de différentes périodes. Des reculs allant jusqu'à -11,5 m/an (période 1989-1997) et des avancées jusqu'à plus de 13 m/an (périodes 1967-1976 et 1997-2005) ont été mesurés. Les reculs annuels les plus forts ont été enregistrés dans les zones 1 et 2 et les plus fortes accumulations ont eu lieu dans les zones 1 et 3. La zone 1 (flèche littorale) a été la zone la plus dynamique avec les plus forts reculs et avancées.

Dans l'ensemble, le système n'a pas une dynamique constante dans le temps, mise à part la dérive littorale principale qui est toujours vers l'est et qui alimente la pointe (zone 4). Lors de chaque période et pour chacune des quatre zones, la ligne de rivage connaît de grandes fluctuations montrant une alternance de secteurs en érosion et en accumulation. Cette alternance est bien illustrée pour chaque période d'étude sur la figure 113. On remarque que l'alternance est plus régulière le long de la côte durant les périodes 1967-1976 et 2005-2014 où les zones positives et négatives font entre 1 et 2 km de longueur en alternance. Cette alternance suggère que les zones de recul alimentent directement les zones d'accumulation par dérive littorale. Les autres périodes sont moins régulières et montrent plutôt des tronçons négatifs de plusieurs kilomètres avec seulement quelques pointes positives, ce qui reflète des conditions différentes et variables. De plus, la période 1997-2005 se distingue nettement des autres périodes non seulement par la forte moyenne des taux moyens dans l'ensemble, mais aussi par deux tronçons de très forte accumulation dans les zones 3 et 4 (km-repère 6 à 8,5 et 11 à 13), avec seulement quelques pointes négatives sur de courtes distances.

Enfin, il est important de souligner que les observations sur la dynamique générale du système montrent qu'il est possible, à l'échelle historique, de passer d'une zone de falaise à une zone de terrasse de plage, et inversement. Cette possibilité est attribuable à la disponibilité des sédiments dans cet environnement côtier. L'accolement de barres sableuses à la plage devant une zone de falaises par exemple, permet d'augmenter la distance entre la falaise et la limite des hauts niveaux d'eau et donc de limiter la submersion du haut estran supérieur. Sous ces conditions, il est alors possible que cette zone se végétalise et que le type de côte passe de « falaises » à « terrasses de plage ».

**Tableau 23. Valeurs minimales, maximales et moyennes des taux de migration (m/an) historiques du trait de côte de la région de Longue-Pointe-de-Mingan**

Période	Zone complète			Zone 1			Zone 2			Zone 3			Zone 4		
	0 à 14,8 km			Flèche (0 à 1,9 km)			TP et falaises (1,95 à 5,7 km)			TP (5,75 à 11 km)			TP pointe (11,05 à 14,8 km)		
	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy
1948-1967	-4,93	3,93	-0,53	-4,04	3,93	0,23	-3,27	-0,11	-1,23	-4,93	2,83	-0,78	-3,38	3,65	0,48
1967-1976	-3,89	13,45	0,74	-1,32	13,45	4,60	-3,35	7,22	0,26	-3,07	3,72	-0,22	-3,89	5,51	1,25
1976-1983	-6,88	9,00	-1,04	-6,70	9,00	0,25	-6,88	1,01	-2,29	-5,66	4,67	-0,56	-3,77	2,60	-0,79
1983-1989	-6,29	8,87	-0,73	-4,59	7,01	0,50	-6,29	7,51	-0,33	-5,80	0,27	-1,59	-3,92	8,87	-0,26
1989-1997	-11,54	9,56	-1,07	-10,43	1,30	-3,35	-11,54	0,62	-1,82	-3,96	0,90	-1,41	-5,25	9,56	0,71
1997-2005	-4,89	13,31	2,06	-1,23	5,00	0,59	-2,98	4,00	0,57	-4,89	13,31	3,03	-2,57	9,25	2,80
2005-2014	-7,40	4,64	-0,33	-3,75	1,22	-0,82	-5,17	4,64	-0,86	-5,85	4,19	1,01	-7,40	1,58	-1,62
1948-2014	-1,67	1,73	-0,15	-0,19	0,68	0,39	-1,67	0,30	-0,86	-1,12	1,16	-0,13	-0,74	1,73	0,41



**Figure 106. Taux moyen annuel moyen des quatres zones de la région d'étude de Longue-Pointe-de-Mingan**

### 3.5.1.2. Analyse détaillée par période

#### *Période 1948-1967*

Pour la période la plus ancienne de 1948-1967, le système côtier est généralement en érosion avec un taux moyen de migration de -0,53 m/an. C'est cependant la période qui présente l'évolution la plus uniforme dans une enveloppe de variabilité entre -4,93 m/an et 3,93 m/an, sans pointes fortes de migration ponctuelle (tableau 23 et figure 113). La seule zone de forte érosion se situe entre les km-repère 8,0 et 8,5 atteignant des taux de -4,00 m/an. Les zones 2 et 3 présentent des taux négatifs (-1,23 et -0,78 m/an), tandis que les zones 1 et 4 sont positives (0,23 et 0,48 m/an). Cette période est la seule qui présente un taux positif sur le revers de la flèche littorale (km 0 à 0,5). À noter que cette période compte 19 années tandis que les autres comptent moins de 10 années, ce qui peut contribuer à atténuer les données extrêmes.

#### *Période 1967-1976*

Cette période affiche un taux global positif de 0,74 m/an, surtout attribuable aux zones 1 et 4. La flèche littorale (zone 1) connaît son plus fort taux de déplacement positif (4,6 m/an) et son plus fort taux maximal (13,45 m/an) ; ces taux sont les plus élevés de toutes les périodes et zones confondues. La zone 4 connaît quant à elle une accumulation notable de 1,25 m/an. Cette période est caractérisée par une alternance plus régulière des zones positives et négatives, surtout pour les zones 2 et 3, qui ont d'ailleurs de faibles taux moyens (0,26 et de -0,22 m/an). De 1948 à 1976, la dynamique des zones 3 et 4 est similaire et on observe bien la dérive littorale qui déplace les zones d'accumulation vers l'est (figure 114, graphique 1).

#### *Période 1976-1983*

La période de 1976-1983 présente un taux moyen de migration de -1,04 m/an, ce qui représente la plus forte valeur de recul avec la période 1989-1997. On observe des taux minimums de -6,88 et -6,70 m/an dans les zones 1 et 2 et un taux maximum de 9,00 m/an dans la zone 1. C'est au niveau de la flèche littorale que le système côtier a connu ses plus grands écarts. Cette période est particulièrement marquée par de forts taux de recul dans la zone 2 (moyenne de -2,29 m/an) et, malgré quelques pointes positives dans les zones 3 et 4, l'ensemble de ces deux zones sont aussi en recul (-0,56 et -0,79 m/an). Les zones d'accumulation de la période précédente se sont légèrement déplacées vers l'est, mais ont surtout laissé place à l'érosion (figure 114, graphique 2). On n'observe en effet aucune zone d'inversion positive des taux de migration entre les périodes 1967-1976 et 1976-1983.

### *Période 1983-1989*

La période 1983-1989 est semblable à la période précédente avec un taux moyen de migration de -0,73 m/an, un taux minimum de -6,29 m/an dans la zone 2 et un taux maximum de 8,87 m/an dans la zone 4. Elle se différencie par ses deux principaux secteurs d'accumulation qui se situent au début de la zone 2 (km-repère 2 à 2,8) et au milieu de la zone 4 (km 13 à 13,7). On retrouve ainsi un tronçon d'une longueur de 10 km (du km-repère 2,8 au km-repère 12,5) avec des taux uniquement négatifs. À part au niveau de la flèche littorale, il n'y a aucun indice de déplacement des zones d'accumulation (figure 114, graphique 3) et l'accumulation dans la zone 4 s'est poursuivie au même endroit que la période précédente, sur une courte distance.

### *Période 1989-1997*

Lors de cette période, l'ensemble de la région à l'ouest de la longue pointe de Mingan est en érosion. Le seul tronçon en accumulation se situe dans la zone 4 et représente la plus forte accumulation enregistrée sur le bout de la longue pointe de Mingan, entre les km-repère 13 et 15. Cette période comprend les taux de recul les plus forts pour la zone complète (-1,07 m/an) et pour la zone 1 (-3,35 m/an), tandis que les zones 2 et 3 présentent le deuxième plus fort taux de toutes les périodes (tableau 23). Les taux d'érosion les plus élevés se situent complètement à l'ouest, dans la zone 1 et au début de la zone 2 avec un taux de recul minimum atteignant -11,54 m/an. Le long tronçon en érosion observé lors de la période précédente s'est donc élargi jusqu'à l'extrémité ouest de la zone d'étude couvrant plus de 12 km.

Les 3 périodes entre 1976 à 1997 sont donc comparables, la majeure partie du système s'est maintenue dans les taux négatifs, sans grande fluctuation (figure 114, graphiques 3 et 4). Ce sont d'ailleurs les 3 périodes qui ont enregistré les plus forts taux de recul (-1,03 m/an pour 1976-1983, -0,73 m/an pour 1983-1989 et -1,07 m/an pour 1989-1997) et on retrouve les plus forts taux sont les zones 2 et 3 (tableau 23). Le système côtier a donc connu une longue période avec plusieurs secteurs en recul constant. Seule une accumulation notable est observable sur la pointe durant les intervalles 1983-1989 et 1989-1997, entre les km-repère 13 et 15.

### *Période 1997-2005*

La période 1997-2005 marque un tournant important dans l'historique récent du système côtier avec une forte accumulation pour les 4 zones et une moyenne de 2,06 m/an pour la zone complète. C'est un contraste important par rapport aux 3 périodes précédentes qui ont connu de forts taux de recul. Les taux maximums atteignent 13,31 m/an dans la zone 3 (km-repère 7,3) et 9,25 m/an dans la zone 4 (km-repère 11,7). Seulement un recul notable de -4,89 m/an (valeur minimale) est observé à la fin de la zone 3 (km-

repère 10,4). Les images aériennes de 2005 indiquent que les fortes accumulations aux km-repère 6-8,5 et 11-13 sont causées par l'accolement de deux barres d'avant-côte qui sont venues alimenter directement le haut estran ce qui a permis l'avancée de la ligne de rivage. Le graphique 5 de la figure 114 confirme que ces fortes accumulations ne viennent pas de l'érosion de la côte adjacente à l'ouest.

#### *Période 2005-2014*

Durant cette période, le taux de migration annuel est légèrement négatif avec une moyenne de déplacement de -0,33 m/an. Le taux d'érosion maximal de cette période est de -7,4 m/année et se situe dans le secteur de la terrasse de plage de la longue pointe de Mingan (km-repère 13,55). La période 2005-2014 présente un réajustement général du système côtier à la suite à la forte accumulation de la période précédente. La dérive littorale a été forte et chaque pointe d'accumulation de la période précédente a subi de l'érosion qui a contribué à alimenter la zone immédiate vers l'est (figure 114, graphique 6).

##### *3.5.1.3. Analyse des secteurs d'étude problématiques pour la route 138*

Les secteurs A et B correspondent aux endroits où la route 138 se situe le plus près de la ligne de rivage. La problématique est due au fait que ces deux secteurs ont subi de l'érosion entre 1948 et 2014 (figure 113) et que la route est menacée à moyen terme. Le secteur A se situe dans la zone 2, entre les km-repère 4,2 et 5,5, et le secteur B se situe dans la zone 3, entre les km-repère 8,2 et 9,3 (figure 108, 109 et 110).

Le secteur A est en érosion continu depuis 1948 avec un taux de recul moyen de -1,0 m/an (tableau 24 et figure 107). Les reculs ont été forts durant les périodes 1976-1983 (-1,75 m/an) et 1983-1989 (-1,52 m/an) et c'est la période 2005-2014 qui a connu le plus fort recul avec une moyenne de -3,22 m/an. Seule la période 1997-2015 affiche un taux positif de 0,65 m/an attribuable à la moitié est du segment (km 4,8 à 5,5) (tableau 24 et figure 109). La portion ouest du secteur A (km 4,2 à 4,8) est le seul tronçon de toute la zone d'étude à avoir été en érosion sur toute la période d'étude, et ce, même lors de la période 1997-2005 qui avait été caractérisée par de forts taux d'accrétion. Sur la figure 111, on observe bien le recul constant de la ligne de rivage entre 1948 et 2014 et on remarque que malgré la présence de barres sableuse, aucune période ne montre un accolement de la barre et une végétalisation de la haute-plage.

Le secteur B présente un taux de recul moyen élevé de -0,82 m/an, surtout attribuable à une forte érosion entre 1948 et 1967 avec un taux de recul moyen de -3,16 m/an (tableau 24 et figure 112, photo 1948). Les périodes suivantes affichent des taux plus faibles dont trois périodes de recul et trois périodes d'avancée. La figure 113 indique cependant que la moitié est du secteur B a subi un recul quasi constant sauf pour la

période 1967-1976. La moitié ouest est davantage marquée par une fluctuation d'avancées et de reculs avec des taux de migration plus élevés. On remarque sur les photos de la figure 112 que la limite des arbres n'a presque pas bougée depuis 1948 et que la mobilité de la ligne de rivage s'effectue au rythme de l'accolement des barres, de la végétalisation de la haute plage et de son érosion subséquente. On observe d'ailleurs que la barre sableuse présente sur la photo de 1997 s'est accolée à la côte et a permis la formation d'une haute-plage végétalisée en 2014 (partie ouest du secteur B). La migration des sédiments vers l'est est aussi bien perceptible sur la photo de 2014.

**Tableau 24. Valeurs minimales, maximales et moyennes des taux de migration (m/an) historiques du trait de côte des secteurs A et B**

Période	Zone complète (0 à 14,8 km)			Secteur A (4,2 à 5,5 km)			Secteur B (8,2 à 9,3 km)		
	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy
1948-1967	-4,93	3,93	-0,53	-1,92	-0,11	-0,78	-4,93	-1,04	-3,16
1967-1976	-3,89	13,45	0,74	-3,35	2,78	-0,30	0,00	2,39	1,22
1976-1983	-6,88	9,00	-1,04	-3,98	0,00	-1,75	-1,30	1,83	-0,12
1983-1989	-6,29	8,87	-0,73	-2,71	-0,56	-1,52	-2,77	-0,28	-1,30
1989-1997	-11,54	9,56	-1,07	-2,39	0,62	-0,45	-2,93	-0,10	-1,29
1997-2005	-4,89	13,31	2,06	-2,98	4,00	0,65	-1,20	3,64	0,31
2005-2014	-7,40	4,64	-0,33	-5,17	-0,96	-3,22	-1,36	3,83	1,22
1948-2014	-1,67	1,73	-0,15	-1,63	-0,17	-1,00	-1,12	-0,34	-0,82



**Figure 107. Taux moyen annuel moyen des deux secteurs problématiques de la région d'étude de Longue-Pointe-de-Mingan**

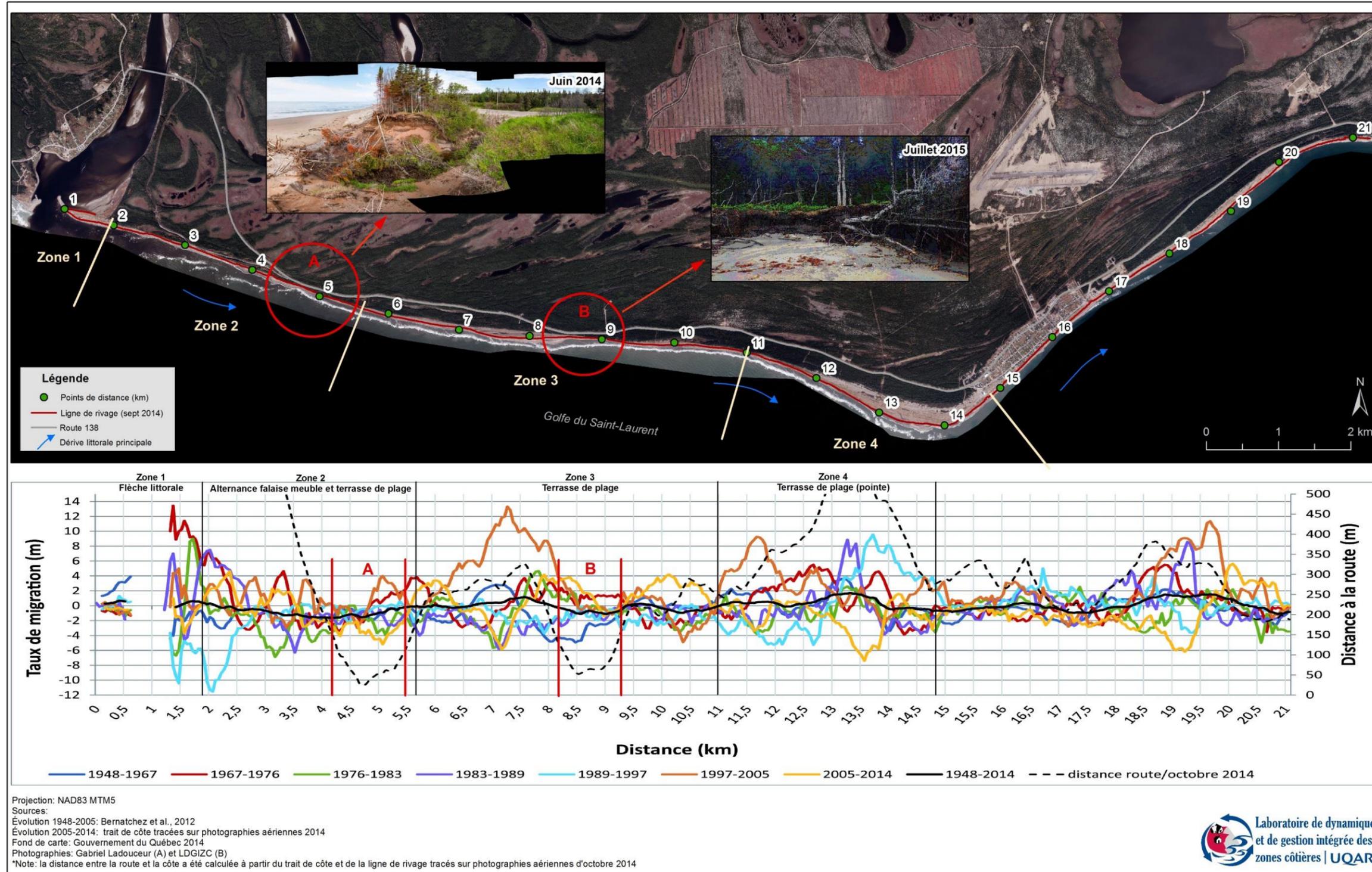


Figure 108. Évolution historique du trait de côte de la région d'étude de Longue-Pointe-de-Mingan

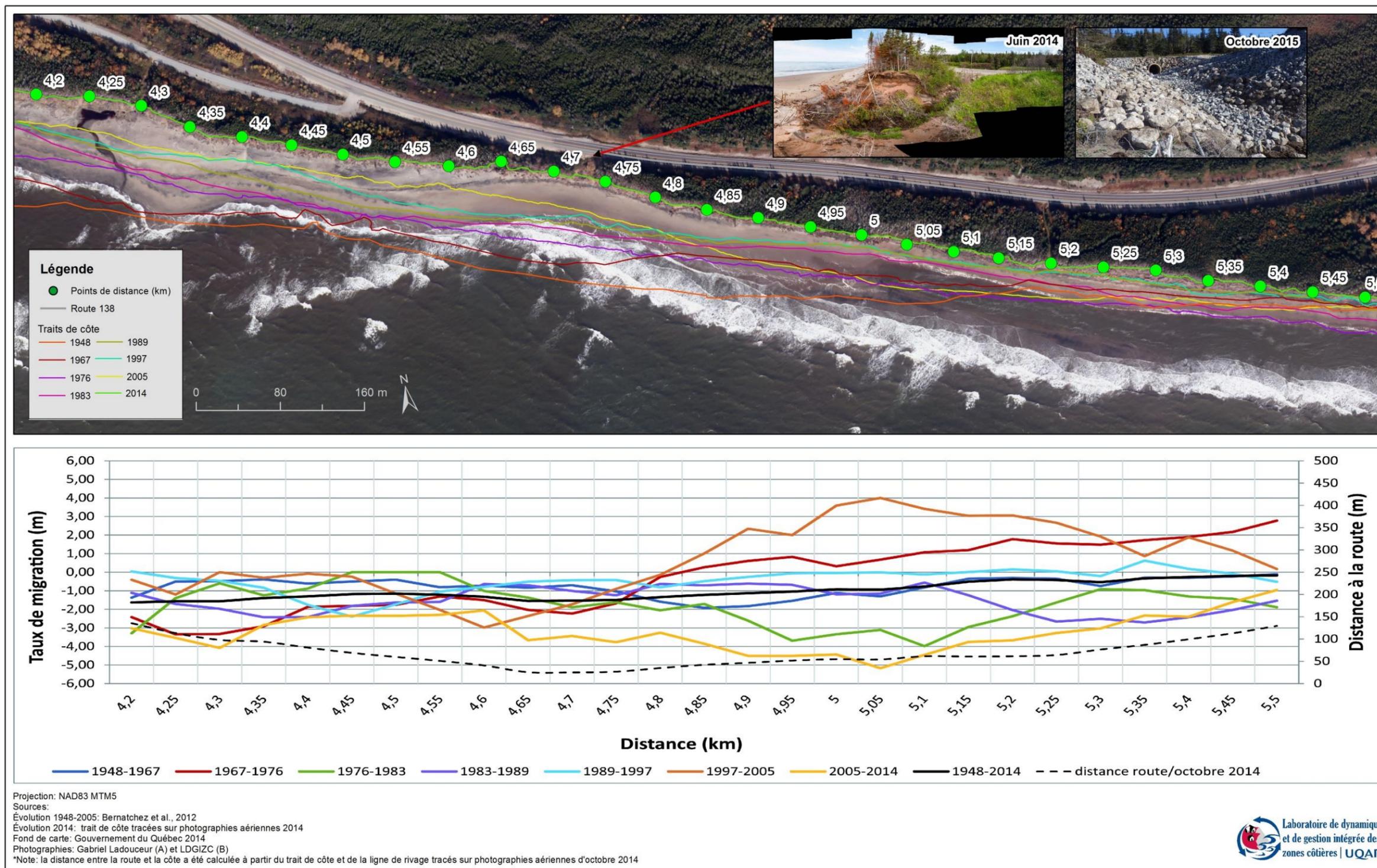
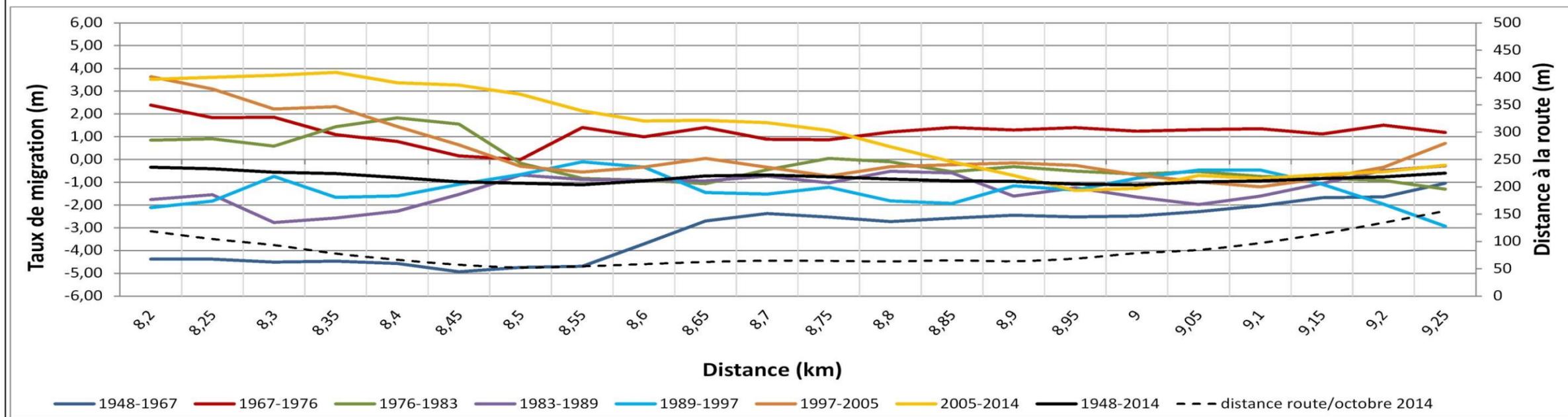


Figure 109. Évolution historique du trait de côte du secteur A de la région de Longue-Pointe-de-Mingan



Projection: NAD83 MTM5  
 Sources:  
 Évolution 1948-2005: Bernatchez et al., 2012  
 Évolution 2014: trait de côte tracées sur photographies aériennes 2014  
 Fond de carte: Gouvernement du Québec 2014  
 Photographies: Gabriel Ladouceur (A) et LDGIZC (B)  
 \*Note: la distance entre la route et la côte a été calculée à partir du trait de côte et de la ligne de rivage tracés sur photographies aériennes d'octobre 2014



Figure 110. Évolution historique du trait de côte du secteur B de la région de Longue-Pointe-de-Mingan

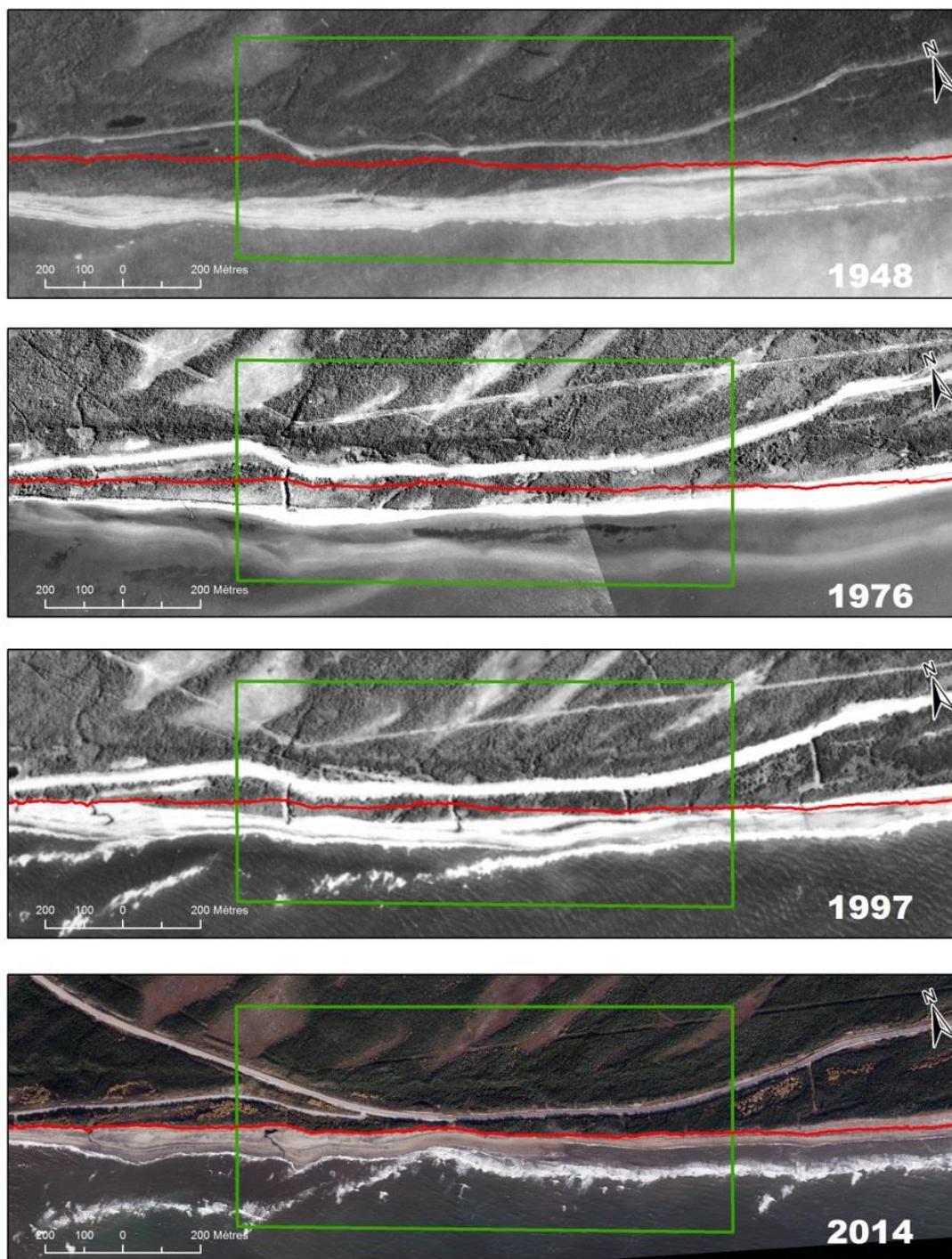


Figure 111. Évolution historique du littoral du secteur A (carré vert) entre 1948 et 2014. Le trait rouge indique la ligne de rivage en 2014

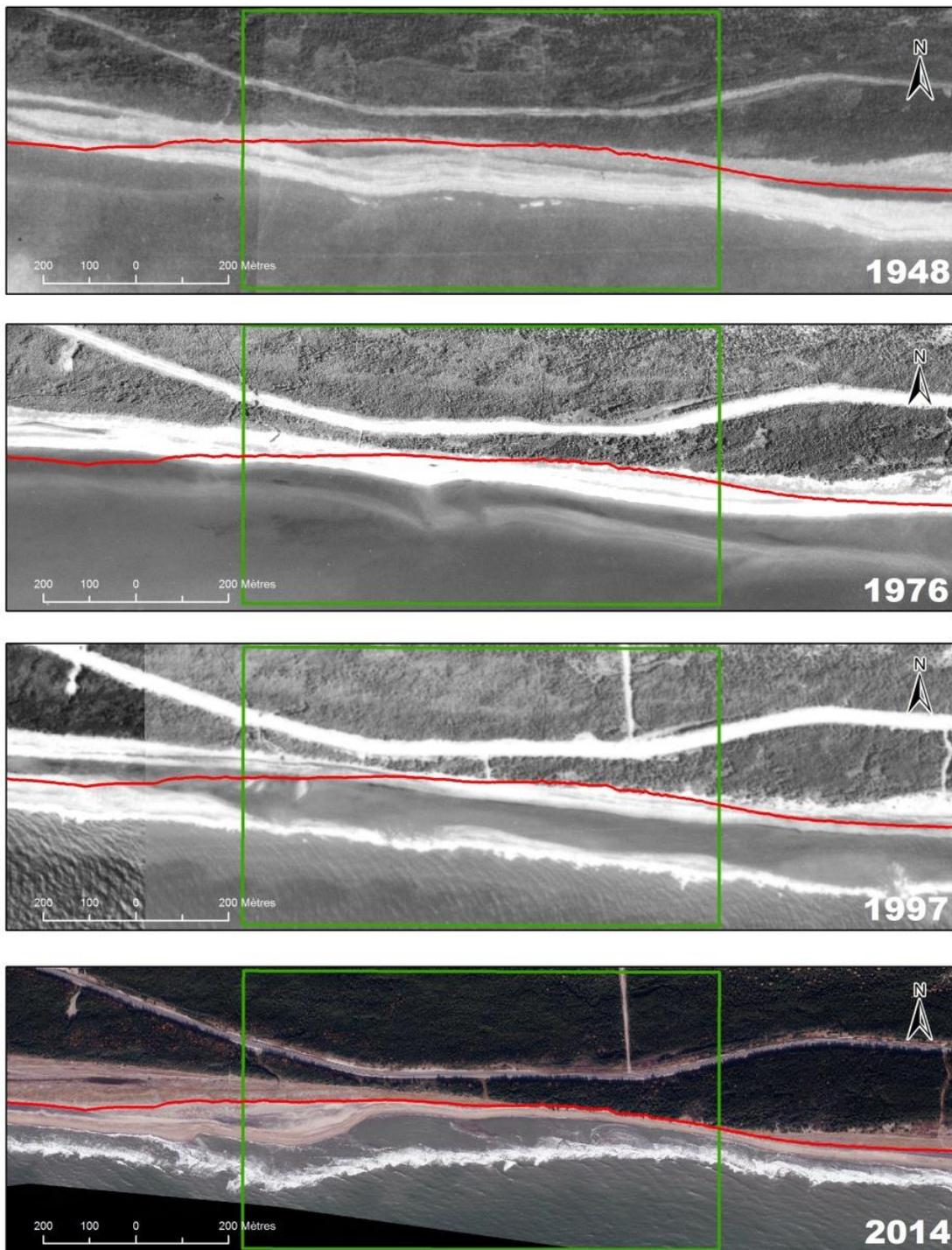
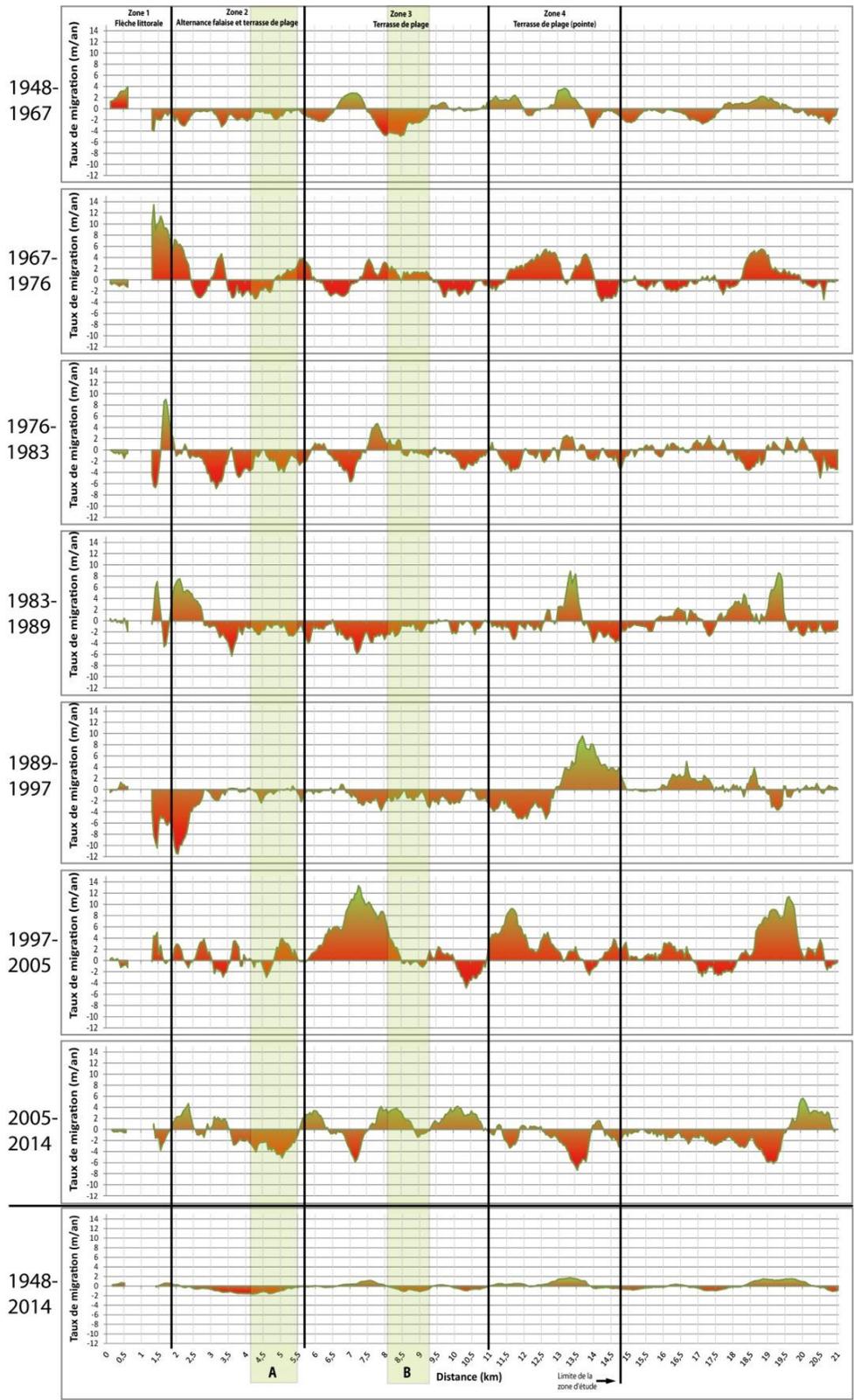


Figure 112. Évolution historique du littoral du secteur B (carré vert) entre 1948 et 2014. Le trait rouge indique la ligne de rivage en 2014



**Figure 113. Taux de migration de la ligne de rivage pour chaque période d'analyse; les secteurs problématiques A et B sont indiqués par les deux bandes verticales**

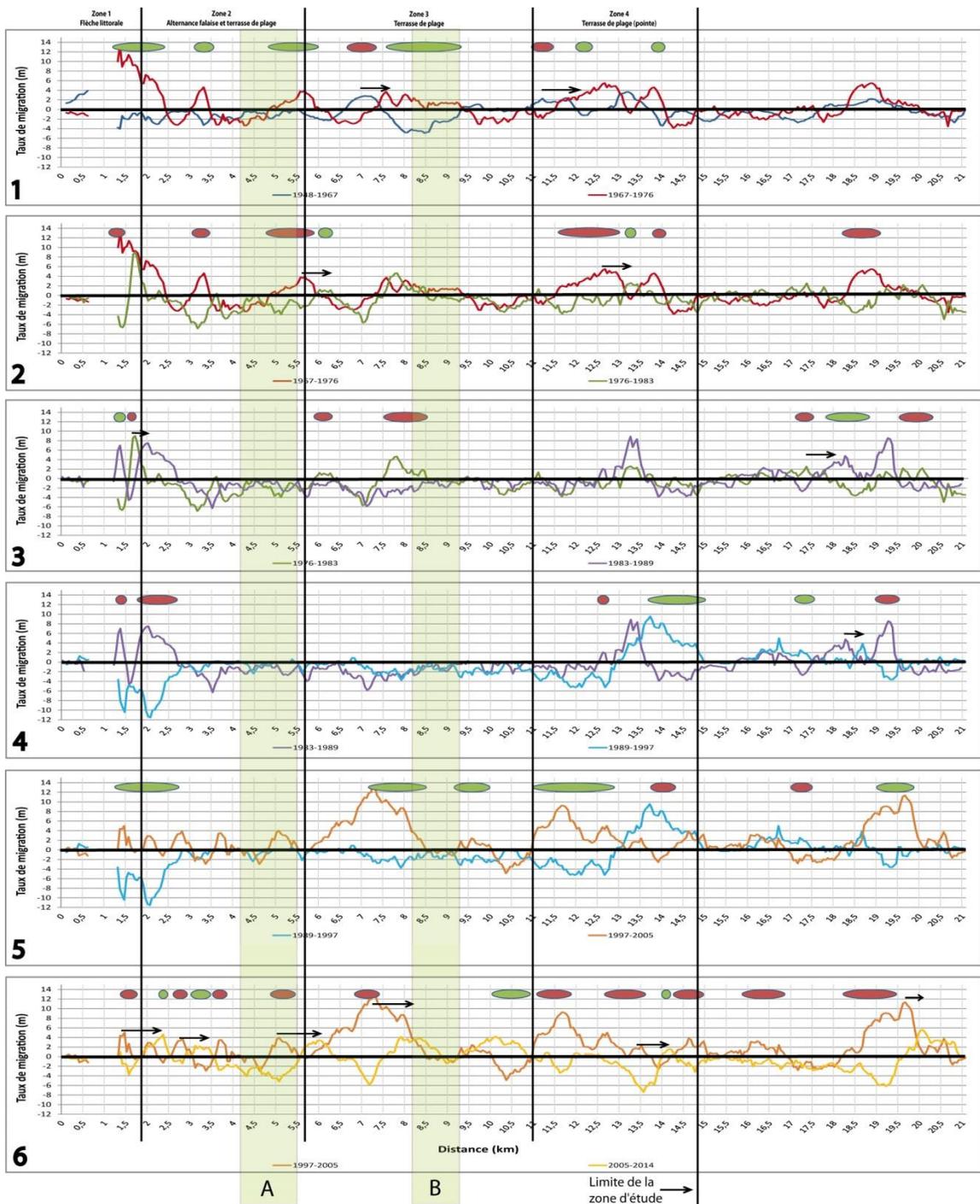


Figure 114. Évolution comparative entre les 7 périodes. Les ovales rouges indiquent un passage des taux de migration du positif vers le négatif entre les deux périodes; les ovales verts indiquent un passage des taux de migration du négatif vers le positif entre les deux périodes; les flèches indiquent une migration des sédiments vers l'est; les secteurs problématiques A et B sont indiqués par les deux bandes verticales

### **3.5.2. Dynamique côtière actuelle (2013-2014) : cinétique de la LR\_2,9 m et évolution des largeurs et des volumes du haut estran**

Grâce aux multiples levés Lidar ayant été effectué durant la saison de suivi 2013-2014, il est possible d'observer la distance de migration de la LR\_2,9 m pour les différents intervalles d'analyse, soit entre chacun des levés du premier réalisé en mai 2013 au dernier levé réalisé en septembre 2014. Les levés Lidar permettent aussi de caractériser la morphologie de la côte, notamment de mesurer la largeur du haut estran (section 3.5.2.2) et les volumes (section 3.5.2.2). C'est également à la section 3.5.2.2 que l'évolution de l'estran à l'aide des cartes de différentiel altitudinale est décrite. Enfin, à la section 3.5.3, les relations entre l'évolution de la LR\_2,9 m et les caractéristiques morphométriques de l'estran sont explorées.

#### **3.5.2.1. Cinétique de la LR\_2,9 m**

La figure et les tableaux suivants présentent les résultats obtenus à l'échelle régionale en fonction des types de côtes pour l'ensemble de la zone à l'étude (tableau 25, tableau 26 et figure 115).

Dans le cas des terrasses de plage, l'amplitude des distances de migration de la LR\_2,9 m a été importante, allant de -32,47 m à 33,13 m, pour tous les intervalles d'analyse<sup>11</sup> (tableau 25). Alors que les reculs les plus importants étaient plutôt de l'ordre de 15 à 30 mètres, le recul maximum mesuré durant l'intervalle de juin 2014 à septembre 2014 n'a été que de -4,81 m. Notons que cet intervalle est caractérisé par des conditions hydrodynamiques particulièrement calmes (section 3.4.3.2) qui sont sans doute à l'origine de ces observations. Au terme de l'intervalle de mai 2013 à septembre 2014, ce sont les terrasses de plages localisées sur la pointe qui enregistrent les distances de migration positives les plus importantes (km-repère 14 à 14,8).

Dans le cas des falaises, celles-ci ont subi des reculs particulièrement importants au cours des deux premiers intervalles d'analyse, soit de mai 2013 à août 2013 et d'août 2013 à décembre 2013, avec des valeurs culminant à -16,43 m et -18,74 m et des moyennes de -2,16 m et -3,21 m respectivement.

---

<sup>11</sup> Conséquemment, la moyenne, bien qu'elle ait été calculée, est très peu représentative de l'évolution de la LR à l'échelle régionale en raison, tel qu'indiqué, de l'amplitude des distances de migration et de l'écart-type élevé, mais aussi des valeurs positives et négatives qui ont été mesurées.

**Tableau 25. Distance de migration de la LR\_2,9 m pour les terrasses de plage entre les km-repère 1,95 et 14,8 pour chacun des intervalles**

Périodes	Région, incluant ruisseaux Terrasses de plage				Région, excluant les ruisseaux Terrasses de plage			
	Min	Max	Moy	É-T	Min	Max	Moy	É-T
Mai 2013 à août 2013	-23,64	33,13	2,31	7,80	-23,64	33,13	1,58	7,50
Août 2013 à décembre 2013	-32,47	16,46	-2,33	8,31	-32,47	16,46	-2,48	7,73
Décembre 2013 à juin 2014	-16,99	15,22	-0,54	2,96	-16,99	15,22	-0,56	2,73
Juin 2014 à septembre 2014	-4,81	21,40	1,21	2,89	-4,81	21,40	0,93	2,76
Mai 2013 à septembre 2014	-20,15	18,73	0,92	4,11	-20,15	18,73	-0,14	5,00

**Tableau 26. Distance de migration de la LR pour les falaises entre les km-repère 1,95 et 14,8 pour chacun des intervalles**

Périodes	Minimum	Maximum	Moyenne	Écart-type
Mai 2013 à août 2013	-16,43	0,00	-2,16	3,67
Août 2013 à décembre 2013	-18,47	0,00	-3,21	4,29
Décembre 2013 à juin 2014	-3,58	0,00	-0,51	0,82
Juin 2014 à septembre 2014	-3,86	0,00	-0,54	1,05
Mai 2013 à septembre 2014	-21,47	-21,47	-5,69	6,13

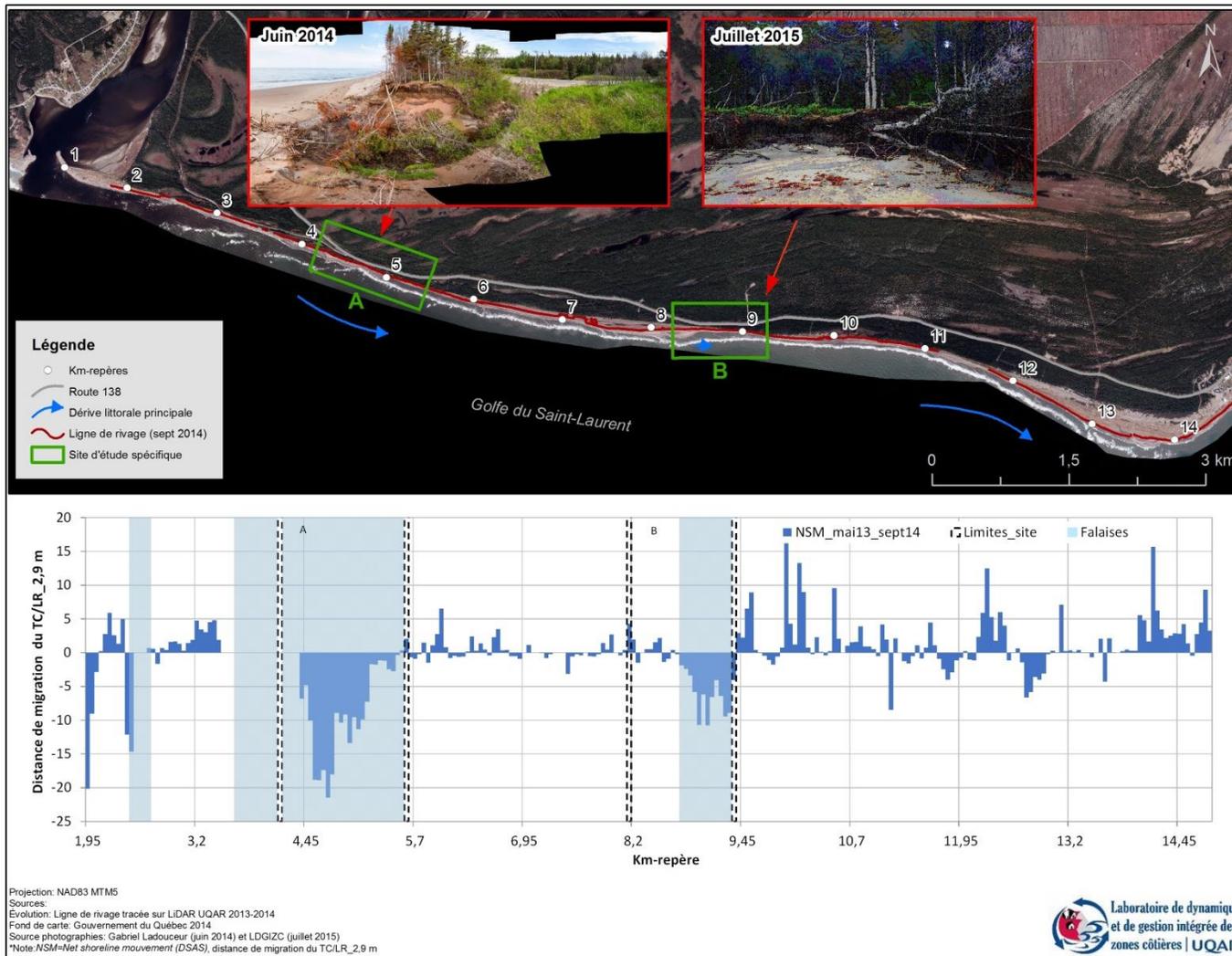


Figure 115. Distance de migration de la LR\_2,9 m de mai 2013 à septembre 2014 pour l'ensemble du site d'étude

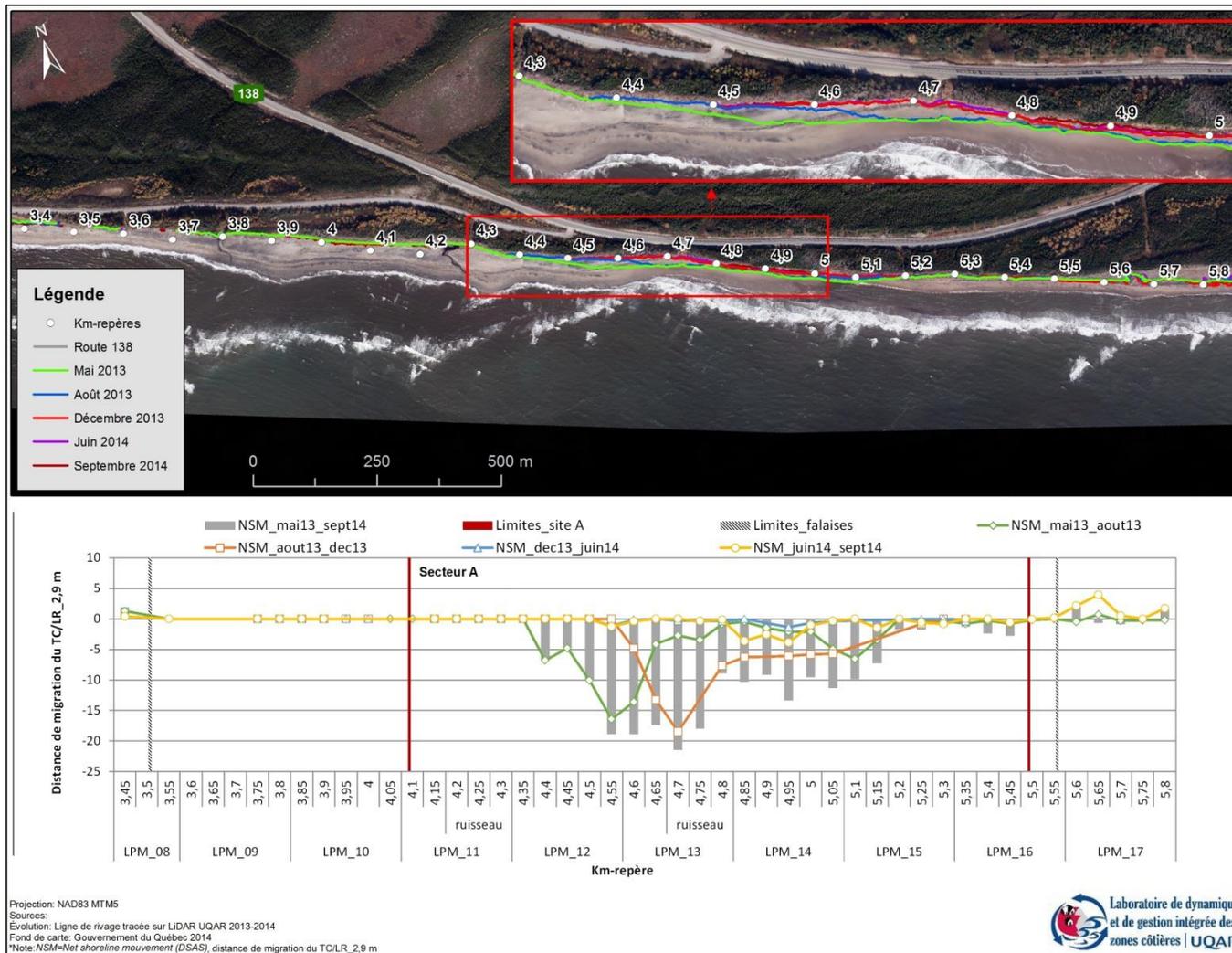


Figure 116. Évolution de la LR\_2,9 m sur le secteur A

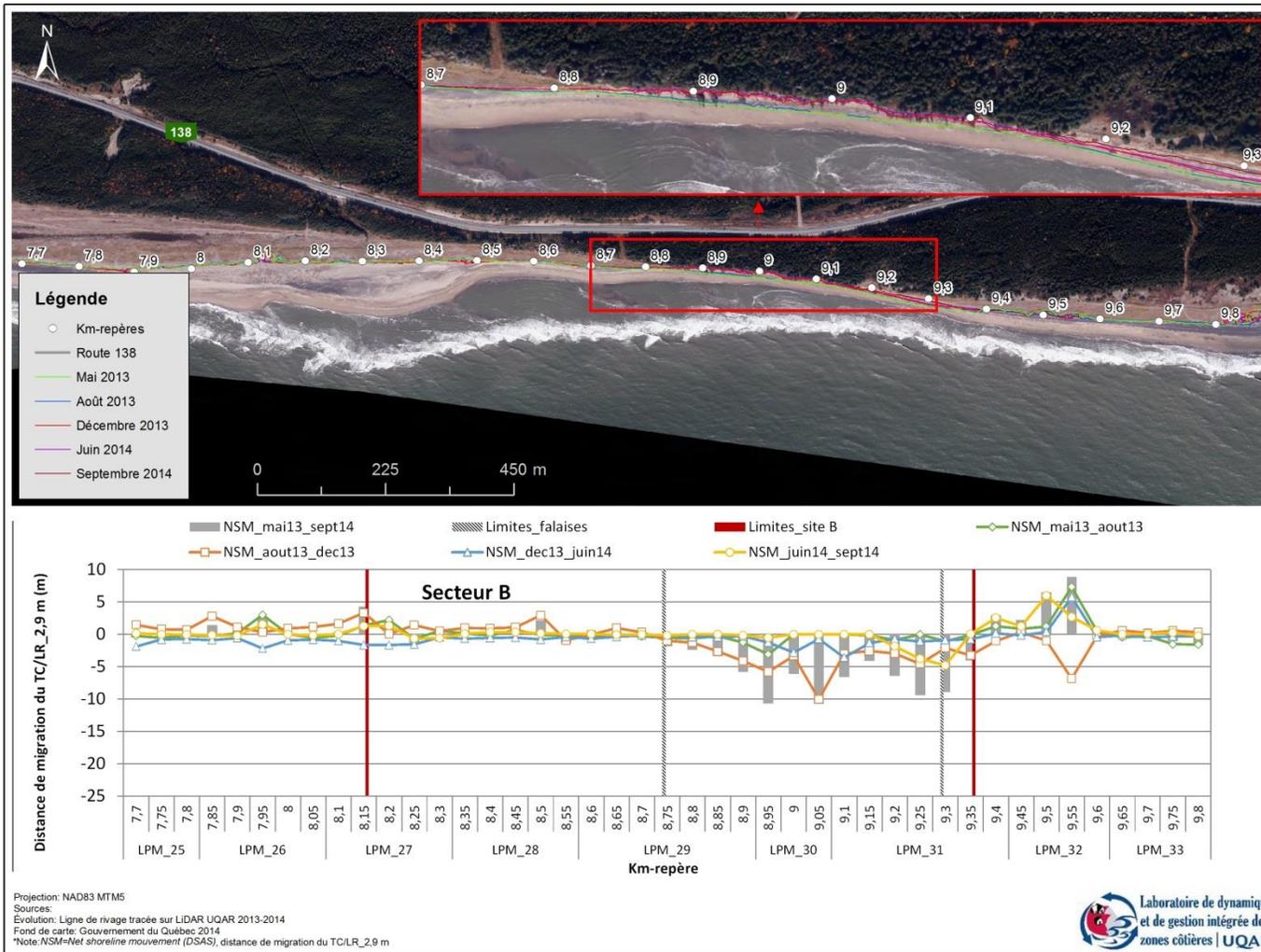


Figure 117. Évolution de la LR\_2,9 m sur le secteur B

Le long du secteur problématique A, constitué uniquement de falaises, les distances de migration de la LR ont été, bien entendu, exclusivement négatives (figure 116 et tableau 27). Au terme de la période complète de suivi, soit de mai 2013 à septembre 2014, le recul culmine localement à 21,47 m. C'est particulièrement devant le second ruisseau, et le long du littoral en aval de celui-ci que le recul des falaises a été le plus important. On constate que le pic de recul a d'abord été observé entre mai 2013 et août 2013 (vert) devant le km-repère 4,55 avant de se déplacer vers l'est, devant le km-repère 4,7 durant l'intervalle d'août 2013 à décembre 2013 (orange). Puis au cours de l'intervalle de décembre 2013 à juin 2014, les falaises ont été momentanément presque stables. Cette stabilité est probablement attribuable à l'effet de protection contre l'érosion latérale offert par le pied de glace (section 3.3.3.1). Enfin, au cours de l'intervalle de juin 2014 à septembre 2014, le pic de recul, quoique largement moins important que les précédents, s'était encore déplacé vers l'aval, devant le km-repère 4,95. Ainsi, même sous des conditions hydrodynamiques calmes (section 3.4.3.2), la falaise a tout de même reculé.

Le littoral du secteur problématique B est composé de terrasses de plage sur les premiers 600 m, puis de falaises meubles sur les 600 m suivants. La dynamique entre les deux types de côtes y est drastiquement différente (figure 117 et tableau 28). Dans le cas des terrasses de plage, celles-ci sont demeurées relativement stables avec des évolutions moyennes variant entre -0,68 m et 0,39 m. Des moyennes positives ont été mesurées au cours des intervalles de mai 2013 à août 2013 et d'août 2013 à décembre 2013. Inversement, c'est durant ce dernier intervalle, soit d'août 2013 à décembre 2013 (orange), que les falaises ont subi le plus de recul. Cet intervalle avait aussi été marqué par le recul des falaises du secteur problématique A. Par contre alors que ces dernières avaient encaissé des reculs majeurs durant l'intervalle précédent (mai 2013 à août 2013, en vert), les falaises du secteur B enregistraient leur recul le moins important de toute la période de suivi. Ainsi, les conditions hydrodynamiques qui ont généré ces reculs n'ont pas influencé de la même manière les falaises des deux secteurs problématiques.

**Tableau 27. Distance de migration de la LR selon les différentes périodes d'analyse sur le secteur problématique A**

Périodes	A				A1				A2			
	Min	Max	Moy	É-T	Min	Max	Moy	É-T	Min	Max	Moy	É-T
Mai 2013 à août 2013	-16,43	0,00	-3,20	4,28	-16,43	0,00	-5,58	6,06	-6,53	-0,02	-1,80	1,87
Août 2013 à décembre 2013	-18,47	0,00	-3,63	5,22	-13,24	0,00	-1,81	4,29	-18,47	0,00	-5,66	5,65
Décembre 2013 à juin 2014	-1,36	0,00	-0,25	0,41	-1,18	0,00	-0,13	0,37	-1,36	0,00	-0,38	0,43
Juin 2014 à septembre 2014	-3,86	0,00	-0,63	1,08	-1,25	0,00	-0,16	0,40	-3,86	0,00	-0,90	1,26
Mai 2013 à septembre 2014	-21,47	0,00	-7,69	6,84	-18,89	0,00	-7,68	8,13	-21,47	-0,35	-7,69	6,24

**Tableau 28. Distance de migration de la LR\_2,9 m selon les différentes périodes d'analyse sur le site B**

Périodes	B, falaises				B, Terrasses de plage			
	Min	Max	Moy	É-T	Min	Max	Moy	É-T
Mai 2013 à août 2013	-3,11	0,00	-0,64	0,97	-1,07	2,20	0,01	0,80
Août 2013 à décembre 2013	-10,05	-1,29	-4,03	2,45	-2,13	2,95	0,39	1,27
Décembre 2013 à juin 2014	-3,58	-0,30	-1,27	1,09	-1,65	-0,16	-0,68	0,46
Juin 2014 à septembre 2014	-3,79	0,00	-0,63	1,25	-4,81	1,33	-0,31	1,44
Mai 2013 à septembre 2014	-10,78	-2,37	-6,58	2,94	-8,91	2,19	-0,59	2,81

### 3.5.2.2. Évolution de la largeur du haut estran

Nous avons déjà précisé que le haut estran est l'espace littoral compris entre le trait de côte ou la ligne de rivage et la flexure et que dans le cadre de ce projet, ces limites sont celles de la LR\_2,9 m et de la flexure (0 m) telles qu'extraites à partir des surfaces Lidar (raster) via la méthode de « *countouring* ». Ainsi, la largeur du haut estran varie dans le temps en fonction de la mobilité des limites indiquées ici. En ce sens, il est possible que la largeur du haut estran augmente lorsque le trait de côte recule ou lorsque la flexure migre vers le large ce qui correspond à des dynamiques littorales différentes. Conséquemment, il est important de retenir qu'à elle seule, l'évolution de la largeur du haut estran pour un transect donnée ne permet pas de savoir si le littoral connaît une situation générale de gain ou de perte de sédimentaire. La figure 118 schématise les différentes situations pouvant entraîner une augmentation ou une diminution de la largeur du haut estran. Notons qu'il existe aussi des situations où les deux limites fluctuent, mais celles-ci ne sont pas illustrées sur le schéma. Par exemple, la largeur du haut estran peut augmenter lorsque la flexure migre vers le large et que le trait de côte ou la ligne de rivage recule vers les terres ou alors lorsque la distance de migration de la flexure vers la terre (diminution de la largeur) est inférieure au recul de la LR\_2,9 m.

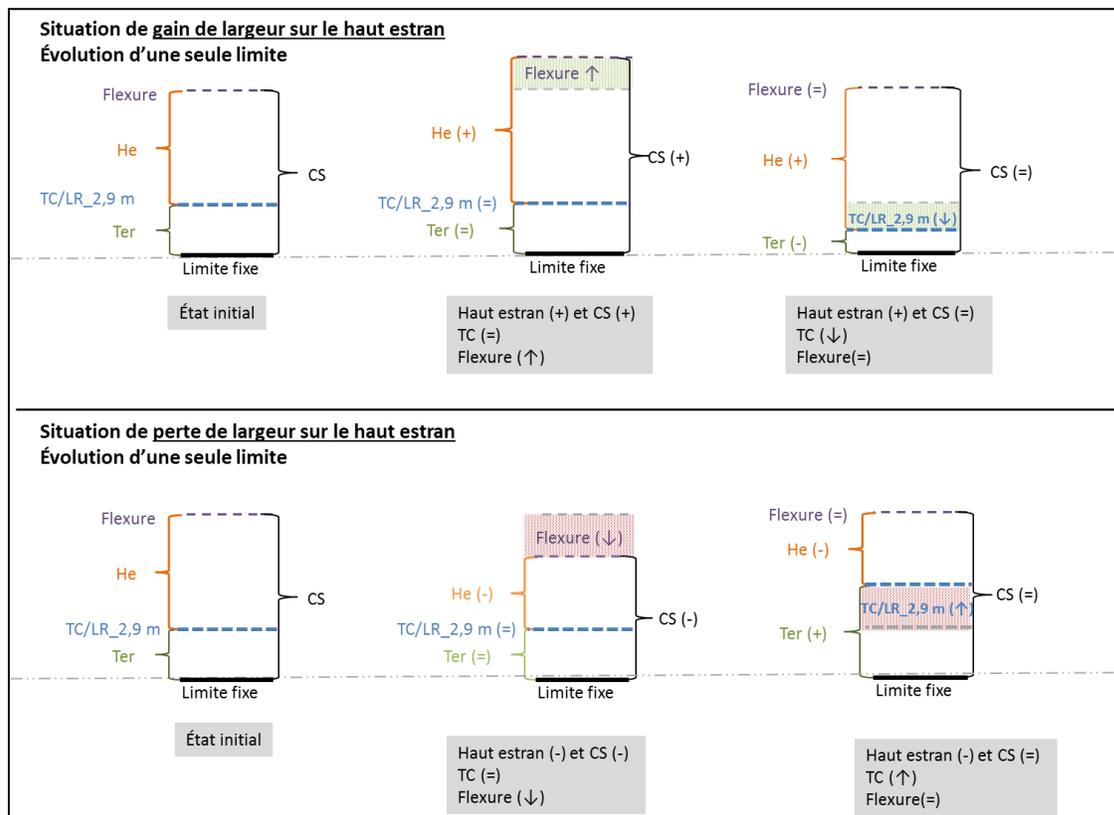


Figure 118. Situation expliquant les modifications à la largeur du haut estran

Les figures 119 et 120 montrent qu'il y a eu des changements quant à la largeur du haut estran au cours de la saison 2013-2014. Par contre, les raisons de cette évolution proviennent, tel que mentionné plus haut, du déplacement d'au moins une sinon deux limites. C'est effectivement ce qu'on observe aux figures 121 et 122. Par exemple, l'augmentation de la largeur du haut estran devant le km-repère 4,45 est d'abord le résultat du recul du trait de côte combiné à la migration vers le large de la flexure (intervalle mai 2013 à août-2013) puis, de la migration de la flexure vers le large seulement. Spatialement, le problème se pose tout autant. Par exemple, la largeur du haut estran devant les km-repère 4,55 et 5,25 diminue au cours de l'intervalle de mai 2013 à août 2013. Dans le premier cas, cette évolution est attribuable à une migration vers la terre de la flexure qui est plus grande que le recul du trait de côte. Dans le deuxième cas, à moins d'un kilomètre de distance, la perte de largeur du haut estran est attribuable à la migration de la flexure vers les terres seulement. L'évolution de la largeur du haut estran n'est pas non plus un indicateur clair quant à l'évolution volumétrique de celui-ci<sup>12</sup>. En effet, l'élargissement du haut estran ne s'accompagne pas nécessairement d'un gain volumétrique. Les données devant les km-repère 4,95 de l'intervalle mai 2013 à août 2013 et de 4,65 de l'intervalle d'août 2013 à décembre 2013 présentent justement des évolutions volumétriques inverses (figure 121 et figure 122).

Dans un système extrêmement dynamique et au sein duquel les limites telles que la flexure et la position du trait de côte ou de la ligne de rivage sont très mobiles, ce qui est le cas avec Longue-Pointe-de-Mingan, l'utilisation de la largeur du haut estran dans une perspective d'évolution n'est pas l'élément le plus éclairant sur la dynamique ayant eu cours durant un intervalle donné. Notons tout de même qu'ici, c'est en grande partie la variabilité de la position de la flexure qui explique l'évolution de la largeur du haut estran. Toutefois, quand on considère l'évolution volumétrique, la migration de la flexure vers la mer peut être attribuable à l'étalement des sédiments par l'abaissement du profil du haut estran initial (situation de perte) comme à l'accolement de volumes de sables venu du large (situation de gain).

---

<sup>12</sup> Les calculs des différentiels volumétriques (entre tx et tx+1) sont effectués à partir des limites des compartiments les plus anciens (tx). Par exemple, le bilan sédimentaire du compartiment-haut estran entre mai 2013 (tx) et août 2013 (tx+1) est effectué à partir des limites du compartiment-haut estran de mai 2013 (tx) (section 3.1.2.7).

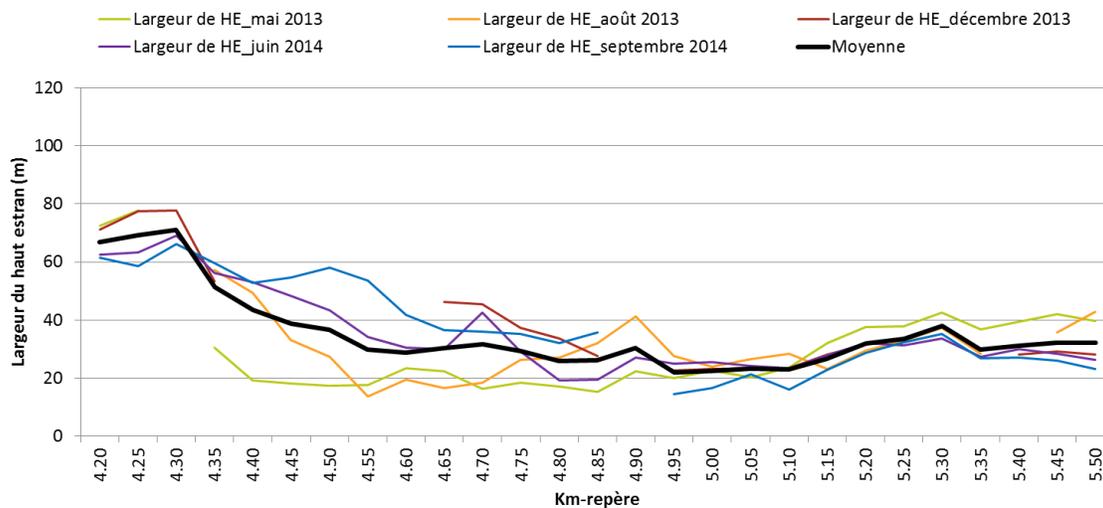


Figure 119. Largeur du haut estran devant le site A

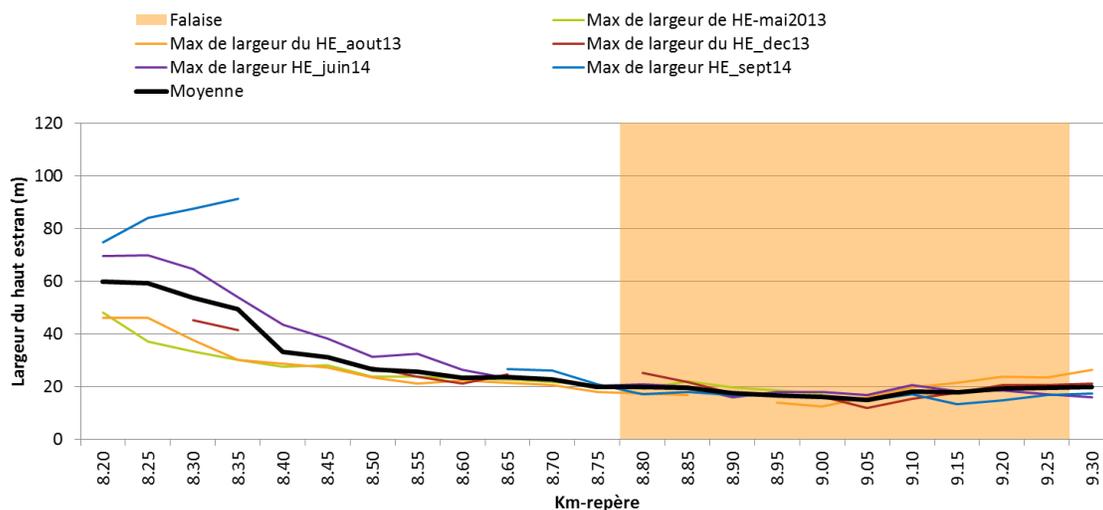


Figure 120. Largeur multitudes du haut estran devant le site B

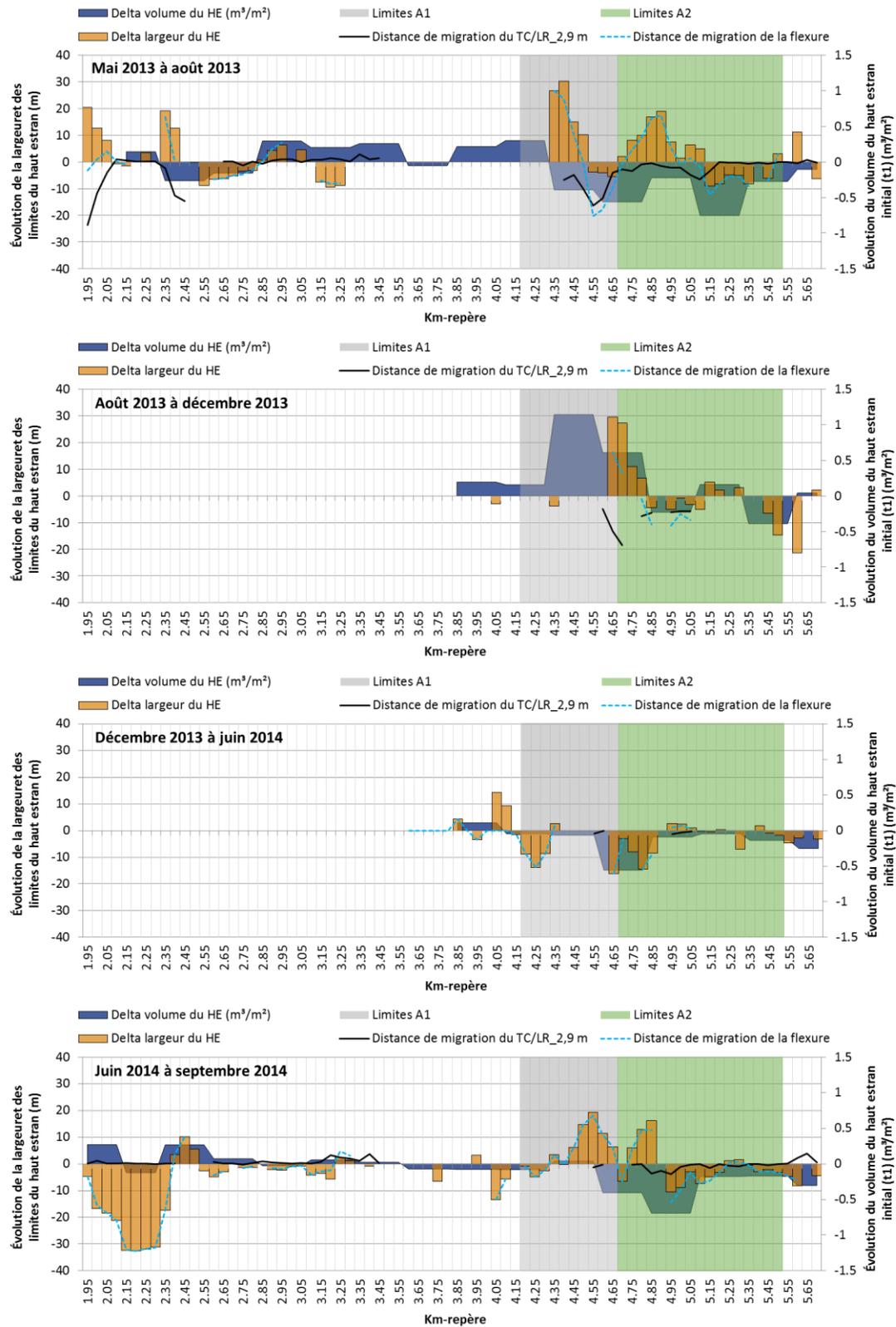


Figure 121. Évolution de la largeur et du volume du haut estran et de la cinétique de la LR\_2,9 m et de la flexure devant la zone 2, secteur A

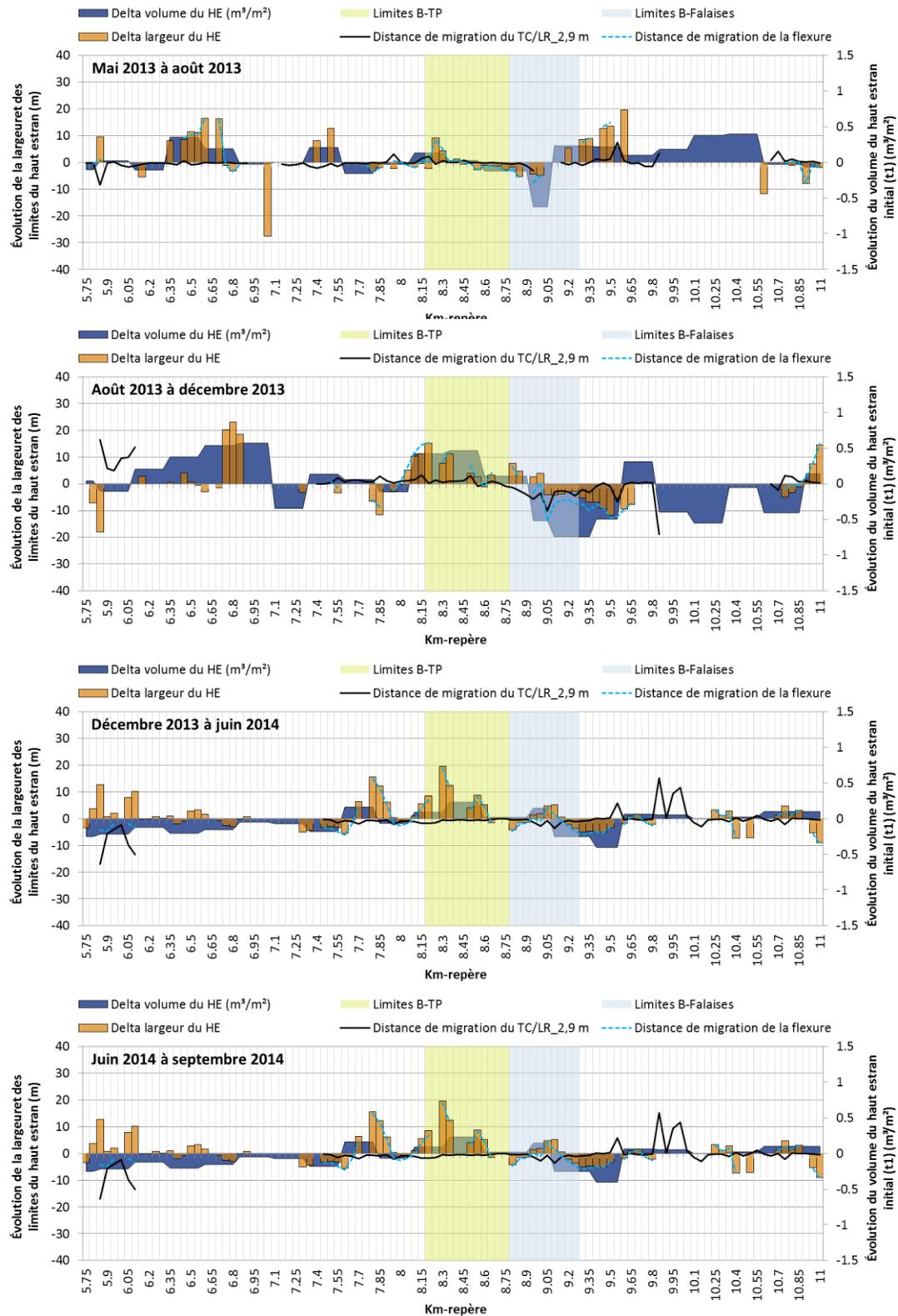


Figure 122. Évolution de la largeur et du volume du haut estran et de la cinétique de la LR\_2,9 m et de la flexure devant la zone 3, secteur B

### 3.5.2.3. Évolution des volumétrie et topographique du haut estran

Cette section présente les résultats de l'évolution du volume sur le haut estran des secteurs problématiques A et B tout en prenant soit d'inscrire les résultats obtenus dans la zone à laquelle ils appartiennent, soit la zone 2 et 3 respectivement. La zone 2 (qui inclut le secteur problématique A) est couverte par un total de 16 compartiments. La zone 3 (qui inclut le secteur problématique B) est couverte par un total de 22 compartiments. Les figures 123 et 124 présentent graphiquement et spatialement ces résultats.

Les modifications du volume sont présentées en  $m^3/m^2$  pour pouvoir comparer les compartiments entre eux. Les tableaux suivants (tableau 29 et 30) indiquent les valeurs d'évolution volumétrique du haut estran minimums, maximums et moyennes ainsi que les écart-types des secteurs problématiques et de la zone à laquelle ils appartiennent.

**Tableau 29. Évolution des volumes sédimentaires ( $m^3/m^2$ ) de la zone 2, secteur problématique A**

	Mai 2013 à août 2013	Août 2013 à décembre 2013	Décembre 2013 à juin 2014	Juin 2014 à septembre 2014
<b>Zone 2</b>				
Minimum	-0,75	-0,39	-0,56	-0,69
Maximum	0,30	1,14	0,11	0,27
Moyenne	-0,09	0,22	-0,13	-0,09
Écart-type	0,32	0,47	0,19	0,23
<b>Secteur A</b>				
Minimum	-0,75	-0,39	-0,56	-0,69
Maximum	0,30	1,14	-0,04	0,04
Moyenne	-0,36	0,27	-0,17	-0,26
Écart-type	0,30	0,54	0,19	0,25
<b>Secteur A1</b>				
Minimum	-0,56	0,16	-0,56	-0,41
Maximum	0,30	1,14	-0,04	0,04
Moyenne	-0,22	0,74	-0,26	-0,08
Écart-type	0,36	0,46	0,26	0,18
<b>Secteur A2</b>				
Minimum	-0,75	-0,39	-0,56	-0,69
Maximum	-0,22	0,61	-0,05	-0,17
Moyenne	-0,45	-0,01	-0,12	-0,37
Écart-type	0,23	0,36	0,04	0,23

**Tableau 30. Évolution des volumes sédimentaires de la zone 3, secteur problématique B**

	Mai 2013 à août 2013	Août 2013 à décembre 2013	Décembre 2013 à juin 2014	Juin 2014 à septembre 2014
<b>Zone 3</b>				
Minimum	-0,62	-0,74	-0,40	-0,52
Maximum	0,39	0,57	0,23	0,42
Moyenne	0,07	-0,01	-0,04	0,02
Écart-type	0,21	0,39	0,15	0,22
<b>Secteur B</b>				
Minimum	-0,62	-0,23	-0,25	-0,69
Maximum	0,23	1,14	0,23	0,04
Moyenne	-0,05	0,39	0,03	-0,28
Écart-type	0,26	0,50	0,17	0,27
<b>Secteur B-TP</b>				
Minimum	-0,12	0,16	0,02	-0,41
Maximum	0,13	1,14	0,23	0,04
Moyenne	0,00	0,72	0,12	-0,14
Écart-type	0,10	0,41	0,10	0,20
<b>Secteur B-F</b>				
Minimum	-0,62	-0,23	-0,25	-0,69
Maximum	0,23	0,61	0,14	-0,18
Moyenne	-0,10	0,02	-0,07	-0,43
Écart-type	0,37	0,27	0,18	0,26

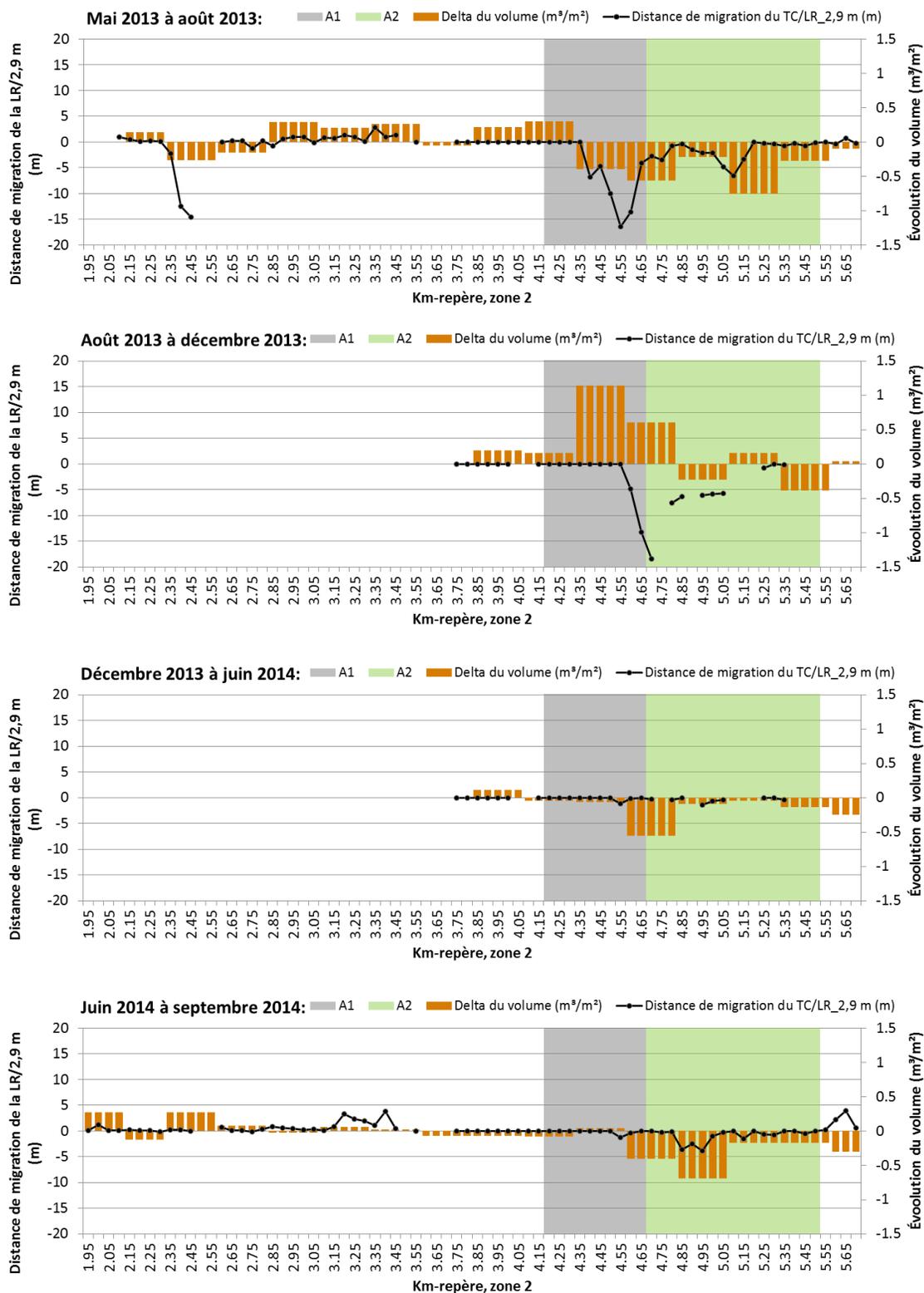


Figure 123. Évolution volumétrique sur le haut estran et cinétique de la LR\_2,9 m devant la zone 2 et le secteur A

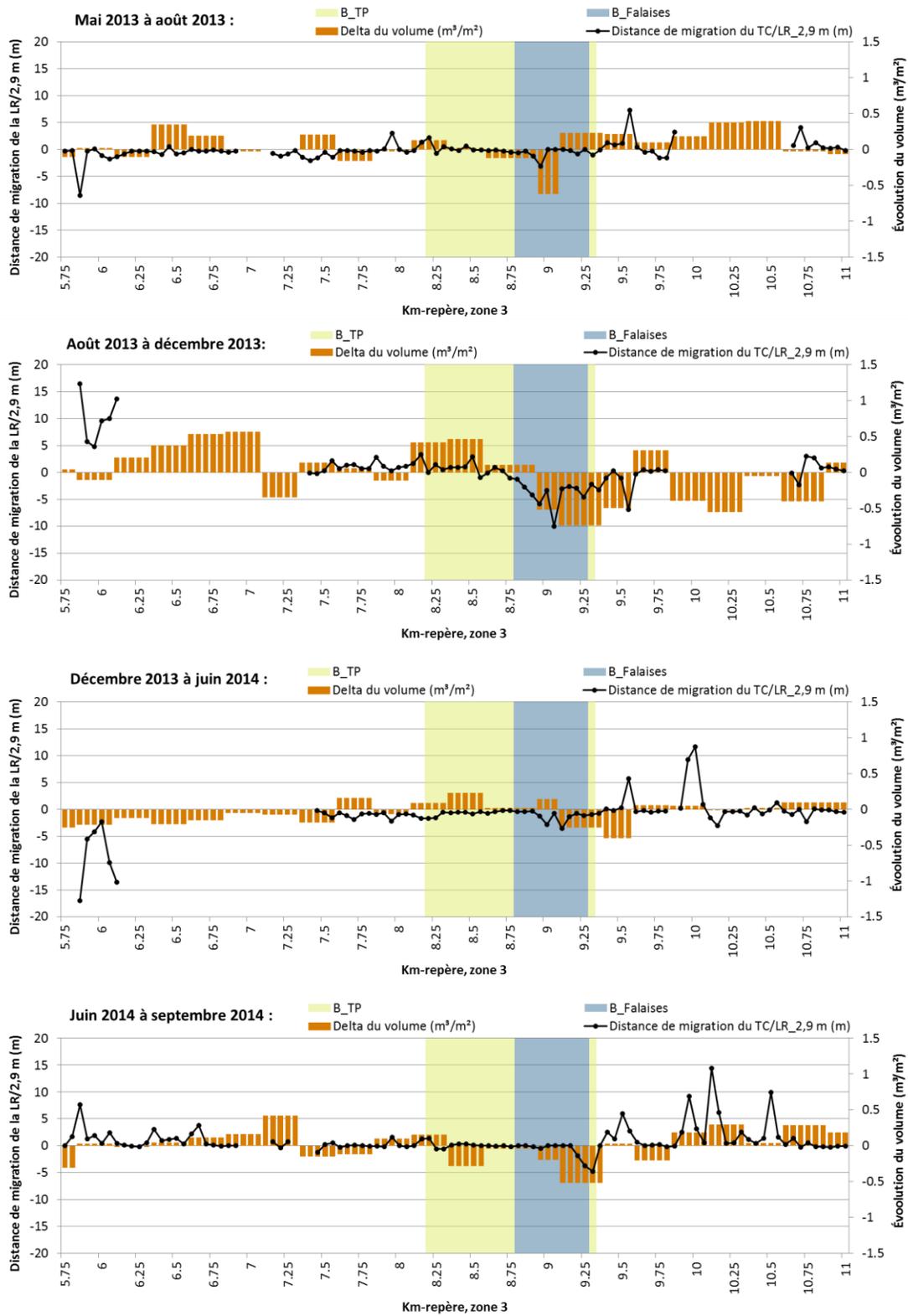


Figure 124. Évolution volumétrique sur le haut estran et cinétique de la LR\_2,9 m devant la zone 3 et le secteur B

#### 3.5.2.3.1. Intervalle Lidar mai 2013\_août 2013

Au cours de l'intervalle LIDAR\_mai\_2013 – LIDAR\_août\_2013, 19 des 33 dates potentiellement les plus morphogènes (capteur Intertidale\_Centre) ont été observées. Plus spécifiquement, c'est entre juin 2013 et août 2013 qu'elles sont le plus nombreuses avec un total de 15 dates (section 3.4.3). Ces conditions ont engendré le déplacement négatif de la LR\_2,9 m ayant été mesuré alors. Cet intervalle a été, rappelons-le, caractérisé par l'un des reculs les plus importants ayant été mesuré au cours de la saison 2013-2014 au secteur problématique A avec une moyenne de -3,20 m et un recul culminant à -16,43 m. Pendant ce temps, l'érosion était beaucoup moins sévère au secteur problématique B-falaises avec une moyenne de -0,64 m et un recul maximum de -3,11 m (tableau 27 et tableau 28).

Les figures suivantes présentent l'évolution topographique de l'ensemble du secteur A et B lors de cet intervalle (figure 125 et figure 126).

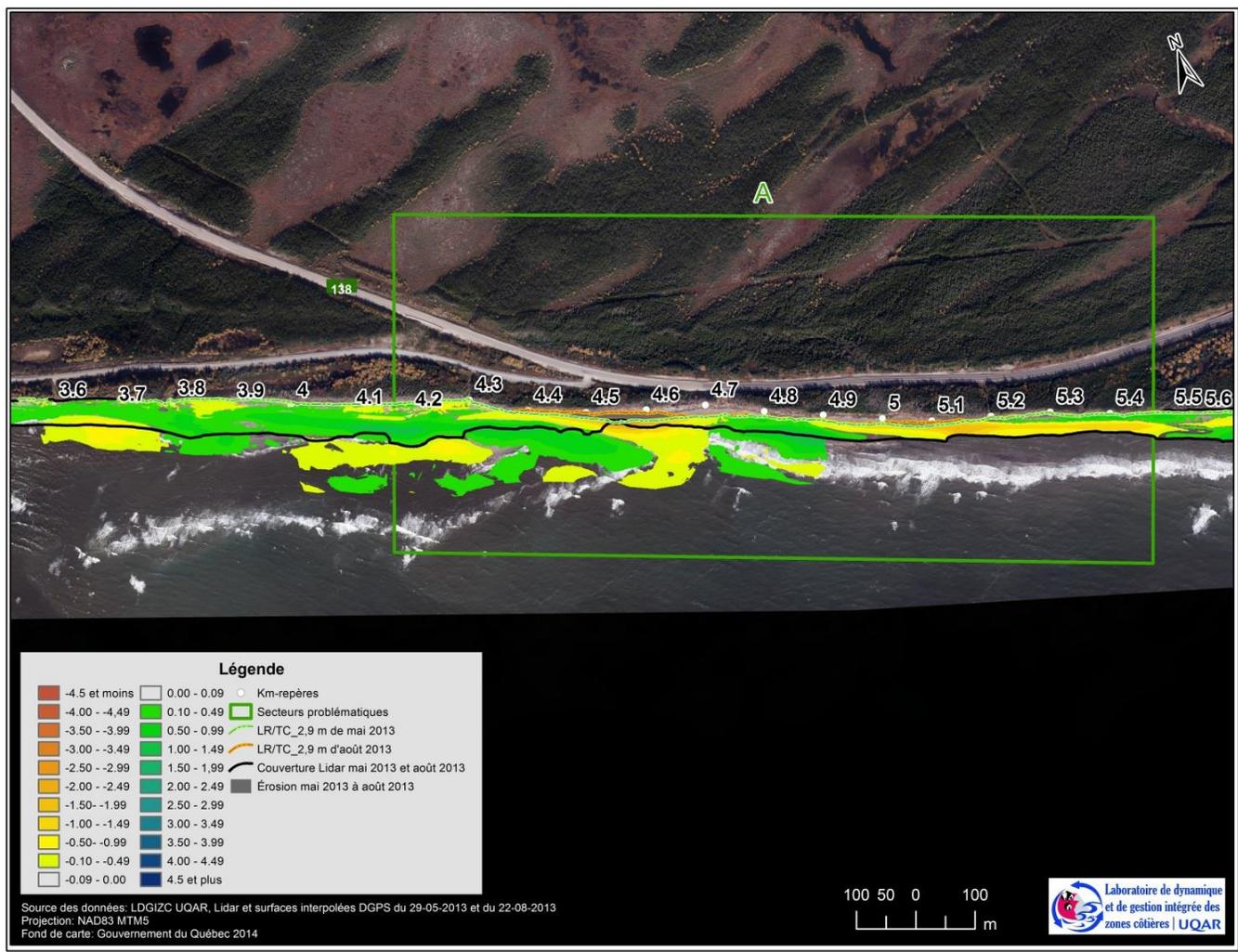


Figure 125. Carte de différentiel altitudinal entre mai 2013 et août 2013 à partir des données Lidars et DGPS, secteur A

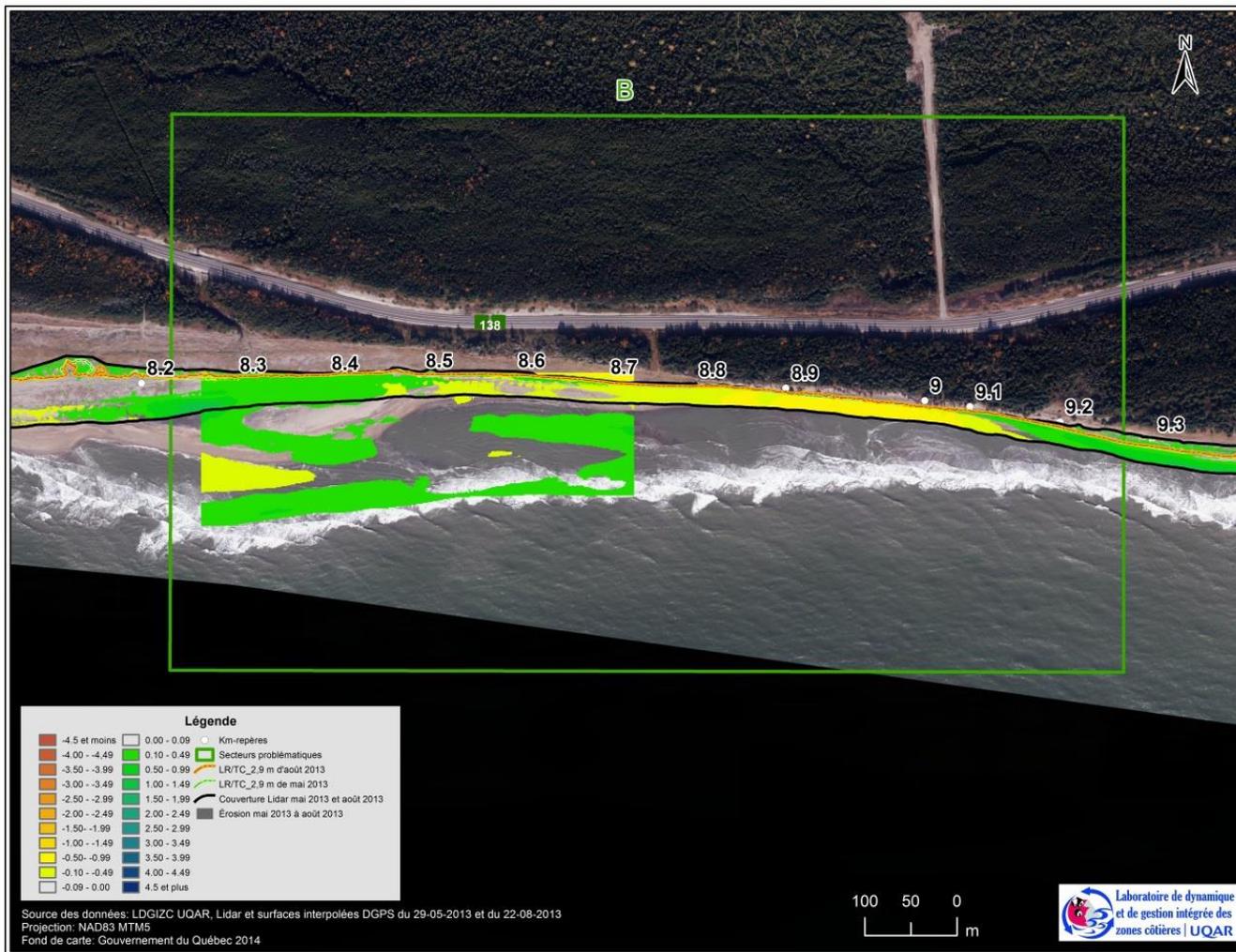
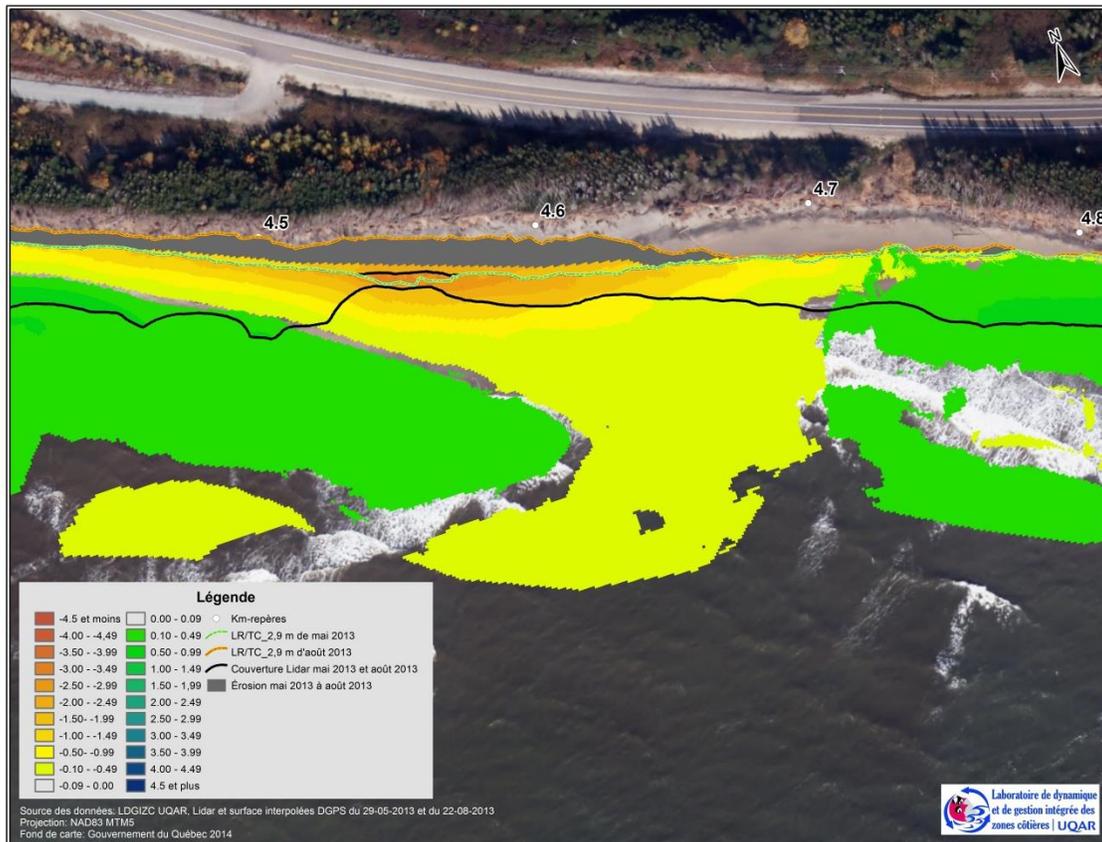


Figure 126. Carte de différentiel altitudinal entre mai 2013 et août 2013 à partir des données Lidars et DGPS, secteur B

Devant le **secteur A**, on remarque d'abord l'état du haut estran à l'endroit où l'érosion a été la plus sévère (culminant à plus de 15 m de recul au km-repère 4,55) (figure 125 et figure 127). Il s'agit d'une zone où la plage était plus basse que dans les zones adjacentes, et ce, pour les trois levés DGPS effectués durant cet intervalle (figure 128). Ainsi, non seulement cette zone est déjà plus basse en mai 2013, mais elle subit un abaissement au cours de l'intervalle de mai 2013 à juin 2013 (3 dates morphogènes) puis de juin 2013 à août 2013 (15 dates morphogènes) et donc une perte de volume (figure 123, figure 127 et figure 129). Plus précisément, l'évolution volumétrique des deux polygones qui se rencontrent devant cette zone a été de  $-0,39 \text{ m}^3/\text{m}^2$  et de  $-0,56 \text{ m}^3/\text{m}^2$  (figure 123). Ces pertes sont largement plus importantes que la moyenne de l'ensemble de la zone 2 (moyenne de  $-0,09 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ) et que pour l'ensemble du secteur problématique A où l'évolution volumétrique a été de  $-0,17 \text{ m}^3/\text{m}^2$  (tableau 29). En termes d'altitude, on observe des abaissements peuvent aller jusqu'à 2 et 3 m (figure 127 et figure 128). Les profils de plages permettent de visualiser ce recul (km-repère 4,55) et cet abaissement (km-repère 4,55, 4,70, 4,85, 5,05 et 5,25) (figure 134). Enfin, devant le km-repère 4,55, l'abaissement de la plage et la perte volumétrique correspondante s'accompagnent d'un rétrécissement de plus d'une dizaine de mètres et du déplacement du haut estran dans la zone initialement occupée par les falaises, soit, dans une zone inexistante avant le recul de ces dernières (figure 130). En plus de cette zone à proximité du km-repère 4,55, une zone de perte s'étire aussi sur plus de 500 m à l'est du km-repère 4,9 (figure 131). C'est ici qu'est localisé le polygone où l'on enregistre la perte la plus importante avec une valeur de  $-0,75 \text{ m}^3/\text{m}^2$  (secteur A2, km-repère 5,1 à 5,30 inclusivement) ce qui constitue la plus forte perte volumétrique mesurée pour tous les levés Lidar (tableau 29, figure 123 et figure 131).

Devant le **secteur A**, on observe aussi des zones de gains. Celles-ci sont visibles sur les cartes de différentiel altitudinal (figures 125, 132, 133) bien sûr, mais aussi sur les profils de plage des km-repère 4,20 et 4,40 de même que 5,40 (figure 134). Ainsi, on constate que les cartes de différentiel altitudinal (figures 125, 132, 133) présentent deux phénomènes distincts, d'une part, l'érosion des falaises et l'abaissement du haut estran devant les zones en érosion et d'autre part, les gains volumétriques sur le haut estran qui sont attribuables à la dérive littorale. En effet, du côté des zones de gains d'altitude (représenté en vert-bleu sur les cartes de bilan DGPS), celles-ci sont assez étendues entre les levés de mai 2013 et de juin 2013 (figure 132), puis, au cours de l'intervalle de juin 2013 à août 2013 celles-ci adoptent la morphologie caractéristique d'une forme d'accumulation sédimentaire générée par la dérive littorale (telle une flèche littorale) entre les km-repère 4 à 4,6 (figure 133). Chronologiquement, l'analyse de ces résultats indique que, selon toutes vraisemblances, il y a d'abord eu un abaissement de la surface du haut estran (perte de volume) devant les falaises en érosion. Puis, la dérive littorale a ensuite généré le déplacement d'un grand volume de sédiment vers l'aval (vers l'est), ce qui a permis de combler, depuis l'ouest, l'abaissement et même, de générer des gains volumétriques sur les zones préalablement abaissées. Enfin, les cartes de différentiel altitudinal suggèrent aussi qu'il y ait eu, devant la zone fortement affectée par l'érosion des falaises, de forts courants de retour. En effet, durant l'intervalle de juin 2013 à août

2013, la zone de perte s'étend vers le large et la pointe de la forme d'accumulation, semblable à une flèche, se dirige vers le large (figure 133). Ainsi, ces mesures indiquent que, bien qu'elle ne soit pas encore quantifiée, la dérive littorale devant les secteurs problématiques, et fort probablement sur l'ensemble du site d'étude, déplace vers l'est des volumes de sédiments très importants. Finalement, l'évolution volumétrique captée au terme de cet intervalle ne représente pas la situation qui devait prévaloir lors des événements de recul.



**Figure 127. Carte de différentiel altitudinal devant la zone d'érosion sévère des falaises à proximité du km-repère 4,55**

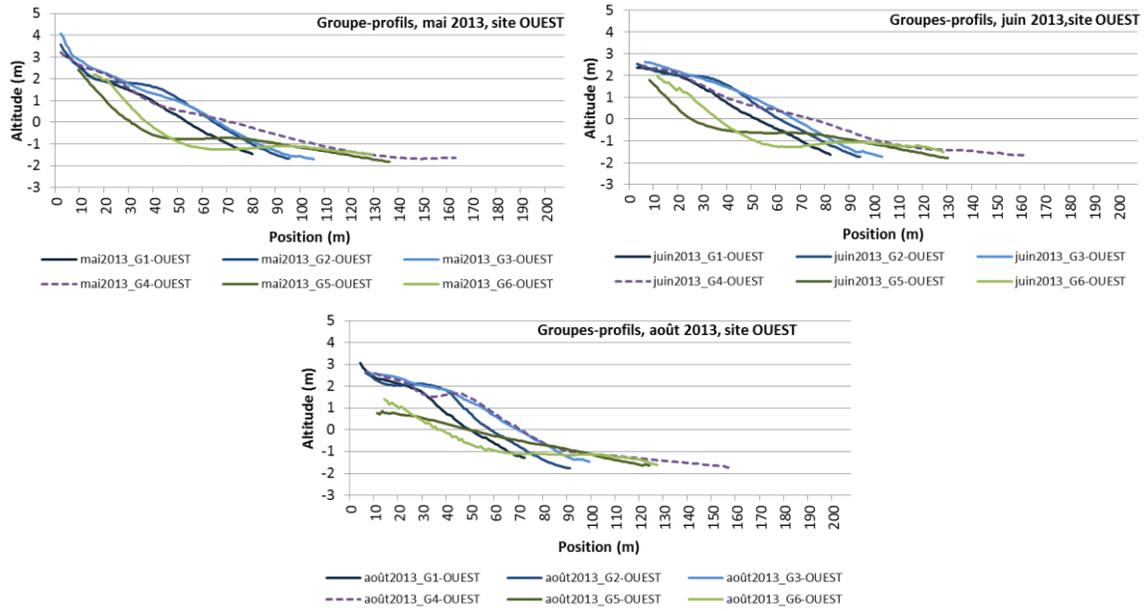


Figure 128. Profils de plage DGPS, le groupe 6 couvre les km-repère 4,5 à 4,9

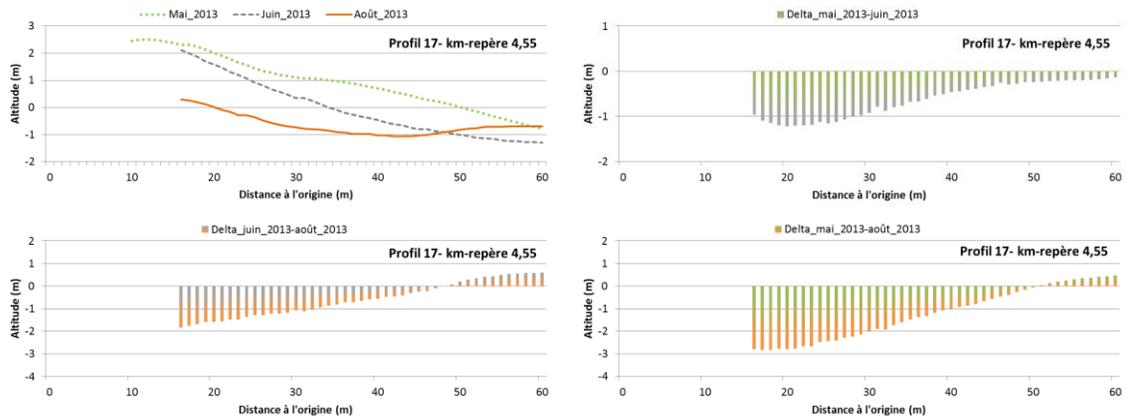


Figure 129. Évolution du profil 20 lors des levés DGPS de mai 2013, juin 2013 et août 2013 (km-repère 4,55)

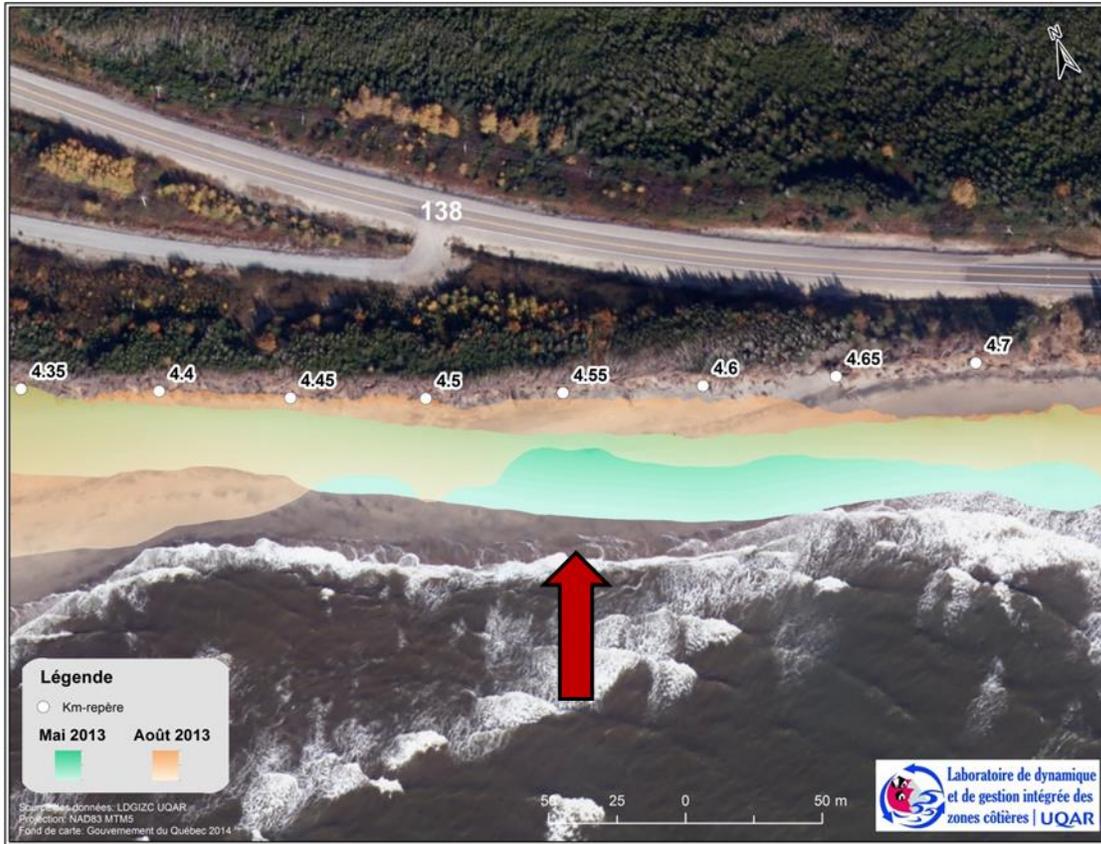
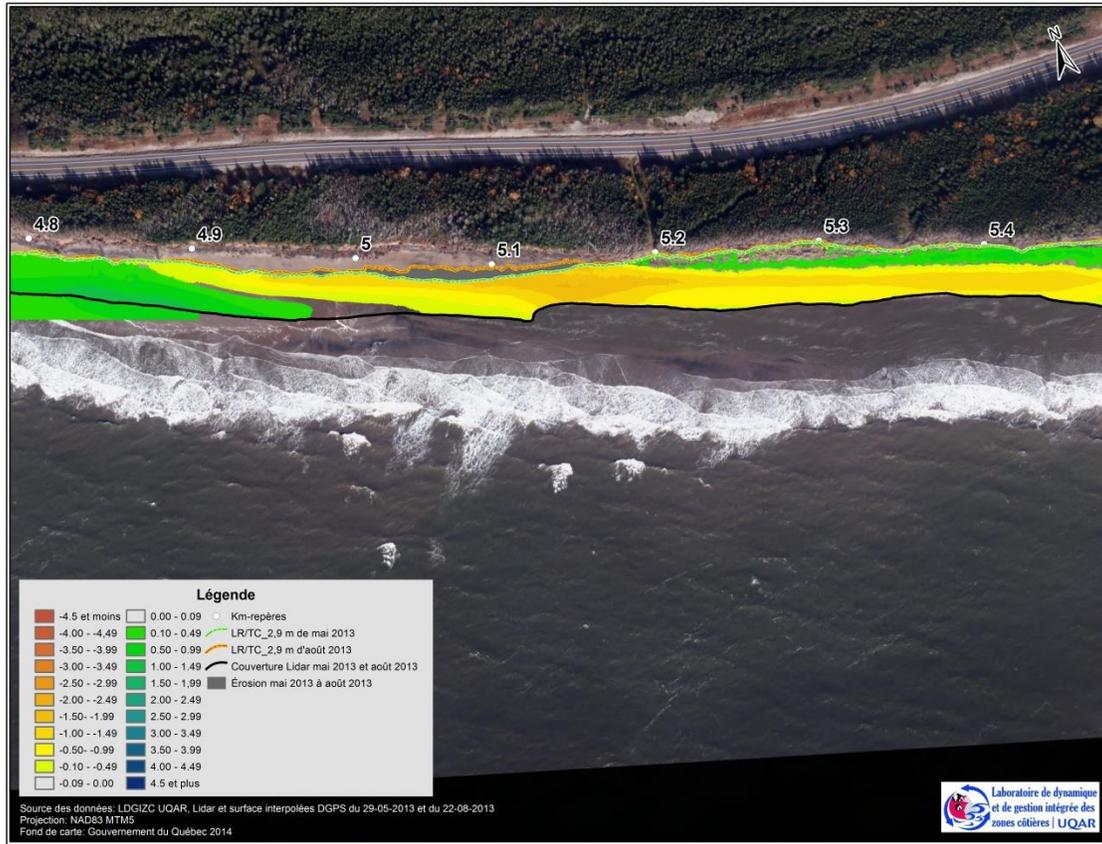


Figure 130. Déplacement du haut estran de mai 2013 à août 2013 devant la zone de recul la plus sévère, km-repère 4,55



**Figure 131. Carte de différentiel altitudinal de la zone de perte volumétrique devant des falaises en érosion à proximité du km-repère 5,10 entre mai 2013 et août 2013**

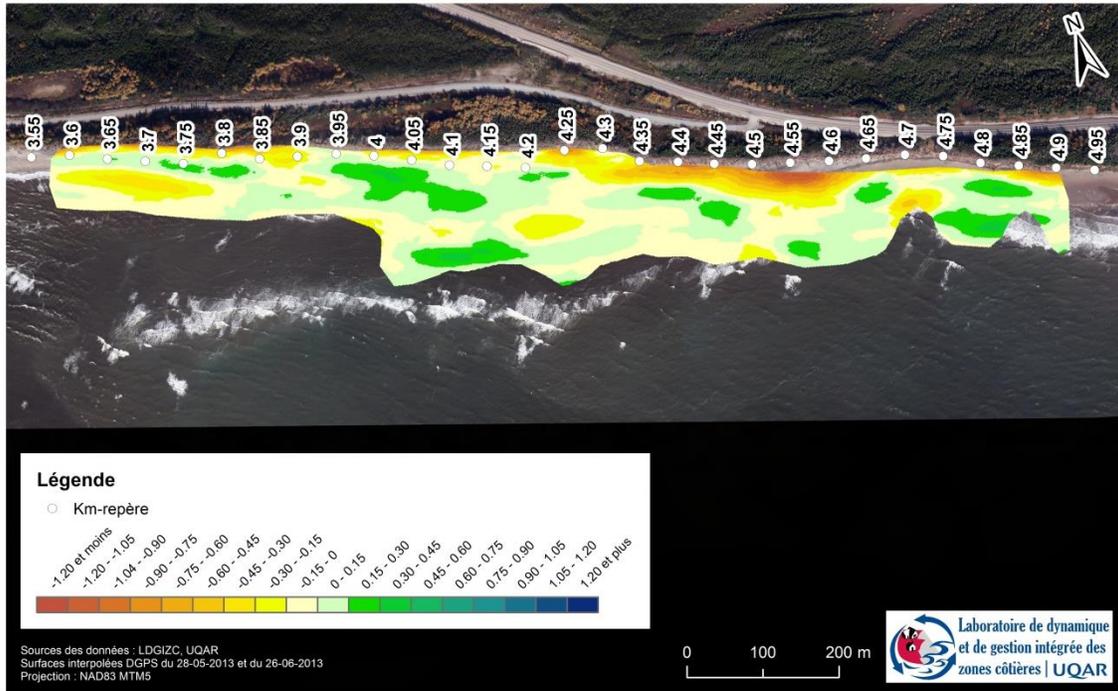


Figure 132. Carte de différentiel altitudinale de 28 mai 2013 à 26 juin 2013

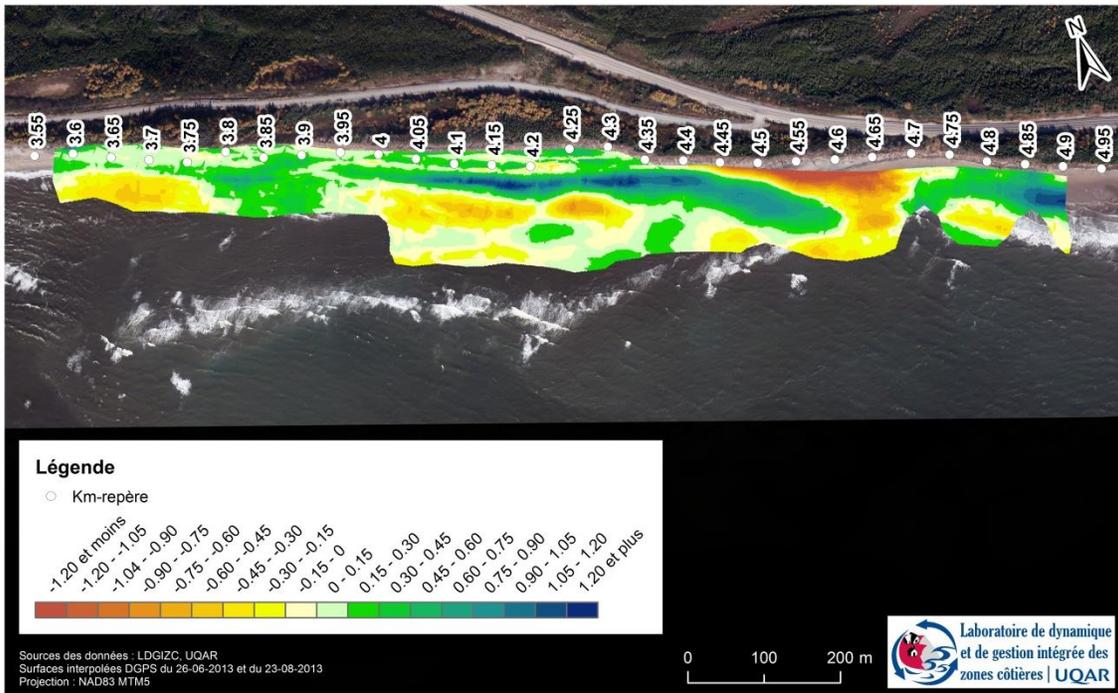


Figure 133. Carte de différentiel altitudinale de 26 juin 2013 à 23 août 2013

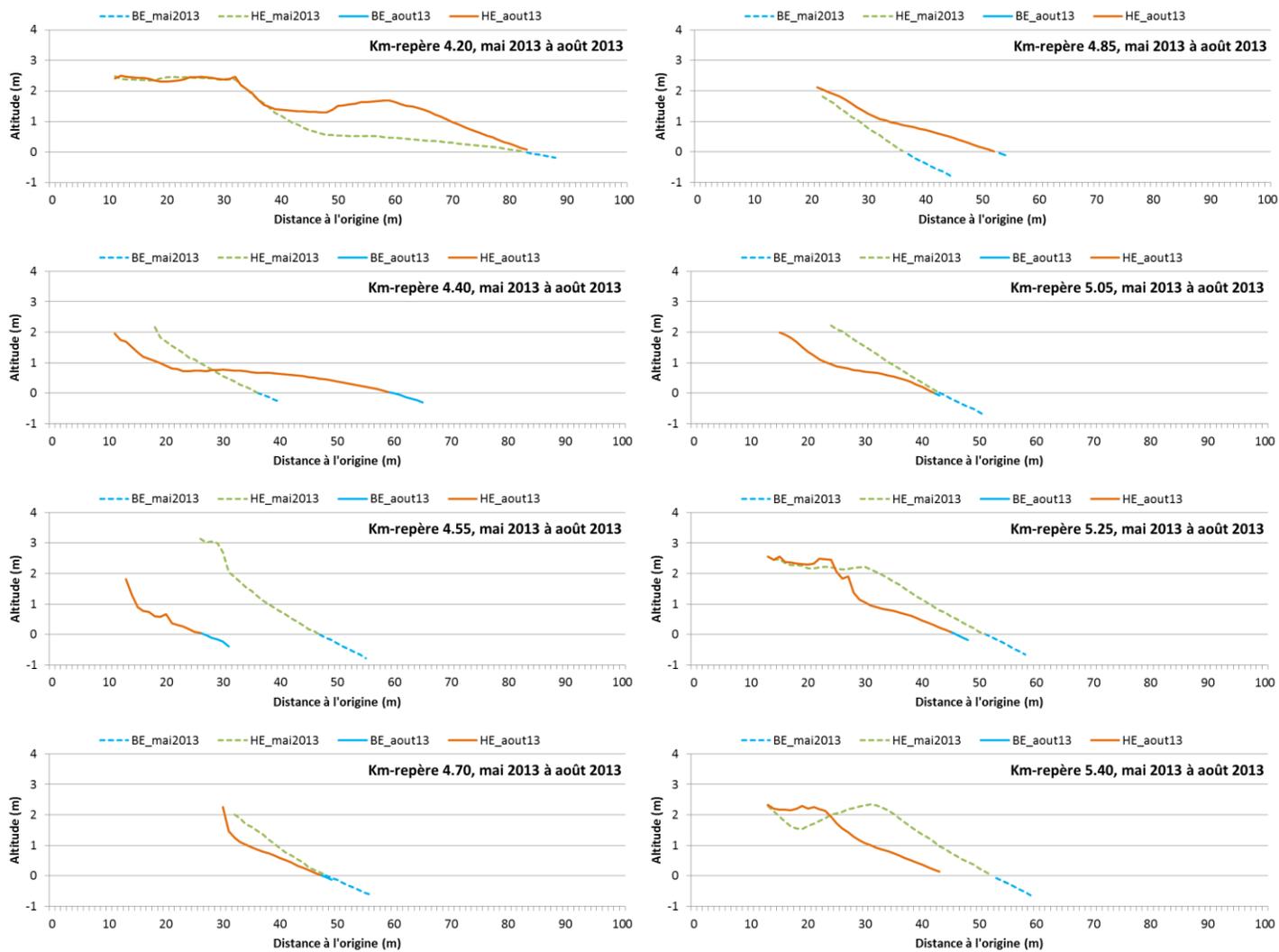


Figure 134. Profils de plages de mai 2013 à août 2013, extrait des Lidars, devant 8 km-repère, secteur problématique A

Devant le secteur problématique B, l'évolution volumétrique moyenne a été relativement stable avec une moyenne à peine négative de  $-0,05 \text{ m}^3/\text{m}^2$  alors qu'à l'échelle de l'ensemble de la zone 3, on enregistre une moyenne positive de  $0,07 \text{ m}^3/\text{m}^2$  (tableau 30). Devant le secteur B-TP, les profils de plages des km-repère 8,20, 8,40, 8,55, 8,70 et 8,80 n'ont subi aucun changement morphologique (forme du profil) (figure 136). Seuls de légers rehaussements ou abaissements sont visibles (figure 136). Conséquemment, l'évolution volumétrique a été nulle dans ce secteur ( $0,00 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ). Ponctuellement, la perte volumétrique la plus importante a été de  $-0,62 \text{ m}^3/\text{m}^2$  et elle s'est produite devant les falaises (tableau 30). Devant ces dernières, la perte volumétrique est le résultat d'abaissement altitudinal avoisinant 1 m (profils de plage des km-repère 8,95 et 9,10, figure 136). On constate donc que l'évolution volumétrique devant le secteur problématique A a été plus importante qu'au secteur B, ce qui est conséquent avec les observations d'érosion pour ces deux secteurs. Enfin, il est probable qu'une partie des sédiments prélevés sur le haut estran devant les falaises ait été directement déposée sur le haut estran tout juste à l'est (zone d'accumulation à l'est du km-repère 9,15, également visible sur le profil de plages du km-repère 9,25) (figure 135).

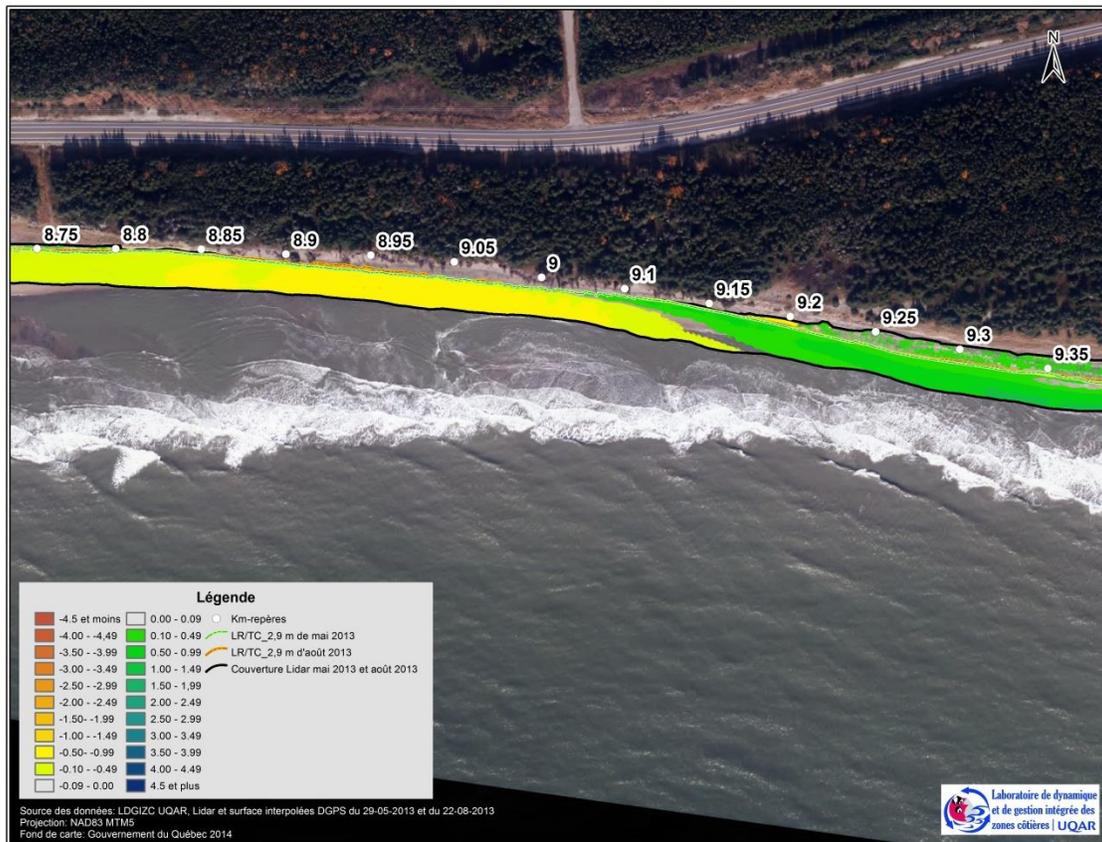


Figure 135. Carte de différentiel altitudinal de la zone de perte puis de gain volumétrique à partir des falaises du secteur B entre mai 2013 et août 2013

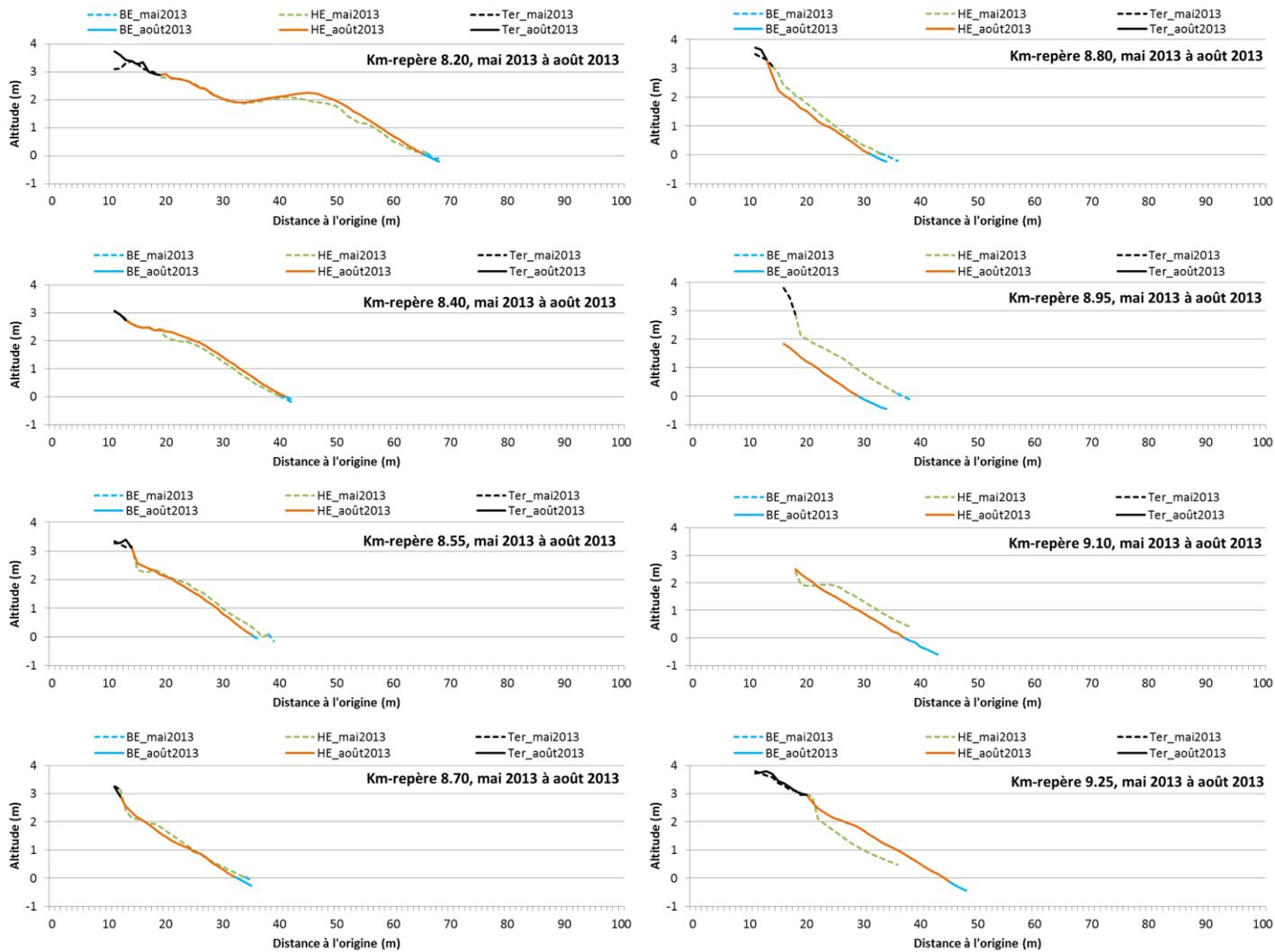


Figure 136. Profils de plages de mai 2013 et à août 2013, extrait des Lidar, devant 8 km-repère, secteur problématique B

#### 3.5.2.3.2. Intervalle Lidar août 2013\_décembre 2013

Au cours de l'intervalle LIDAR\_août\_2013 – LIDAR\_décembre\_2013, on compte 14 dates potentiellement morphogènes au capteur Intertidale\_Centre et 6 dates au capteur Large\_Centre. Une partie de cet intervalle n'a pas été suivi par un capteur. Au terme de cet intervalle, l'érosion continue d'affecter le secteur problématique A allant jusqu'à une valeur de recul ponctuelle de -18,47 m (A2). En moyenne, le recul a été de -3,63 m pour l'ensemble du secteur A et plus spécifiquement de -1,81 m au secteur A1 et de -5,66 m au secteur A2 (tableau 27). Le déplacement survenu durant cette période est comparable à celui de la période précédente (moyenne de -3,20 m). Devant le secteur problématique B, les falaises ont encaissé leur plus fort recul de toute la saison 2013-2014 avec un recul maximum de -10,05 m et une moyenne de -4,03 m (Tableau 28). Il s'agit donc de la période où l'érosion des falaises des deux secteurs problématiques a été la plus sévère. Les figures suivantes présentent l'évolution topographique de l'ensemble du secteur A et B pour cet intervalle (figure 137 et figure 138).

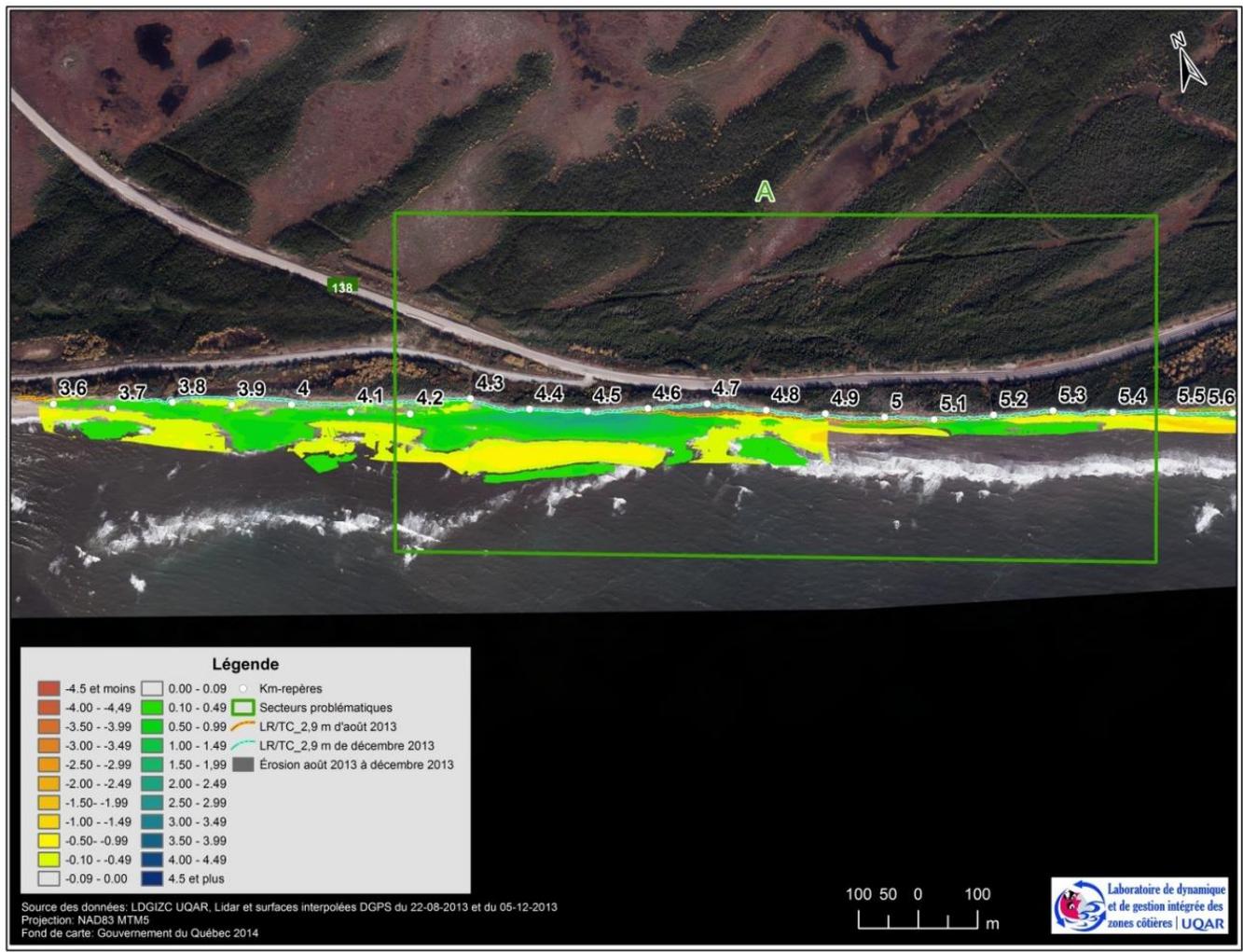


Figure 137. Carte de différentiel altitudinal entre août 2013 et décembre 2013 à partir des données Lidars et DGPS, secteur A

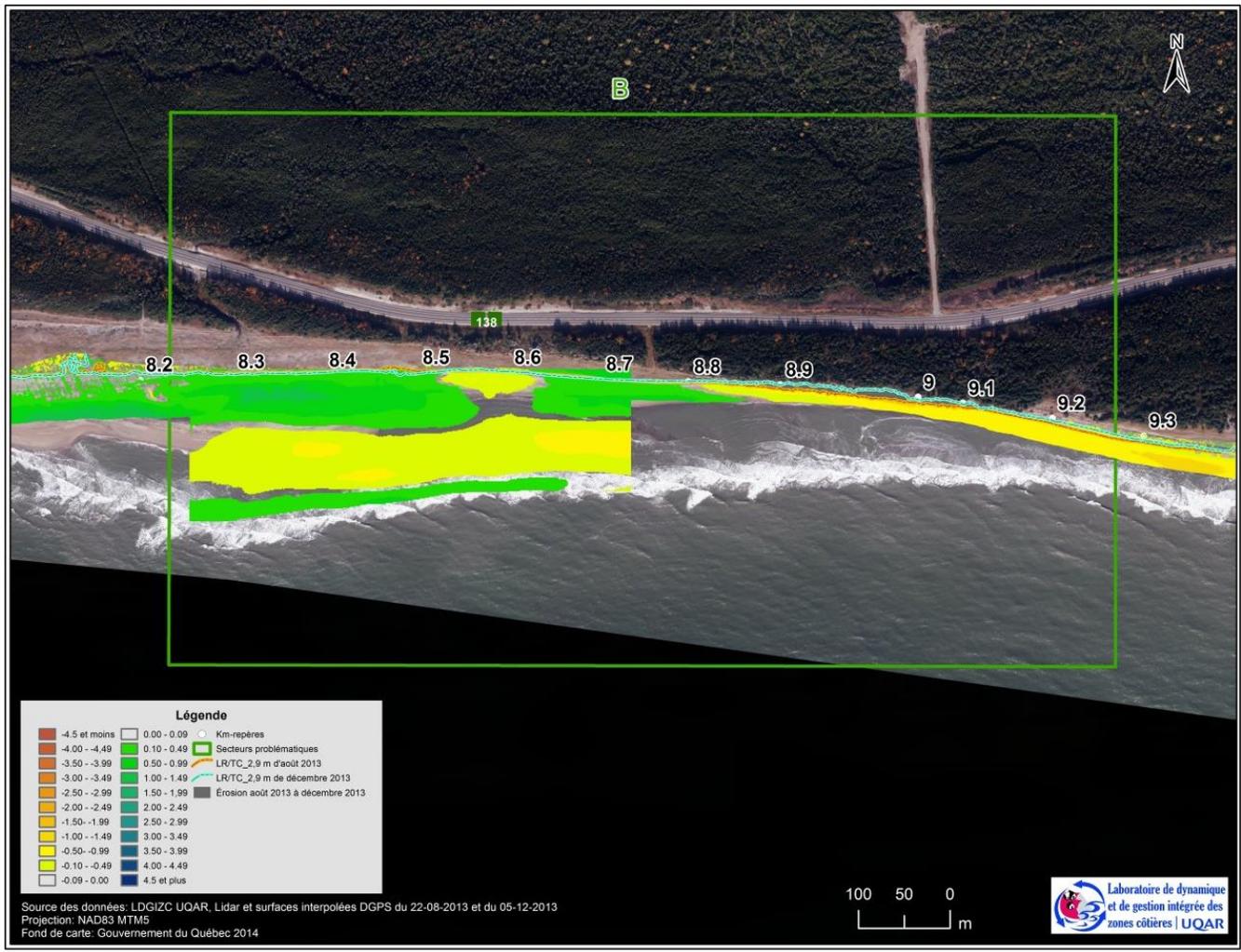


Figure 138. Carte de différentiel altitudinal entre août 2013 et décembre 2013 à partir des données Lidars et DGPS, secteur B

Sous des conditions hydrodynamiques suffisamment énergétiques et des niveaux d'eau suffisamment hauts pour générer le recul de la côte, l'évolution volumétrique s'est avérée stable ou alors positive à l'échelle des zones 2 et 3 ( $0,22 \text{ m}^3/\text{m}^3$  et  $-0,01 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ). Devant le secteur problématique A, l'évolution volumétrique moyenne a été de  $0,27 \text{ m}^3/\text{m}^2$ . Devant le secteur A1, toute l'évolution mesurée a été positive (min de  $+0,16 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ). C'est ici, au km-repère 4,35 à 4,8, que le gain sédimentaire le plus important ayant été mesuré pour tous les intervalles a été observé avec  $1,14 \text{ m}^3/\text{m}^2$ . Devant le secteur A2, où l'évolution volumétrique moyenne a été stable ( $-0,01 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ), la perte la plus importante a été de  $-0,39 \text{ m}^3/\text{m}^2$  et le gain, de  $0,61 \text{ m}^3/\text{m}^2$  (tableau 29). Devant les falaises du secteur B, l'évolution volumétrique a été positive avec des gains moyens de  $0,72 \text{ m}^3/\text{m}^3$  alors que devant les terrasses de plage, l'évolution a été stable avec une moyenne de  $0,02 \text{ m}^3/\text{m}^2$ .

Devant le secteur A, les **profils de plage** présentent des situations très diversifiées. Par exemple, devant le km-repère 4,20 (figure 146), soit dans le secteur où coule le cours d'eau, on observe un reprofilage par le comblement du chenal sur le haut estran et un léger abaissement dans la zone inférieure du haut estran. Les profils qui étaient très bas lors du levé d'août 2013 (km-repère 4,40 et km-repère 4,55) ont connu pour leur part un rehaussement majeur (figure 146). En termes d'altitude, il s'agit de gains d'environ 2 m. Ce gain se produit essentiellement au cours de la période d'août 2013 à novembre 2013 (figure 139 et figure 140). Ces trois profils (4,20, 4,40 et 4,55) appartiennent au secteur A1 où l'évolution volumétrique a été positive. Ensuite devant le profil du km-repère 4,70, on voit bien l'effet du recul via le déplacement de la limite supérieure du profil. Celui-ci en plus de s'étendre vers les terres, s'élargit aussi d'une dizaine de mètres en raison du déplacement vers le large de la flexure. Encore une fois, les cartes de différentiel altitudinal indiquent qu'il y a eu dans un premier temps, érosion des falaises et abaissement des profils de plage et dans un deuxième temps, apport sédimentaire longitudinal par dérive littorale (figure 141 et figure 142).

Les profils suivants pour leur part (km-repère 4,85, 5,05, 5,25 et 5,40), subissent un reprofilage et un léger abaissement. Il en résulte des profils en décembre 2013 qui sont généralement linéaires alors qu'au moment du levé précédent, plusieurs étaient légèrement concaves. Enfin, ce qui est aussi particulièrement visible grâce aux cartes de différentiel altitudinal des intervalles d'août\_2013 — novembre\_2013 et de novembre\_2013 — décembre\_2013, est la migration longitudinale des volumes sédimentaires. En effet, les zones d'accumulation (en vert-bleu) continuent de se déplacer vers l'est depuis l'intervalle précédent. En ce sens, toujours devant le secteur **problématique A**, le recul des falaises a certainement contribué à alimenter l'estran en sédiment, mais dans les zones localisées en aval du segment touché par l'érosion. Pour ces mêmes cartes, la disposition des zones de gains et de pertes indique aussi qu'il y aurait eu une remontée des sédiments depuis les zones inférieures du haut estran et supérieures du bas estran vers les zones supérieures du haut estran. Ainsi, grâce aux profils de plage acquis au DGPS (et donc plus longs), on constate que les parties les plus distantes le long de ces profils subissent un abaissement alors que les parties les plus hautes sont rehaussées. Il est possible qu'une partie des sédiments déplacés

transversalement l'ait été vers le large. Par contre, les couvertures topographiques (Lidar et DGPS) ne permettent de couvrir les zones les plus au large. Bref, les **cartes de différentiel altitudinal** montrent que le site d'étude est caractérisé par une alternance, tant longitudinale que transversale, de zones de gains et de pertes ce qui traduit encore une fois l'effet de la dérive littoral, mais aussi du déplacement de sédiment entre les zones supérieures et inférieures de l'estran (déplacement transversal).

Devant le secteur problématique B, les cartes de différentiel altitudinal montrent surtout des zones d'accumulation devant les terrasses de plage du **secteur B** (profils des km-repère 8,20 et 8,40), ponctuées d'une zone de perte d'environ 150 m de large (profils km-repère 8,55) (figure 138). En termes d'altitude, il s'agit d'un abaissement d'environ 0,50 m pour cette zone de perte. Les **profils** des km-repère 8,55, 8,70 et 8,80 sont légèrement reprofilés en plus d'enregistrer de légères variations altitudinales positives ou négatives. Devant les falaises par contre s'amorce une large zone de perte. Ainsi, les derniers profils du secteur B s'abaissent considérablement (jusqu'à 1 m environ), mais ne montrent pas de changement au niveau de la morphologie. Par contre, devant la zone de falaises, débute une longue zone de perte de sédiments qui s'étirent de manière presque continu jusqu'à la pointe. Elle n'est que ponctuellement interrompu par des zones de gains longues d'environ 200 m. Même si nous ne disposons pas de larges couvertures transversales Lidar de l'estran, la photo (fond) 2014 nous permet d'observer des sédiments en migration entre les zones inférieures et supérieures de l'estran. Il semble donc que les sédiments du haut estran se déplacent en partie en transitant sur le bas estran. On observe aux figures 143 et 144 que des sédiments semblent être évacués depuis le haut estran vers des zones plus basses (observations a et b) avant d'être redéposées sur celui-ci un peu plus loin en aval dans le sens de la dérive (observation c).

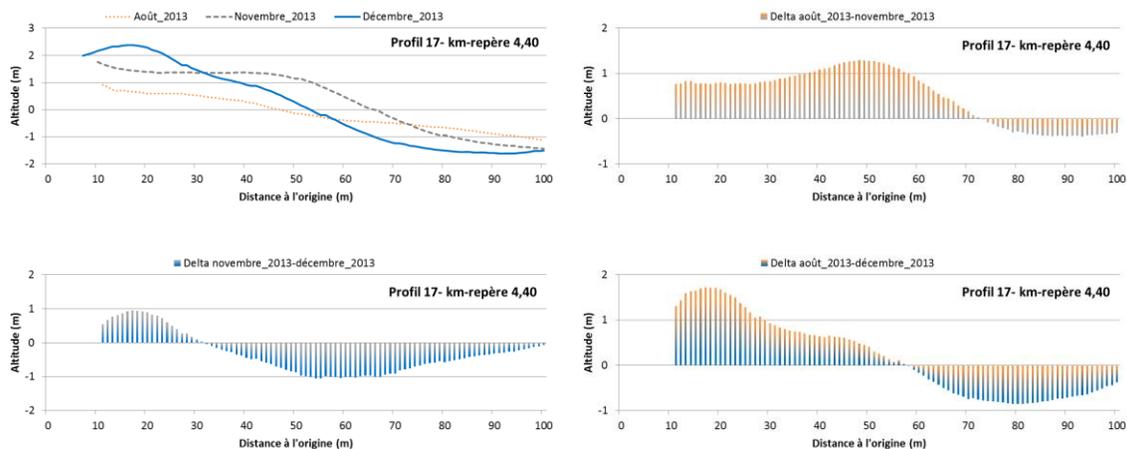


Figure 139. Évolution du profil 20 lors des levés DGPS d'août 2013, novembre 2013 et décembre 2013 (km-repère 4,40)

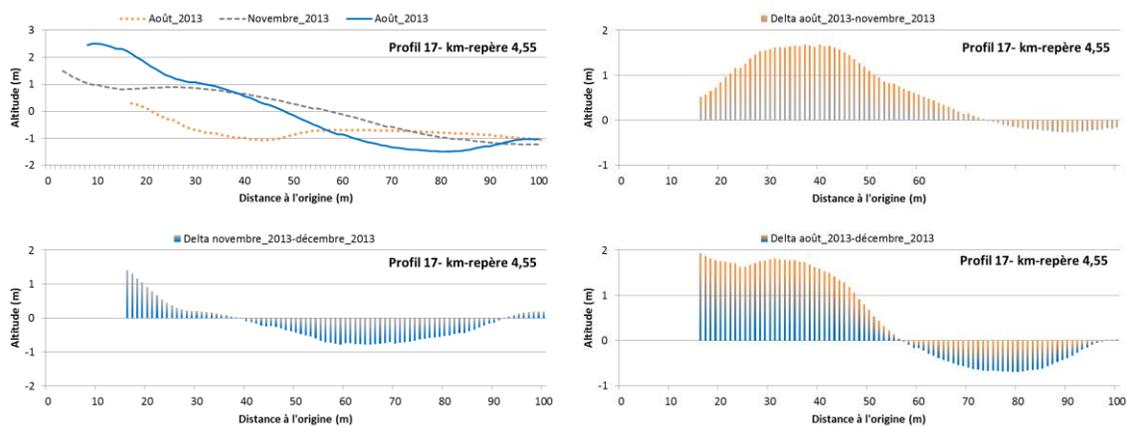


Figure 140. Évolution du profil 20 lors des levés DGPS d'août 2013, novembre 2013 et décembre 2013 (km-repère 4,55)

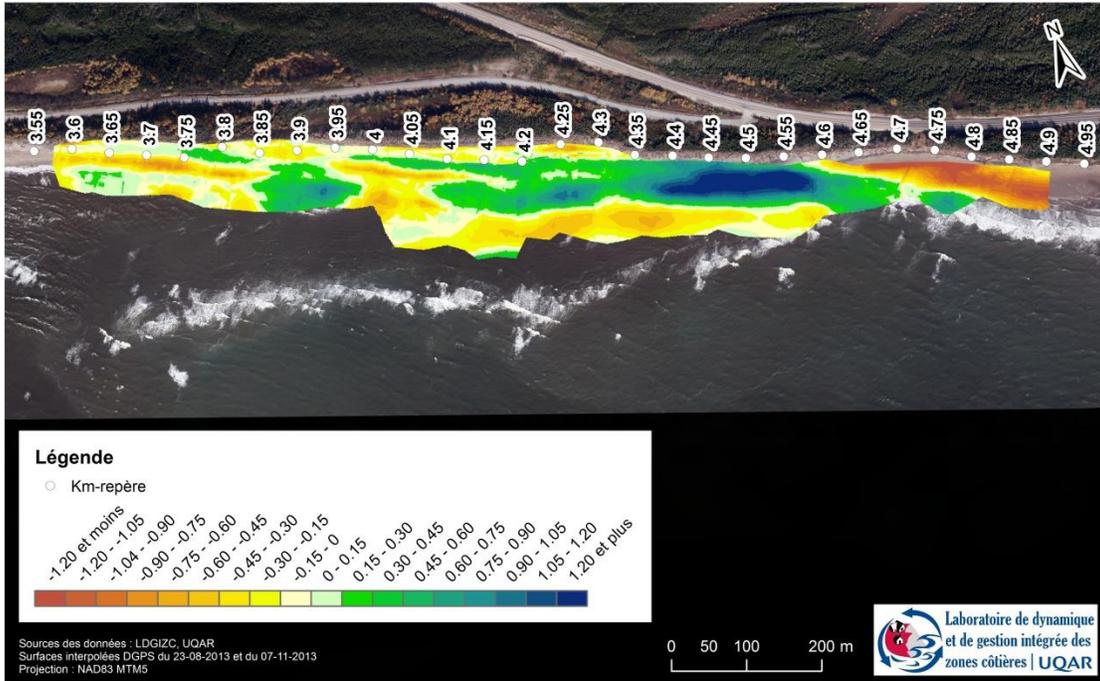


Figure 141. Carte de différentiel altitudinale du 23 août 2013 et du 7 novembre 2013

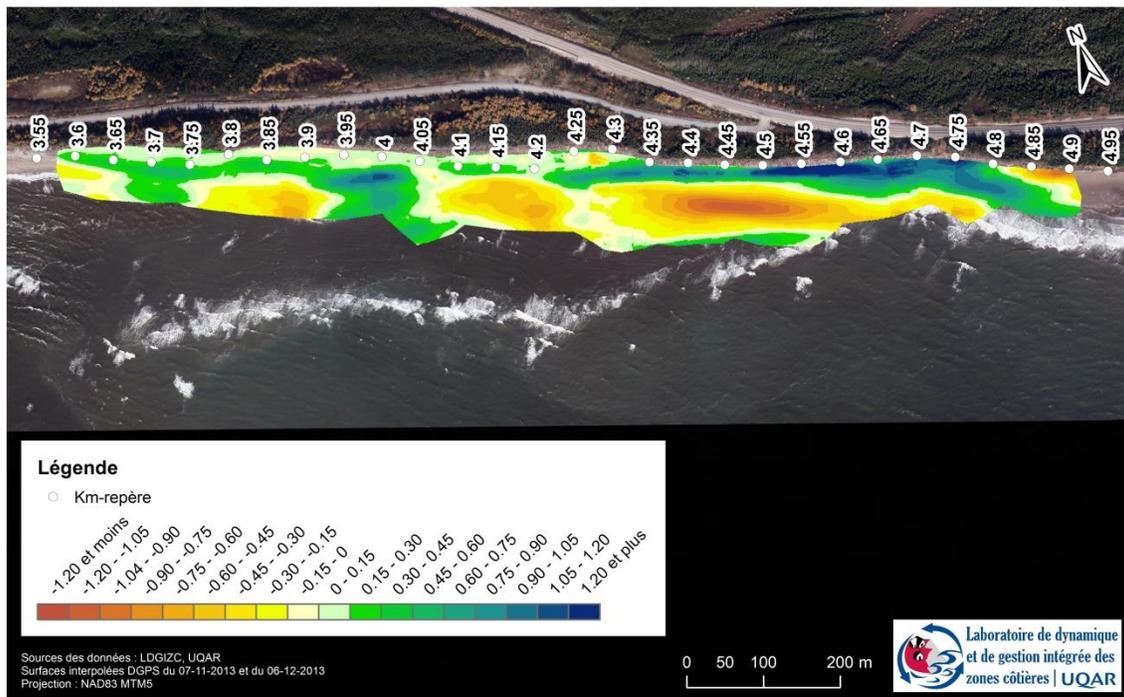


Figure 142. Carte de différentiel altitudinale du 7 novembre 2013 et du 6 décembre 2013



Figure 143. Migration de sédiment dans le secteur B



a)



b)



c)

**Figure 144. Migration de sédiment dans le secteur B pour les observations a,b et c, de la figure 143**

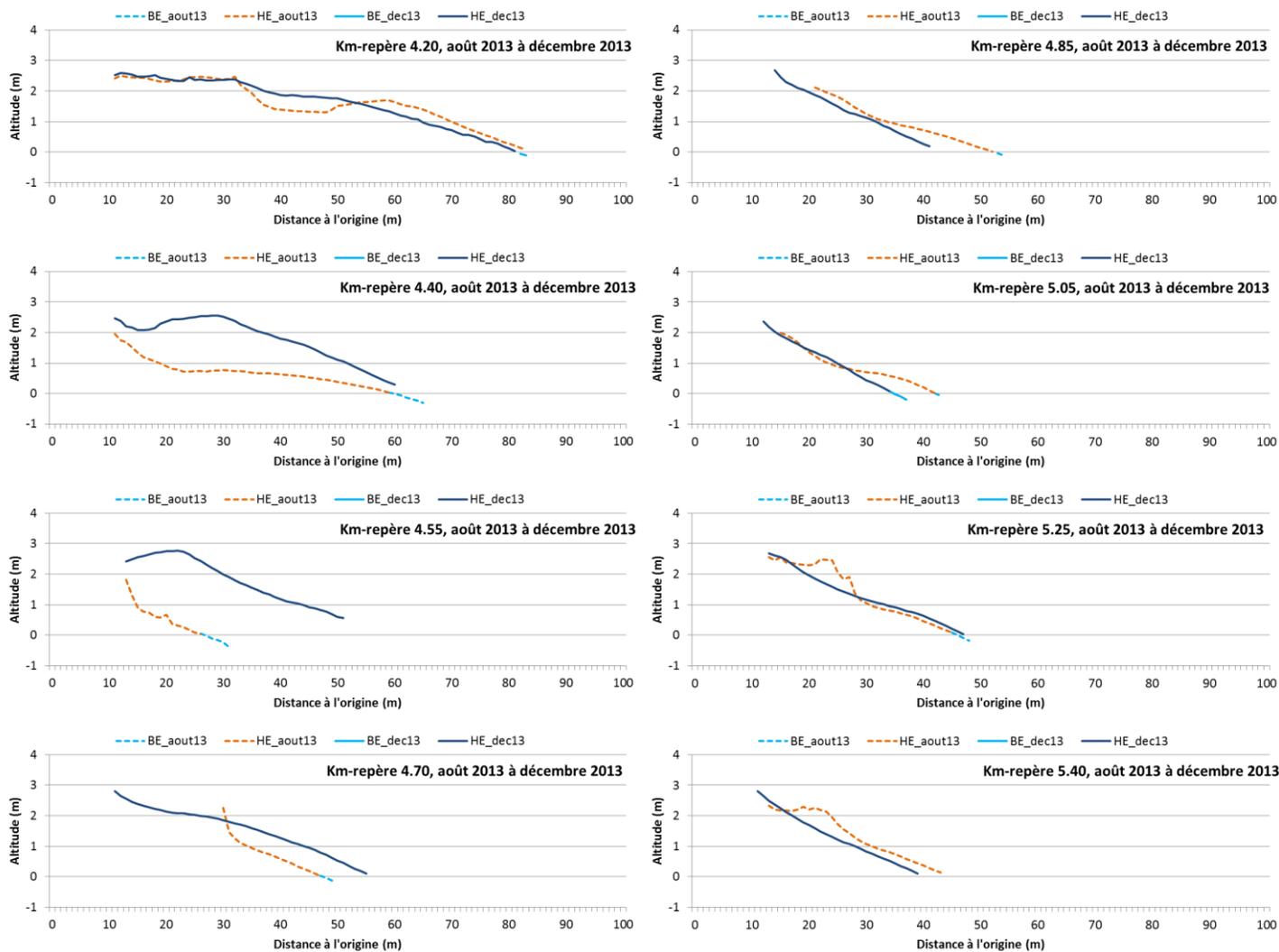


Figure 145. Profils de plages d'août 2013 et décembre 2013 devant 8 km-repère, secteur problématique A

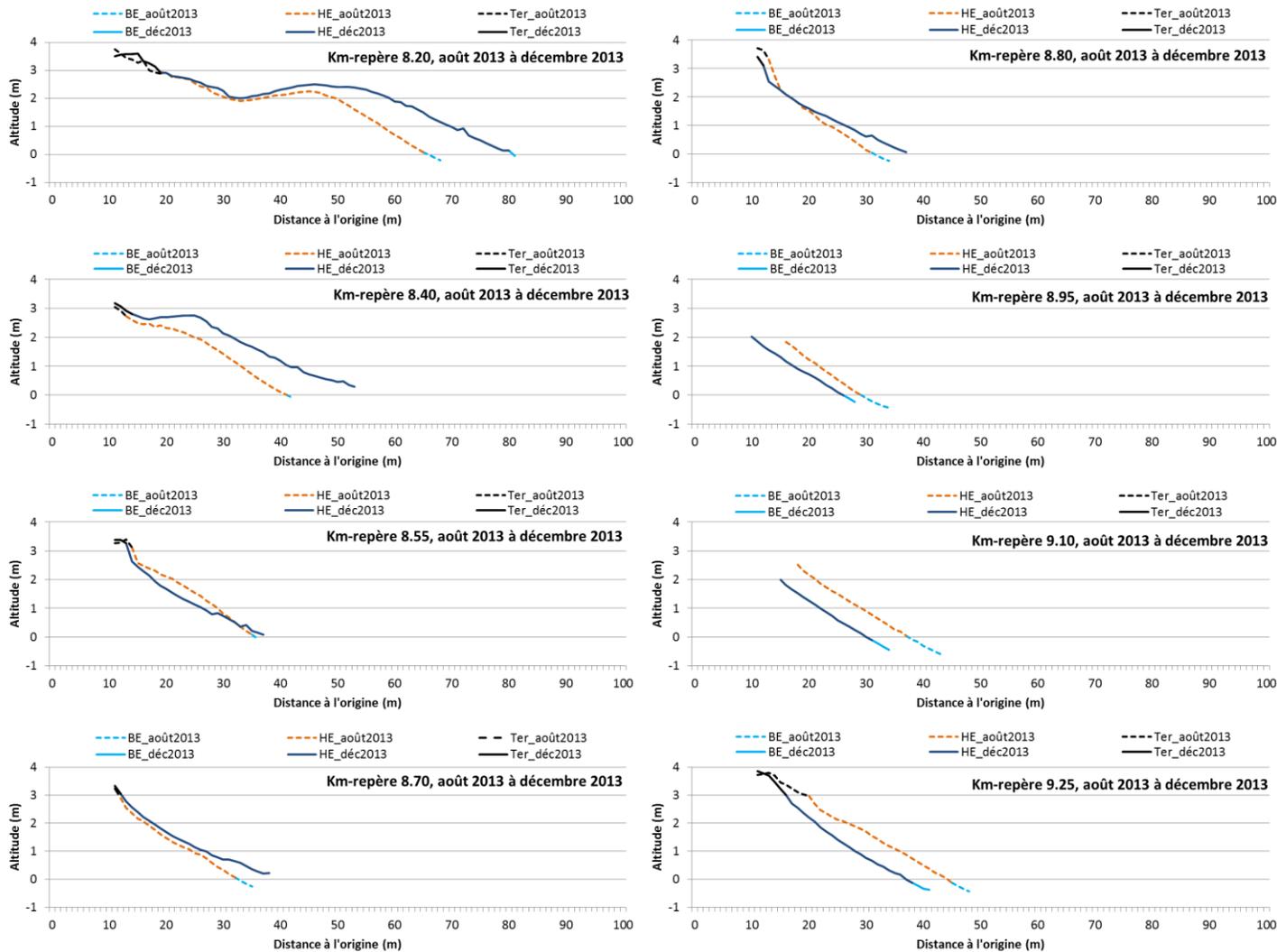


Figure 146. Profils de plages d'août 2013 et décembre 2013 devant 8 km-repère, secteur problématique B

#### 3.5.2.3.3. Intervalle Lidar décembre 2013\_juin 2014

Au cours de l'intervalle LIDAR\_décembre\_2013 – LIDAR\_juin\_2014, 7 dates potentiellement morphogènes effectives, c'est-à-dire interglacielles, ont été consignées. De ce nombre, 6 dates sont comprises dans l'intervalle de décembre 2013 à janvier 2014. La protection offerte par le pied de glace de haut estran a limité le recul de la côte (section 3.3.3.1). En effet, devant le secteur A, les falaises ont reculé d'en moyenne seulement -0,25 m et d'au plus, -1,36 m. Dans le cas des falaises du secteur B, celles-ci ont connu un recul moyen de -0,63 m et d'au plus, -3,79 m. Quant aux terrasses de plage du secteur B, elles ont reculé d'en moyenne -0,68 m et d'au plus -1,65 m. Les figures suivantes présentent l'évolution topographique de l'ensemble du secteur A et B pour cet intervalle (figure 147 et figure 148).

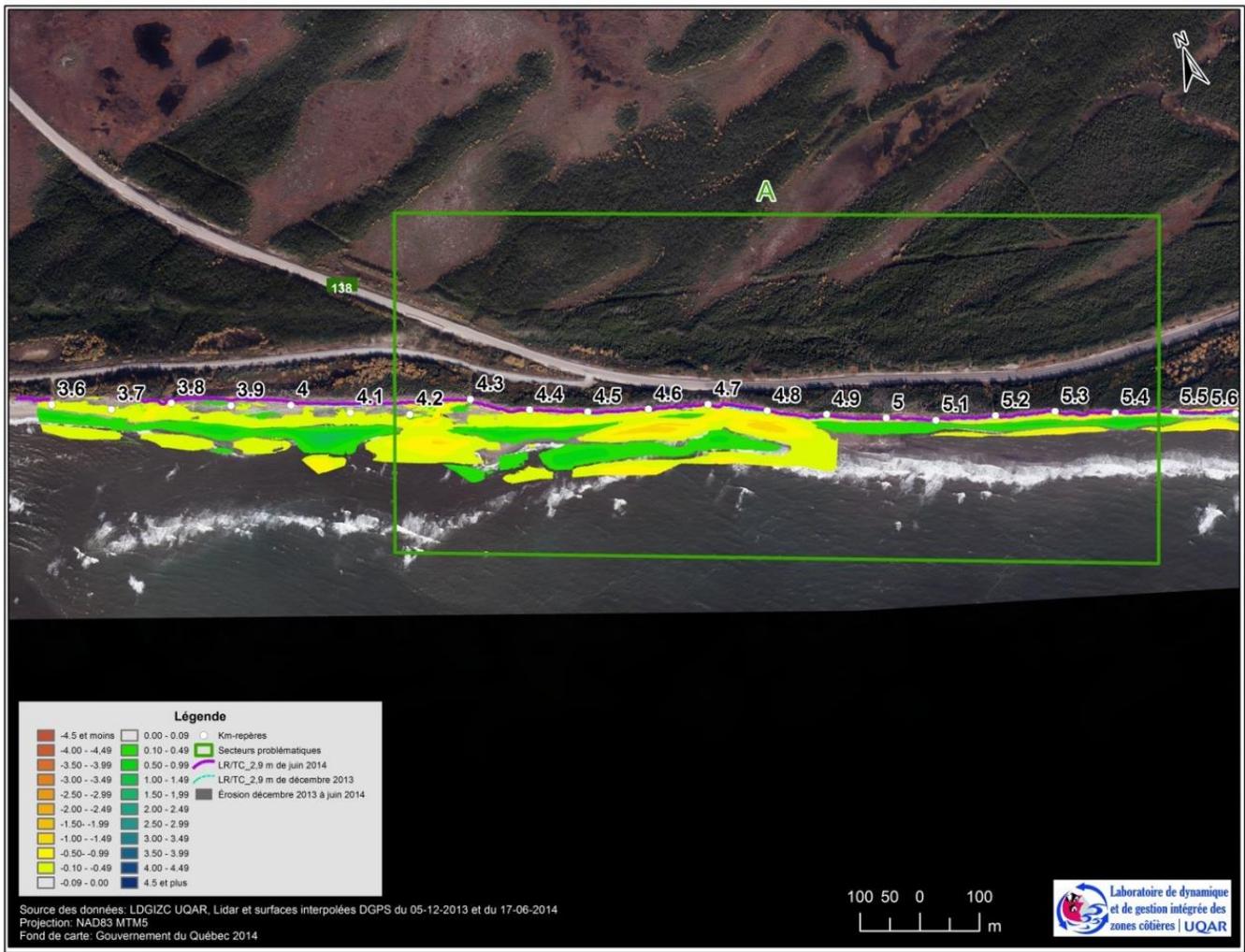


Figure 147. Carte de différentiel altitudinal entre décembre 2013 et juin 2014 à partir des données Lidars et DGPS, secteur A

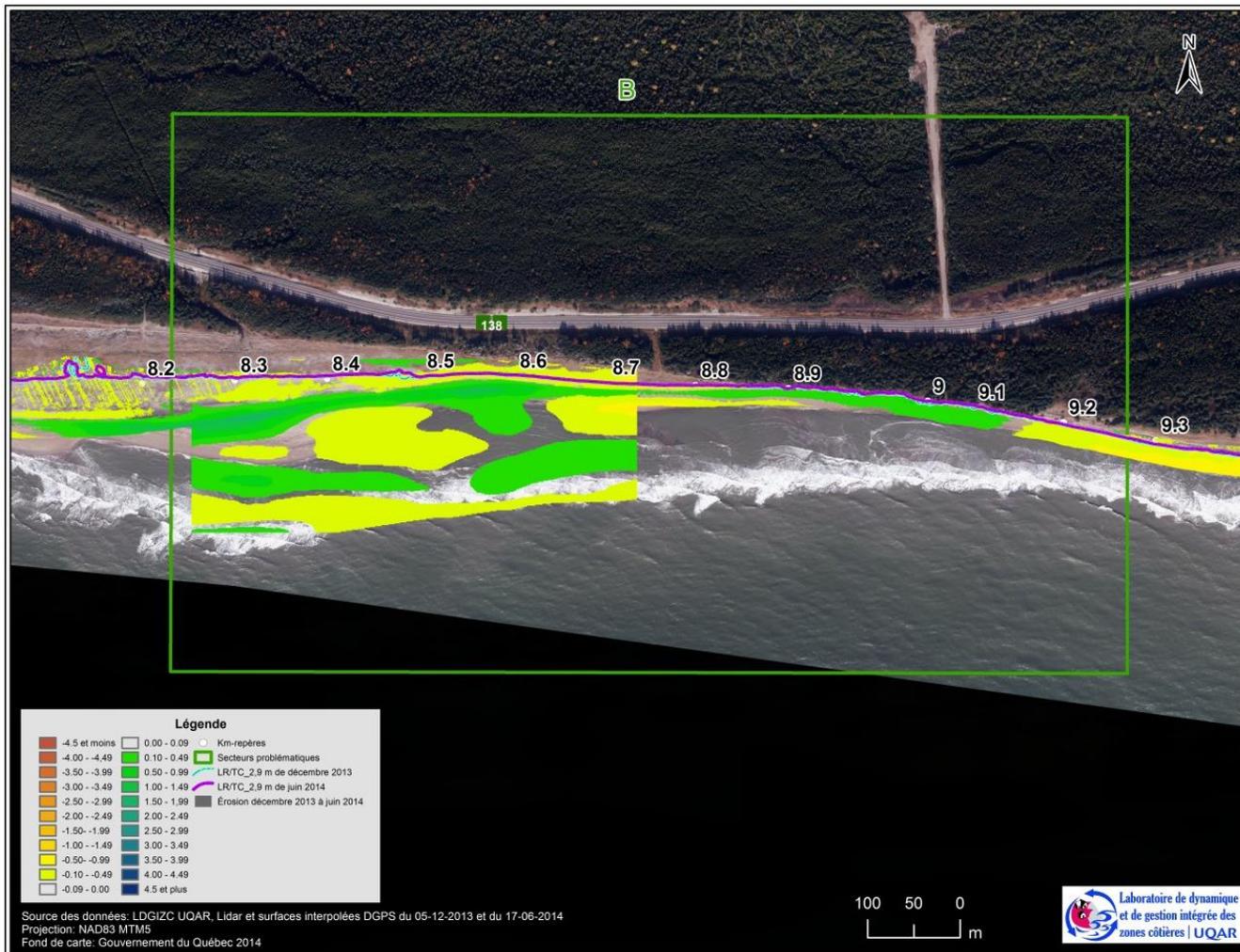


Figure 148. Carte de différentiel altitudinal entre décembre 2013 et juin 2014 à partir des données Lidars et DGPS, secteur B

L'évolution volumétrique au cours de cet intervalle est marquée par de légères pertes. En effet, à l'échelle de la zone 2, la perte moyenne a été de l'ordre de  $-0,13 \text{ m}^3/\text{m}^2$  (tableau 29). Devant le secteur A, la perte volumétrique moyenne a été de  $-0,17 \text{ m}^3/\text{m}^2$ . Plus spécifiquement, elle a été de  $-0,26 \text{ m}^3/\text{m}^2$  au secteur A1 et de  $-0,12 \text{ m}^3/\text{m}^2$  au secteur A2. À l'échelle de la zone 3 l'évolution volumétrique est stable avec une moyenne de  $-0,04 \text{ m}^3/\text{m}^2$  (tableau 30). Il en va de même pour le secteur B où l'évolution volumétrique a été de  $0,03 \text{ m}^3/\text{m}^2$ . Devant les terrasses de plage, le haut estran connaît des gains qui s'élèvent en moyenne à  $0,12 \text{ m}^3/\text{m}^2$ . De nouveau, le haut estran devant les falaises, bien que très légère, une perte moyenne de  $-0,07 \text{ m}^3/\text{m}^2$ .

Ces pertes volumétriques au secteur A sont visibles sur les profils de plage qui montrent surtout de légers abaissements (km-repère de 4,20, 4,55, 4,70 et 4,85) ou alors un reprofilage (km-repère 4,40, 5,25 et 5,40). Plus spécifiquement, dans le cas du profil du km-repère 4,20, l'abaissement à la distance 50 m est attribuable à l'incision par le cours d'eau. Le profil du km-repère 4,40, illustre l'évolution topographique d'une zone d'environ 200 m où la portion supérieure du haut estran a été abaissée alors que la portion inférieure a été rehaussée. Une situation similaire est observée pour toute la zone à l'est du km-repère 4,90 et visibles sur les km-repère 5,05, 5,25 et 5,40. L'estran, à l'endroit où la distance entre la route et la côte est la plus faible est de nouveau marqué par un abaissement de l'estran (4,55, 4,70 et 4,85). En termes d'altitude, pour l'ensemble du secteur A, les gains sont limité à environ 0,5 alors que les pertes vont jusqu'à environ 1 m. Dans l'ensemble, alors que l'estran est plutôt lisse en décembre, il comporte plus de relief en juin, c'est-à-dire de creux et de saillies.

Quant à ceux du secteur B, ils sont d'abord caractérisés par une accumulation de sédiment de forme convexe dans la zone inférieure du haut estran (profil des km-repère 8,20, 8,40). En matière de d'altitude, il s'agit d'un rehaussement allant jusqu'à environ 1 m. Pour les profils des km-repère 8,70 et 8,80, ce gain de moindre importance. Sur ces profils, on remarque aussi un surcreusement dans la zone supérieure du haut estran. Cette configuration est la résultante d'un transport sédimentaire transversale. Enfin, les profils des km-repère 8.95 et 9.10 enregistre un léger rehaussement alors que celui du km-repère 9,25 s'abaissent.

Les cartes de différentiel altitudinal permettent de voir les zones de gains (en bleu-vert) attribuable à l'effet de piège à sédiment par le pied de glace de haut estran de même que la zone d'érosion verticale (jaune-rouge) attribuable à l'effet de structure rigide elle aussi occasionnée par le pied de glace de haut (section 3.3.3) (figure 149). Par la suite, on observe peu de changement topographique sur l'estran en général durant l'intervalle particulièrement calme de mai 2014 à juin 2014. Par contre, on note bien une légère diminution de l'altitude de la crête post-glacielle et, ponctuellement, un rehaussement particulièrement important devant les km-repère 4,70 et 4,75. Ainsi, l'abaissement lié à l'effet de structure rigide semble avoir été seulement très localement « corrigé » par une accumulation de sédiment. Finalement, on constate que le volume de l'accumulation post-glacielle n'a pas été suffisant pour que, au terme de la saison glacielle, la zone 2 soit en gain sédimentaire. Celle-ci, rappelons-le, enregistre une perte moyenne

de  $-0,13 \text{ m}^3/\text{m}^2$ . Il faut toutefois souligner que le profil de référence, c'est-à-dire le profil de décembre 2013, pourrait avoir été abaissé (perte volumétrique) avant l'englacement du haut estran. En ce sens, la relation entre l'évolution volumétrique générale de l'estran au terme d'une saison glacielle et de l'importance du volume de la crête est encore préliminaire. Un suivi plus serré permettant de mieux suivre les conditions pré-englacement et post-englacement nous permettrait de mieux définir la contribution volumétrique de la crête post-glacielle.

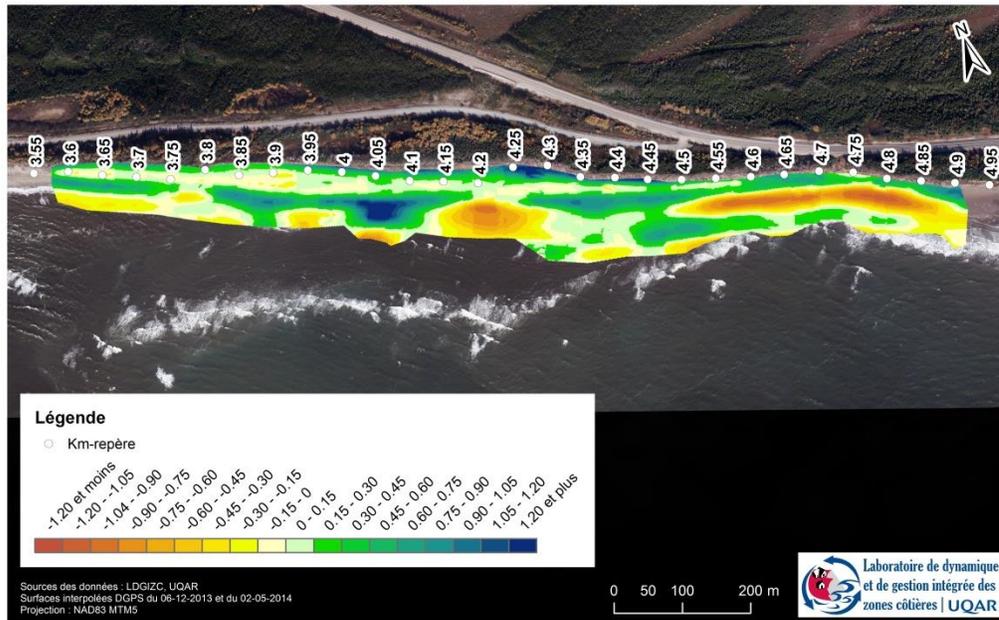


Figure 149. Carte de différentiel altitudinale du 6 décembre 2013 et du 2 mai 2014

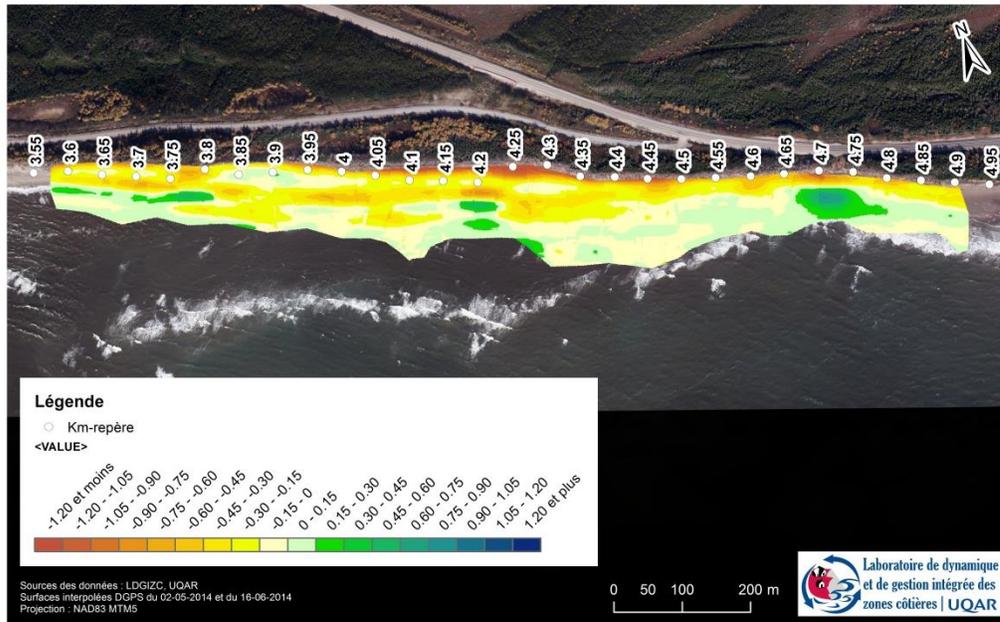


Figure 150. Carte de différentiel altitudinale du 2 mai 2014 et du 16 juin 2014

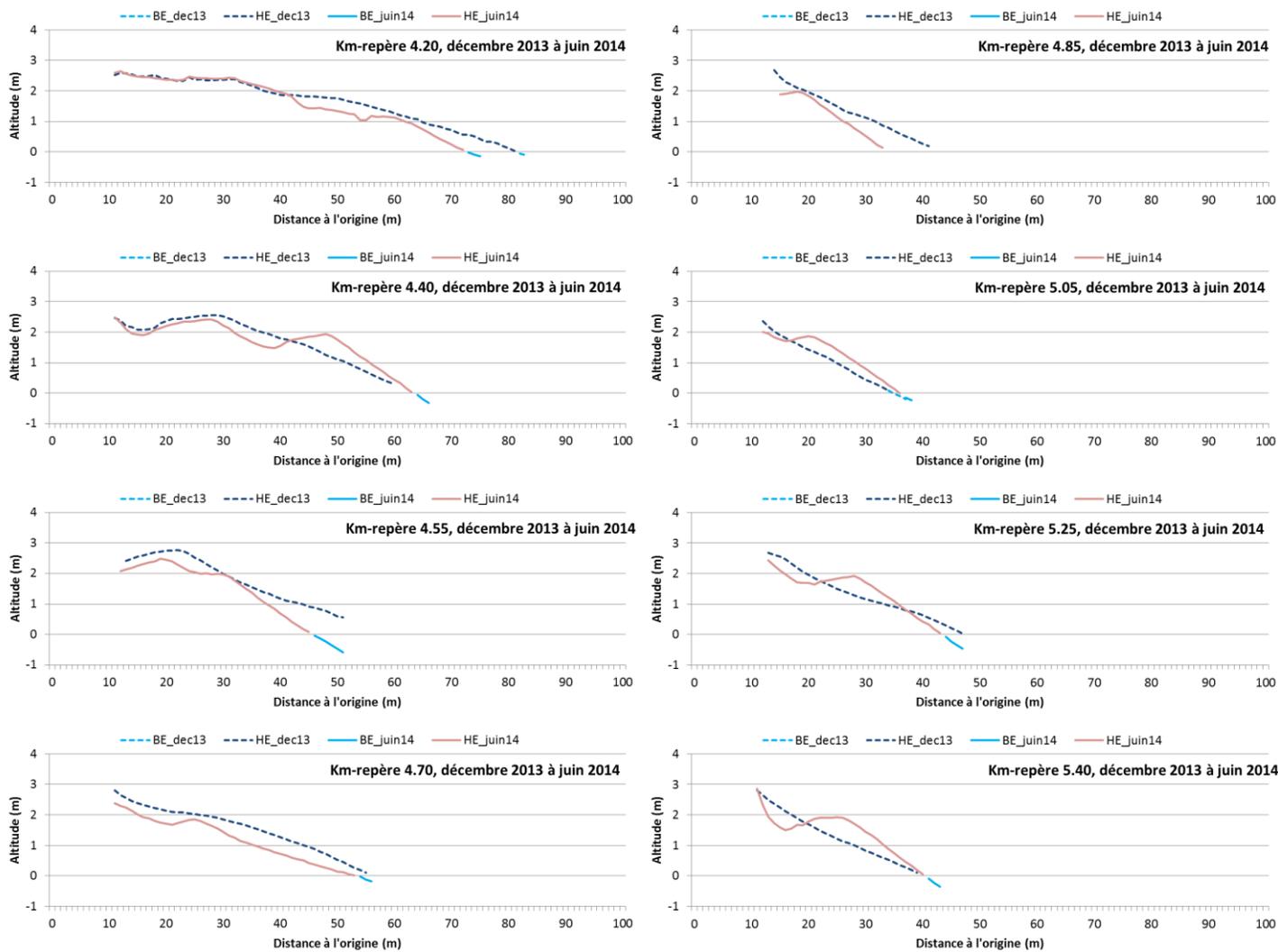


Figure 151. Profils de plages décembre 2013 et de juin 2014 devant 8 km-repère, secteur problématique A

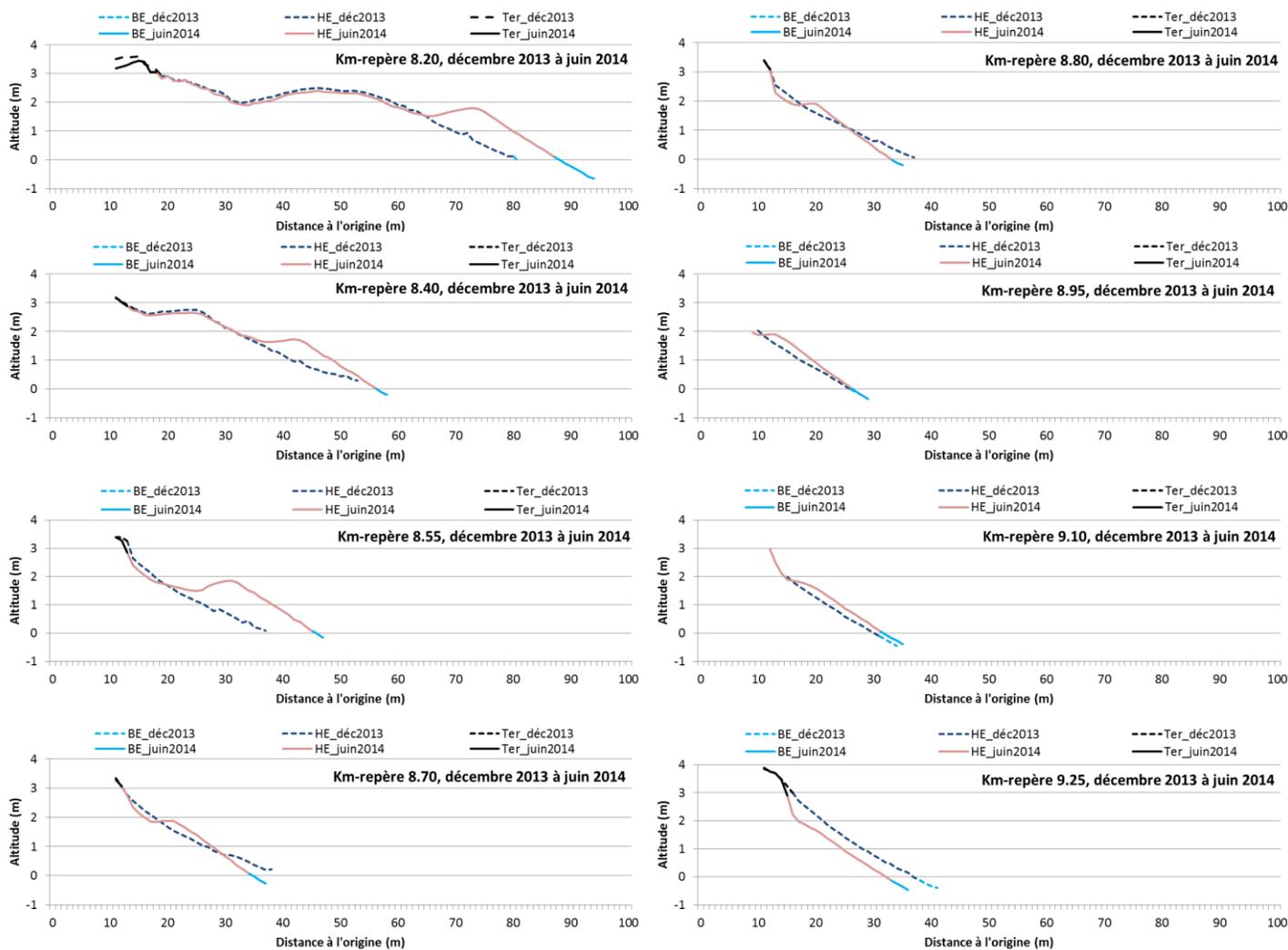


Figure 152. Profils de plages décembre 2013 et de juin 2014 devant 8 km-repère, secteur problématique B

#### 3.5.2.3.4. Intervalle Lidar juin 2014\_septembre 2014

Au cours de cet intervalle, seulement 7 dates potentiellement morphogènes ont été identifiées. Ces conditions n'ont pas généré de recul particulièrement important sur les zones 2 et 3 et sur les secteurs problématiques. Devant le secteur A, le recul moyen a été de -0,63 m (A), de -0,16 m (A1) et de -0,90 m (A2). Devant le secteur B, les falaises ont subi un recul moyen de -0,63 m et les terrasses de plage, -0,31 m. Les figures suivantes présentent l'évolution topographique de l'ensemble du secteur A et B pour cet intervalle (figure 153 et figure 154).

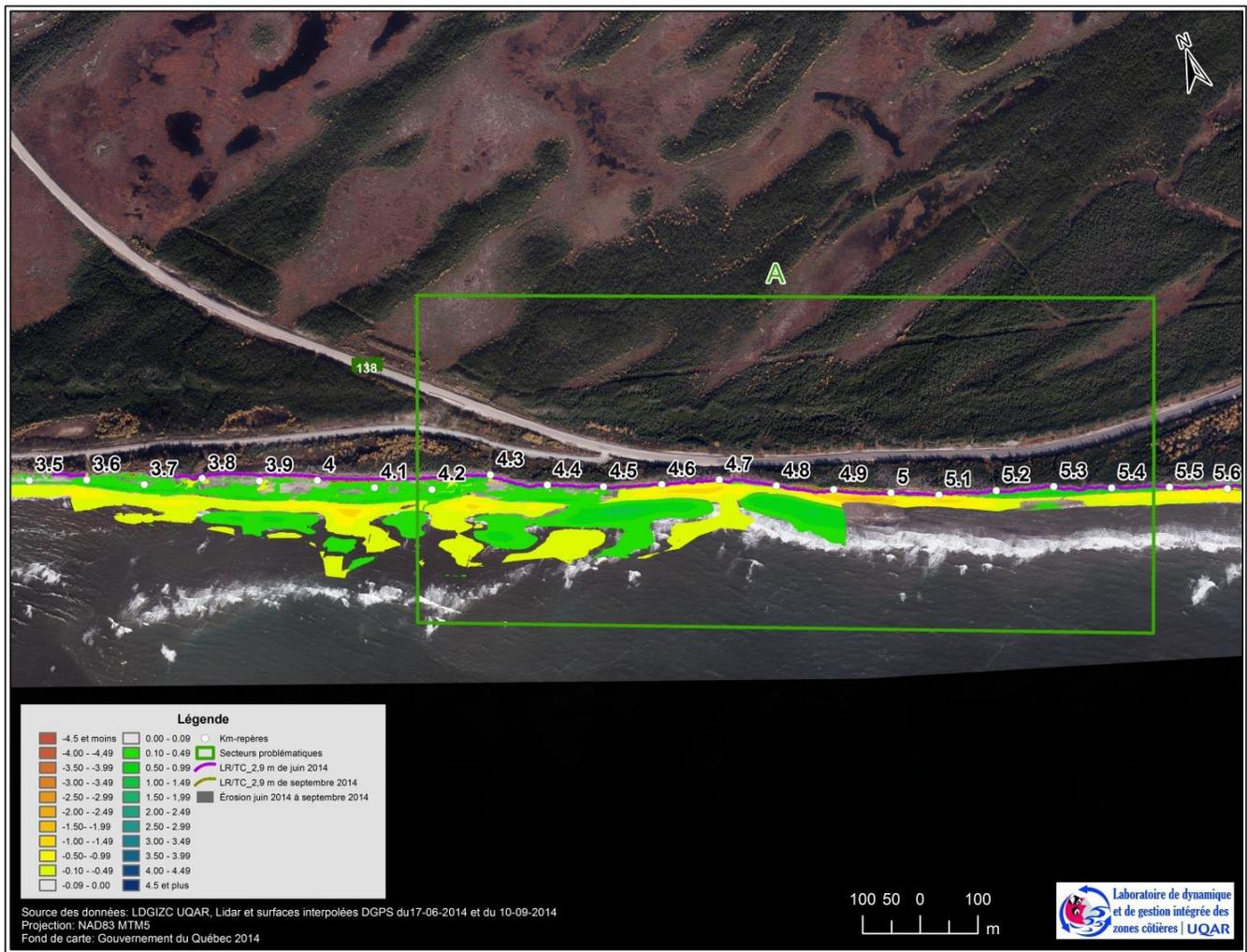
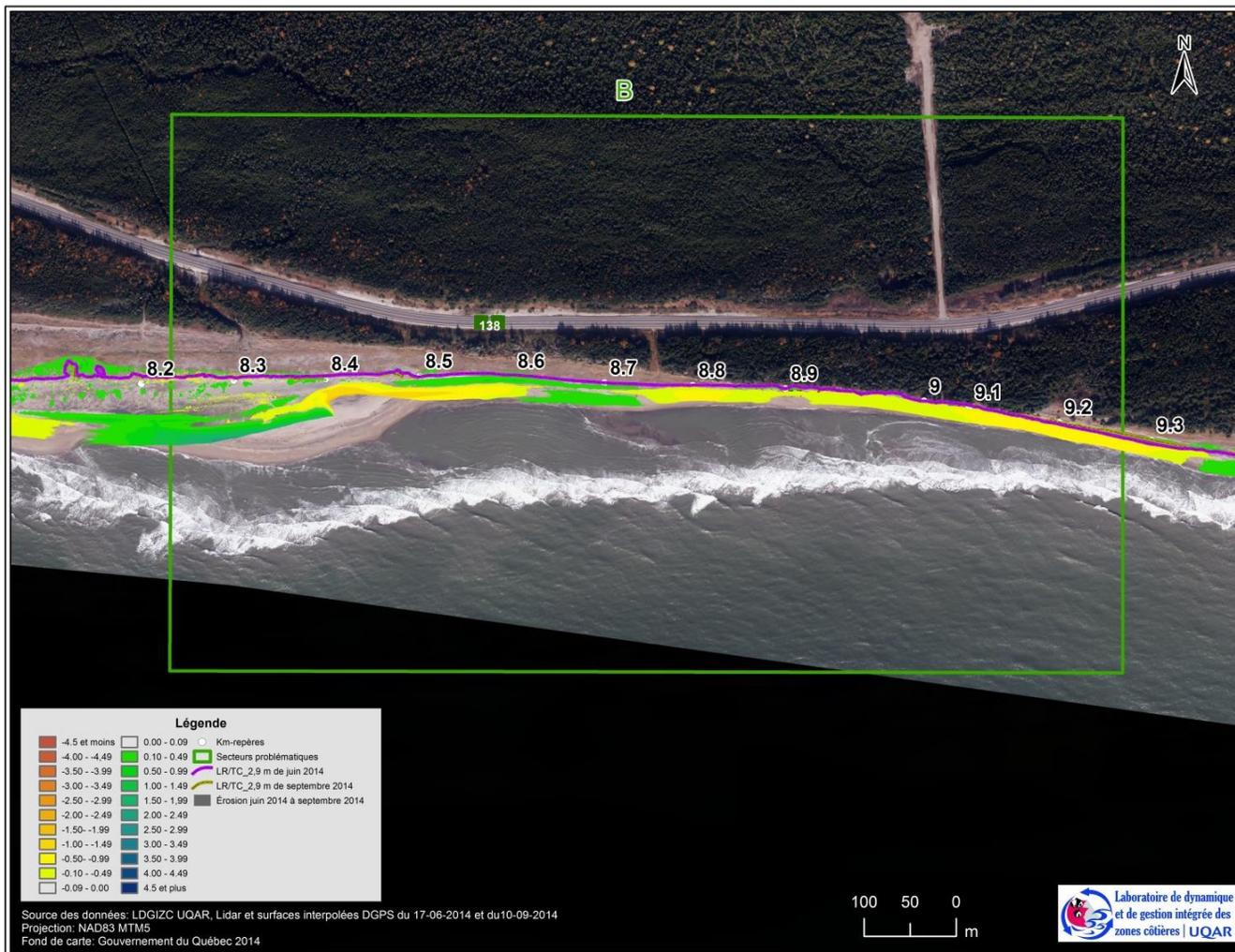


Figure 153. Carte de différentiel altitudinal entre juin 2014 et septembre 2014 à partir des données Lidars et DGPS, secteur A



Note : Il n'y a pas de surface interpolée pour septembre 2014 disponible pour le secteur B actuellement

**Figure 154. Carte de différentiel altitudinal entre juin 2014 et septembre 2014 à partir des données Lidars et DGPS, secteur B**

Ces conditions relativement calmes par rapport au deux premiers intervalles d'analyse, n'ont pas non plus été accompagnées par des changements volumétriques importants. En effet, à l'échelle des zones 2 et 3, les volumes du haut estran ont été pratiquement stables avec des moyennes respectives de  $-0,09 \text{ m}^3/\text{m}^2$  et de  $0,02 \text{ m}^3/\text{m}^2$  (tableau 29). Par contre, devant le secteur A, l'évolution volumétrique moyenne a été de l'ordre de  $-0,26 \text{ m}^3/\text{m}^2$ . Les pertes ont été plus importantes devant le secteur A2, avec une moyenne de  $-0,37 \text{ m}^3/\text{m}^2$ , que devant le secteur A1, avec une moyenne de  $-0,08 \text{ m}^3/\text{m}^2$ . Devant le secteur B, on rencontre une situation similaire. En effet alors que la zone 3 est stable, le secteur problématique, lui, connaît une évolution volumétrique négative avec une moyenne de  $-0,28 \text{ m}^3/\text{m}^2$  et les pertes sont plus élevées devant les falaises (moyenne de  $-0,43 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ) que devant les terrasses de plage ( $-0,14 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ) (tableau 30).

Devant le secteur problématique A, les profils de plages illustrent une variété de situations différentes (figure 157). Le profil 4,20, subi un léger reprofilage attribuable au rehaussement du chenal du cours d'eau. Les profils des km-repère 4,70, 4,85 et 5,05, quant à eux, ont subi un abaissement. En termes d'altitude, il s'agit d'un abaissement dépassant 1 m. Les profils 4,40 et 5,40 montrent un reprofilage pouvant être attribuable à un déplacement de sédiment des zones inférieures vers les zones supérieures, soit un déplacement transversal de sédiment. Enfin, le profil du km-repère 4,55 est caractérisé par un élargissement de l'ordre d'une vingtaine de mètres étant attribuable au rehaussement de la zone basse du profil.

Devant le secteur problématique B, (figure 158) l'élargissement des profils des km-repère 8,20 et 8,40 est particulièrement remarquable. En effet, la largeur des profils était d'environ 45 m et 30 m respectivement en mai 2013 alors qu'elle est désormais d'environ 75 m et 85 m en septembre 2014. Il s'agit du signal de la migration des volumes de sables vers l'est. La photo aérienne de 2014 permet d'observer ces formes d'accumulation en migration. Les profils de plage localisés devant les falaises du secteur B, soit les profils des km-repère 8,80, 8,95, 9,10 et 9,25 enregistrent tous un abaissement général.

Les cartes de différentiel altitudinal de cet intervalle ne permettent pas nécessairement d'observer des dynamiques particulières supplémentaires aux constats déjà posés grâce à l'analyse des intervalles précédents mais plutôt de les appuyer. Ainsi, on observe de nouveau que l'estran devant la zone ayant subi les plus fort reculs, bien qu'elle s'engraisse par moment, subi régulièrement des abaissements (Figure 156). Aussi, l'alternance longitudinale entre les zones de gains et de pertes souligne l'effet de la dérive littorale sur le volume du haut estran.



Figure 155. Volumes de sables en accumulation et en migration devant le secteur B

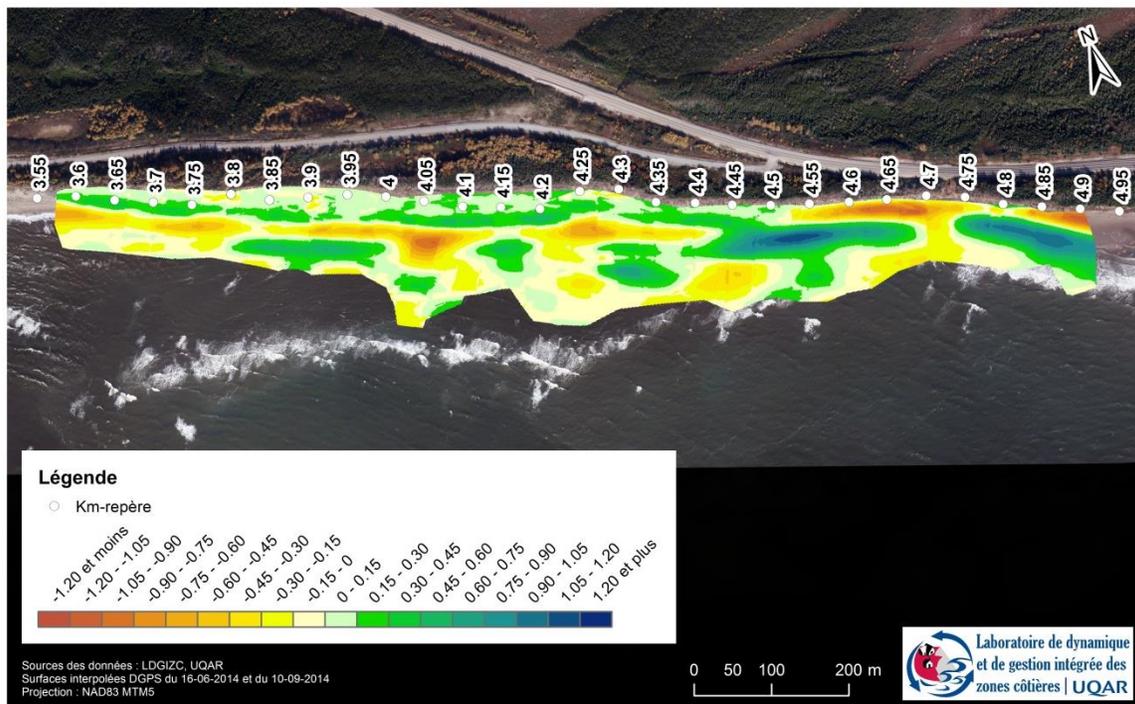


Figure 156. Carte de différentiel altitudinale du 16 juin 2014 et du 10 septembre 2014

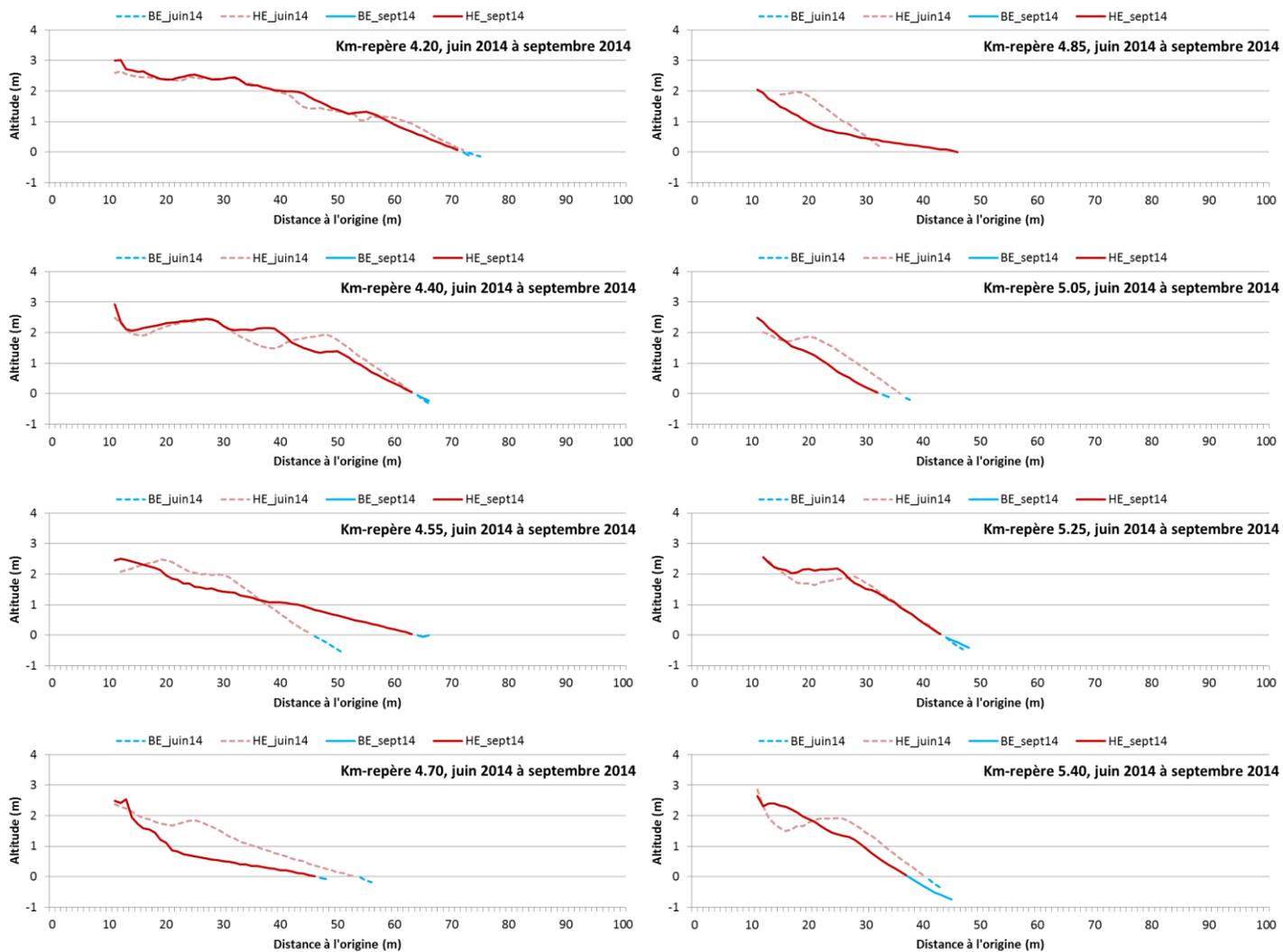


Figure 157. Profils de plages juin 2014 et de septembre 2014 devant 8 km-repère, secteur problématique A

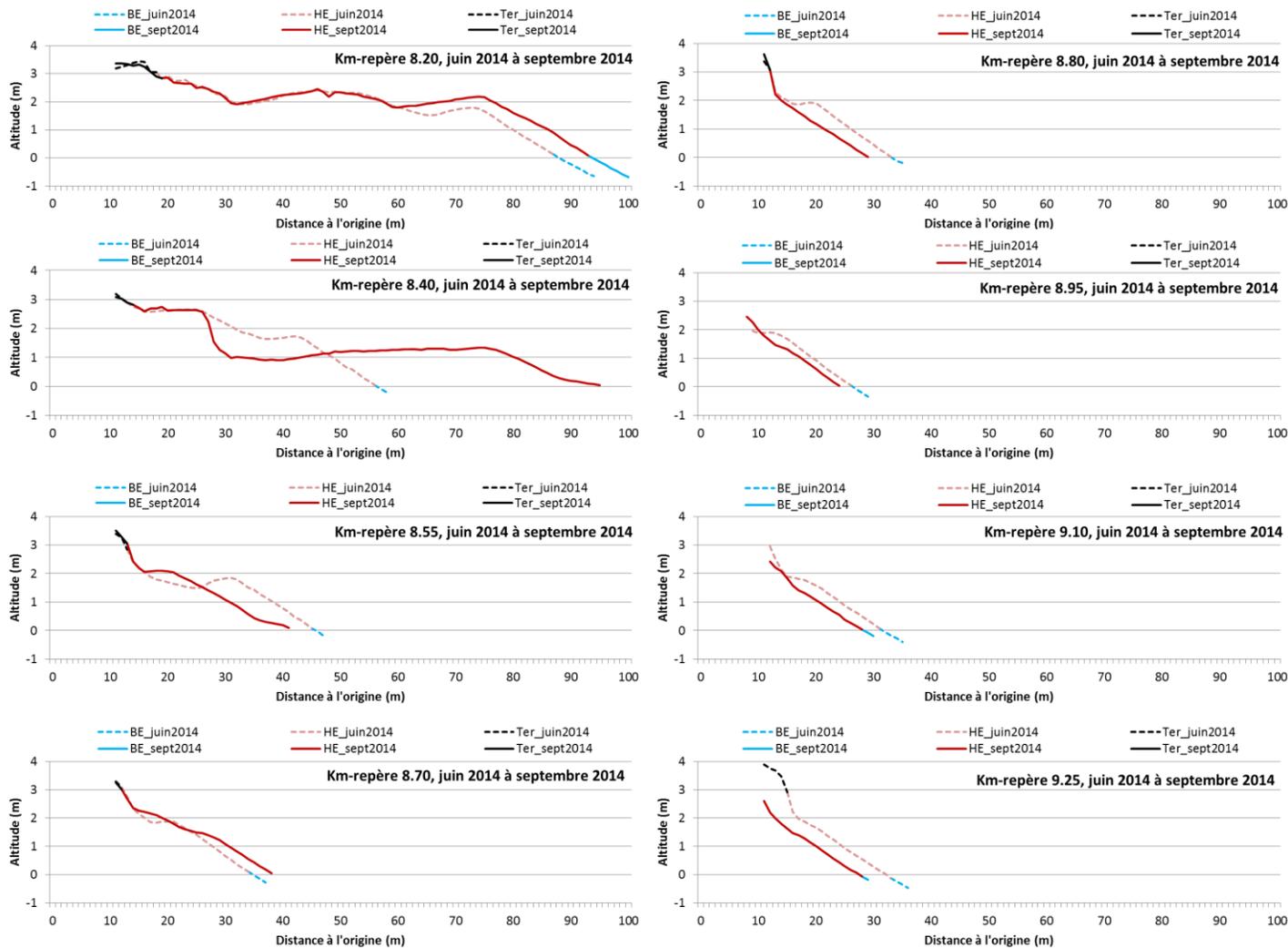


Figure 158. Profils de plages juin 2014 et de septembre 2014 devant 8 km-repère, secteur problématique B

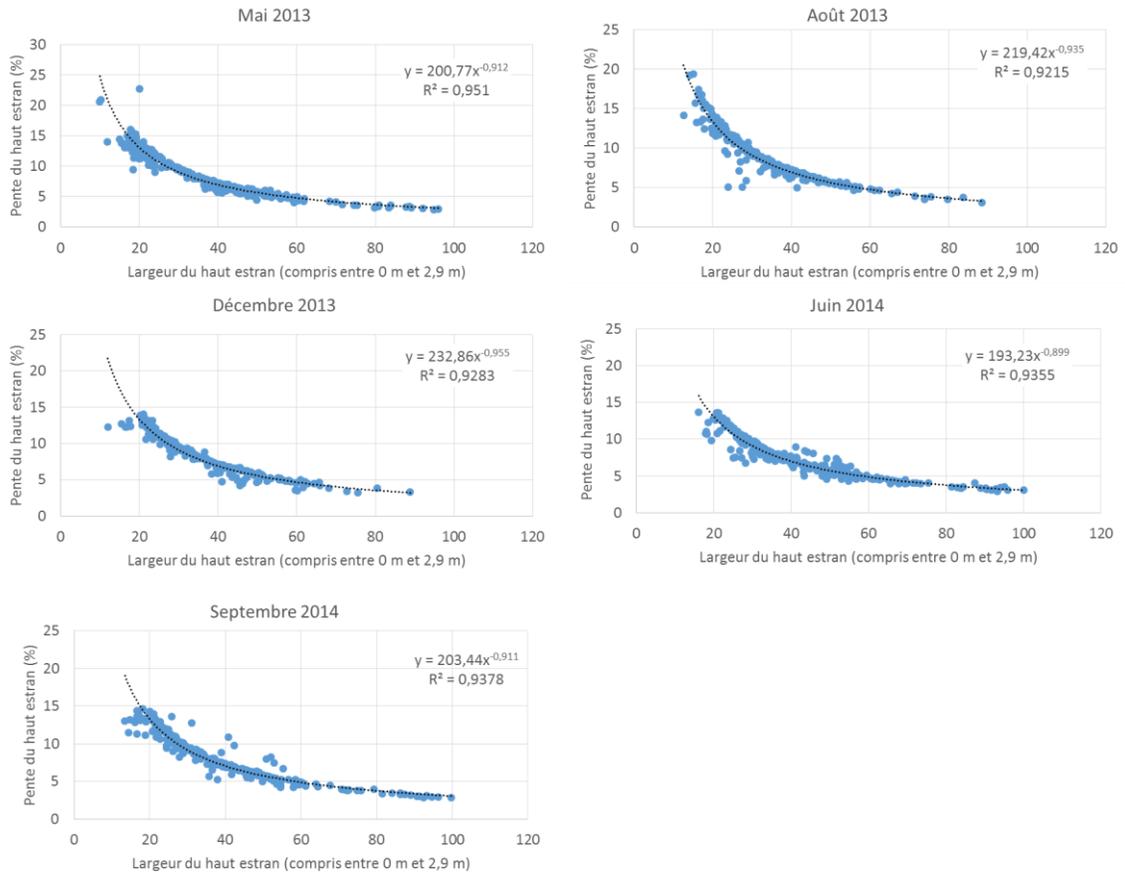
### **3.5.3. Relations entre les paramètres morphométriques**

#### *3.5.3.1. Relation entre la largeur du haut estran et la pente du haut estran*

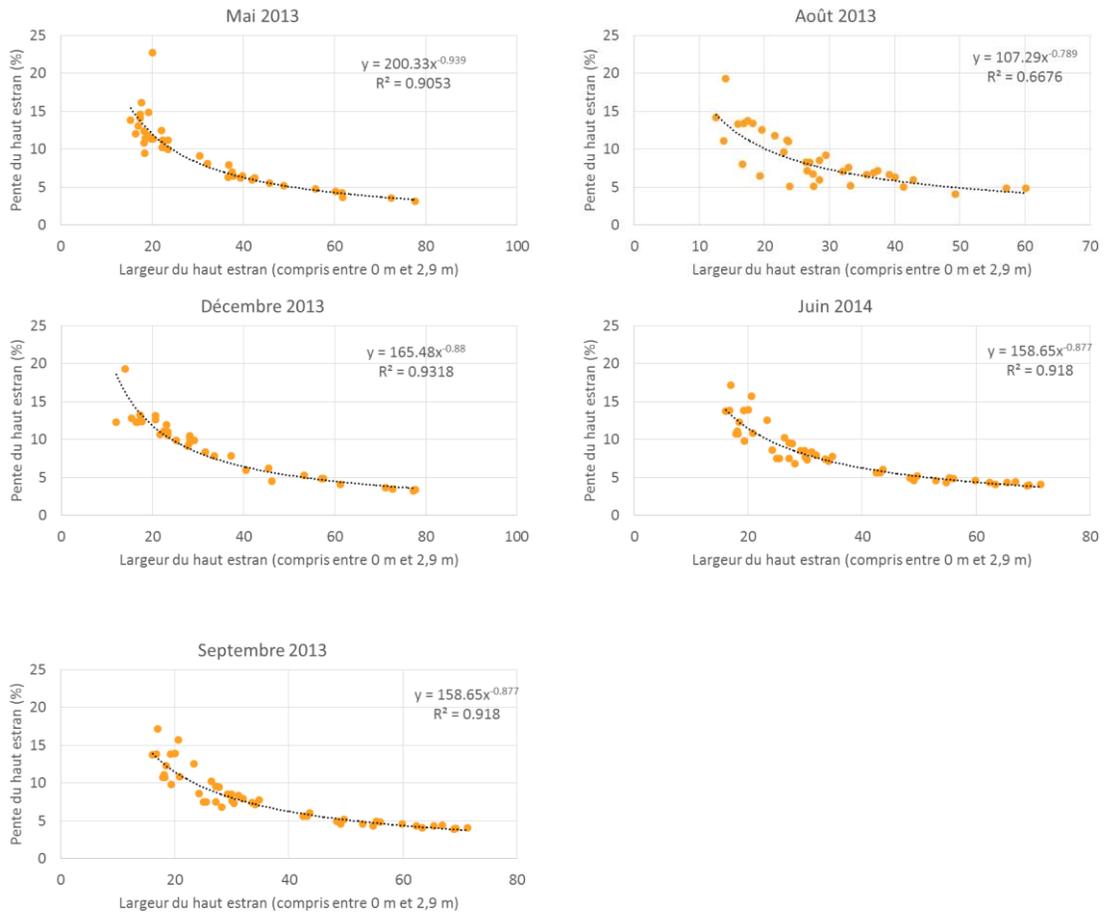
La première relation que nous avons souhaité quantifier est celle entre la largeur du haut estran et sa pente. La pente du haut estran est calculée en pourcentage à l'aide de l'équation suivante :

$$Pente_{\%} = (Z_{max} - Z_{min}) / (\text{largeur du haut estran}) * 100$$

La figure 159 présente les résultats obtenus lorsque l'on met en relation la pente et la largeur du haut estran. On y observe que les relations suivent, pour toutes les couvertures Lidar, une courbe de tendance de puissance, et ce, en raison de la méthode de délimitation du haut estran. En effet, puisque celui-ci est compris entre les altitudes 0 m (altitude de la flexure) et 2,9 m (altitude de la LR\_2,9 m), la hauteur (utilisée pour le calcul de la pente) s'éloigne très peu de 2,9 m. C'est seulement pour les falaises que l'altitude du trait de côte n'est pas fixe à 2,9 m puisque pour ce type de côte, c'est bel et bien l'altitude à la base de la falaise qui est considérée. Néanmoins, les relations suivent la même tendance que ce qui est observé pour l'ensemble du site d'étude (figure 160). Conséquemment, dans la plupart des cas, les hauteurs sont toujours essentiellement les mêmes et sont divisées par les différentes largeurs de haut estran mesurées. À la lumière de ces résultats, on comprend que la pente du haut estran diminue à mesure que la largeur du haut estran augmente. Plus précisément, si l'on considère les graphiques à partir des largeurs de plages les plus importantes, soit d'environ 100 m, et en diminuant (de droite à gauche), on observe que l'augmentation de la pente est d'abord très progressive pour ensuite augmenter beaucoup plus rapidement. Ainsi, c'est lorsque la largeur du haut estran passe sous la barre d'environ 40 m que la pente du haut estran augmente de plus en plus rapidement et sous la barre de 20 m que la pente du haut estran grimpe extrêmement rapide.



**Figure 159. Relations entre la largeur et la pente du haut estran pour tous les types de côte**



**Figure 160. Relations entre la largeur et la pente du haut estran devant les falaises**

### **3.5.4. Relations entre les paramètres morphométriques ( $t_1$ ) et l'évolution de la LR\_2,9 m ( $t_1-t_2$ )**

Les relations présentées ici permettent d'évaluer l'impact des conditions topographiques initiales ( $t_1$ ) le long des profils de haut estran (largeur du haut estran et volume mais aussi, pente et altitude moyenne) sur l'évolution de la LR\_2,9 m (durant l'intervalle  $t_1-t_2$ ). Les profils, rappelons-le, ont été extraits des couvertures Lidars. Ainsi, il s'agit, par exemple, de comparer les conditions initiales de pentes mesurées au mois de mai ( $t_1$ ) à la distance de migration de la LR\_2,9 m entre mai 2013 et août 2013 (intervalle  $t_1-t_2$ ). Seules les relations entre la pente et la largeur du haut estran sont effectuées pour la même date de couverture.

Ces relations sont effectuées à partir des données comprises entre les km-repère 1,85 et 19 inclusivement<sup>13</sup>. Les points situés près des ruisseaux et devant le mur ont été exclus sous la prémisses que la dynamique de la LR\_2,9 m y est différentes puisqu'elle subit l'influence de ces derniers. Aussi, certaines données ont dû être rejetées, et ce, pour différentes raisons soit : le profil était sectionné en deux parties en raison de la morphologie du haut estran, l'altitude de la flexure était différentes de 0 m (écart toléré de 10 cm au plus) et l'altitude de la LR\_2,9 m était différentes de 2,9 (écart toléré de 30 cm<sup>14</sup>).

Nous verrons au cours des sous-sections suivantes que les relations que nous avons obtenues entre les paramètres morphométriques et l'évolution de la LR\_2,9 m, bien qu'elles présentent des tendances qui vont dans le sens des connaissances générales sur la dynamique côtière, présentent des  $R^2$  très bas. La rapidité des changements morphométriques qui caractérise le site de Longue-Pointe-de-Mingan fait en sorte qu'il est pratiquement impossible de connaître l'état de l'estran avant l'avènement de conditions hydrodynamiques ayant généré un recul par exemple. En d'autres mots, il est possible l'état initial de l'estran, avec laquelle nous mettons en relations la cinétique de la LR\_2,9 m, ne soit plus le même au moment du déplacement de cette limite. Ceci pourrait expliquer, en partie, pourquoi les  $R^2$  sont si bas. Aussi,

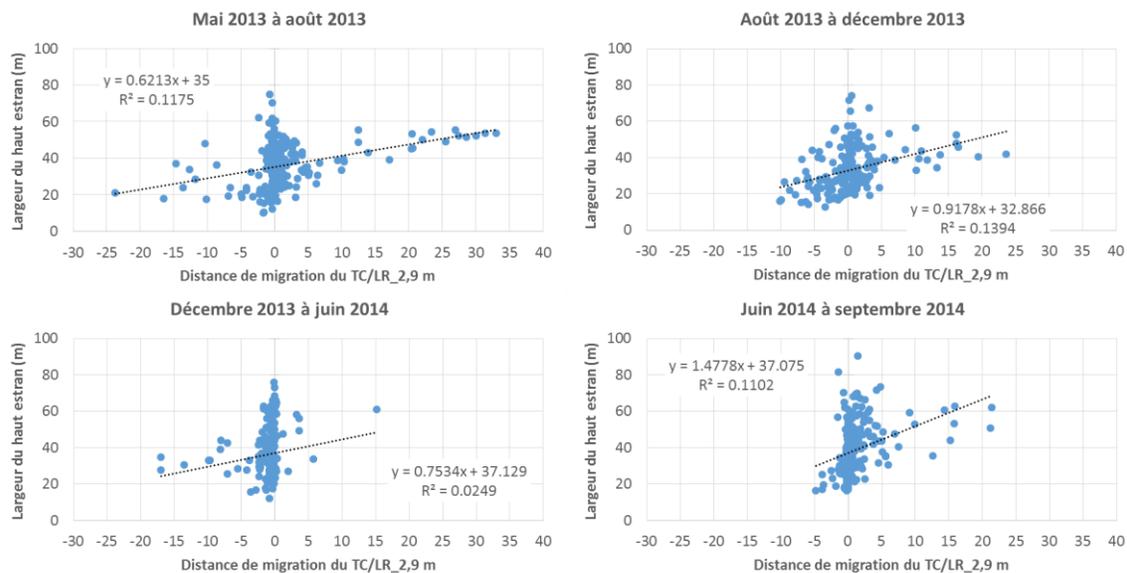
---

<sup>13</sup> Problème de positionnement de la LR dans la zone suivant le km-repère 19 possiblement en raison de la morphologie de la plage (style ridge and runnel, voir Robertson et al., 2004 pour exemple de problème avec des tracés par contour).

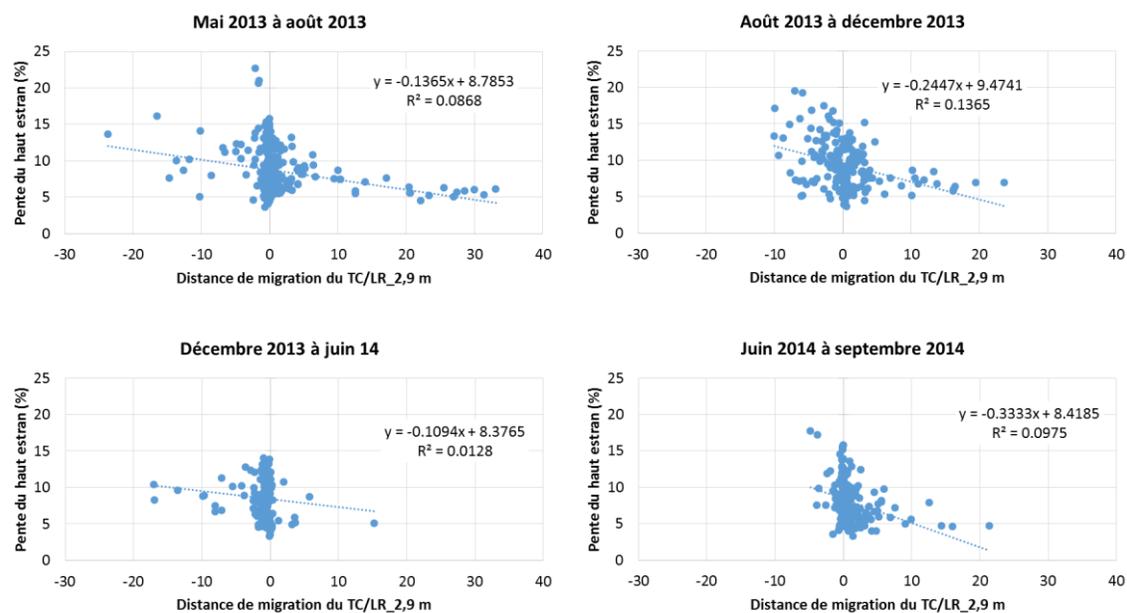
<sup>14</sup> L'écart toléré pour les altitudes de flexure et de la LR diffèrent puisque la pente près de la flexure et de la LR diffère aussi ce qui se traduit par des distances horizontales différentes.

### 3.5.4.1. *Relation les paramètres morphométriques du haut estran et la distance de migration de la LR\_2,9*

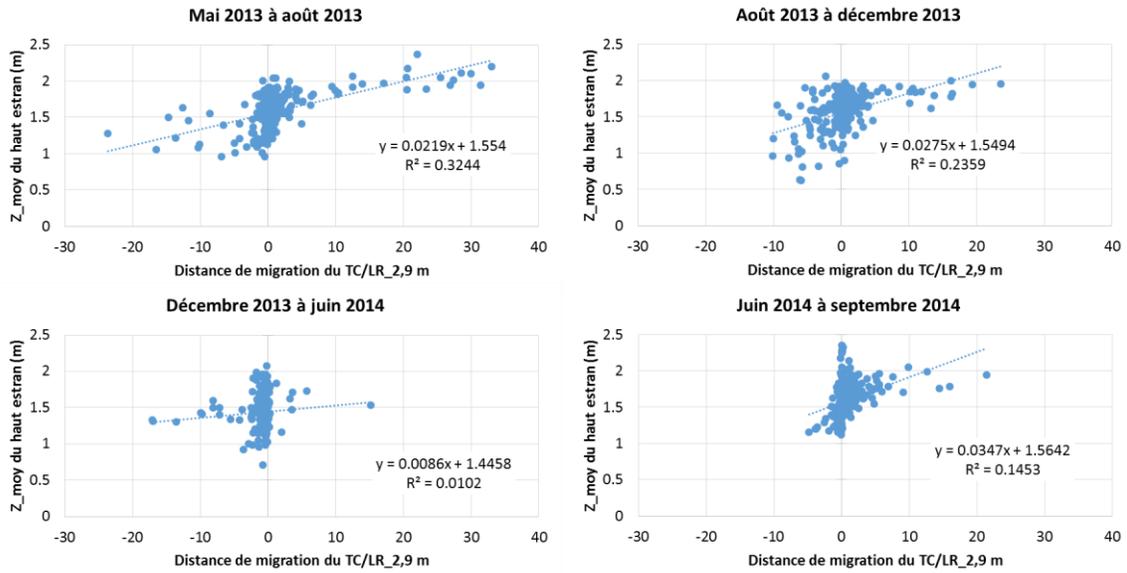
Les figures 161, 162, 163, 164, 165 présentent les résultats obtenus lorsque l'on met en relation la largeur, la pente, l'altitude moyenne, le volume et l'IBSP du haut estran et la cinématique de la LR\_2,9 m. Bien que les coefficients de corrélation ( $R^2$ ) soient extrêmement bas, on observe que les courbes présentent des tendances positive ou négatives qui vont dans le sens des connaissances générales en dynamique côtière. Ainsi, plus la largeur, l'altitude moyenne, le volume ou l'IBSP sont élevés ou plus la pente est faible, moins la LR est susceptible de reculer. Pour l'ensemble des résultats, on constate que les paramètres morphologiques ne peuvent pas complètement expliquer la cinétique de la LR\_2,9 m lorsqu'elle est comprise entre environ -5 m et +5 m. Pour cette tranche de déplacement, la largeur du haut estran, à titre d'exemple, couvrirait tout le spectre de variabilité ayant été mesuré pour la largeur du haut estran, c'est-à-dire entre environ 10 m et 80 m. Ce constat s'observe via le resserrement et l'étendu vertical du nuage de points le long de la ligne de 0 m de déplacement de la LR\_2,9 m. Aussi pour tous les paramètres morphométriques, on constate que peu importe l'intervalle d'analyse temporelle (ex. mai 2013 à août 2013), la droite de régression croise le 0 m de migration de la LR\_2,9 m toujours à peu près aux mêmes valeurs. Ainsi, dans le cas la largeur du haut estran par exemple, la droite croise toujours le 0 entre 30 et 40 m (voir les équations sur les graphiques). On peut donc considérer l'intervalle 30-40 m comme un seuil préliminaire permettant d'anticiper si l'évolution de la LR\_2,9 m pour de grande distance de migration sera positive ou négative. Dans le cas des pentes, ce seuil est d'environ 8-9 %. Pour l'altitude moyenne du haut estran, le seuil est entre 1,45 et 1,56 m. Enfin, pour les volumes, le seuil se situe entre 2,18 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> et 2,32 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> alors que pour l'IBSP, il est compris entre 46 et 53. L'utilisation de seuil, lorsque la variabilité est aussi importante ( $R^2$  faible), doit être intégrée dans une approche multicritères et réalisée dans un contexte de compréhension globale du système côtier. Enfin, on remarque aussi des différences entre les relations des différentes périodes d'analyse. C'est au cours de la période la plus énergétique en ce qui a trait aux conditions hydrodynamiques, soit l'intervalle d'août 2013 à décembre 2013, que les points du nuage sont le plus fortement dispersés. Ceci suggère que plus les conditions hydrodynamiques sont énergétiques, moins la morphométrie du haut estran est susceptible d'influencer la distance de migration de la LR\_2,9 m. Des suivis complémentaires permettraient de consolider ces constats.



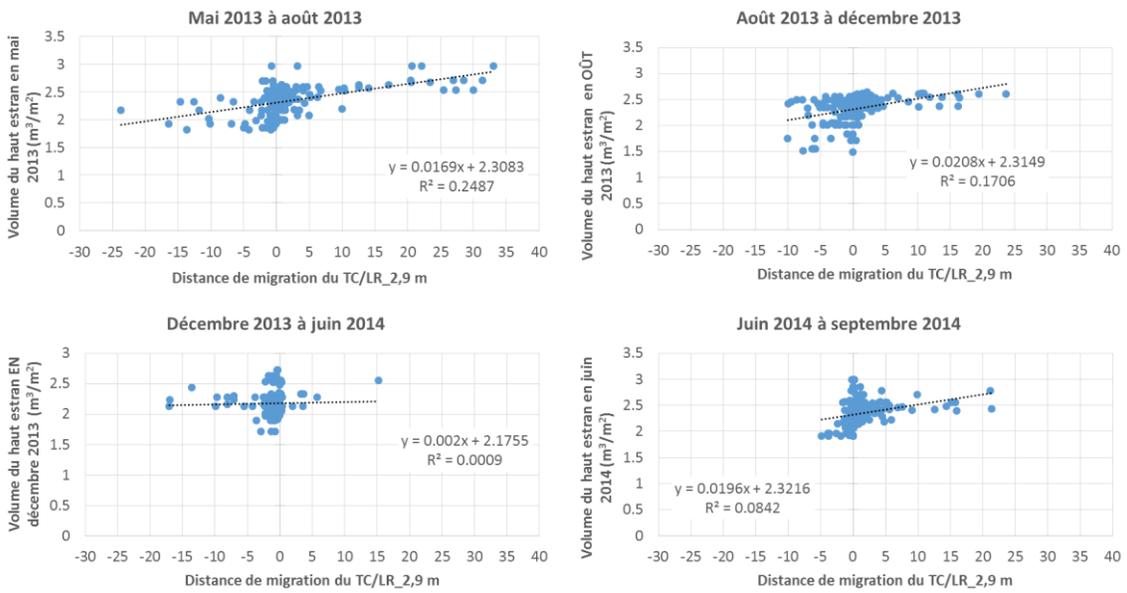
**Figure 161. Relations entre la largeur du haut estran et la distance de migration de la LR<sub>2,9</sub> m**



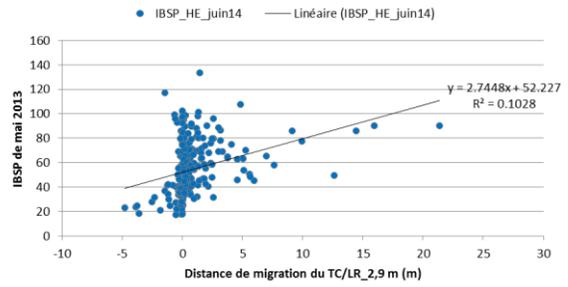
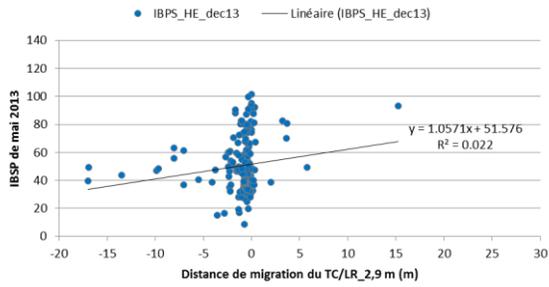
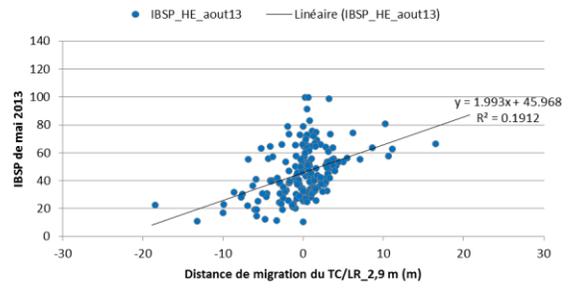
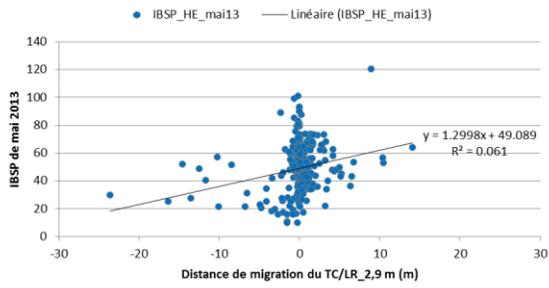
**Figure 162. Relations entre la pente du haut estran et la distance de migration de la LR<sub>2,9</sub> m**



**Figure 163. Relations entre l'altitude moyenne ( $Z_{moyen}$ ) du haut estran et la distance de migration de la LR<sub>2,9</sub> m**



**Figure 164. Relations entre le volume ( $m^3/m^2$ ) du haut estran et la distance de migration de la LR<sub>2,9</sub> m**

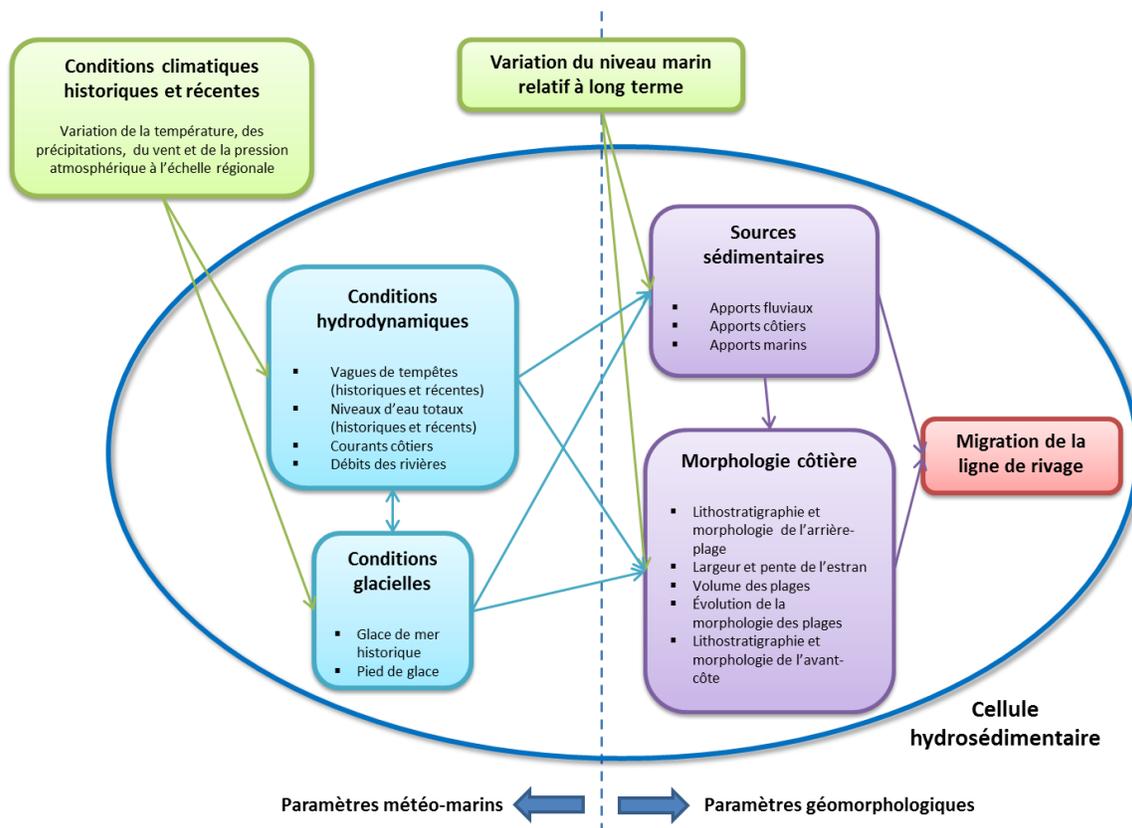


**Figure 165. Relations entre l'IBSP du haut estran et la distance de migration de la LR\_2,9 m**

### **3.6. Paramètres climatiques et géomorphologiques : fonctionnement du système côtier historique et récent**

#### **3.6.1. Synthèse des paramètres**

Afin d'anticiper les mouvements futurs de la ligne de rivage dans un contexte de changements climatiques et de réaliser des projections d'évolution côtière qui intègrent le maximum de connaissances sur le milieu, il importe de comprendre quels sont les paramètres qui ont eu un impact positif (accumulation) ou négatif (érosion) sur la ligne de rivage et, idéalement, de quantifier leur influence. Dans le cas de Longue-Pointe-de-Mingan, et des côtes basses sablonneuses en générale, on connaît assez bien les paramètres qui influencent la dynamique côtière. La figure 166 propose un modèle conceptuel résumant l'interaction entre d'une part, les paramètres météo-marins (boîtes turquoise) et d'autre part, les paramètres géomorphologiques (boîtes mauves) qui influencent la migration de la ligne de rivage à l'échelle de la cellule hydrosédimentaire (cercle bleu). Les conditions climatiques régionales historiques et récentes (vent, pression atmosphérique, température et précipitations) (boîte verte) gouvernent les conditions glacielles (couverture de glace de mer et état d'englacement de l'estran) et les conditions hydrodynamiques (vagues, niveaux d'eau, patron de circulation des courants côtiers), qui agissent à leur tour sur les sources sédimentaires (rivière, falaises, barres sableuses pré littorales) et sur la morphologie côtière. La variation du niveau marin relatif à long terme (boîte verte) joue quant à elle un rôle dans l'évolution du système côtier en influençant certains paramètres géomorphologiques tels que les apports sédimentaires côtiers et marins ainsi que la lithostratigraphie et la morphologie de l'arrière-plage et de l'avant-côte (variation du niveau marin à l'holocène) (figure 166). C'est l'ensemble de ces paramètres météo-marins et géomorphologiques qui contribue à faire avancer ou reculer la ligne de rivage à court, moyen et long terme.



**Figure 166. Synthèse des paramètres qui influencent la migration de la ligne de rivage sur une côte basse sablonneuse**

En complément, la figure 167 reprend les éléments du modèle figure 166 en reliant chaque paramètre individuellement. Les traits pleins indiquent l'influence directe mesurée ou observée dans le cadre de ce projet d'un paramètre sur un autre paramètre. Les traits pointillés indiquent quant à eux les liens probables qui n'ont pas pu être observés ou quantifiés dans le cadre de ce projet. Ces liens sont en quelque sorte les éléments manquants pour permettre de comprendre la totalité du fonctionnement du système côtier. On constate que les paramètres géomorphologiques manquants pour expliquer la migration de la ligne de rivage sont reliés au système de barres (apports sédimentaires marins, lithostratigraphie et morphologie de l'avant-côte). Le projet actuel n'a effectivement pas permis de mesurer les échanges sédimentaires entre le haut estran, le bas estran et l'avant-côte. Ainsi, bien qu'elle soit en partie incomplète, c'est cette compréhension du système qui sous-tend les interprétations des relations entre l'évolution côtière historique et des conditions climatiques historiques pour Longue-Pointe-de-Mingan.

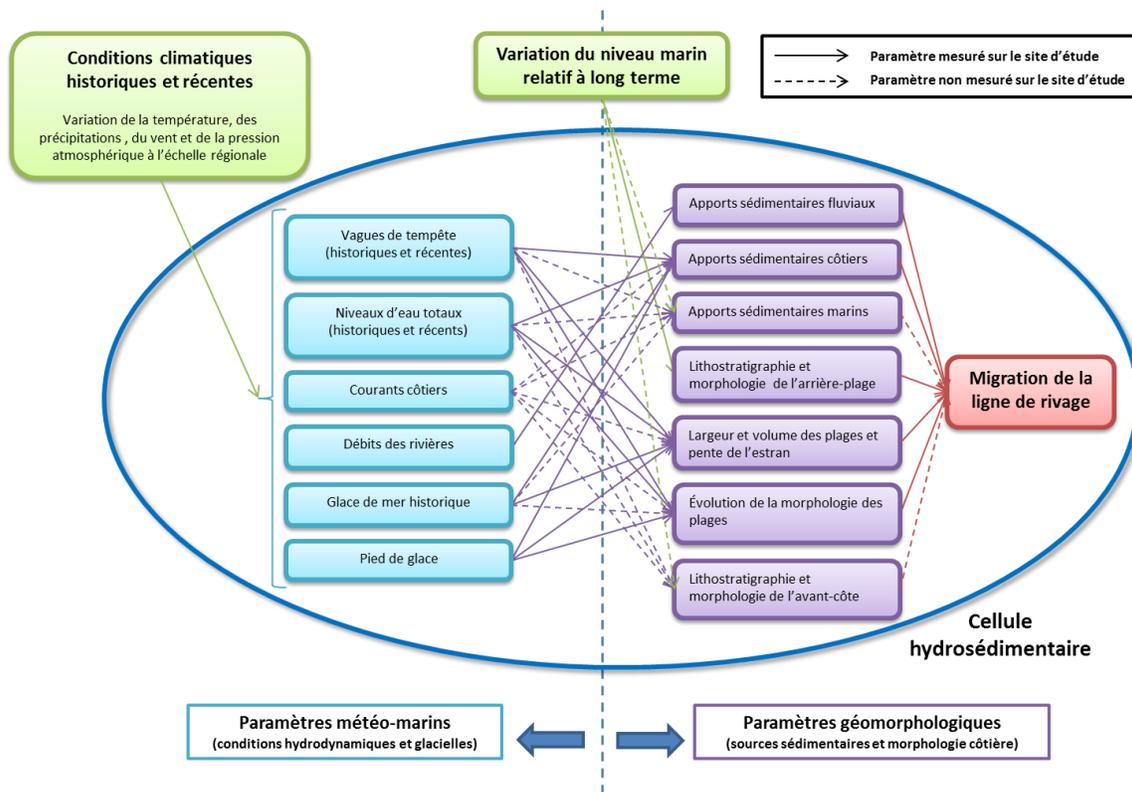


Figure 167. Synthèse des liens entre les paramètres qui influencent la migration de la ligne de rivage à Longue-Pointe-de-Mingan

### **3.6.2. Influence des paramètres météo-marins et géomorphologiques sur l'évolution côtière à l'échelle historique**

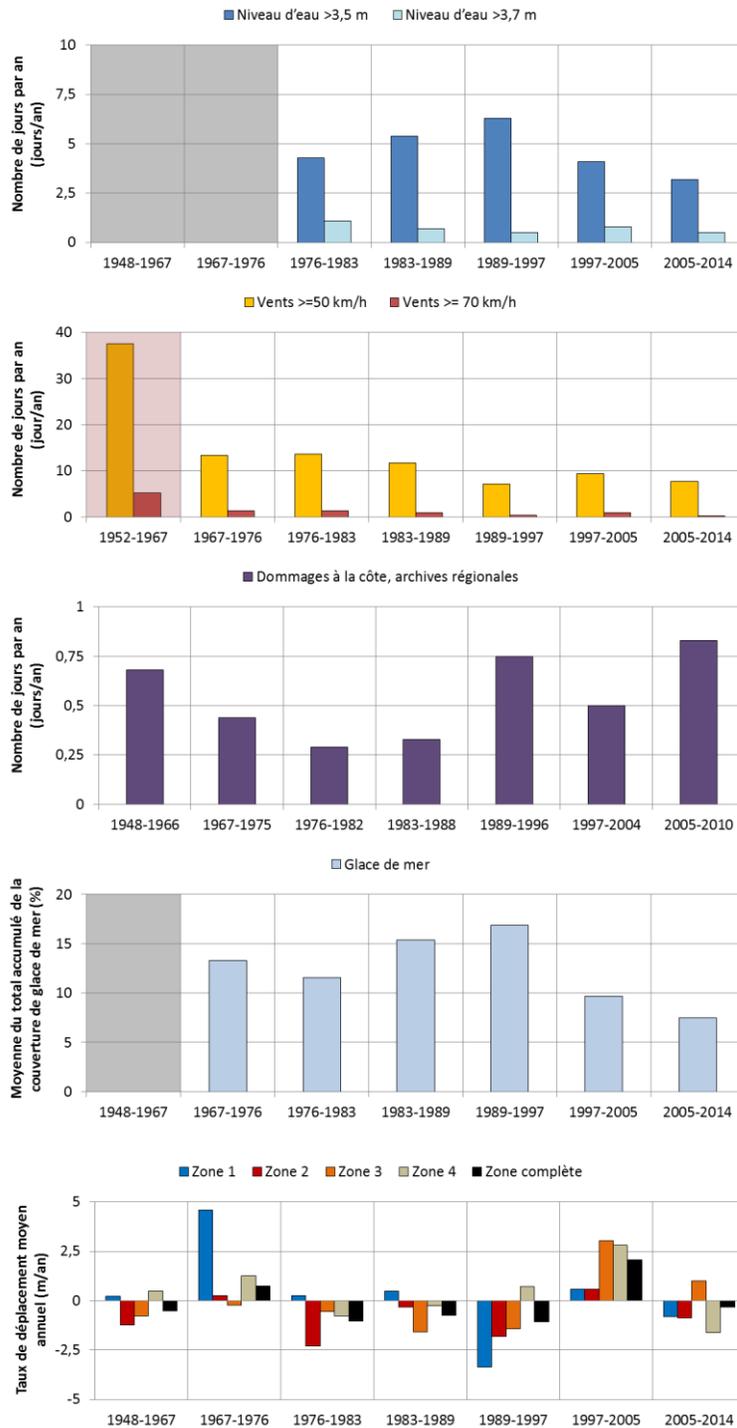
La méthode pour identifier l'influence relative des conditions climatiques historiques et récentes consiste à considérer l'évolution côtière mesurée entre deux dates définies par les années des orthophotographies aux côtés des conditions climatiques. Ainsi, en combinant les paramètres avec l'évolution historique de la côte depuis les années 1940, nous avons tenté d'identifier les paramètres qui jouaient un rôle déterminant dans le fonctionnement du système côtier de Longue-Pointe-de-Mingan.

Cette analyse comporte certaines limites que l'on doit identifier dès maintenant. Premièrement, les conséquences des conditions climatiques peuvent se manifester immédiatement, mais aussi avec des délais. Ainsi, dans le cas de conditions climatiques favorables à l'érosion de la côte, on sait que le recul se produit pratiquement immédiatement. Inversement, dans le cas de l'évolution positive de la côte (accumulation), il peut y avoir des délais. Par exemple, un apport sédimentaire fluvial exceptionnel lors d'une période peut avoir alimenté les barres d'avant-côte sans créer une accrétion immédiate sur le haut-estran et une avancée de la position de la ligne de rivage. Compte tenu de l'absence de mesures sur la trajectoire et la vitesse du transport sédimentaire, on ne peut tenir compte des effets ultérieurs des conditions climatiques sur la position de la ligne de rivage. Deuxièmement, il est important de souligner que certains des paramètres utilisés sont des proxys régionaux qui donnent un indice des conditions locales, et donc, n'offrent pas de mesures exactes des conditions directement sur le site d'étude. De plus, puisqu'il n'existe pas de données de vagues ni de niveau d'eau total à la côte (niveau d'eau + jet de rive) à l'échelle historique, les vents (station météorologique de Sept-Îles), les niveaux d'eau (marégraphe de Sept-Îles) et les archives régionales (Friesinger, 2009, Bernatchez et al, 2012) ont été utilisés pour tenter de cibler les événements potentiellement érosifs. Par contre, à la figure 168Figure 171, on entrevoit déjà les limites de ces données. Ainsi, les données de vents et les données de niveaux d'eau ne permettent pas d'expliquer la répartition du nombre d'événements ayant causé des dommages à la côte (archives) alors que ce sont les données d'archives qui ciblent probablement le mieux les événements ayant pu générer l'érosion du littoral. Néanmoins, bien qu'il s'agisse d'un bon proxy, les archives ne permettent pas le recensement de tous les événements érosifs, mais seulement de ceux qui ont causé des dommages matériels et donc, comprennent eux aussi leurs limites.

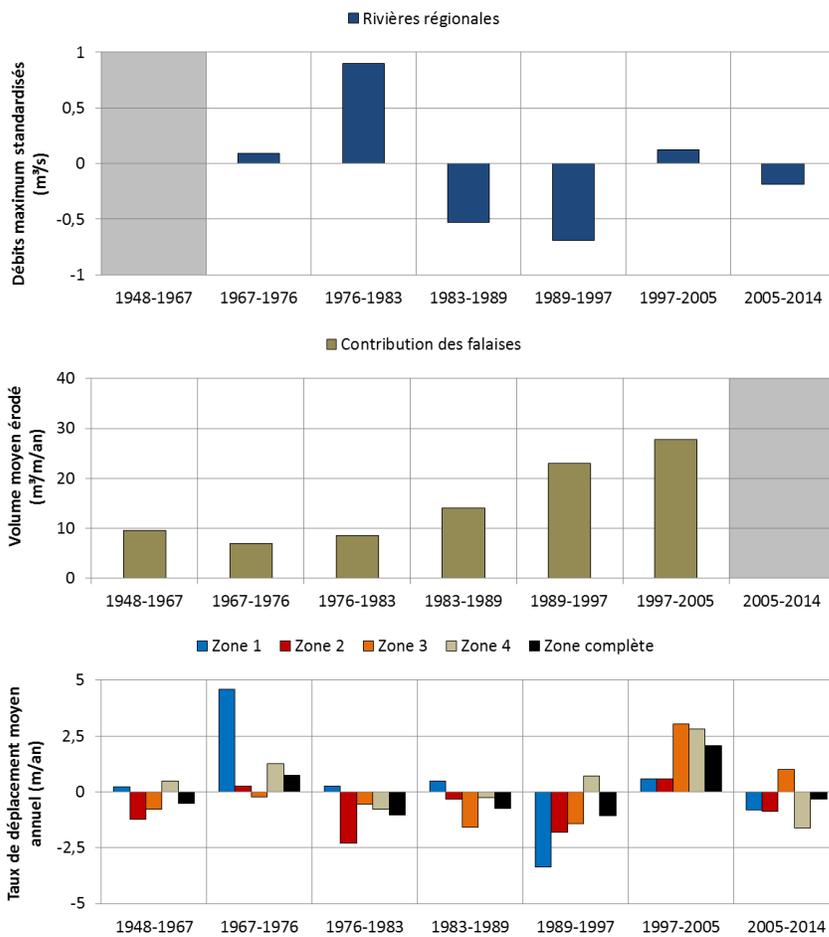
Selon la synthèse des paramètres présentés par période d'évolution côtière (figure 168 et figure 169), il n'est pas évident d'obtenir des corrélations fortes qui permettraient hors de tout doute d'isoler un paramètre et de le tenir responsable de l'avancée ou du recul de la ligne de rivage pour une période donnée. Notons que les données sur les paramètres, tels que les moyennes, minimums et maximum par période sont présentées à l'annexe 7.9. Ainsi, malgré les limites de l'analyse et de la difficulté d'identifier des corrélations claires, voici, dans un premier temps, les principales observations :

- La période 1989-1996 est celle qui compte le plus grand nombre de jours/an où le niveau d'eau a dépassé 3,5 m à la station marégraphique de Sept-Îles et c'est aussi la période qui enregistre les plus forts taux d'érosion (figure 168). De plus, les deux autres périodes enregistrant les plus forts niveaux d'eau correspondent aussi à des périodes de forte érosion soient, 1976-1983 et 1983-1989. La période de forte accumulation de 1997-2005 correspond à une baisse des niveaux d'eau, mais pas à la plus faible. Le retour à des taux de migration négatifs entre 2005 et 2014 ne correspond cependant pas à une hausse de fréquence des hauts niveaux d'eau supérieurs à 3,5 m. Pour les niveaux dépassant 3,7 m, c'est la période 1976-1983 qui compte le plus grand nombre de jours/an et elle correspond à la deuxième période de plus forte érosion. La hausse de la fréquence des hauts niveaux d'eau dépassant 3,5 m associée au recul de la ligne de rivage entre 1976 et 1997 et la baisse des niveaux d'eau durant la période d'accumulation de 1996-2005 est le lien le plus marquant établi parmi tous les paramètres étudiés.
- Les jours de tempêtes où les vents dépassent 50 et 70 km/h à la station météorologique de Sept-Îles ont été les plus fréquents durant la période 1952-1967 (figure 168). Ensuite, pour les intervalles compris entre 1967 et 2014, on observe une légère diminution quasi constante du nombre de jours. Au niveau de l'évolution côtière, la période 1948-1967 a enregistré un certain recul dans les zones 2 et 3, mais pas le recul le plus important. De plus, la diminution des jours de vents de tempêtes correspond plutôt à une augmentation des taux de recul entre 1976 et 1997. La forte accumulation de la période 1996-2005 n'est pas non plus reliée à une variation majeure dans le régime des vents. Ce paramètre ne peut donc pas être utilisé pour expliquer l'évolution côtière.
- Selon les archives de journaux de la Côte-Nord (Bernatchez *et al.*, 2012b), trois périodes se démarquent par leur plus grand nombre de tempêtes ayant causé des dommages à la côte : 1948-1966, 1989-1996 et 2005-2010 (figure 168). Ces périodes correspondent toutes les trois à des périodes où un recul a été enregistré. Cependant, les périodes de fort recul de 1976-1983 et 1983-1989 correspondent quant à elles aux deux périodes de plus faible nombre de jours de tempêtes, ce qui inverse le signal. Ce paramètre est ainsi peu fiable pour expliquer l'évolution côtière sur le site d'étude.

- Au niveau de la couverture glacielle sur le golfe, on note que les périodes 1976-1983 et 2005-2014 ont une faible couverture et correspondent à des périodes de recul de la côte (figure 168). Cependant, la plus forte étendue de glace est atteinte durant la période 1989-1997 et correspond à la période de plus forte érosion. De plus, la période de forte accumulation de 1997-2005 correspond à une faible étendue de glace. Il n'est donc pas possible de corrélérer ce paramètre, car les signaux sont globalement inversés. De plus, l'utilisation de la couverture de glace de mer pour comprendre l'érosion ne permet pas d'intégrer les conditions hydrodynamiques interglaciales. Ainsi, pour une année où l'englacement est important et limite l'érosion de la côte durant l'hiver, il peut survenir une tempête interglaciale dévastatrice qui entraînera un recul sévère. Ce type de situation limite les possibilités d'obtenir des corrélations fortes entre l'évolution côtière et la glace de mer. Cependant, le signal est bien visible pour la période 1997-2005 alors que la diminution marquée de la couverture de glace pourrait avoir joué un rôle dans la forte accumulation durant cette période.
- Au niveau des débits maximum extrapolés de la rivière Saint-Jean, on observe que les deux seules périodes d'accumulation sur le littoral (1967-1976 et 1997-2005) correspondent à deux périodes de débits légèrement au-dessus de la moyenne (figure 169). De plus, les périodes 1983-1989 et 1989-1997 sont celles qui enregistrent les débits les plus faibles et correspondent à de forts taux d'érosion côtière. Le passage des forts débits en 1989-1996 à de faibles débits en 1997-2005 est aussi marqué par la forte érosion et la forte accumulation pour les mêmes périodes sur le littoral. La période 2005-2014 présente des débits légèrement inférieurs à la moyenne et correspond également à une période de recul. Il semble donc y avoir un lien intéressant pour l'ensemble des périodes, sauf pour la période 1976-1983 qui indique l'effet inverse (forts débits et forte érosion).
- L'érosion des falaises à l'ouest de l'embouchure de la rivière Saint-Jean a atteint un maximum lors de la période 1997-2005, ce qui correspond aussi à la période de plus forte accumulation sur le site d'étude (figure 169). Cependant, les deux périodes précédentes ont aussi offert des taux élevés d'érosion des falaises et correspondent inversement à deux périodes de forte érosion pour la zone d'étude. En ce sens, les apports sédimentaires des falaises ne peuvent, à eux seuls, limiter l'érosion côtière du côté de Longue-Pointe-de-Mingan. Enfin, au cours de la période 1967-1976, caractérisée par de l'accumulation à Longue-Pointe-de-Mingan, les falaises ont pourtant peu contribué aux apports sédimentaires (faible érosion des falaises). D'autres phénomènes, notamment les apports sédimentaires depuis la zone pré-littorale, sont responsables de la progression vers le large de la ligne de rivage durant l'intervalle 1967-1976.



**Figure 168. Paramètres météo-marins qui influencent la migration de la ligne de rivage. Les rectangles gris indiquent l'absence de données historiques et les rectangles roses, que les données historiques ne sont pas disponibles pour exactement les mêmes intervalles que ceux définis par les dates des orthophotographies aériennes utilisées pour l'évolution côtière.**



**Figure 169. Paramètres géomorphologiques qui influencent l'apport sédimentaire et la migration de la ligne de rivage. Les rectangles gris indiquent l'absence de données historiques.**

Le changement majeur dans l'évolution du littoral est sans contredit l'accumulation massive de 1997-2005 qui a suivi trois périodes d'érosion importante entre 1976 et 1997, dont la plus forte période d'érosion de 1989-1997. Les paramètres qui indiquent un signal marquant synchrone à ces périodes sont 1) les niveaux d'eau supérieurs à 3,5 m, qui ont connu une diminution marquée en 1997-2005 par rapport aux deux périodes précédentes depuis 1983, 2) la couverture glacielle, qui a aussi connu une diminution marquée en 1997-2005 par rapport aux deux périodes précédentes depuis 1983 et 3) les débits maximums de la rivière qui ont connu une hausse suite à deux périodes de débits très bas depuis 1983. Il semble donc que ces paramètres ont joué un certain rôle dans la variabilité de l'évolution côtière entre 1983 et 2005. On peut ainsi formuler les hypothèses suivantes sur le fonctionnement du système côtier pour ces périodes :

- Le fort recul enregistré lors de la période 1989-1997 peut en partie s'expliquer par une réduction des apports sédimentaires sur le site d'étude. Tout d'abord, le débit de la rivière est faible entre 1983 et 1997. On peut donc penser que les apports sédimentaires provenant de la rivière ont été moindres. De plus, la période 1989-1997 est caractérisée par un important couvert de glace en hiver. Compte tenu de l'effet des glaces sur l'atténuation des vagues et des courants, on peut penser que le transit sédimentaire et la migration des barres sont ralentis durant la saison glacielle, ce qui a pu limiter l'engraissement du haut-estran et l'accolement des barres, résultant en un recul de la côte. Les forts taux de reculs pendant la période 1989-1997 pourraient aussi s'expliquer par la plus forte fréquence de hauts niveaux d'eau. En effet, les années 1994, 1995 et 1996 ont été caractérisées par des tempêtes qui étaient combinées à des marées de vives-eaux (plus de 3,5 m) dans les mois de novembre et de décembre. Pendant toute la période de 1989 à 1997, 50 évènements ont atteint plus de 3,5 m, dont quatre évènements de 3,7 m et un maximum atteint de 3,8 m. Selon les archives, au moins 6 évènements de tempête ont eu des impacts sur la Côte-Nord, soit près d'un évènement par année en moyenne (Friesinger, 2009) (figure 168). Une étude de Dubois et Lessard (1986) sur la Côte-Nord indique d'ailleurs que la vitesse de recul du littoral est corrélée positivement avec les hauts niveaux d'eau. Les périodes de forte érosion correspondent à des périodes de haut niveau d'eau et inversement les périodes de faible recul correspondent à des niveaux d'eau plus bas. La période 1989-1997 enregistre aussi le plus fort taux de recul moyen pour la flèche littorale (zone 1). Le recourbement vers l'intérieur de l'estuaire des extrémités des flèches littorales est aussi un indice des débits moins élevés et de l'exposition aux tempêtes.
- Les forts taux d'avancée pendant la période suivante (1997-2005) peuvent aussi être expliqués avec les mêmes paramètres, mais avec une tendance inverse. Cette période est caractérisée par les températures les plus chaudes et une couverture de glace restreinte. En l'absence d'un couvert de glace de bas estran, on suppose que la mobilité des sédiments est plus grande et que la dérivation littorale est plus efficace vers l'est. Ainsi, la grande quantité de sédiments érodés

aux falaises à cette période (qui représente d'ailleurs le plus fort taux de recul depuis 1948, soit une valeur de -3,6 m/an ce qui est près de deux fois plus élevé que la moyenne historique (Boucher-Brossard, 2012)) a pu être prise en charge efficacement par la dérive littorale et potentiellement alimenter les zones en aval, contribuant à l'engraissement des cordons littoraux et des plages du site d'étude. Une autre hypothèse est qu'en période de réduction du couvert de glace, les cordons littoraux de bas estran sont exposés à plus de vagues de tempête et leur migration vers la côte a pu être accélérée. Le processus d'accolement des barres serait ainsi favorisé et permettrait un engraissement de la plage et une avancée subséquente de la ligne de rivage. Le rehaussement de la plage peut aussi s'expliquer par le fait que, lorsque le pied de glace de haut estran est étroit, les vagues de tempête peuvent déposer des sédiments sur le pied de glace. La charge sédimentaire étant trop importante, le pied de glace de haut estran tend à fondre sur place, ce qui se traduit aussi par un apport supplémentaire sur la plage. Plus la surface de la plage s'élève, plus la glace côtière a tendance à fondre sur place, ce qui contribue à la stabilité de la plage. Le rehaussement et l'élargissement de la plage peuvent ensuite se traduire par une avancée de la ligne de rivage.

Cependant, ces hypothèses présentent quelques bémols, car, comme présentés plus haut, les paramètres sont parfois en opposition et il faut donc rester prudent dans l'interprétation. Par exemple, les périodes de 1976 à 1982 et de 1997 à 2005 présentent des caractéristiques comparables au niveau des conditions climatiques, glacielles et hydrodynamiques. Or, le bilan de l'évolution côtière a été complètement différent pour ces deux périodes. Il faut donc aussi tenir compte des autres paramètres et aussi des conditions préalables à chaque période. Dans ce cas-ci, l'inversion de tendance d'évolution pourrait s'expliquer par la vitesse de recul des falaises localisées à l'ouest. En effet, le taux de recul pour la période de 1976 à 1982 est quatre fois moins élevé que la période de 1997 à 2005, ce qui représente une différence importante dans le volume de sédiments qui a pu contribuer à alimenter le site d'étude. Il faut aussi considérer que les forts taux d'érosion des falaises à l'ouest entre 1983 et 2005 sont synchrones à la diminution des débits de la rivière Saint-Jean (figure 169), ce qui peut potentiellement annuler le signal de ces deux paramètres qui sont les deux principaux proxys pour les sources sédimentaires. De toute évidence, les variations observées pour chaque paramètre se conjuguent avec plusieurs autres paramètres à l'échelle historique et récente et il faut aussi considérer les délais potentiels des effets de chaque paramètre.

La méthode d'analyse historique de l'évolution côtière jumelée à des proxys de conditions côtières historiques n'est pas la méthode la plus adéquate. Dans le cas de côtes qui ne font que reculer (comme les falaises), cette approche offre sans doute une meilleure façon de cibler les causes des reculs. Par contre, même dans ce type de côte, le caractère événementiel de recul de grande envergure pourrait faire en sorte que des périodes (intervalles de plusieurs années) soient généralement favorables à la stabilité en fonction des connaissances que nous avons sur la sensibilité des différents types de falaises, mais que le taux de recul moyen annuel soit élevé en raison d'un événement

de grande envergure. Ces possibilités peuvent engendrer des biais importants dans l'analyse des paramètres clés.

De nouvelles approches mériteraient d'être développées pour intégrer de manière plus adéquate l'influence des conditions météo-marines sur l'évolution côtière. L'approche basée sur des simulations réalistes passées (de vagues et de glace) comme dans le projet Glace 2 combiné aux mesures de terrain pourrait mieux permettre d'intégrer ces relations à l'évolution côtière future dans un contexte de changements climatiques. La disponibilité et l'accessibilité de plus en plus importante de données issues de modélisations et de simulations réalistes permettront d'utiliser des proxys plus adaptés au site d'étude. Cependant, les informations sur l'évolution côtière historique (position de la ligne de rivage) continueront de dépendre de l'imagerie ancienne disponible.

Néanmoins, les observations réalisées dans cette étude à partir de proxys moins précis permettent tout de même de soulever de bonnes questions de recherche. Notamment, sur l'influence de la glace de mer et de la glace de bas estran sur la dynamique sédimentaire (sens et vitesse de migration des sédiments, évolution de la morphologie des barres, impacts sur le haut et le bas estran) et la relation avec l'évolution de la ligne de rivage. Un projet de recherche pourrait par exemple tenter de valider l'hypothèse qu'un fort englacement ralentit le transit ouest-est et qu'un faible englacement accélère le transit ouest-est.

### 3.7. Projection de l'évolution côtière

#### 3.7.1. Conditions côtières futures

La figure 170 propose une synthèse graphique des effets des changements climatiques sur le système côtier de Longue-Pointe-de-Mingan. On distingue les changements globaux qui affectent l'ensemble de la planète, les changements régionaux, ici identifiés pour le golfe du Saint-Laurent, et les changements locaux au niveau du système côtier de Longue-Pointe-de-Mingan. Le modèle permet de comparer le degré de certitude sur la connaissance des impacts projetés et ainsi de cibler les connaissances nécessaires à acquérir pour mieux comprendre et décrire l'évolution future du système.

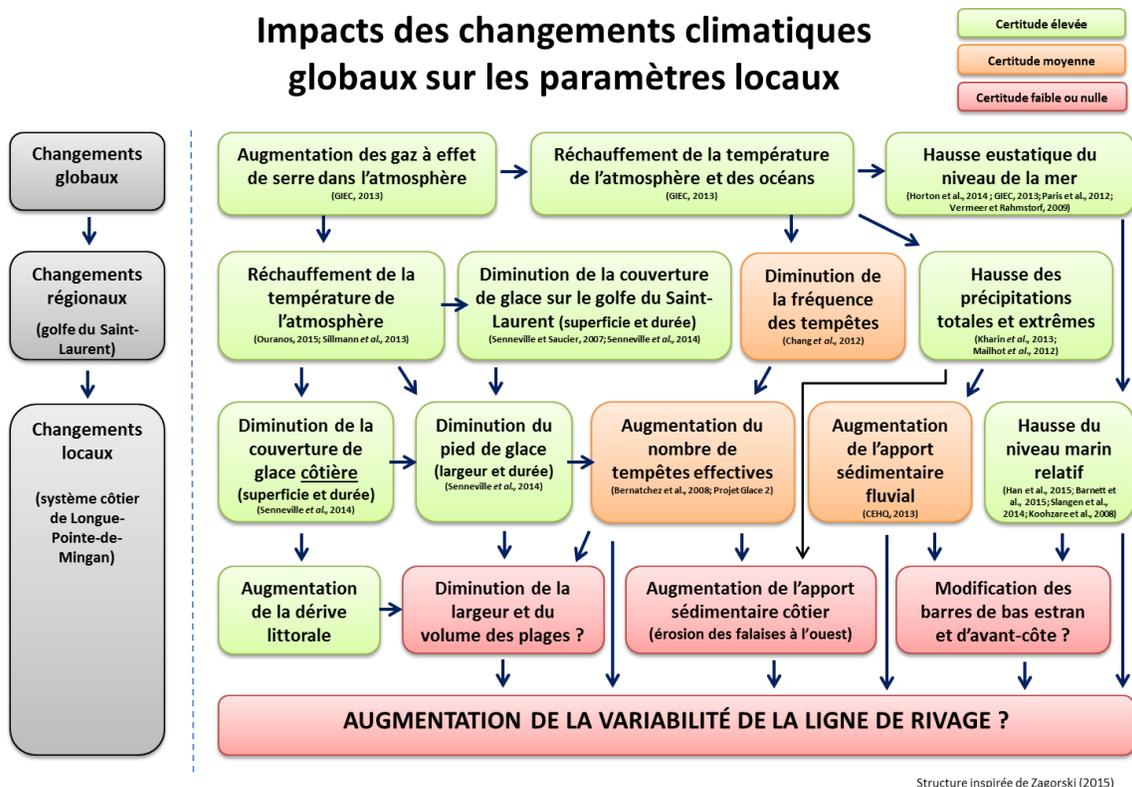


Figure 170. Modèle conceptuel des impacts des changements climatiques globaux sur les paramètres locaux

### *Hausse du niveau marin relatif, globale et EGSL*

L'une des plus importantes conséquences des changements climatiques à l'échelle planétaire est l'accélération de la hausse du niveau marin mondial (Nicholls et Tol, 2006 ; Nicholls et Cazenave, 2010). Les plus récentes projections pour 2100 indiquent en moyenne une hausse variant entre 0,7 m et 1,8 m (Horton et al., 2014 ; GIEC, 2013 ; Paris et al., 2012 ; Vermeer et Rahmstorf, 2009). Cette hausse du niveau marin entraînera une augmentation de la fréquence de submersion des côtes basses et un réajustement de la dynamique côtière.

La tendance du niveau marin est à la hausse pour l'ensemble des stations marégraphiques du Québec maritime depuis la fin des années 90 et l'accélération de la hausse est même plus importante que la moyenne mondiale dans le sud du golfe (Han et al., 2015 ; Barnett et al., 2015 ; Slangen et al., 2014 ; Koohzare et al., 2008). Sur la Côte-Nord, malgré une tendance à la baisse du niveau marin relatif ou à une stabilité relative au cours des dernières décennies (Koohzare et al., 2008), l'accélération de la hausse eustatique devrait renverser la tendance (Bernatchez, 2003) (certitude élevée). Il existe déjà plusieurs signes de transgression marine sur les côtes basses (cordons et lobes transgressifs) (Bernatchez, 2004).

### *Température de l'air, EGSL*

Plusieurs travaux de recherche ont permis de modéliser les conditions côtières futures selon des scénarios d'émission de gaz à effet de serre dans l'atmosphère et en se basant sur les conditions historiques mesurées. Selon le scénario de fortes émissions de gaz à effet de serre (RCP 8.5) du GIEC (2013), on peut s'attendre à une hausse d'environ 2 à 4 degrés Celsius pour la période 2041-2070 et d'environ 4 à 7 degrés pour la période 2071-2100, pour la région du golfe du Saint-Laurent (Sillmann *et al.*, 2013 ; OURANOS, 2015) (certitude élevée) (figure 170).

### *Hausse des précipitations totales et extrêmes, ESGL*

Le réchauffement prévu de l'atmosphère entraînera une hausse des précipitations totales et extrêmes pour toutes les régions du Québec (Kharin et al., 2013 ; Mailhot et al., 2012 ; Ouranos, 2015) (certitude élevée). Une augmentation des débits hivernaux moyens des rivières est prévue pour l'ensemble du Québec pour l'horizon 2041-2070 (Ouranos 2015). Le consensus est élevé (supérieur à 90 %) parmi l'ensemble des projections hydroclimatiques utilisées. Pour les trois autres saisons, les débits moyens resteront semblables à l'actuel ou même un peu inférieurs pour les rivières de la Côte-Nord (figure 170).

### *Diminution de la fréquence des tempêtes, EGSL*

À l'échelle des changements régionaux, les modèles restent incertains au sujet de la prédiction du nombre et de l'intensité des tempêtes dans le futur (certitude moyenne). Les projections de 22 modèles globaux de CMIP5 RCP8.5 du GIEC (2013) suggèrent tout de même une diminution de l'activité cyclonique sur toutes les grandes trajectoires de dépressions affectant le Québec en hiver pour la période 2081-2100 comparativement à 1980-1999 (Chang et al., 2012 ; Ouranos, 2015). Les tempêtes du sud-est sont particulièrement appelées à diminuer d'ici 2050 (Savard *et al.*, 2008 ; Savard *et al.*, 2009).

### *Glace de mer, et glace d'estran EGSL*

La hausse des températures moyennes annuelles ainsi que le réchauffement des extrêmes de température (chauds et froids) auront un effet direct en durée et en importance pour les paramètres climatiques suivants : diminution en durée de la saison froide, diminution de l'englacement du golfe et de la formation de la glace côtière, diminution en importance et en durée du pied de glace (Senneville *et al.*, 2014) (certitude élevée). La couverture glacielle est déjà en diminution marquée depuis la moitié des années 90 (Service canadien des glaces, 2016) (figure 56). Senneville et Saucier (2007) ont montré que la saison des glaces de mer diminuera des deux tiers d'ici 2050 et qu'elle disparaîtra complètement d'ici la fin du siècle.

À la lumière des résultats décrits à la section 3.3.2, nous avons conclu que le développement d'un pied de glace de bas estran dans la région de Longue-Pointe-de-Mingan est, sous les conditions climatiques actuelles, extrêmement limité, et qu'au cours des saisons récentes, qui ont souvent été plus chaudes que la normale, celui-ci était essentiellement inexistant. En ce sens, il est raisonnable de penser que celui-ci ne s'est généralement pas développé depuis la fin des années 1990. Comme on prévoit des températures à la hausse, le développement futur du pied de glace de bas estran devrait être similaire à celui des 20 dernières années, c'est-à-dire pratiquement inexistant.

Enfin, dans le cas du pied de glace de haut estran, les résultats du projet « Modélisation des glaces dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent dans la perspective des changements climatiques, X012.1 » prévoient, pour l'horizon 2055, 38 jours de moins de pied de glace complet pour le site de rivière Saint-Jean (zone de falaises à l'ouest de l'embouchure de ladite rivière) (Senneville et al., 2014) (certitude élevée). Comme il s'agit d'un site exposé aux mêmes conditions météo-marines, on peut s'attendre à une diminution pour le site de Longue-Pointe-de-Mingan. Par contre, comme il s'agit ici de plages plus larges et généralement moins pentues, la diminution du nombre de jours de pied de glace complet pourrait être moins sévère. En effet, les résultats de ce projet indiquent que la modification des conditions glacielles serait moins sévère sur les hauts estrans plus larges et moins pentus, toutes choses étant égales par ailleurs. Ainsi, pour ce même horizon, on peut s'attendre à une augmentation de l'exposition du littoral

laquelle devrait correspondre à la diminution de la durée et de l'état d'englacement du haut estran.

Le projet « Influence de la réduction du couvert de glace sur l'érosion côtière en bordure des infrastructures routières de l'Est du Québec dans un contexte de changements climatiques, CC04.1 » devrait permettre de mieux cerner l'influence de la géomorphologie sur l'évolution des conditions d'englacement et d'obtenir les résultats des projections d'englacement spécifiquement pour le site de Longue-Pointe-de-Mingan.

### *Augmentation du nombre de tempêtes effectives*

Malgré les prévisions indiquant une diminution du nombre de tempête (Chang et al., 2012) (certitude moyenne), la diminution de l'englacement des eaux de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent a pour effet de libérer les eaux et donc d'augmenter le fetch (favorisant la formation de vagues par le vent) et de diminuer l'atténuation des vagues par le couvert de glace. Combiné à la diminution de la protection assurée par le pied de glace de haut estran, on peut donc s'attendre à une augmentation du nombre de tempêtes effectives, c'est-à-dire du nombre d'évènements de vagues de tempête atteignant la côte (Bernatchez *et al.*, 2008) (certitude moyenne) (figure 170). Ceci pourrait engendrer une intensification des processus d'érosion et de transport sédimentaire.

La relation entre la vitesse de recul de la côte et les conditions de vagues et d'englacement de l'estran sera vérifiée dans le cadre du projet « Influence de la réduction du couvert de glace sur l'érosion côtière en bordure des infrastructures routières de l'Est du Québec dans un contexte de changements climatiques, CC04.1 » qui est en cours au LDGIZC de l'UQAR. Dans le cas où cette relation s'avérerait positive, il sera possible de projeter de quelle manière la vitesse de recul sera affectée par ces conditions météo-marines futures (vagues et glace d'estran) et d'augmenter le niveau de certitude quant à l'effet de ces changements sur l'évolution côtière.

### *Effets des changements climatiques sur les apports sédimentaires, cellule hydrosédimentaire de Longue-Pointe-de-Mingan*

En raison de l'augmentation des précipitations totales et extrêmes et des débits hivernaux, on peut s'attendre à une augmentation des débits maximum sur la rivière Saint-Jean et une augmentation de l'apport sédimentaire à l'embouchure (certitude moyenne).

Les résultats du projet « Impacts des changements climatiques sur l'érosion des falaises de l'estuaire maritime et du golfe du Saint-Laurent » (Bernatchez et al., 2014) indiquent que l'épaisseur maximale de sédiments affectés par l'onde de gel sur la paroi des falaises à rivière Saint-Jean correspond aux taux *minimums* de recul mesurés puisqu'en dégelant, les sédiments sont assurément érodés par glissements, coulées boueuses, micro-gélifraction et coulées pelliculaires. Sur l'horizon 2080, on prévoit une *diminution*

de l'épaisseur de sédiments affectés par l'onde de gel qui pourrait varier en fonction des scénarios entre 6 et 42 centimètres, ce qui dans le cas le plus optimiste, ramène l'érosion minimum annuelle à près de 1,0 m. En d'autres mots, l'érosion minimum annuelle attribuable à l'onde de gel pour l'horizon 2080 sera stable ou alors légèrement à la baisse. Ainsi, en regard aux températures de l'air, les modifications projetées ne contribueront pas à augmenter l'apport sédimentaire des falaises dans le système côtier. Par contre, une connaissance accrue des autres paramètres influençant l'évolution de ces falaises, soit la pluie et l'hydrogéologie de même que la thermo-érosion, mériterait d'être acquise afin de déterminer si l'on doit s'attendre à ce que la baisse d'activité érosive liée au gel soit remplacée par d'autres processus d'érosion, et si le taux de recul annuel des falaises devrait être à la baisse, maintenu ou à la hausse dans un contexte de changements climatiques. L'impact général des changements climatiques sur les apports sédimentaires à la cellule de Longue-Pointe-de-Mingan demeure donc en partie inconnu. Selon nos connaissances actuelles il est probable, mais avec un niveau de certitude faible, que les apports sédimentaires soient à la hausse.

### *Effets sur l'évolution de la ligne de rivage*

Tel que présenté sur le modèle de la figure 170, l'ensemble de ces observations et prédictions conduisent à une variabilité incertaine de la ligne de rivage. Les connaissances actuelles ne permettent donc pas de projeter une avancée ou un recul de la ligne de rivage, car les phénomènes qui peuvent accentuer l'érosion (diminution de la glace, hausse des tempêtes effectives, hausse du niveau marin) peuvent être compensés par les phénomènes qui favorisent l'accumulation (hausse de l'apport sédimentaire fluvial et côtier). On a même constaté que la diminution de la couverture glacielle avait coïncidé avec une période d'accumulation globale sur le site d'étude, phénomène qui reste encore à documenter. Il reste donc des inconnus au niveau de la largeur et du volume des plages ainsi que l'évolution des barres de bas estran et d'avant-côte dans le futur (certitude faible). C'est pourquoi la méthode de projection de la ligne de rivage fait appel à une enveloppe de variabilité (voir section 3.7.2).

### **3.7.2. Méthodologie de projection de l'évolution côtière**

La méthodologie utilisée par le Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières de l'UQAR pour projeter l'évolution côtière est généralement basée sur un taux probable déterminé à partir de l'évolution historique et des conditions climatiques et météo-marines projetées. Les conditions côtières futures ont été analysées à partir de différents modèles de projection pour les températures (GIEC, 2013 ; Ouranos, 2015 ; Sillmann *et al.*, 2013), pour les tempêtes (Chang *et al.*, 2012), pour les conditions glacielles (Senneville *et al.*, 2014) et pour le niveau marin relatif (Han *et al.*, 2015).

La présente étude sur le site de Longue-Pointe-de-Mingan a démontré que le littoral offre une grande mobilité de la ligne de rivage dans le temps et réagit rapidement aux conditions côtières changeantes. L'évolution historique de la côte est caractérisée par une série d'avancées et de reculs très variables aux niveaux spatial et temporel. Conséquemment, il a été difficile de relier les modifications de la côte à des paramètres précis (voir section 3.6).

La méthodologie a ainsi été ajustée pour tenir compte d'une enveloppe de variabilité historique tout en projetant les taux historiques à l'horizon 2060 à partir de la ligne de rivage de 2014 selon une moyenne mobile sur 250 m. L'enveloppe de variabilité a été obtenue à la suite du traçage de toutes les lignes de rivage entre 1948 et 2014. L'enveloppe représente la surface contenue entre la ligne située la plus vers la mer et celle la plus vers la terre. En d'autres mots, l'enveloppe est l'espace de liberté à l'intérieur de laquelle la ligne de rivage se positionne. Ainsi, un segment côtier peut avoir un taux de recul historique pratiquement nul mais une enveloppe de variabilité de plusieurs dizaines de mètres (par exemple, devant les km-repère 5,7 ou 6 à la figure 173).

La projection 2060 a été réalisée à partir des taux historiques 1948-2014. Pour chaque point de mesure de l'évolution, une moyenne de 5 points a été effectuée incluant 2 points de part et d'autre du point central, couvrant ainsi 250 m. Cette moyenne mobile permet d'inclure une plus grande variabilité locale dans la mesure.

La superposition de l'enveloppe et de la projection offre ainsi une bande dans laquelle la ligne de rivage devrait se retrouver en 2060. On distingue ainsi bien les zones où la ligne devrait rester dans l'enveloppe historique et les zones où la ligne de rivage risque de sortir de l'enveloppe (vers la mer ou vers la terre).

Dans cette proposition méthodologique, la prémisse est donc que le littoral répondra aux conditions futures de façon semblable au passé (1948-2014) sans allègement ou aggravation des conditions globales, en tenant compte de la grande variabilité du système côtier de Longue-Pointe-de-Mingan.

### **3.7.3. Projection de la ligne de rivage**

Tel qu'indiqué à la section précédente, la ligne de rivage projetée pour 2060 est incluse dans une marge qui tient compte d'une enveloppe de mobilité historique et d'une projection des taux moyens historiques. L'enveloppe de variabilité historique présente une largeur moyenne de 71,9 m avec un minimum de 18,7 m au km-repère 9,4 et un maximum de 156,3 m au km-repère 13,5. La marge projetée présente quant à elle une largeur maximale de 70 m vers les terres entre les km-repères 3,5 et 4,8 et une largeur maximale de 75 m vers la mer entre les km-repères 13,1 et 13,4.

Les figures 171 et 172 présentent les résultats de la projection de la ligne de rivage pour l'ensemble du territoire et les figures 173 et 174, les résultats devant les secteurs problématiques A et B. A l'échelle de l'ensemble de la région d'étude, on observe deux zones d'accumulation. La première se situe entre les km-repère 7 et 8, et la seconde, sur la Longue Pointe, soit entre les km-repère 11 et 14 mais plus particulièrement entre les km-repère 13 et 14. Dans ce cas, l'accumulation s'inscrit dans la dynamique générale du système à l'échelle historique, mais aussi à l'échelle plus ancienne. Par contre, dans le cas de la première zone, le taux historique positif est attribuable à l'accolement d'une barre. Cette accumulation de sédiments a permis l'avancée de la ligne de rivage. Par contre, il est difficile d'évaluer si une telle situation se reproduira d'ici 2060, toutefois ceci n'est pas impossible. De plus, les observations récentes sur le terrain (2014-2015-2016) montrent une migration vers l'est de ces sédiments. Bien que l'on puisse penser que cela pourrait être favorable à la stabilisation, voire même à l'avancée de la position de la ligne de rivage devant le secteur B (tout juste à l'est de cette zone d'avancée), l'évolution historique indique que la tendance à l'évolution négative de ce secteur est généralement constante.

Les zones d'érosion les plus sévères selon la projection 2060 sont situées sur tout le segment côtier depuis l'est de la flèche à la limite est du secteur problématique A (zone 2). Puis, en se déplaçant toujours vers l'est, on compte deux autres zones d'érosion ; l'une au secteur B et l'autre entre les km-repères 10 et 11.

Devant le secteur A et B, on constate que la projection 2060 sort complètement de l'enveloppe historique en direction de la terre (bande rouge). Plus spécifiquement, devant le secteur problématique A, l'évolution côtière projetée atteint la route. C'est un tronçon routier d'une longueur d'environ 400 m qui est couvert par la zone d'érosion projetée. De part et d'autre de cette zone, on compte 220 m de route située à moins de 30 m de la marge à l'ouest et 200 m, à l'est. À l'intérieur des limites du secteur problématique A, la route se situe à un maximum de 100 m de la projection. Devant le secteur B, l'érosion projetée en 2060 n'atteint pas la route, mais la frôle jusqu'à une distance minimum de 7 m (ligne blanche, côté mer). Au total, 680 m de route se situent à moins de 30 m des limites de la projection 2060. À l'intérieur des limites du secteur problématique B, la route se situe à un maximum de 125 m de la projection 2060.

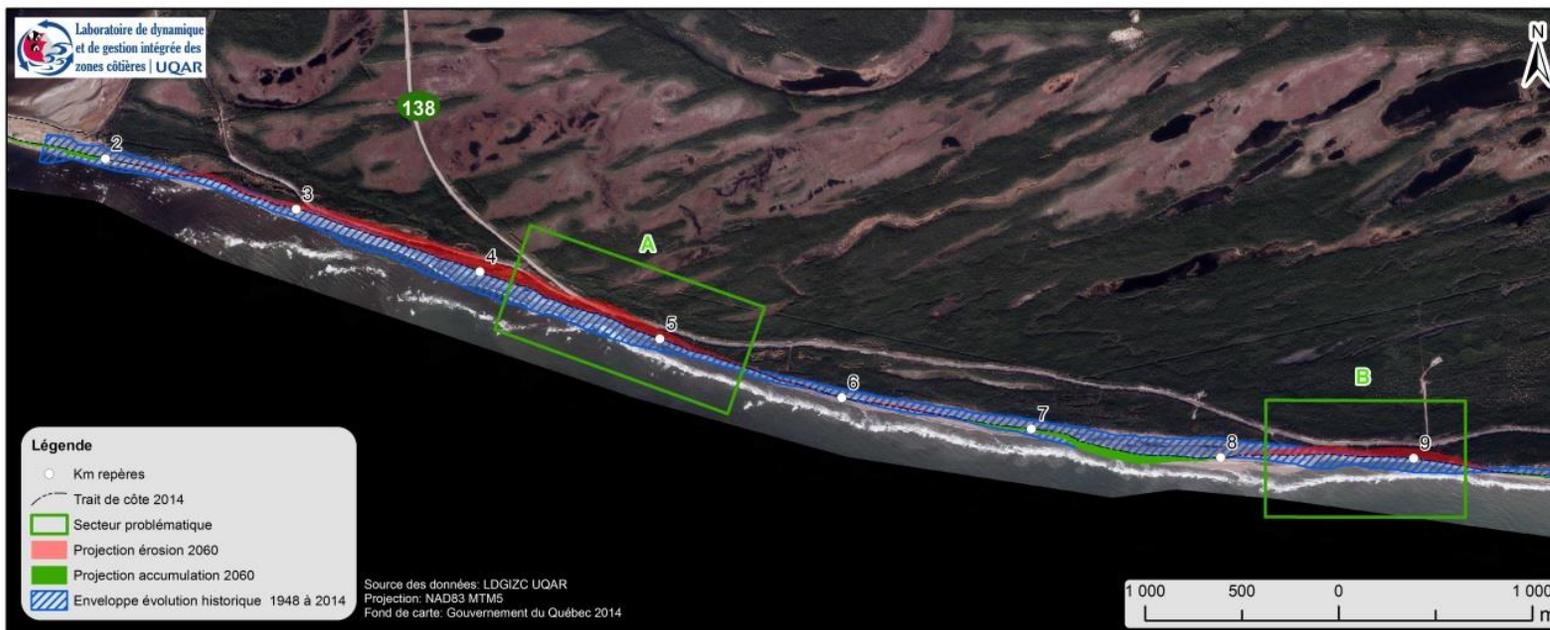


Figure 171. Projection de la ligne de rivage pour la portion ouest du territoire d'étude



Figure 172. Projection de la ligne de rivage pour la portion est du territoire d'étude

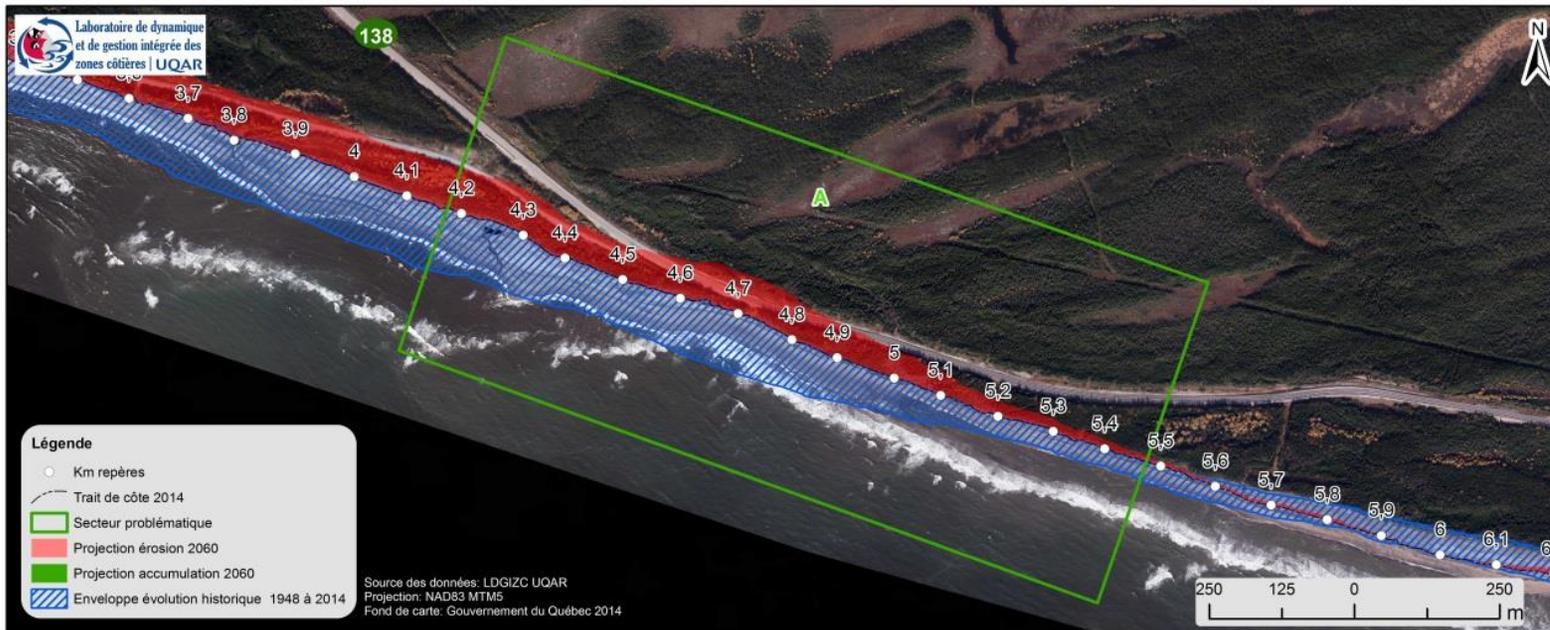


Figure 173. Projection de la ligne de rivage pour le secteur problématique A



Figure 174. Projection de la ligne de rivage pour le secteur problématique B

#### **4. DYNAMIQUE D'EMBOUCHURE DES RUISSEAUX CÔTIERS ET LEUR RÔLE DANS LE BILAN SÉDIMENTAIRE DES PLAGES**

Dans le secteur d'études, une multitude de petits ruisseaux associés au drainage routier débouchent sur les estrans sableux, notamment dans les secteurs de Rivière-Pentecôte et de Longue-Pointe-de-Mingan. Ces ruisseaux menacent la pérennité de plusieurs tronçons de la route 138 et jouent un rôle méconnu dans la dynamique sédimentaire des plages. Ces petits cours d'eau côtiers longent parfois parallèlement le trait de côte sur des distances considérables et ont une influence sur la dynamique sédimentaire de la côte. Tout d'abord, ils s'incisent dans la plage puis ils évacuent les sédiments vers le large. De même, les chenaux engendrent de l'érosion latérale qui, ultimement, peut compromettre la stabilité de l'emprise de la route. La caractérisation de la dynamique d'embouchure de ces ruisseaux et l'évaluation de leur rôle sur le bilan sédimentaire des plages constituent l'objectif 3 du présent projet.

La morphodynamique sédimentaire des petits cours d'eau côtiers est peu documentée dans la littérature. Les principaux écrits sont ceux de Zenkovich (1967) et de Clifton et al. (1973) portant sur la dynamique d'interface entre de petits cours d'eau et le milieu côtier. Clifton et ses collaborateurs élaborent davantage sur les processus associés à la mobilité des chenaux et de leur embouchure de même que sur la dynamique sédimentaire. Spécifiquement pour la Côte-Nord du Saint-Laurent, Moign (1972) a sommairement discuté de la problématique des ruisseaux de plage, principalement en ce qui concerne leur orientation à la plage et leur interaction avec le volume sédimentaire. Il n'existe pas de réel essai de quantification de la contribution des petits ruisseaux aux bilans sédimentaires côtiers. De plus, dans un contexte de changements climatiques, le nombre d'événements morphogènes associés aux ruisseaux est appelé à augmenter. Pour le Québec, les prévisions climatiques à court terme proposent une augmentation des débits. À cet effet, le ministère des Transports du Québec propose d'adapter ses infrastructures à une hausse de débit de l'ordre de 10 % pour les bassins versants de moins de 25 km<sup>2</sup> (Direction des structures, 2004). Lors des épisodes de fort débit, dont la fréquence est appelée à augmenter, des volumes significatifs de sédiments peuvent être déplacés vers le large (Bernatchez et al., 2008). Si les prévisions climatiques pour le Québec vont dans l'optique d'une augmentation de la pluviosité de l'ordre de 10 à 20 % pour un horizon 2081- 2100 (GIEC, 2013), elles proposent aussi une hausse de la fréquence des événements de forte pluviosité (Desrochers et al., 2008). De même, en cas de réduction du couvert de glace, la dynamique sédimentaire des plages est appelée à changer, ce qui peut jouer un rôle prépondérant sur la morphodynamique des ruisseaux.

L'objectif 3 du projet vise l'accomplissement de deux objectifs spécifiques comportant chacun deux sous-objectifs (figure 175).

#### **A) Caractériser la dynamique d'embouchure des ruisseaux côtiers**

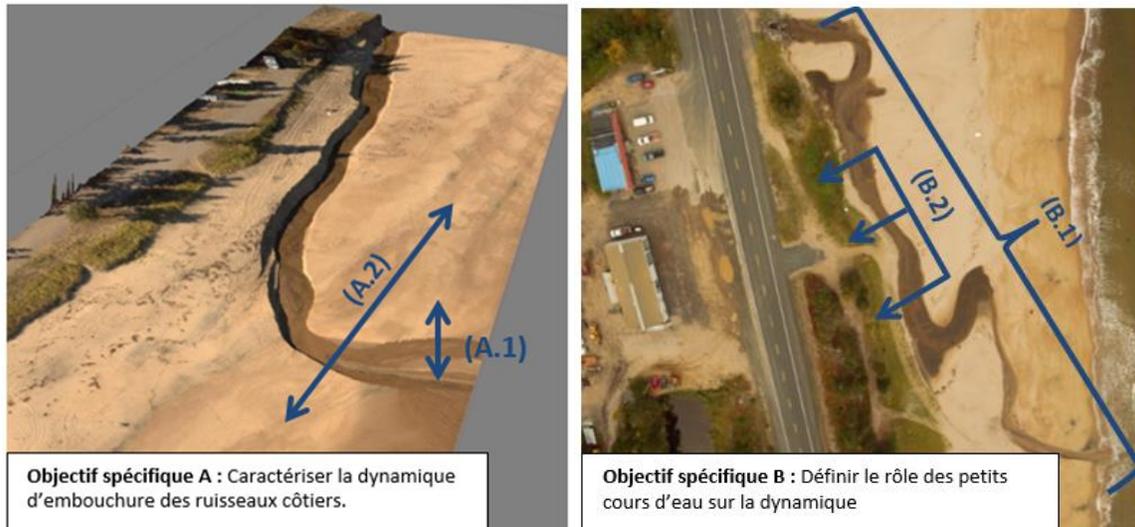
A.1) Caractériser la composante verticale (incision, accumulation) et cibler les facteurs de contrôle. Cet objectif vise à quantifier les ajustements des profils longitudinaux et de comprendre leur variabilité en fonction de la variabilité des débits, du marnage, et des vagues.

A.2) Caractériser la composante latérale (déplacement de la position de l'embouchure) et cibler les facteurs de contrôle. Ici, l'intérêt est de mesurer les déplacements des embouchures parallèlement à la côte et de déterminer les facteurs qui influencent cette mobilité. Cette mobilité est pertinente, car plus l'embouchure du ruisseau s'éloigne de la position du ponceau, plus la longueur de la côte exposée à la migration latérale du cours d'eau sera grande.

#### **B) Définir le rôle des petits cours d'eau sur la dynamique morphosédimentaire de la plage**

B.1) Estimer les volumes sédimentaires redistribués de la plage vers le large et évaluer la variabilité de ces volumes. L'intérêt d'estimer les volumes de sédiments redistribués par les cours d'eau réside dans le rôle que peuvent avoir ces cours d'eau pour l'ensemble de la dynamique de la plage et plus particulièrement, dans le bas estran. En d'autres mots, quel est le rôle de ces ruisseaux sur la dynamique des volumes sédimentaires des plages, par exemple en opposition à des plages où il n'y a pas de cours d'eau ?

B.2) Déterminer l'enveloppe de mobilité et les taux de migration latérale des ruisseaux contre la berge côtière et évaluer la variabilité de ces taux. L'intérêt ici est de cerner les moteurs principaux de l'érosion du talus côtier en lien avec la migration de cours d'eau.



**Figure 175. Représentation des différents objectifs spécifiques du projet de recherche sur les ruisseaux côtiers : (A.1) : représentation de la composante verticale de la mobilité d'embouchure ; (A.2) : représentation de la composante latérale de la mobilité d'embouchure ; (B.1) : manifestation des indices de transport sédimentaire (incision/accumulation et delta) retrouvés dans l'ensemble du chenal ; (B.2) : représentation de la composante latérale de la migration du ruisseau (crédit photo : LGDF de l'UQAR)**

Dans ce chapitre, une revue de littérature sommaire ainsi que des définitions de concepts sont présentées dans la partie 4.1. Les principales méthodes de cueillette et de traitement de données sont présentées à la section 4.2. Les résultats sont présentés en fonction de l'échelle temporelle d'analyse, soit historique (1930-2014) et actuelle (2013-2014) correspondant aux sections 4.3 et 4.4. Enfin, la section 4.5 présente une synthèse de notre compréhension de la dynamique des ruisseaux côtiers. À noter que ce chapitre a fait l'objet d'un mémoire de maîtrise de Tristan Caron (Caron, 2016) et que de plus amples détails théoriques et méthodologiques se trouvent dans le mémoire de Tristan.

#### 4.1. La morphodynamique des ruisseaux côtiers : définitions des concepts et revue de littérature sommaire

Si les ruisseaux de plage constituent de petits systèmes distincts, leur étude implique la connaissance de notions fondamentales en géomorphologie côtière et fluviale. Bien que ces notions soient généralement associées à des systèmes plus larges, elles demeurent néanmoins pertinentes. Les ruisseaux de plage étudiés sont issus de petits bassins forestiers et de la concentration du drainage routier (figure 176). Comme tous les ruisseaux étudiés traversent l'emprise routière de la route 138, le bassin versant a été défini comme la portion du réseau de drainage s'organisant en amont du ponceau. Tout juste à l'aval du ponceau, un chenal unique évolue sur la haute plage et sur l'estran sableux. Au sens strict, lorsqu'une référence au chenal est faite, il s'agit de ce tronçon du chenal principal, à l'aval de la canalisation routière. L'embouchure se définit quant à elle comme la portion du ruisseau s'écoulant sur l'estran et rejoignant le golfe, alors que l'écoulement se divise habituellement en de multiples chenaux et génère un delta.

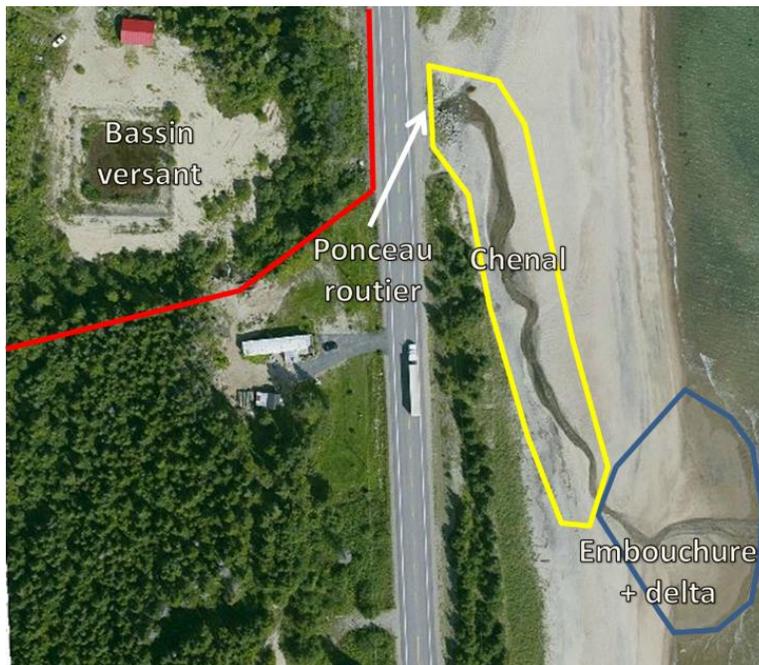
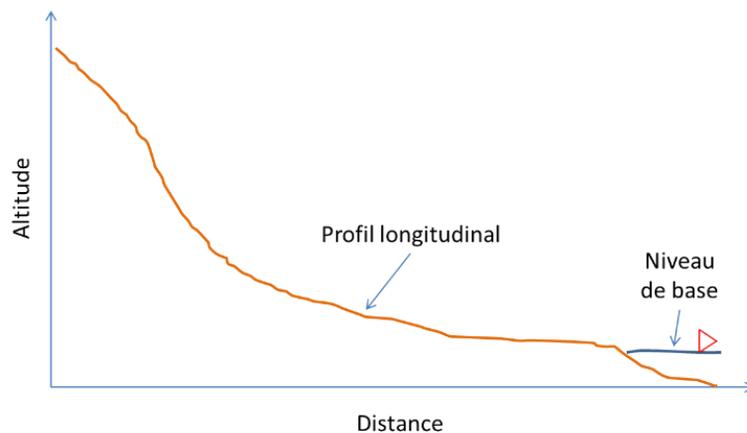


Figure 176. Représentation des concepts relatifs au système fluvial (crédit photo : Gouvernement du Québec 2008)

#### 4.1.1. Profils en long et niveau de base

La section suivante définit certains concepts et présente la relation entre les fluctuations du niveau de base et les ajustements des profils longitudinaux des cours d'eau (figure 177). Au sens strict, le concept de niveau de base correspond au niveau de la mer (Schumm, 1993). Dans le cadre du projet, le profil en longitudinal d'un cours d'eau correspond à l'altitude du lit du talweg.



**Figure 177. Représentation du profil en long d'un cours d'eau fictif et du niveau de base**

En réaction à une fluctuation du niveau de base, un cours d'eau adapte son profil longitudinal par érosion régressive ou par accumulation pour rétablir son profil initial (Schumm, 1993; Koss et al., 1994). Ces ajustements permettent à une rivière de réajuster verticalement son gradient de pente pour assurer le transport de sa charge solide (Schumm, 1993). Si le niveau de base s'élève, la diminution de la pente du chenal favorise l'accumulation de sédiments (Parker, 2004). En cas d'abaissement du niveau de base et d'augmentation de la pente, le cours d'eau tente de réajuster son gradient de pente par érosion régressive. L'érosion en aval se propage en amont, ce qui accroît ultimement la déposition en aval puis ralentit l'incision vers un état d'équilibre (Summerfield, 1991; Charlton, 2008). De cette façon, les fluctuations du niveau de base modulent notamment le transport sédimentaire dans les cours d'eau. Ces ajustements rappellent les principes de la balance de Lane (1955; figure 178) comme quoi une diminution de la pente engendre de l'accumulation et une augmentation de la pente entraîne de l'incision dans le chenal afin de rééquilibrer le profil de pente. Afin de maintenir le transit de sédiments, le cours d'eau peut aussi adapter son profil par la migration latérale, voire par des changements de style fluvial, de facteurs de forme et de rugosité (Schumm, 1993; Koss et al., 1994). Les changements de pente associés aux fluctuations du niveau de base influencent les volumes de sédiments atteignant le delta à l'interface entre le chenal et le plan d'eau. En période de stabilité du niveau de base, les deltas évoluent en fonction de la dynamique d'interface entre le milieu côtier et le

cours d'eau, selon la charge sédimentaire. Porębski et Steel (2003) ont étudié l'influence de la pente du plateau continental sur la progradation de grands systèmes deltaïques. Lorsque la pente est forte, l'accrétion est limitée et le delta prograde plutôt sur son front. Dans le cadre du projet, où les deltas sont loin d'être de la même ampleur, cela laisse croire à une possible influence de la pente de la plage et du chenal sur la progression deltaïque.

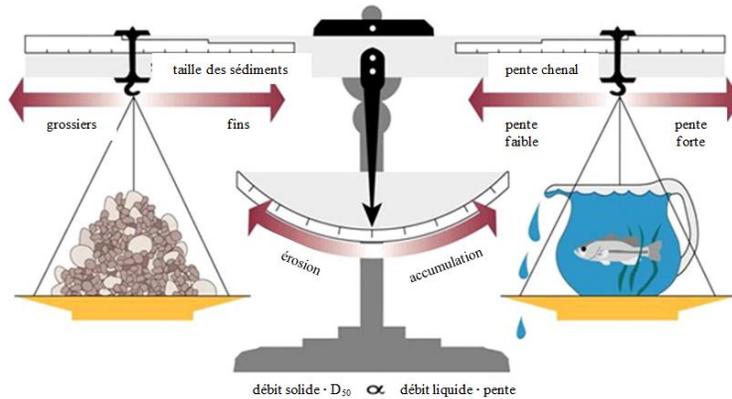


Figure 178. Principes de la balance de Lane (1955) (tirée et traduite du U.S. Fish et Wildlife Service)

#### 4.1.2. Facteurs clés modulant la morphodynamique des ruisseaux côtiers

Le profil longitudinal de chaque ruisseau est aussi façonné par le profil de la plage sous-jacente. La portion d'un ruisseau s'écoulant sur la faible pente de la haute plage présente une plus faible pente que pour sa section s'écoulant sur le haut estran, où la pente est accrue. Inversement, les cours d'eau côtiers influencent aussi le bilan sédimentaire des plages. Les cours d'eau côtiers tendent à se boucher à cause des accumulations aux embouchures (Clifton et al., 1973), notamment sous la forme de barres sableuses (Zenkovich, 1967 ; Moign, 1972 ; Bernatchez et al., 2008). Les vagues et la dérive littorale contribuent à la redistribution des sédiments pour éventuellement bloquer les embouchures (Bernatchez et al., 2008). Précisément, ce sont principalement les vagues qui déferlent à l'embouchure et le jet de rive qui favorisent l'accumulation à l'interface (Clifton et al., 1973). De même, le ruisseau et le delta font obstacle au transit parallèle par la dérive littorale (Bernatchez et al., 2008), ce qui entraîne de l'accumulation. Cette accumulation préférentielle qui se traduit par la construction d'un banc repousse l'écoulement à l'embouchure contre la berge opposée du ruisseau. Ceci entraîne l'érosion puis la déviation du cours d'eau dans la direction de la dérive littorale. Pour cette raison, les ruisseaux longent alors parallèlement la côte, parfois sur de grandes distances (Clifton et al., 1973). En raison de la mobilité latérale des cours d'eau et de l'incision qu'ils engendrent sur la plage, les ruisseaux contribuent à mobiliser des

sédiments de la plage et à les évacuer vers le large. Cette mobilité des cours d'eau et leur tracé parfois sinueux qui en résulte sont favorisés par la disponibilité sédimentaire et les pentes relativement faibles sur la haute plage. De même, un ruisseau contribue aux apports de sédiments terrigènes à la côte (Comité ZIP Baie-des-Chaleurs, 2008). Le cours d'eau achemine des apports terrigènes à la côte, en provenance de son bassin versant. Le transport de sédiments terrigènes vers la côte dépend entre autres de la pente générale du bassin (Zenkovich, 1967) et de la disponibilité des sédiments dans le bassin, qui est fonction des caractéristiques des dépôts et du sol de même que de la végétation (Charlton, 2008). Une corrélation positive entre le débit solide et le débit liquide a notamment été constatée dans une étude considérant les apports sédimentaires de la rivière Moisie (Bernatchez et al., 2008). Dans cette même étude, il est aussi question des apports provenant des petits cours d'eau entre Sept-Îles et Moisie, qui transportent des sédiments plus loin sur le bas estran lors des événements de crues. En effet, une fois à la plage, le cours d'eau mobilise les sédiments en raison de sa mobilité et de sa capacité d'incision. La zone d'évacuation et d'accumulation deltaïque complète le système, alimentée par ces deux différentes sources.

Les travaux de Clifton et ses collaborateurs (1973) permettent de distinguer deux catégories de cours d'eau. Il y a les plus petits cours d'eau (débit autour de  $0,001 \text{ m}^3/\text{s}$ ), qui s'incisent peu et qui ne modifient que légèrement le profil de la plage puisqu'ils tendent à ruisseler en surface. Ces cours d'eau se séparent souvent en chenaux à tresses à l'embouchure. Les ruisseaux présentant des débits plus importants ( $0,01 \text{ m}^3/\text{s}$ ) sont plus incisés dans la plage et ils modifient substantiellement son profil notamment en engendrant de l'érosion latérale. Les plus petits ruisseaux descendent la pente de l'estran de façon plus directe alors que ceux ayant un débit plus important (de l'ordre de  $0,01 \text{ m}^3/\text{s}$ ) ont souvent un chenal moins linéaire et longent le talus côtier sur de plus grandes distances.

Les vagues favorisent aussi l'accumulation à l'embouchure des cours d'eau en raison de l'opposition entre le débit fluvial et l'action des marées et des vagues, ce qui contrôle le développement et la morphologie du delta (Masselink et al., 2011). Plus l'action des vagues est importante, plus le débit solide doit être important pour engendrer la mise en place d'un delta (Zenkovich, 1967). Clifton et ses collaborateurs (1973) ont travaillé dans un milieu à forte énergie de vagues (des vagues déferlantes de 1 à 3 mètres selon une période de 8 à 12 secondes). Les événements de tempêtes conditionnent aussi l'énergie des vagues à la côte. Les vagues peuvent alors être particulièrement agressives aux embouchures des chenaux, qui constituent une indentation de la côte (Bernatchez, 2012). Lors de tempêtes, les vagues peuvent déferler haut sur l'estran et le jet de rive peut atteindre les ruisseaux (figure 179). Cela entraîne la formation de bancs de convexité et engendre une concentration de l'écoulement sur la berge concave (figure 179).



**Figure 179. Jet de rive dans le chenal et (b) Jet de rive dans le chenal favorisant la formation de bancs de convexité qui repoussent le cours d'eau vers la berge concave et favorisent la mobilité du cours d'eau (crédit photo : Caron, 2013)**

À l'échelle temporelle de cette étude, les fluctuations du niveau de base correspondent simplement à celle du niveau marégraphique. Les marées ont ainsi une influence sur la composante verticale de la morphodynamique des ruisseaux. Selon Clifton et al. (1973), qui ont travaillé en milieu mésotidal (similaire au contexte de cette étude), la morphodynamique sédimentaire des cours d'eau côtiers et de leur embouchure est en partie contrôlée par le marnage. À l'intérieur du chenal, la turbulence diminue à marée haute (Clifton et al., 1973), la vitesse du courant étant contraint de diminuer en raison du refoulement. Cela favorise l'accumulation des sédiments fins en suspension au niveau du lit du chenal (Clifton et al., 1973). À l'embouchure, le stade de marée conditionne l'énergie des vagues à la côte et module leur pouvoir morphogène.

La configuration du profil de plage peut déterminer l'endroit où se situe l'embouchure, c'est-à-dire où le ruisseau parvient à faire son chemin vers le plan d'eau, lorsqu'il y parvient (Zenkovich, 1967 ; Clifton et al., 1973). En effet, les ruisseaux atteignent habituellement le plan d'eau où la crête de la plage est la plus basse (Zenkovich, 1967). Les plages mieux alimentées sont propices au blocage des embouchures. Il serait possible de croire que les ruisseaux en aval de la dérive littorale (pour une même cellule hydrosédimentaire) auraient tendance à se développer sur de plus grandes distances sur la plage, alors mieux engraisée. Un ruisseau dont l'exutoire est fermé peut former une lagune (Bernatchez et al., 2008) ou une zone de refoulement (Zenkovich, 1967). La mobilité d'un chenal et l'évacuation de sédiments qu'il engendre contribuent à abaisser le profil de plage, ce qui rend la cote plus vulnérable à l'action des vagues (Dahm et Nomos, 2014).

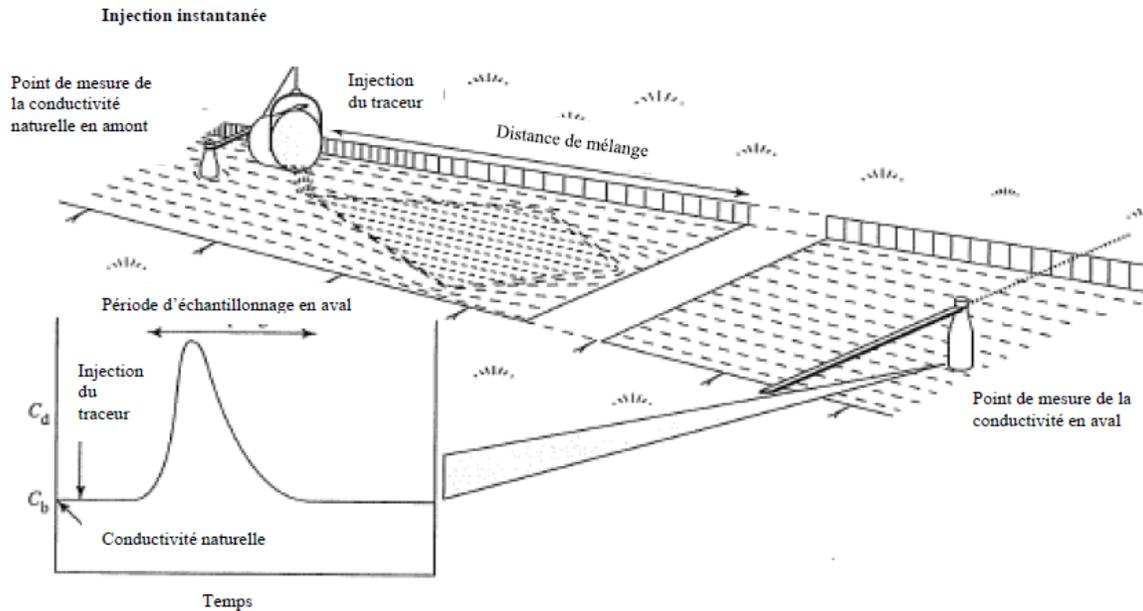
## 4.2. Méthodologie

Les sections suivantes exposent la méthodologie d'acquisition et de traitement de données. L'étude de la morphodynamique des ruisseaux côtiers implique de documenter à la fois les conditions hydrologiques, les conditions météo-marines et le contexte sédimentaire.

### 4.2.1. Conditions hydrologiques – débit liquide

La mesure de débit est faite ponctuellement sur le terrain. Pour ce faire, trois méthodes ont été utilisées en fonction des conditions de crue ou d'étiage prévalant lors des visites de chacun des ruisseaux. La première méthode est favorisée lorsque la profondeur d'eau est suffisante. Sa simplicité et sa rapidité d'exécution en font l'option idéale, lorsque le débit le permet. Elle consiste en une mesure prise avec un vélocimètre acoustique à effet Doppler (ADV). Les mesures de vitesse sont prises à 60 % de la profondeur sous la surface. Pour les cours d'eau de moins de 0,75 m de hauteur d'eau, cette méthode est reconnue comme une bonne estimation de la vitesse moyenne par le United States Geological Survey (Dingman, 1994).

La seconde méthode est la mesure du débit par dissolution (figure 180). L'efficacité de cette technique de mesure des débits a été montrée pour les cours d'eau à forte turbulence (Dingman, 1994) et pour les petits cours d'eau côtiers par Hudson et Fraser (2002). Dans le cadre du projet, elle a surtout été utilisée pour les débits d'étiage. Cette technique implique de verser un volume connu d'un traceur dissous dans l'eau (du sel) à une conductivité connue (Hudson et Fraser, 2002). La conductivité du mélange est mesurée à l'aide d'une sonde YSI 556 MPS adéquatement calibrée. La sonde est ensuite installée en aval du point d'injection du traceur, dans le cours d'eau. Le passage du traceur dans le cours d'eau engendre une réponse au niveau de la conductivité naturelle dans le ruisseau. Le temps de passage du traceur jusqu'au retour à la conductivité naturelle dans le cours d'eau est enregistré à l'aide de la sonde. L'équation associée (équation 1) permet d'obtenir le débit à partir de la conductivité (Hudson et Fraser, 2002).



**Figure 180. Schématisation du principe de la méthode de mesure du débit par injection instantanée (traduite et modifiée de Dingman, 1994)**

$$Q = \frac{(C_t - C_b)Vt}{\int_0^{\infty} [C_d(t) - C_b] dt} \quad Q = V \cdot m_0 \sum_{m=1}^T \quad (\text{éq. 1})$$

Où : Q = Débit liquide

V = Volume de solution traceur

C<sub>t</sub> = Conductivité de la solution traceur

C<sub>b</sub> = Conductivité du cours d'eau avant l'injection du traceur

C<sub>d</sub> = Conductivité du cours d'eau au temps t en aval du point d'injection

T = Temps

La troisième technique de mesure est celle par empotement. Elle est parfois utilisée pour les plus faibles débits d'étiage, lors des échantillonnages estivaux. Elle consiste à placer un récipient gradué à l'exutoire d'un ponceau (pour récupérer l'eau qui sort de la conduite) et à chronométrer le temps de remplissage d'un volume connu (Benoist et Birgand, 2002).

Le débit est mesuré de façon ponctuelle. Pour connaître sa valeur en continu, il faut faire appel à la relation entre le débit liquide et la hauteur d'eau puisque cette dernière peut être connue en continu pour une section d'écoulement. Une fois cette relation établie, le

débit peut être connu à tout moment, selon le même intervalle de temps que pour les données de hauteur d'eau utilisées. La hauteur ne peut être directement mesurée, elle est plutôt obtenue à partir d'une valeur de pression de l'eau. Une station de jaugeage a été installée dans chaque cours d'eau afin de mesurer la pression de l'eau. Chaque station contient un capteur de pression Hobo U20 qui enregistre en continu (pas de temps de 15 minutes). Une simple compensation atmosphérique avec le logiciel Hoboware permet de déterminer une hauteur d'eau. Pour ce faire, pour chaque secteur d'étude, un autre capteur de pression Hobo U20 mesure la pression atmosphérique de façon synchrone aux capteurs installés dans les stations de jaugeage. La représentation des hydrogrammes permet d'analyser le régime hydrologique de façon qualitative. Les principaux indicateurs de débit utilisés sont les débits moyen et maximum sur une période d'échantillonnage, mais aussi le pourcentage de temps passé au-dessus du 80e percentile de l'hydrogramme. Les résultats obtenus sont utilisés comme variables (quantitatives) dans le cadre des analyses de relation.

Chaque mesure de débit présente une erreur selon la méthode utilisée. Pour les mesures prises avec un ADV, chaque mesure de vitesse à une erreur estimée de 1 % ou de 0,25 m/s selon la fiche technique de l'instrument. À cela, il faut ajouter une erreur de la mesure du dimensionnement de chacune des parcelles de mesure, qui reste probablement sous 0,5 cm. L'erreur absolue étant fonction de la section de l'écoulement et de la mesure de vitesse, elle est propre à chaque mesure à chaque mesure de débit. Lorsque les mesures sont prises avec la méthode par dissolution, il y a une erreur associée à la mesure de conductivité de la sonde, mais aussi une erreur de calcul du débit jugée mineure par Hudson et Fraser (2002). Pour les mesures par empotement, l'erreur peut difficilement être estimable. Pour l'atténuer, la valeur retenue est une moyenne de cinq mesures. Il y a aussi une erreur associée à la courbe de tarage. Le coefficient de détermination est probablement le meilleur indicateur pour juger de la fiabilité de l'équation de tarage. Toutefois, il ne permet pas de calculer une valeur d'erreur transposable aux valeurs de débits qui sont calculées par interpolation. Pour cette raison, elle n'a pas été retenue pour l'évaluation des erreurs. Lorsque le débit est utilisé comme variable quantitative dans le cadre d'analyse sur la durée d'une marée descendante, l'écart-type des valeurs a été considéré comme l'erreur pour représenter la variabilité des données autour de la moyenne pour la période. Pour les autres analyses (saisonniers), l'impossibilité de déterminer une erreur représentative a mené à la décision de ne pas la considérer. Cependant, il importe de rappeler que l'intérêt n'est pas porté sur des mesures de débit exactes, mais plutôt sur des ordres de grandeur et sur l'amplitude des fluctuations des valeurs.

La figure 181 présente les courbes de tarage réalisées et les équations associées pour les six cours d'eau. Chaque courbe est accompagnée de l'équation de tarage, qui permet de déterminer le débit en fonction de la hauteur d'eau, et d'un coefficient de corrélation qui renseigne sur le pourcentage de variabilité des débits s'expliquant par la hauteur d'eau. Pour les cours d'eau PEN B2 et PEN D, deux relations de tarage ont été établies en raison de modifications considérables des sections d'écoulement où les stations de jaugeage étaient installées suite à des mouvements de terrain à proximité.

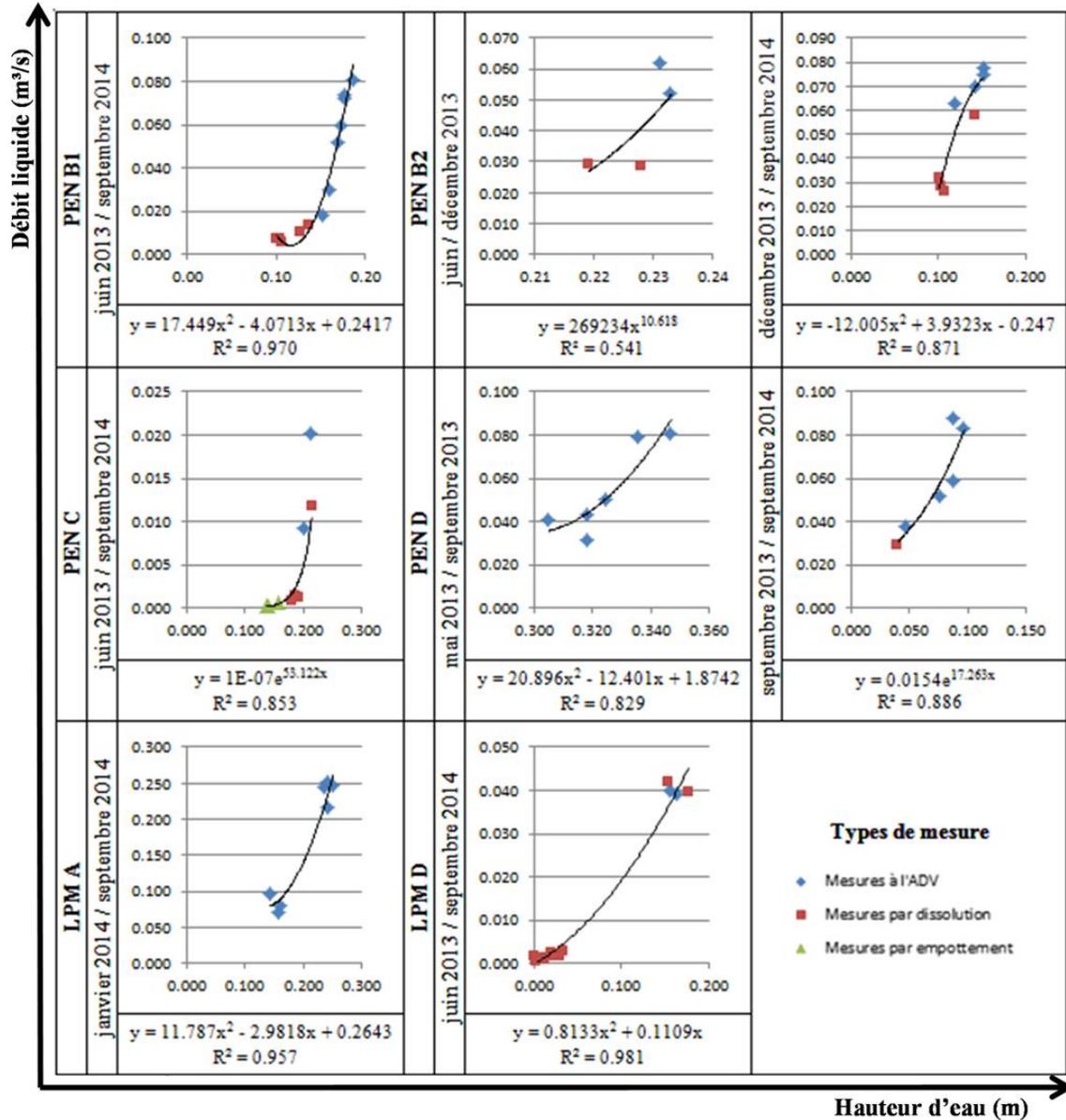


Figure 181. Courbes de tarage pour les différents ruisseaux à l'étude

Les hydrogrammes pour chaque ruisseau et un tableau récapitulatif pour les ruisseaux ayant été suivis par un échantillonnage complet sont présentés. Sur ces hydrogrammes, les événements de débit supérieurs au 80e percentile de la série sont identifiés. L'idée est de connaître les grandes tendances saisonnières des débits et de comprendre l'amplitude de ces fluctuations. Les courbes de relation permettent efficacement de supposer la variabilité des débits en fonction de la hauteur d'eau. Dans tous les cas, sur la base d'une analyse visuelle et du coefficient de corrélation, les relations sont jugées satisfaisantes considérant que dans le cadre du projet, ce sont surtout les grandes tendances de l'hydrogramme qui présentent un intérêt. Les hydrogrammes des

ruisseaux du secteur de Rivière-Pentecôte (figure 182) et de Longue-Pointe-de-Mingan (figure 183) ont été compilés dans différentes figures.

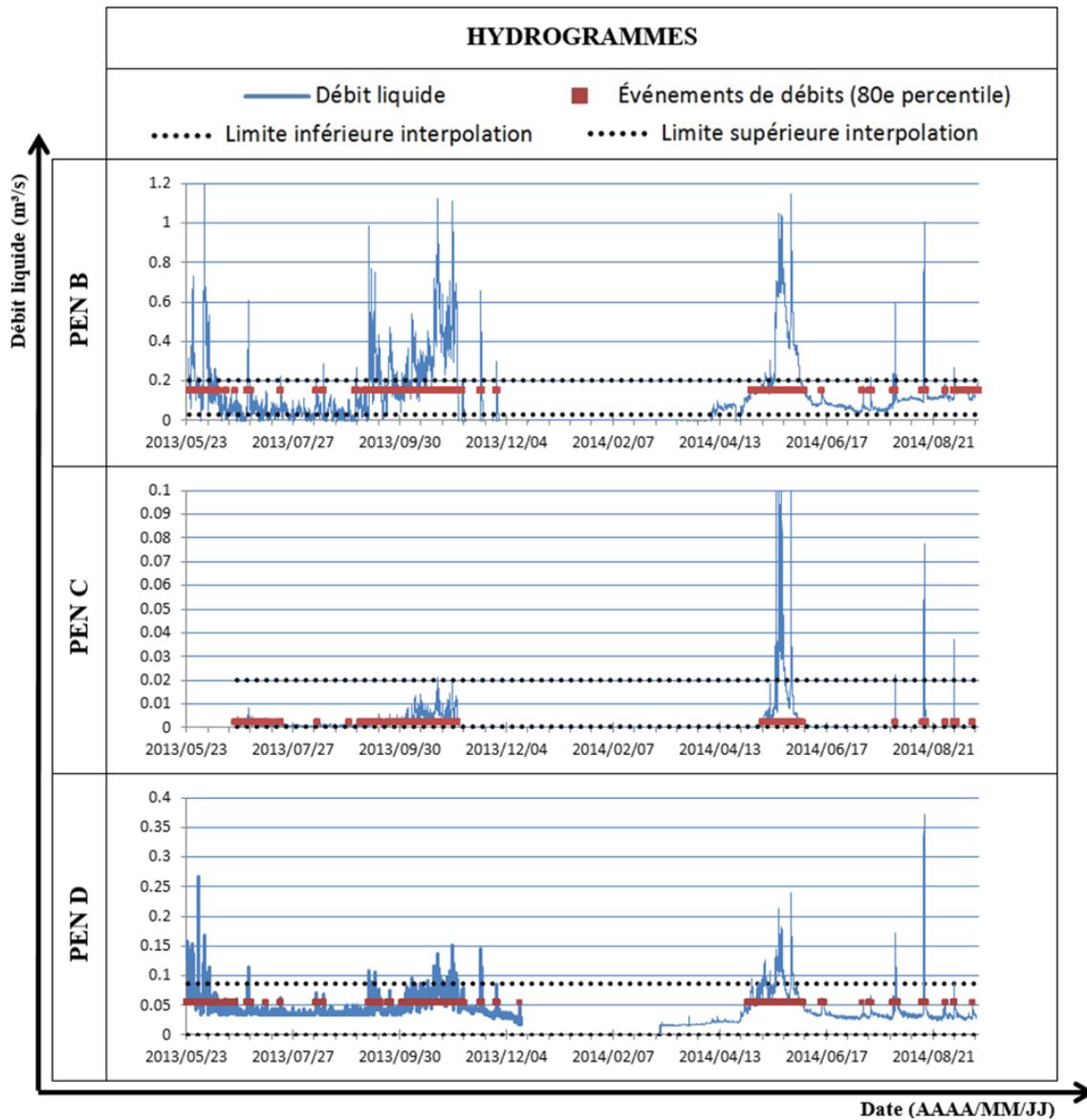
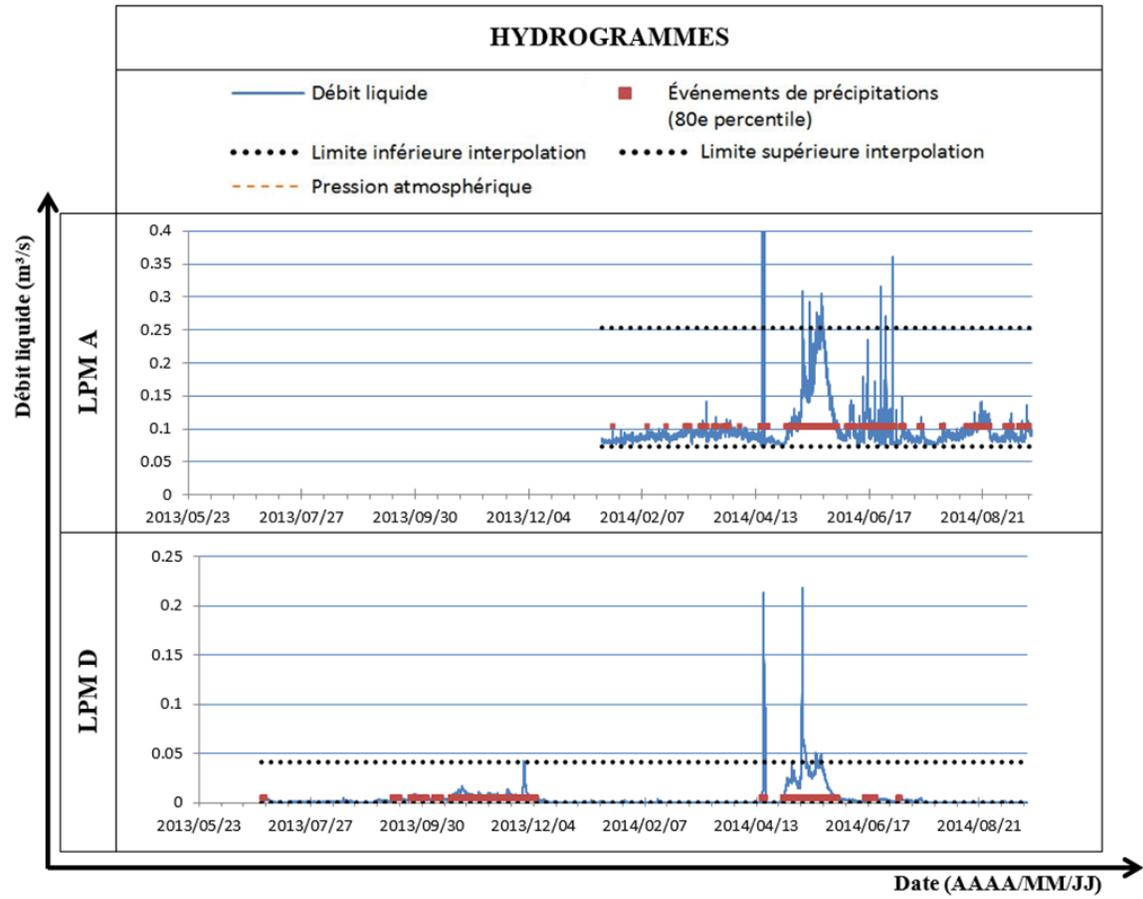


Figure 182. Hydrogrammes pour les ruisseaux du secteur de Pentecôte



**Figure 183. Hydrogrammes pour les ruisseaux du secteur de Longue-Pointe-de-Mingan**

#### **4.2.2. Conditions météo-marines**

Les conditions météo-marines ont été documentées sous quatre volets : la dérive littorale, la hauteur et la période des vagues de même que le marnage. La méthodologie d'acquisition des données est présentée dans les sections suivantes. La direction de la dérive littorale a été documentée à deux échelles de temps. À l'échelle historique, la direction de ce courant parallèle a été documentée à partir des photographies aériennes disponibles. L'indicateur utilisé est l'orientation suivie par les embouchures de cours d'eau à la plage, qui s'étirent dans la direction de la dérive littorale dominante. À l'échelle actuelle, le même indicateur est utilisé, la vérification étant faite sur le terrain. À cet effet, la dérive littorale a été constante et est représentée sur les cartes générales de localisation présentées précédemment. Les données disponibles au LDGIZC de l'UQAR ont aussi été utilisées pour la représentation cartographique.

La hauteur des vagues à la côte a été étudiée à l'aide de deux indicateurs. Un certain intérêt était porté envers l'impact du jet de rive sur la morphodynamique du chenal. Le premier indicateur consiste en une cote qualitative d'appréciation des événements morphogènes. Afin d'évaluer l'impact morphologique du jet de rive sur le ruisseau, une cote qualitative a été développée afin de comptabiliser les événements de tempêtes et leur influence. En l'absence de données supplémentaires qui auraient permis de définir les événements de tempête pour un secteur en comparaison à de simples périodes de vives-eaux, les événements de jet de rive atteignant le ruisseau dans sa section s'écoulant sur la haute plage ont été comptabilisés comme des tempêtes. Les événements ne sont donc pas des tempêtes au sens strict, mais plutôt des épisodes morphogènes, ce qui correspond parfaitement aux besoins de l'étude. Ce premier indicateur a été établi sur la base d'une analyse approfondie des photographies des ruisseaux acquises à l'aide de caméras automatisées (pas de temps de 15 minutes). Pour chaque ruisseau, les photographies ont été analysées à la recherche d'événements de tempêtes pour lesquels les vagues atteignaient le ruisseau. En dehors des observations directes de jet de rive atteignant les chenaux, d'autres indicateurs ont été recherchés : dépôts ligneux, laisses de marées, lobes de débordement dans les ruisseaux, incision associée au jet de rive, sédiments imbibés d'eau, etc. La recherche de ces indices secondaires permettait de limiter l'erreur associée à l'omission d'événements s'étant produits au cours de la nuit. À partir de ce décompte, une cote a été élaborée sur la base de l'intensité de la tempête. Un jet de rive atteignant le chenal sur l'ensemble de sa longueur a reçu une cote supérieure, alors qu'un jet de rive atteignant ponctuellement le ruisseau a reçu une cote moindre. L'annexe X présente un exemple des valeurs attribuées en fonction de l'intensité de l'événement. Les résultats de la cote de chaque événement étaient alors compilés et additionnés pour la durée des intervalles étudiés. Les résultats obtenus sont utilisés comme variable (quantitative) dans le cadre de diverses analyses de relation.

Le deuxième indicateur utilisé est la hauteur spectrale significative. Cet indicateur correspond à la moyenne de hauteur du tiers des vagues les plus hautes, dans ce cas-ci pour une période de 17 minutes. Les données de hauteur de vagues gravitaires ont été acquises à l'aide d'un capteur de pression de modèle RBRvituoso Dwave installé dans

la zone intertidale en mai 2013 pour le secteur de Rivière-Pentecôte. Un capteur a aussi été installé dans le secteur de Longue-Pointe-de-Mingan. Cependant, les données acquises par ce dernier n'ont pas été utilisées dans le cadre des analyses des impacts de l'énergie des vagues qui ont été principalement axées sur le secteur de Pentecôte. Ces capteurs enregistrent deux données de pressions d'eau à la seconde, selon une fréquence de 2 Hz. Ils ont été retirés à l'hiver 2013-2014 afin de les protéger de l'action glacielle. Celui de Pentecôte a été réinstallé au printemps 2014. La période de vagues et l'indicateur de hauteur significative spectrale ont été calculés par le biais d'un script *Matlab*. Les données de hauteur spectrale significative moyennée pour chaque période de 17 minutes ont été utilisées pour le calcul de hauteur moyenne pour un intervalle donné (variable quantitative).

L'erreur associée à la mesure est double. La première est une erreur associée au calcul de la hauteur d'eau. Selon la fiche technique de l'instrument, elle est équivalente à 1 cm pour 20 mètres de pleine échelle, ce qui est négligeable. La seconde erreur s'explique par la variabilité de la hauteur significative des vagues autour de la moyenne pour la durée de la période. Dans le cadre du projet, l'erreur considérée correspond à la variabilité des moyennes de hauteur spectrale significative des vagues pour chaque période de 17 minutes autour de la moyenne pour la phase de marée descendante. Considérant le faible écart-type pour chaque période de 17 minutes, l'idée est surtout de voir si les valeurs de chaque période fluctuent par rapport à la moyenne de toutes les périodes. Pour représenter cette fluctuation, l'écart-type des données autour de la moyenne a été utilisé.

Le capteur enregistrant la hauteur d'eau permet aussi de déterminer la périodicité des vagues. La période correspond au temps qui sépare le passage de deux crêtes de houle. Cette périodicité a aussi été moyennée pour une période de 17 minutes, à l'aide d'un script *Matlab*. Tout comme pour la mesure de hauteur de vagues significative, cette donnée est utilisée dans le cadre d'analyses de relation à titre de variable (quantitative). Pour la période, l'erreur utilisée équivaut à l'écart-type des différentes périodes de 17 minutes autour de la moyenne des périodes pour la phase de marée descendante.

Pour connaître le marnage, les données des mêmes capteurs de pression que ceux utilisés pour les vagues sont utilisées. Les données pour le secteur de Longue-Pointe-de-Mingan à partir du printemps 2014 ont cependant été acquises à partir d'un autre capteur, installé en zone pré littorale et enregistrant à une fréquence de 1 Hz. La hauteur d'eau est calculée par le biais d'un script *Matlab*, moyennée sur une période de 17 minutes. Les fluctuations du niveau d'eau enregistrées ne sont cependant pas uniquement liées aux conditions astronomiques, mais également aux paramètres de vent et de pression atmosphérique. Le calcul du marnage a été fait manuellement, par la soustraction du niveau d'eau à marée basse à celui de la marée haute. Pour les phases de marée descendante étudiée, le marnage a été utilisé comme une variable explicative (quantitative) dans le cadre de certaines analyses de relation. Les données se présentent comme des séries temporelles pouvant être portées en graphiques.

L'erreur de la mesure de hauteur correspond à 1 cm pour 20 mètres de pleine échelle. Pour le calcul du marnage, comme deux niveaux d'eau sont soustraits, l'erreur devrait

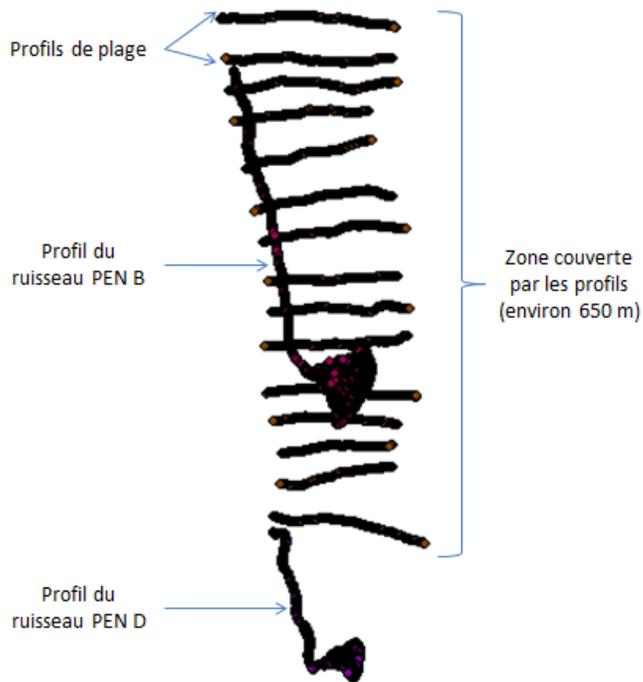
être multipliée par deux. Toutefois, elle demeure négligeable relativement aux valeurs de marnage et elle a donc été volontairement omise lorsque les données ont été portées en graphiques.

#### **4.2.3. Contexte sédimentaire et volume de plage**

Le volume des plages fluctue au cours de l'année en fonction des conditions environnantes. Pour évaluer ces fluctuations, les profils de plage faits au DGPS pour l'analyse de la dynamique sédimentaire des plages ont été utilisés (tableau 31). À partir de ces points, une interpolation par krigeage a permis de générer des surfaces d'élévation. Cette opération a pu être faite pour le secteur de Pentecôte, mais elle n'a pas été réalisée pour celui de Longue-Pointe-de-Mingan en raison de la non-disponibilité des données pour les plages adjacentes au principal ruisseau suivi. La zone couverte par les profils s'étirait sur environ 650 mètres linéaires par environ 160 mètres de large dans la proximité des ruisseaux PEN B et PEN D (figure 184). Cette surface a été délimitée en fonction de la disponibilité des données et elle ne représente donc pas la totalité de la zone d'intérêt, mais plutôt un secteur adjacent. Le différentiel des valeurs topographiques des surfaces interpolées a été utilisé pour calculer l'évolution de volumes des plages. Les volumes sédimentaires ainsi représentés ne correspondent pas à des valeurs absolues, mais bien à des valeurs relatives à un état initial puisqu'il aurait fallu déterminer une base référentielle au profil de la plage. Pour les applications de la présente analyse, ce sont surtout les fluctuations du volume de la plage qui sont importantes pour les analyses de relation et une valeur relative à un état initial suffit amplement. Les valeurs de volume de plage relatif servent comme variable (quantitative) pour des analyses de relation. Entre les dates de mesure des profils, une interpolation sur une base temporelle a permis de déterminer des valeurs de volume relatif pour les dates auxquelles aucune donnée de volume de plage n'avait été acquise. Pour des fins de représentation, une évolution volumétrique par unité de surface a aussi été calculée et représentée en graphiques.

**Tableau 31. Date des relevés de profils de plage et nombre de jours entre les relevés**

<b>Date de la mesure</b>	<b>Nombre de jours écoulés depuis le dernier relevé</b>
2013/05/24 (état initial)	-
2013/06/23	30
2013/08/20	58
2013/11/04	76
2013/12/01	27
2014/06/13	194
2014/09/07	86



**Figure 184. Schématisation de l'espace échantillonné lors des relevés de profils de plage pour le secteur de Rivière-Pentecôte**

L'erreur d'interpolation a été estimée par comparaison de surfaces interpolées avec des surfaces d'élévation acquises avec un système de LIDAR terrestre. L'erreur maximale a été évaluée à 12 cm, bien que l'erreur réelle soit globalement en deçà de cette valeur. Pour l'appliquer aux valeurs de volumes de plage, l'erreur devrait être multipliée par la surface correspondante. L'erreur la plus importante concerne l'interpolation de la série temporelle. Difficilement estimable, elle n'a pas été considérée lors de la représentation des résultats sous la forme de graphiques, mais elle est considérée comme une limite dans l'analyse.

#### **4.2.4. Évolution longitudinale des ruisseaux et de leur embouchure**

L'évolution longitudinale des ruisseaux et de leur embouchure a été étudiée dans l'optique de quantifier les taux d'incision et d'accumulation rencontrés dans la portion aval des ruisseaux suite à des ajustements du niveau de base selon les fluctuations marégraphiques. Cette analyse a été menée pour les trois principaux ruisseaux (PEN B, PEN D et LPM A), les autres n'atteignant pas toujours la plage (PEN C et LPM D). Pour ce faire, des profils longitudinaux du talweg des cours d'eau sont réalisés de façon horaire au cours d'une marée descendante. Pour les ruisseaux de Pentecôte, ces profils couvrent la portion aval des ponceaux. Pour le ruisseau LPM A, les profils couvrent une distance considérable en amont de l'embouchure, mais ne se rendent pas jusqu'à la canalisation. Ces profils permettent de voir les ajustements dans les profils en long des cours d'eau en réponse à un abaissement du niveau de base (par les marées) avec une

résolution temporelle adéquate. Les profils de talweg sont réalisés à l'aide d'une station totale robotisée en mode cinématique (continu) dont le mobile est monté sur une roue. Une mesure est enregistrée tous les 20 centimètres. En raison de la mobilité du talweg, les points d'élévation des profils sont forcés par une perpendiculaire à un tracé central du ruisseau. L'évolution longitudinale a été évaluée pour trois intervalles : l'entièreté de la phase de marée descendante et chaque demie de cette phase de jusant. Étant ramené sur un tracé central, chaque point s'est vu attribuer une valeur de distance amont-aval sur le tracé du chenal. Sur la base d'une interpolation, des valeurs d'élévation ont été déterminées à un intervalle régulier de 25 cm le long du ruisseau. Pour chaque intervalle, ces valeurs ont été soustraites afin de déterminer l'évolution longitudinale, puis le résultat a été divisé par le temps écoulé pour déterminer un taux horaire d'ajustement altitudinal en un point. Sur la base de cette équation, une valeur positive signifie un taux d'accumulation alors qu'une valeur négative correspond à un taux d'incision.

Les profils peuvent être portés en graphiques, mais les valeurs d'évolution longitudinale ont été utilisées exclusivement dans le cadre d'analyses relationnelles. Les profils montrent des zones d'accumulation et d'incision entre le début et la fin des intervalles étudiés. Un taux moyen a été déterminé pour les différents intervalles pour chaque section de la plage étudiée, soit la haute plage et l'estran. L'étude de l'évolution longitudinale a été menée sous un éventail de conditions de débit liquide, de hauteur significative de vagues, de période de vagues et de marnage. Des analyses relationnelles ont ensuite été menées afin de décrire les relations existantes entre les variables (l'étagement de la plage, la période temporelle, le débit liquide moyen sur la phase de marée descendante, la hauteur et la période de vagues moyennes pour la phase de marée descendante et le marnage). Pour l'ensemble des analyses de relation, les coefficients de corrélation, représentant l'intensité et le sens de la relation (positive ou négative) entre les variables, ont aussi été présentés lorsqu'un minimum de trois points de données était disponible afin de renseigner sur le sens de la relation de corrélation. L'analyse a été faite de manière visuelle et sur la base du coefficient de corrélation lorsque quatre points et plus étaient disponibles. À partir de quatre points de données, il a été jugé que le coefficient de corrélation était suffisamment fiable pour être considéré dans l'analyse. Toutefois, ce dernier fut considéré avec la plus grande prudence lorsque peu de points étaient disponibles. Pour les analyses de relation, des corrélations ont été privilégiées à des régressions puisque l'idée n'est pas de modéliser les relations, mais bien de cerner les facteurs d'influence.

L'erreur associée à chaque différentiel d'élévation correspond à l'addition des erreurs absolues sur la mesure d'élévation. L'erreur associée à la mesure faite à la station totale est de 0,002 m, ce qui génère une erreur totale de 0,004 mètre considérant que deux valeurs d'élévation sont soustraites. Pour être appliquée aux valeurs de taux horaire d'incision ou d'accumulation, cette erreur se retrouve divisée par la période temporelle de l'intervalle.

#### **4.2.5. Migration des embouchures des ruisseaux**

Un des objectifs du projet consiste à déterminer à quelle vitesse migrent latéralement les embouchures de ruisseaux et de cibler les facteurs modulant cette dynamique. Cette analyse se fait sur des échelles de temps historique et saisonnière. Dans le cadre de l'analyse historique, le positionnement des embouchures a été suivi par photo-interprétation des couvertures de photographies aériennes disponibles (tableau 32) pour les trois principaux ruisseaux. Ces photographies ont été géoréférencées à l'aide d'un système d'informations géographiques (SIG). Pour chaque couverture, un axe perpendiculaire à la côte a été tracé pour recouper le point où le chenal ou son embouchure est le plus éloigné du ponceau. Il est à noter que certaines couvertures n'ont pas été considérées en raison d'une netteté d'image insuffisante. En ce qui concerne l'intervalle le plus récent, les données pour l'année 2013 ont été acquises sur le terrain à l'aide d'une station totale. Les données acquises à l'aide d'une station totale ne sont pas spatialisées et présentent un positionnement relatif. Toutefois, dans le cadre du projet, ces données topographiques sont recadrées dans l'espace à l'aide de bornes géoréférencées avec un D-GPS. Pour les principaux ruisseaux, la distance (parallèlement au trait de côte) entre les positions des embouchures a été mesurée sur un SIG, pour chacun des intervalles temporels. Une fois le déplacement net de l'embouchure quantifié, une division par la période temporelle correspondante a permis de déterminer des taux de migration annuelle. Pour chacun des trois principaux ruisseaux, un graphique regroupant les valeurs de déplacement net et de taux de mobilité en fonction du temps a été construit et utilisé pour l'analyse. Le déplacement net permet de faire ressortir efficacement les tendances pour chaque intervalle, à savoir les périodes pour lesquelles les avancées ou les reculs ont été les plus importants. Les taux de mobilité permettent quant à eux de présenter la vitesse des déplacements. Les données de taux de mobilité sont aussi mises en commun dans un même graphique afin de comparer les tendances de progression et de recul des embouchures pour les différents ruisseaux. Cela permet aussi de comparer la vitesse à laquelle les embouchures se déplacent pour chacun des ruisseaux. Les données de position de l'embouchure par rapport au ponceau ont aussi été ajoutées au graphique afin de suivre la position historique de l'embouchure.

**Tableau 32. Couvertures d'imagerie utilisées pour l'étude de la migration historique des embouchures - le code de couleur renseigne sur la source des données (jaune = Photothèque Nationale de l'Air, bleu : Gouvernement du Québec, vert : données collectées sur le terrain, rouge : inconnue)**

		Ruisseaux		
	# intervalle	PEN B	PEN D	LPM A
Date de couverture	1	1930	1930	06/28/1967
		05/25/1950	07/02/1965	08/01/1976
	2	05/25/1950	07/02/1965	08/01/1976
		07/02/1965	08/26/1972	08/04/1983
	3	07/02/1965	08/26/1972	08/04/1983
		08/26/1972	06/06/1982	06/20/1989
	4	08/26/1972	06/06/1982	06/20/1989
		06/06/1982	08/07/1987	06/20/1997
	5	06/06/1982	08/07/1987	06/20/1997
		08/07/1987	09/24/1996	07/07/2005
	6	08/07/1987	09/24/1996	07/07/2005
		09/24/1996	09/07/2001	03/03/2013
	7	09/24/1996	09/07/2001	-
		09/07/2001	06/23/2013	-
	8	09/07/2001	-	-
		06/25/2013	-	-

Initialement, l'idée était de mettre ces taux de migration historiques (variable quantitative) en relation avec la direction de la dérive littorale. Toutefois, cette idée a été abandonnée puisqu'aucun changement notable de la direction des courants parallèles n'a été observé.

L'erreur de mesure n'apparaît pas sur les graphiques puisque l'erreur est mineure relativement aux valeurs présentées. Pour les déplacements nets, elle correspond à l'addition de l'erreur absolue de positionnement pour la position initiale à celle de la position finale. Pour chaque date, lorsque la position de l'embouchure a été déterminée par photographie aérienne, cette erreur équivaut à la taille des pixels de la photographie servant à déterminer la position. L'erreur de chaque photographie doit être additionnée afin de représenter l'erreur maximale pour la valeur de déplacement. Pour l'année 2013, la position de l'embouchure a été spatialisée sur le terrain, à l'aide d'une station totale. Dans ce cas, l'erreur correspond à celle de l'appareil de la station totale, soit 0,002 m, à laquelle il faut additionner l'erreur du positionnement DGPS qui est d'environ 0,008 m. Ultimement, l'erreur maximale rencontrée ne dépassait pas 1,10 m, ce qui demeure moindre vu l'ampleur des mouvements rencontrés. Cette valeur a été divisée par la durée de la période temporelle pour déterminer des taux de mobilité.

Pour l'échelle saisonnière, la position de l'embouchure est mesurée pour chaque ruisseau, une fois par saison. Les dates de collecte de données pour les différents ruisseaux sont présentées dans le tableau suivant (tableau 33). Ce sont ces dates qui délimitent les intervalles. Les mesures sont prises sur le terrain, à l'aide d'une station totale robotisée. Les points de données sont ensuite spatialisés, tel qu'expliqué pour l'analyse de l'évolution longitudinale. La distance entre les positions de l'embouchure (toujours parallèlement au trait de côte) a été déterminée sur un SIG pour connaître le déplacement net entre chaque intervalle. Ces distances ont été divisées par la durée de l'intervalle afin de déterminer des taux de mobilité annuelle. Pour chaque ruisseau, les valeurs de déplacement net et les taux de mobilité des embouchures pour les différents intervalles (saisons) ont été portés en graphiques en fonction du temps. À ces valeurs, la position absolue de l'embouchure par rapport au ponceau a aussi été ajoutée afin de faire ressortir d'éventuels cycles au cours d'une année. Les valeurs de taux de mobilité pour l'ensemble des ruisseaux ont aussi été compilées dans un même graphique pour l'ensemble des ruisseaux afin de comparer les tendances à la progression et au recul de même que la vitesse à laquelle elles se produisent. Le même exercice a été fait avec la position de l'embouchure pour faire ressortir d'éventuelles tendances communes entre les cours d'eau, selon les saisons.

**Tableau 33. Date de collectes des données de positionnement de l'embouchure**

<b>Ruisseaux</b>			
	<b>PEN B</b>	<b>PEN D</b>	<b>LPM A</b>
<b>Date de collecte</b>	06/25/2013	06/23/2013	07/03/2013
	09/27/2013	09/26/2013	09/24/2013
	12/17/2013	12/17/2013	12/18/2013
	05/15/2014	05/16/2014	05/17/2014
	07/22/2014	07/21/2014	07/19/2014
	09/17/2014	09/16/2014	09/18/2014

Le positionnement de l'embouchure a été mis à relation avec diverses variables dans l'optique de tester leur influence. Les variables considérées sont le débit liquide moyen, le débit liquide maximum, le pourcentage de temps passé au-dessus du 80e percentile de l'hydrogramme pour une période, le volume sédimentaire relatif de la plage et les événements de tempêtes. Le positionnement de l'embouchure à la fin de chaque intervalle, en termes de distance par rapport au ponceau, a été priorisé aux autres indicateurs (déplacement net et taux de mobilité). Cet indicateur a été retenu, car il permet efficacement de juger non pas uniquement des avancées et des reculs des embouchures de cours d'eau, mais aussi du maintien de la position sous certaines conditions. Le positionnement de l'embouchure (variable quantitative) est présenté en relation avec divers indicateurs de débit liquide : débit moyen sur la période, débit maximal sur la période et le pourcentage de temps passé au-dessus du 80e percentile de l'hydrogramme de chaque ruisseau pour la durée d'un intervalle. Il aurait été intéressant d'étudier quantitativement l'influence des tempêtes sur la mobilité des embouchures. Toutefois, l'angle de prise de vue des caméras ne permet pas un tel exercice. Les ruisseaux PEN C et LPM D ne parviennent pas toujours à trouver leur chemin jusqu'au golfe. De façon épisodique, leur chenal s'incise dans le profil de plage. La majorité du temps, une lagune se développe et l'eau est évacuée par percolation. Pour le ruisseau PEN C, les événements au cours desquels le chenal a atteint le golfe ont été représentés sur un hydrogramme afin de permettre une analyse graphique. Une panoplie d'autres informations ont été compilées, en plus du débit liquide et des événements de débit supérieur au 80e percentile de l'hydrogramme : épisodes d'ouverture d'un exutoire comptabilisée à l'aide de photographies des caméras automatisées, période au cours de laquelle cette ouverture est maintenue et événements de tempêtes ayant généré des ouvertures. L'exercice n'a pu être réalisé pour le ruisseau LPM D en raison de la mobilité de l'embouchure lors des forts épisodes

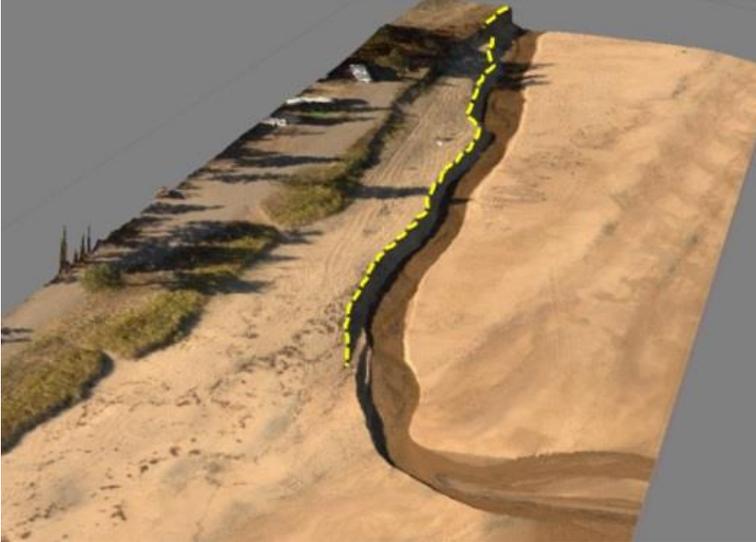
de crues. Pour cette raison, les photographies des caméras automatisées sont mal cadrées pour des périodes clés pour l'analyse.

Les erreurs associées aux mesures sont mineures. Pour les valeurs de déplacement net et pour le positionnement de l'embouchure, elles correspondent aux erreurs de positionnement associées à la mesure de la station totale (0,002 m) et à celle du géopositionnement des bornes servant à spatialiser les données de la station totale. La position des bornes ayant été mesurée à l'aide d'un DGPS, cette erreur équivaut à 0,008 m. Pour les différents intervalles, il faut additionner les valeurs pour chaque position (0,01 m), pour un total de 0,02 m d'erreur. En ce qui concerne les taux de mobilité, l'erreur est divisée par l'intervalle de temps. Sur les graphiques, les erreurs n'apparaissent pas en raison de leur faible taille par rapport aux valeurs représentées.

#### **4.2.6. Migration latérale des ruisseaux**

La migration latérale des ruisseaux a été étudiée en raison de la menace qu'elle peut représenter pour la route 138. Pour l'analyse historique de la migration latérale engendrée par le ruisseau, les différentes couvertures de photographies aériennes ont été utilisées. Les intervalles sont délimités par ces couvertures et par les données de terrain utilisées (tableau 34). Les tracés des positions de la berge ont été déterminés à partir des photographies aériennes, sur le premier talus rencontré derrière les ruisseaux (figure 185). Ils furent numérisés à l'aide d'un SIG. À partir de ces tracés, une enveloppe de mobilité a été déterminée pour chaque ruisseau pour l'ensemble de la période étudiée. À tous les mètres le long des tracés de berge, la distance totale de déplacement en tous sens a été calculée à l'aide de l'extension *Digital Shoreline Analysis System* pour le logiciel *ArcMap*®. Des transects à peu près perpendiculaires au ruisseau ont été dessinés à tous les mètres et furent tronqués pour représenter la distance de déplacement totale de la berge du ruisseau, et ce tant au niveau des avancées que des reculs. Elle représente en quelque sorte l'espace de mobilité du ruisseau. Cette enveloppe de mobilité, appelée SCE (*shoreline change envelope*), a été représentée sur carte et discutée de façon qualitative en raison du caractère incohérent des mouvements observés. En effet, à cette échelle temporelle, les mouvements ne respectaient aucun patron. Une carte de l'indice SCE historique a été produite pour chacun des ruisseaux. Les valeurs de recul ont été divisées en cinq classes basées sur des intervalles réguliers illustrant l'intensité relative de la mobilité le long des tracés. Sur cette représentation cartographique, tant la gradation de couleurs que la largeur de la bande déterminée par la longueur individuelle de chaque transect renseignent sur la mobilité. Le long de ces transects, des taux de recul, appelés EPR (*end point rate*), ont aussi été déterminés pour chaque intervalle. L'outil détermine une valeur de recul le long des transects et divise la valeur par la période temporelle, calculant un taux d'avancée ou de recul en mètre par an. Les valeurs médianes (de tous les transects pour chacun des ruisseaux) de chaque intervalle ont ensuite été calculées. Pour les analyses de relation, la valeur médiane a été retenue de par l'influence moindre que pouvaient avoir les valeurs extrêmes sur sa valeur, notamment dans le cas d'une modification de la morphologie de la berge (mouvements de terrain ou passage des véhicules tout-terrain).

Les données des trois ruisseaux ont été compilées dans un même graphique afin de comparer les tendances d'évolution des taux de recul médian pour chacun des ruisseaux. La forte modification du tracé des chenaux a motivé la décision d'utiliser uniquement l'enveloppe de mobilité SCE pour la représentation des résultats. Pour cette raison, il n'y avait donc pas d'intérêt à représenter spatialement les fluctuations des valeurs de taux de recul EPR sur une carte.



**Figure 185. Représentation de la berge à l'étude à la première rupture de pente rencontrée du ruisseau vers la route**

**Tableau 34. Couvertures d'imagerie utilisées pour l'étude de la migration latérale historique des ruisseaux - le code de couleur renseigne sur la source des données (jaune = Photothèque Nationale de l'Air, bleu : Gouvernement du Québec, vert : données collectées sur le terrain, rouge : inconnue)**

		Ruisseaux		
	# intervalle	PEN B	PEN D	LPM A
Date de couverture	1	1930	1930	06/28/1967
		05/25/1950	07/02/1965	08/01/1976
	2	05/25/1950	07/02/1965	08/01/1976
		07/02/1965	08/26/1972	08/04/1983
	3	07/02/1965	08/26/1972	08/04/1983
		08/26/1972	06/06/1982	06/20/1989
	4	08/26/1972	06/06/1982	06/20/1989
		06/06/1982	08/07/1987	06/20/1997
	5	06/06/1982	08/07/1987	06/20/1997
		08/07/1987	09/24/1996	07/07/2005
	6	08/07/1987	09/24/1996	07/07/2005
		09/24/1996	09/07/2001	07/19/2014
	7	09/24/1996	09/07/2001	-
		09/07/2001	06/23/2013	-
	8	09/07/2001	-	-
		05/15/2014	-	-

L'élément limitant de cette analyse est la qualité des photographies aériennes, selon la taille des pixels. Dans les pires cas, l'erreur de mesure pour les taux de recul ne dépasse jamais 1,10 m pour chacun des intervalles, la méthode de calcul étant la même que celle utilisée dans le cadre du suivi de la migration des embouchures. Cette valeur se doit d'être divisée par la durée de chacun des intervalles pour être appliquée aux valeurs de taux de recul. Elle est à peu près équivalente à 1,10 m pour l'enveloppe de mobilité. Pour les valeurs de taux de mobilité latérale, elle ne fut pas représentée sur le graphique pour éviter de l'alourdir.

Le même exercice a été réalisé pour les intervalles saisonniers, cette fois à partir de tracés de berge mesurés sur le terrain pour chaque saison. Les dates de collectes de données sont les mêmes que celles présentées dans le tableau pour la mobilité saisonnière des embouchures (tableau 33). Elles délimitent les intervalles d'analyse. Les profils de berge sont mesurés en suivant la rupture de pente du premier talus rencontré derrière les ruisseaux. Pour la durée totale de la campagne d'échantillonnage, une enveloppe de mobilité SCE a été calculée, de la même manière que pour l'analyse historique. Les taux de recul selon l'indice EPR ont ensuite été calculés. Les résultats de l'enveloppe de mobilité et des taux de recul ont été représentés sur des cartes. Pour les taux de recul, une carte a été produite pour chacun des ruisseaux pour représenter les valeurs EPR le long du chenal. Ces cartes présentent une classification excluant les valeurs aux embouchures. Cela permet une analyse plus réaliste des taux de recul le long des chenaux puisque les valeurs mesurées aux embouchures représentent les valeurs extrêmes. Le fait de les inclure dans la classification aurait eu pour effet d'accroître considérablement l'étendue des valeurs, ce qui aurait masqué la variabilité réelle le long du chenal. De plus, les taux de mobilité latérale médians pour les principaux ruisseaux ont été compilés dans un même graphique en fonction du temps afin de comparer les tendances observées dans chacun des ruisseaux, selon les saisons. La valeur médiane a été retenue de par l'influence moindre que pouvaient avoir les valeurs extrêmes sur sa valeur, notamment dans le cas d'une modification de la morphologie de la berge (mouvements de terrain ou passage des véhicules tout-terrain). La compilation des données en un unique graphique permet de mettre en comparaison les valeurs dans les différents ruisseaux et la recherche de tendances communes. La représentation cartographique de l'indice EPR ne permet pas cette analyse, mais elle se révèle utile pour représenter les zones de plus forte érosion pour un ruisseau, au cours d'un intervalle donné. Les données de taux de recul pour l'ensemble des intervalles pour un même ruisseau sont représentées sur une unique carte. Cela permet un suivi des zones d'érosion le long d'un chenal. Les classes de recul ne sont pas les mêmes pour chacun des intervalles en raison des différents ordres de grandeur rencontrés. Les classes sont divisées selon des intervalles égaux, ce qui permet une analyse de l'intensité relative de l'érosion dans une section par rapport au reste du chenal pour un intervalle donné.

Des analyses relationnelles ont aussi été menées entre les taux médians de migration latérale (variable quantitative) puis le débit liquide moyen sur la période, le volume sédimentaire relatif de la plage et la cote de tempête pour la durée de l'intervalle

(variables quantitatives). La représentation graphique des données sert comme outil d'analyse. Le coefficient de corrélation est aussi utilisé lorsque possible, mais toujours avec une certaine prudence en raison de la quantité de données. Par ailleurs, des observations terrain permettent de croire que la présence du pied de glace pourrait jouer un impact sur les taux d'érosion latérale, bien que difficilement quantifiable. À cet effet, les points de données pour lesquels le pied de glace était présent ont été identifiés sur les graphiques.

L'erreur pour les taux de recul est déterminée par l'erreur de mesure de la station totale de 0,002 m à laquelle doit être ajoutée celle du géoréférencement au DGPS, soit 0,008 m. L'erreur totale égale 0,01 m. Pour les taux de recul, elle correspond à l'addition des erreurs associées à chacun des deux tracés comparés et équivaut à 0,02 m, divisée par la durée de l'intervalle temporel. Pour le dernier intervalle des ruisseaux de Pentecôte, l'erreur associée au tracé de septembre 2014 correspond à l'erreur de géoréférencement de la photographie aéroportée, estimée à l'aide de l'erreur moyenne de 0,05 m. Pour cet intervalle, l'erreur pour le taux de mobilité correspond à cette valeur additionnée à celle de l'autre tracé, divisée par l'intervalle temporel. Pour l'enveloppe de mobilité, l'erreur est équivalente au maximum à celle de l'addition de l'erreur des deux tracés.

#### ***4.2.7. Redistribution de sédiments par les ruisseaux***

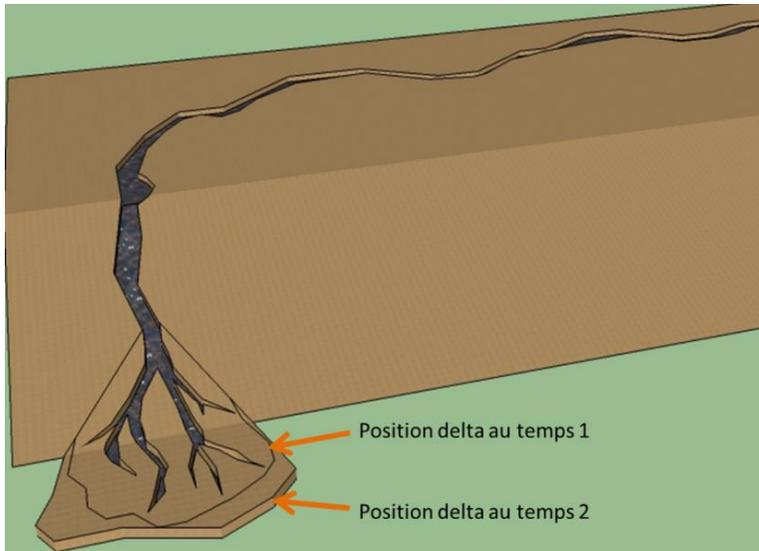
L'objectif est de déterminer l'ampleur des volumes de sédiments redistribués, mais aussi de voir comment ces volumes fluctuent afin de bien cerner l'influence des cours d'eau sur les volumes de plage. Les cours d'eau prennent en charge les sédiments de la plage et tendent à les évacuer vers le large. Suite à une évaluation sommaire des sources sédimentaires de chaque cours d'eau à l'étude, le postulat est fait que peu d'apports sédimentaires proviennent du bassin versant. En ce sens, les sédiments des ruisseaux proviennent principalement de bassins forestiers caractérisés par des berges stables et végétalisées. Un seul cours d'eau présente une problématique d'aggradation dans son ponceau en raison de travaux à proximité de son chenal. La majorité des sédiments qui transitent sur les plages sont par conséquent d'origine littorale et ils sont dans les faits repris en charge par les ruisseaux. La redistribution des sédiments vers le large est estimée de deux façons. Dans tous les cas, l'analyse est faite de manière ponctuelle dans le temps, c'est-à-dire pour une séquence d'échantillonnage actuelle, au cours d'une marée descendante ou d'une partie de la phase de jusant.

La première méthode utilise les profils de talweg mesurés de façon horaire lors d'une marée descendante utilisés dans le cadre de l'analyse de l'évolution longitudinale. Considérant que l'incision dans le ruisseau engendre un abaissement de la nappe de sédiments dans le chenal et que la largeur du cours d'eau peut être mesurée, il est possible d'estimer le volume de sédiments évacués par le ruisseau. Pour ce faire, le long du chenal, des sections de largeur similaire ont été déterminées. Sur le terrain, une estimation de la largeur a permis de donner une idée de la superficie occupée par un cours d'eau en un temps donné. Lorsque des couvertures d'imagerie aérienne acquises

avec un drone étaient disponibles, la superficie occupée par le ruisseau y a été tracée puis calculée à l'aide d'un SIG. Dans les deux cas, des sections de largeur similaire ont été délimitées et un différentiel moyen d'accumulation ou d'incision a été calculé pour l'ensemble de la phase de marée descendante à partir des profils longitudinaux pour chacune des sections. L'addition des produits de la multiplication de la superficie par le différentiel moyen pour chacun des tronçons a permis de calculer un volume total. Ce volume, ramené sur le temps d'analyse, permet d'estimer un débit solide horaire évacué de la section de plage vers le large par le ruisseau.

Cette mesure implique son lot d'incertitudes, car la profondeur dans le chenal n'est pas constante et le talweg est mobile. De même, les taux d'incision sont probablement supérieurs au niveau du talweg, ce qui peut mener à une surestimation des volumes évacués. L'erreur d'estimation du volume équivaut à la multiplication de l'erreur d'évolution altitudinale (0,004 m, par addition des valeurs des deux profils comparés) par la superficie estimée du chenal.

La deuxième méthode d'évaluation de la redistribution des sédiments de la plage vers le large est faite à partir de l'analyse des deltas. Les trois principaux ruisseaux développent ces formes à leur embouchure. Le volume d'accumulation deltaïque est estimé à l'aide de points topographiques enregistrés à l'embouchure, sur le delta. Le volume deltaïque est comparé entre deux temps pour lesquels la forme est émergée, soit d'une heure avant la marée basse à une heure après la marée basse, au début de la marée montante. Bien que des profils du delta aient été enregistrés de façon horaire, les profils de delta n'étaient que partiels avant les dernières heures de la marée descendante, la forme n'étant pas toujours accessible. L'échantillonnage a été mené dans la continuité de celui de profils longitudinaux, et la méthode d'acquisition avec la station totale est donc la même. Une série de tracés courbes sont alors faits de l'amont vers l'aval, selon un espacement à peu près constant, mais adapté à la superficie du delta. À partir de ces points, une surface interpolée est générée par krigeage non directionnel. Toutefois, considérant aussi que le delta progresse au niveau de son front, le profil de la plage a aussi été estimé au front du delta au temps 1 (figure 186). Pour ce faire, des points topographiques ont été enregistrés au côté du delta et à son front dans la mesure du possible. Cela permet de soustraire la surface du delta au temps 2 à la surface de la plage interpolée par tendance, lorsque le front du delta au temps 1 était plus reculé par rapport à la position au temps 2. Les surfaces d'élévation sont générées avec des pixels de 0,5 m pour les profils topographiques une heure avant la marée basse et une heure après cette dernière. Elles sont soustraites l'une à l'autre à l'intérieur d'un SIG afin de générer une surface différentielle. Le différentiel de volume est divisé par le temps entre les deux échantillonnages (temps fixé au début de l'échantillonnage) afin de déterminer des taux horaires d'accumulation au niveau du delta.



**Figure 186. Exemple de progression du front deltaïque entre deux temps**

Les résultats obtenus de l'estimation de l'évacuation de sédiments par les cours d'eau sont mis en relation avec différentes variables pour tester leur influence. Les variables quantitatives testées sont le débit liquide moyen sur la phase de jusant, le volume sédimentaire relatif de la plage au moment de l'échantillonnage, la hauteur et la période des vagues moyennes pour la période, puis le marnage, lorsque suffisamment de données étaient disponibles. Ces analyses se basent sur la représentation graphique des relations et sur l'utilisation du coefficient de corrélation.

Il faut rappeler que le volume de croissance deltaïque est déterminé sur la base d'une comparaison entre les surfaces d'élévation au temps 1 et au temps 2. Au temps 1, le delta étant moins étendu, une interpolation du profil de la plage est nécessaire pour comparer la surface d'élévation pour la zone où il y a croissance du delta jusqu'au temps 2. Le calcul d'erreur du volume impliquerait idéalement une considération pour l'erreur d'interpolation de la plage. Toutefois, comme il est impossible de la déterminer l'erreur d'interpolation moyenne déterminée à l'aide d'une validation de points topographiques aléatoires est utilisée. L'erreur de mesure d'élévation à la station totale (0,002 m) est additionnée à celle de l'interpolation, puis le résultat est multiplié par deux afin de considérer l'erreur des deux surfaces qui sont comparées. Cette erreur d'élévation est multipliée par la surface totale afin d'être applicable au volume d'évolution du delta. L'erreur de volume totale déterminée est divisée par la durée de la période pour être appliquée aux taux d'évolution déterminés. Cette méthode est toutefois limitée, car elle comporte des incertitudes. Bien évidemment, l'utilisation de ces taux engendre une certaine erreur puisque c'est dans les dernières heures de la marée basse que le transport sédimentaire devrait être maximal vu l'augmentation de la pente et de la puissance spécifique. Toutefois, en raison de la complexité technique et matérielle associée à l'échantillonnage sur le delta à marée haute et comme une

estimation des volumes de sédiments évacués est suffisante pour l'atteinte des objectifs, cette méthode a été retenue et considérée comme adéquate. De plus, un volume de sédiments pris en charge par les ruisseaux est perdu vers le large et ne stagne pas à la hauteur du delta. De même, le delta peut contraindre la dérive littorale et accumuler des sédiments côtiers qui vont accroître son volume, ce qui ne correspond pas à la source sédimentaire étudiée. Il n'est pas pertinent de ramener les unités des valeurs calculées en m<sup>3</sup>/h en tonnes/an, malgré le fait que cette unité soit souvent utilisée pour ce genre d'analyse. En effet, les taux d'évacuation de sédiments se sont révélés fortement variables d'un échantillonnage à l'autre. Il est inapproprié de rapporter une valeur ponctuelle en valeur annuelle. Pour réaliser un bilan sédimentaire complet, il faudrait éventuellement collecter davantage de points et calculer des moyennes annuelles de taux de sédiments évacués par les cours d'eau. L'idée n'est pas d'obtenir une valeur exacte, mais plutôt un ordre de grandeur du volume de sédiments redistribués vers le large qui renseigne sur l'influence des cours d'eau sur le bilan sédimentaire des plages et qui permet de comprendre comment ces volumes fluctuent.

### **4.3. Analyse de la dynamique historique des ruisseaux de plage**

#### **4.3.1. Migration de l'embouchure des ruisseaux**

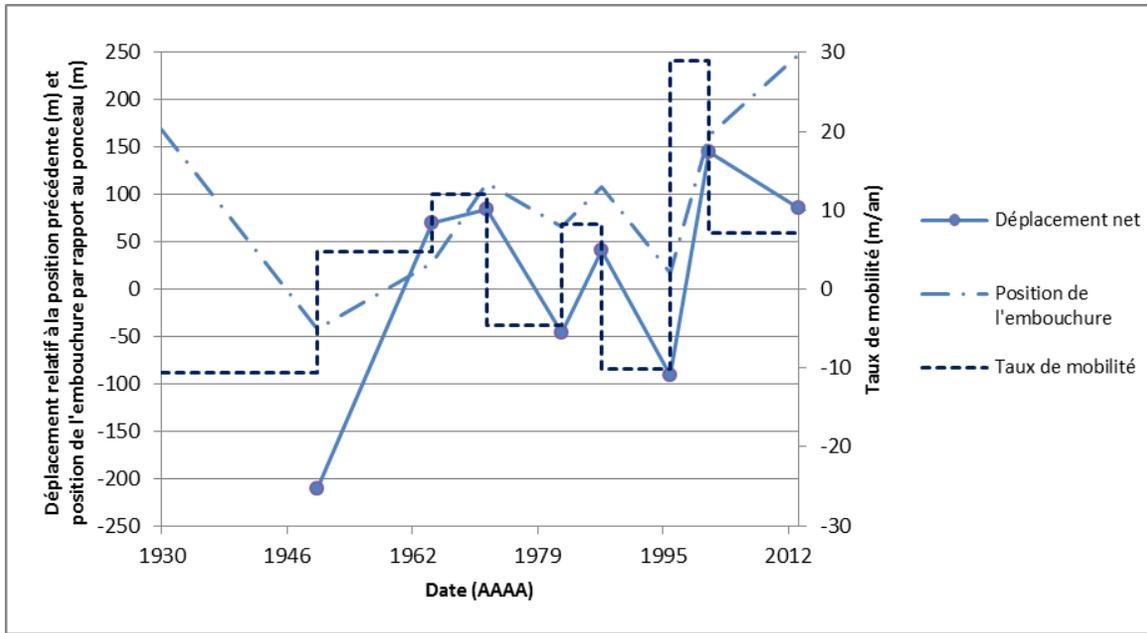
Les embouchures des trois principaux ruisseaux sont historiquement très mobiles. Les tableaux et les figures présentées montrent les données de déplacement net, de positionnement de l'embouchure par rapport au point d'arrivée des ruisseaux sur la plage et de taux de mobilité pour les différents intervalles de temps, le tout dans la direction de la dérive littorale. Une valeur positive du taux de mobilité ou du déplacement net signifie que l'embouchure s'est éloignée de la position du ponceau pour la période couverte ; une valeur négative signifie que l'embouchure s'est rapprochée de la position du ponceau pour la période couverte

*PEN B (tableau 35 et figure 187)*

La position de l'embouchure a connu des épisodes d'avancée et des épisodes de recul en alternance. Trois périodes de rapprochement de l'embouchure vers le ponceau s'observent pour un total de 39 ans (1930- 1950;1972- 1982; 1987- 1996). La période 1930- 1950 est particulièrement notoire, car l'embouchure se déplace d'une des positions les plus éloignées du dernier siècle vers la position la plus rapprochée du ponceau. On peut même noter que l'embouchure se situe à l'amont du ponceau par rapport à la dérive littorale, ce qui est particulièrement surprenant. Depuis 1950, l'embouchure s'éloigne graduellement du ponceau dans le sens de la dérive littorale pendant 5 périodes pour un total de 42 ans (1950- 1965 ; 1965- 1972;1982- 1987 ; 1996- 2001;2001- 2013). La position de l'embouchure observée en 2013 est la position la plus éloignée observée dans les 80 dernières années. Les taux de retrait de l'embouchure les plus rapides sont entre 1930 et 1950 puis entre 1987 et 1996, avoisinant respectivement - 11 et - 10 m/an. Le taux d'avancée est quant à lui maximal entre 1996 et 2001, avec environ 29 m/an.

**Tableau 35. Compilation des valeurs de taux de mobilité, de position et de déplacement net en fonction des différents intervalles pour l'embouchure du ruisseau PEN B (dans la direction de la dérive littorale)**

<b>Analyse historique</b>					
<b>Dates périodes</b>	<b>Date exacte</b>	<b>Direction de la dérive (sans unité)</b>	<b>Mobilité embouchure</b>		
			Taux de mobilité (m/an)	Déplacement net (m)	Position de l'embouchure (m)
1930 / 1950	N/A	sud	-10,54	-210,72	168,50
	05/25/1950				-42,22
1950 / 1965	05/25/1950	sud	4,68	70,13	-42,22
	07/02/1965				27,91
1965 / 1972	07/02/1965	sud	12,03	84,21	27,91
	08/26/1972				112,12
1972 / 1982	08/26/1972	sud	-4,56	-45,60	112,12
	06/06/1982				66,52
1982 / 1987	06/06/1982	sud	8,29	41,43	66,52
	08/07/1987				107,95
1987 / 1996	08/07/1987	sud	-10,05	-90,46	107,95
	09/24/1996				17,49
1996 / 2001	09/24/1996	sud	29,01	145,04	17,49
	09/07/2001				162,53
2001 / 2013	09/07/2001	sud	7,14	85,69	162,53
	06/25/2013				248,22



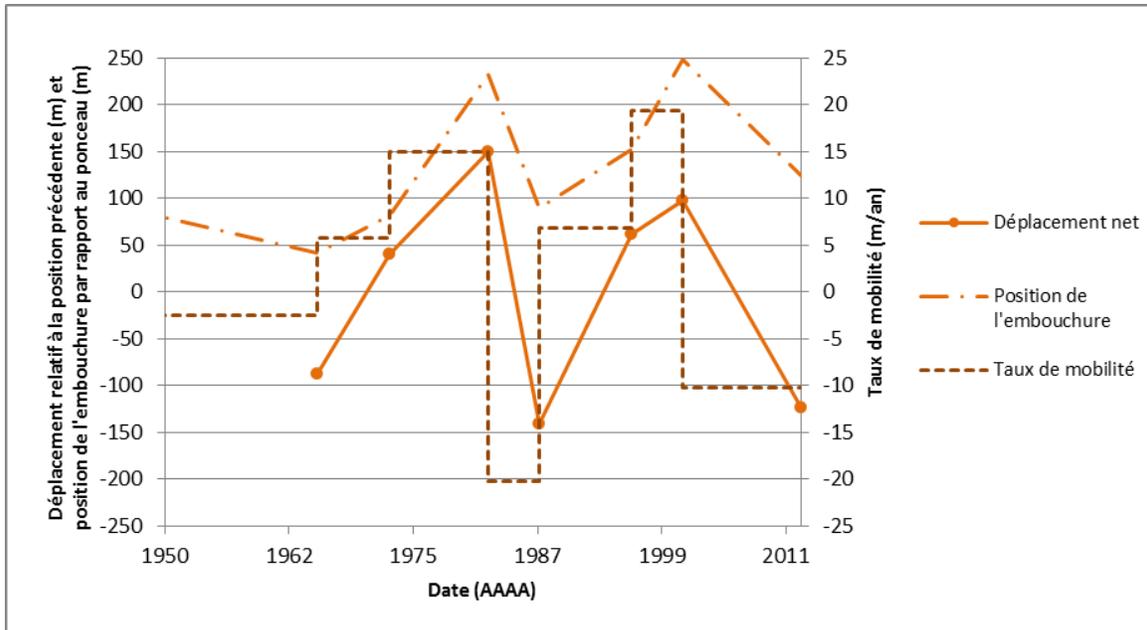
**Figure 187. Déplacement net, position et taux de mobilité en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau PEN B (dans la direction de la dérive littorale)**

#### *PEN D (tableau 36 et figure 188)*

Les valeurs de déplacements nets ne respectent aucune tendance. Il y a recul entre 1950 et 1965, avancée jusqu'en 1972 puis jusqu'en 1982, recul jusqu'en 1987, réavancée entre 1987 et 1996 de même qu'entre 1996 et 2001, puis recul jusqu'en 2013. L'avancée maximale au cours d'une période a été mesurée en 1972- 1982 avec près de 150 m de progression entre les positions. Le maximum de recul de l'embouchure mesuré au cours d'une période est de près de 142 m en 1982- 1987. Pour les taux de mobilité, il apparaît que le recul a été beaucoup plus lent entre 1950 et 1965 qu'il a pu l'être entre 1982 et 1987 ou entre 2001 et 2013. Les taux d'avancée les plus importants correspondent aux périodes de 1972 à 1982 et de 1996 à 2001, respectivement avec 15 m/an et près de 20 m/an. L'embouchure n'a pas progressé au cours de la période étudiée, elle a même légèrement reculé d'environ 5 m. Elle a atteint sa position la plus distale du ponceau en 2001, à près de 248 m de la structure.

**Tableau 36. Compilation des valeurs de taux de mobilité, de position et de déplacement net en fonction des différents intervalles pour l'embouchure du ruisseau PEN D (dans la direction de la dérive littorale)**

<b>Analyse historique</b>					
<b>Dates périodes</b>	<b>Date exacte</b>	<b>Direction de la dérive (sans unité)</b>	<b>Mobilité embouchure</b>		
			Taux de mobilité (m/an)	Déplacement net (m)	Position de l'embouchure (m)
1930 / 1965	N/A	sud	-2,52	-88,10	129,50
	07/02/1965				41,40
1965 / 1972	07/02/1965	sud	5,77	40,37	41,40
	08/26/1972				81,77
1972 / 1982	08/26/1972	sud	15,00	149,99	81,77
	06/06/1982				231,76
1982 / 1987	06/06/1982	sud	-20,26	-141,79	231,76
	08/07/1987				89,97
1987 / 1996	08/07/1987	sud	6,83	61,50	89,97
	09/24/1996				151,47
1996 / 2001	09/24/1996	sud	19,39	96,93	151,47
	09/07/2001				248,40
2001 / 2013	09/07/2001	sud	-10,32	-123,79	248,40
	06/23/2013				124,61



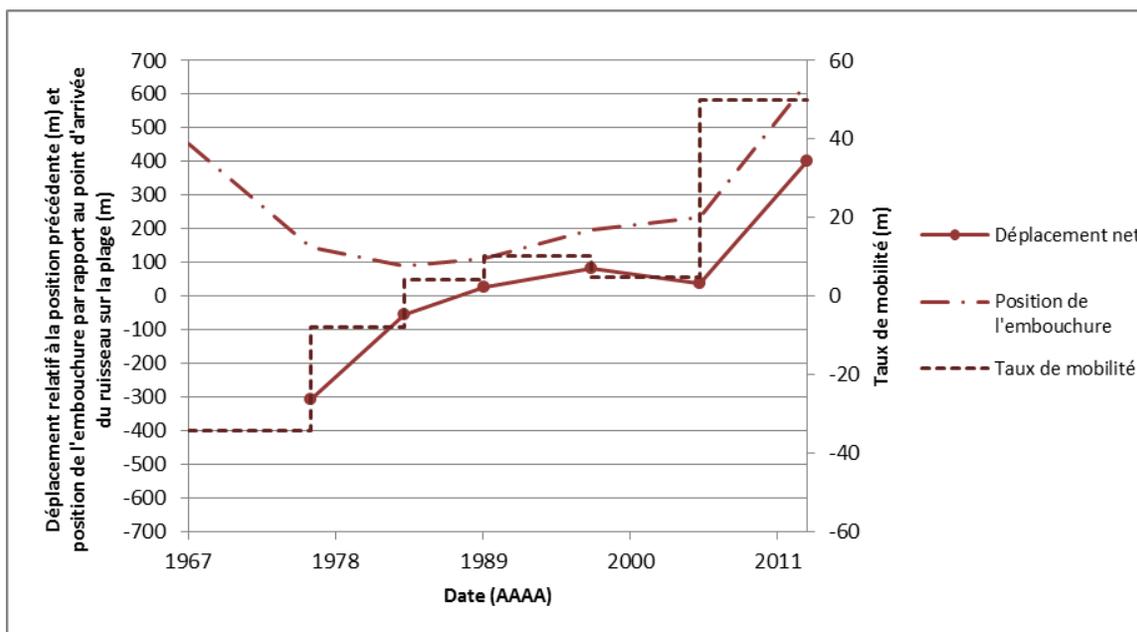
**Figure 188. Déplacement net, position et taux de mobilité en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau PEN D (dans la direction de la dérive littorale)**

*LPM A (tableau 37 et figure 189)*

La représentation des déplacements nets montre un recul important en 1967- 1976 puis d'un léger recul pour 1976- 1983. L'embouchure s'est ensuite éloignée progressivement et continuellement de la position du ponceau jusqu'en 2013. Le déplacement maximal de l'embouchure au cours d'une période correspond à une progression de plus de 400 m en 2013 par rapport à 2005. Entre 1967 et 1976, la valeur de recul de l'embouchure observée a été la plus importante, avec un retrait de près de 310 m. Le taux de recul était maximal entre 1967 et 1976 à environ - 34 m/an, puis il a diminué entre 1976 et 1983. Les taux d'avancée ont par la suite grimpé (à l'exception d'un ralentissement entre 1997 et 2005) pour atteindre leur maximum entre 2005 et 2013, à approximativement 50 m par an. Après un important recul de la position de l'embouchure par rapport au point d'arrivée du ruisseau à la plage au début de la période étudiée, l'embouchure a atteint une position maximale pour l'entièreté de l'intervalle d'étude au cours de l'année 2013. Dans la direction de la dérive littorale, elle se retrouve alors à environ 180 m plus distante qu'au début de l'intervalle.

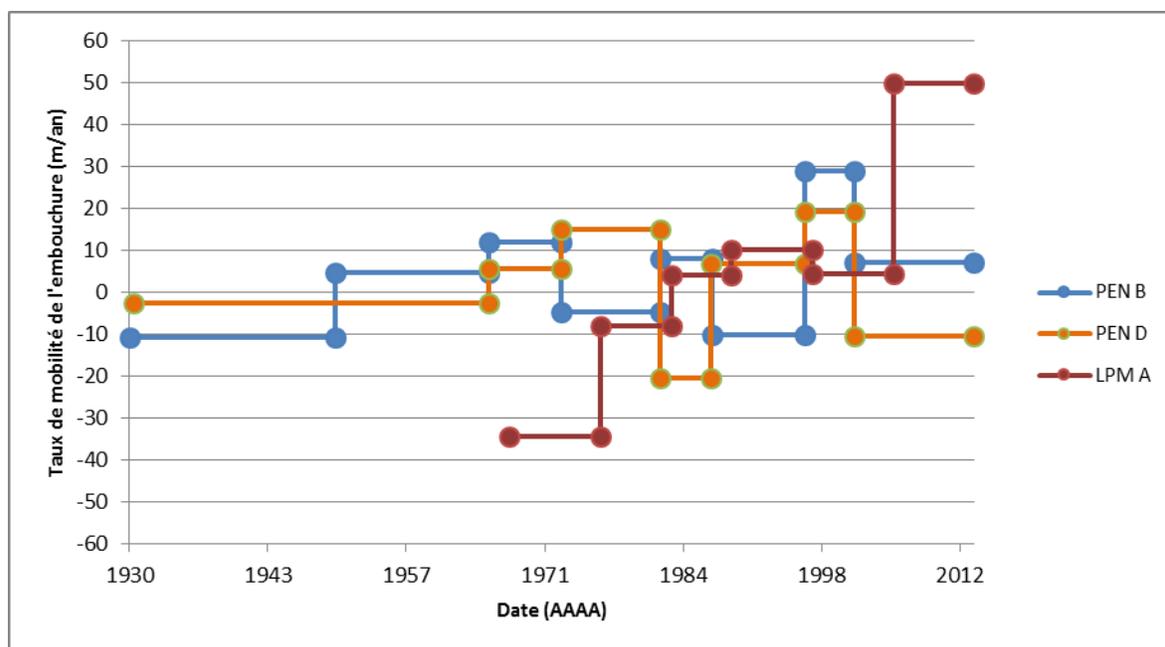
**Tableau 37. Compilation des valeurs de taux de mobilité, de position et de déplacement net en fonction des différents intervalles pour l'embouchure du ruisseau LPM A (dans la direction de la dérive littorale)**

Analyse historique					
Dates périodes	Date exacte	Direction de la dérive (sans unité)	Mobilité embouchure		
			Taux de mobilité (m/an)	Déplacement net (m)	Position de l'embouchure (m)
1967 / 1976	06/28/1967	est	-34,40	-309,60	453,50
	08/01/1976				143,90
1976 / 1983	08/01/1976	est	-7,97	-55,78	143,90
	08/04/1983				88,12
1983 / 1989	08/04/1983	est	4,20	25,17	88,12
	06/20/1989				113,29
1989 / 1997	06/20/1989	est	10,35	82,81	113,29
	06/20/1997				196,10
1997 / 2005	06/20/1997	est	4,64	37,11	196,10
	07/07/2005				233,21
2005 / 2013	07/07/2005	est	50,07	400,52	233,21
	07/03/2013				633,73



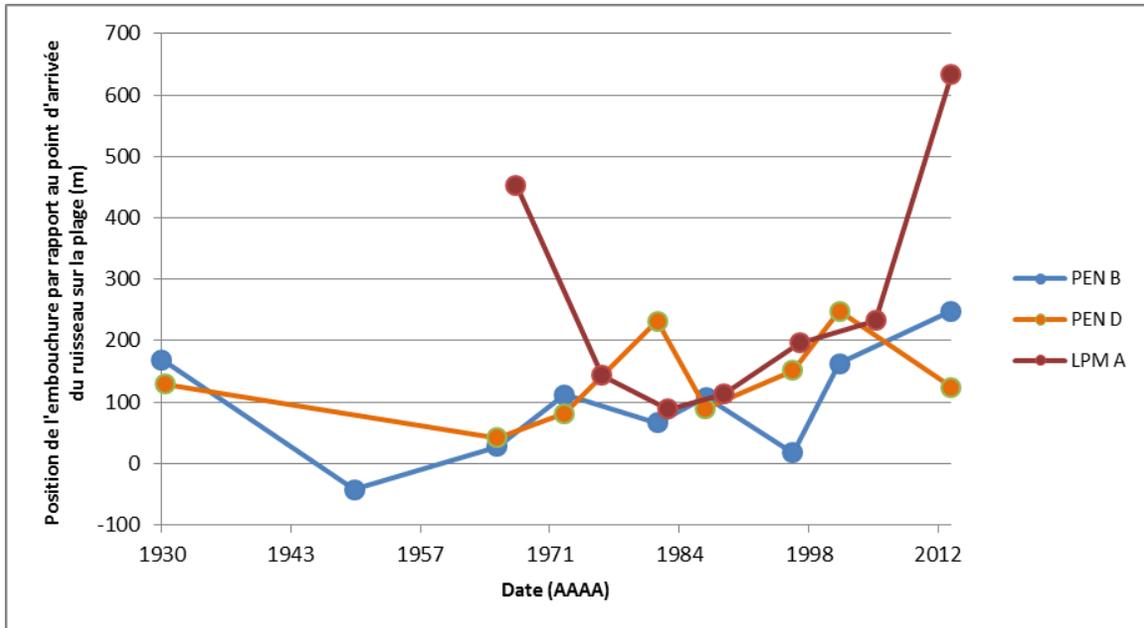
**Figure 189. Déplacement net, position et taux de mobilité en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau LPM A (dans la direction de la dérive littorale)**

En superposant les taux de mobilité pour les embouchures des différents ruisseaux (figure 190), il apparaît que les embouchures des ruisseaux PEN B et PEN D, malgré leur proximité géographique, se comportent différemment. Lorsque les mêmes périodes de couvertures de photographies aériennes étaient disponibles, les taux de mobilité pour les deux ruisseaux présentent un faible coefficient de corrélation de 0,134. Pourtant, visuellement, les taux de mobilité semblent parfois respecter des tendances communes. L'embouchure du ruisseau PEN B, qui reculait lentement entre 1930 et 1950, s'est mise à progresser entre 1950 et 1972. Pour l'embouchure du ruisseau PEN D, cette même progression apparaît entre 1965 et 1972, alors que la progression se maintient pour l'embouchure du ruisseau PEN B. Il importe de spécifier que la position de l'embouchure en 1950 pour le ruisseau PEN D demeure inconnue. Par conséquent, il est impossible de connaître les tendances exactes pour 1930 à 1950 et pour 1950 à 1965 relatives à la mobilité de l'embouchure du ruisseau PEN D. Entre 1987 et 2013, les embouchures des deux ruisseaux de Pentecôte respectent des tendances similaires. Entre les intervalles de 1987 à 1996 et de 1996 à 2001, le recul cesse ou la progression accélère pour mener à une forte tendance à l'avancée jusqu'en 2001. Elles progressent rapidement, mais cette progression diminue, voire est inversée entre 2001 et 2013. Toutefois, la relation entre le comportement des deux embouchures semble par moment incohérente, par exemple entre 1972 et 1987 où les tendances sont diamétralement opposées.



**Figure 190. Taux de mobilité de l'embouchure des ruisseaux en fonction du temps pour chacun des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A (dans la direction de la dérive littorale)**

Sur la totalité de la période d'étude, la position des embouchures a progressé vers l'aval dans la direction de la dérive littorale pour deux des trois ruisseaux (figure 191). Elle a progressé pour les ruisseaux PEN B et LPM A, tandis qu'elle a légèrement retraité à l'inverse de la direction de la dérive littorale pour le ruisseau PEN D. Il ressort de cela que pour les ruisseaux de Pentecôte, les tendances de progression des embouchures ne sont pas unidirectionnelles, mais bien ponctuées de phases d'avancée et de recul. À l'inverse, pour le ruisseau LPM A, la progression est continue sur la majorité de la période d'étude.



**Figure 191. Position de l'embouchure en fonction du temps pour chacun des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A (dans la direction de la dérive littorale)**

#### **4.3.2. Migration latérale des ruisseaux**

Trois cartes présentent l'enveloppe de mobilité historique des ruisseaux PEN B (figure 192), PEN D (figure 193) et LPM A (figure 194). Les photographies aériennes présentées sur les cartes ne servent que pour la visualisation du contexte dans lequel les chenaux évoluent, car la position des embouchures n'est pas statique dans le temps. Les données suggèrent des modifications majeures du tracé des ruisseaux dans le temps avec des patrons spatiaux très variables. Sur ces cartes de l'indice SCE (*shoreline change envelope*), la classe de mobilité et la largeur de la bande, déterminée par la longueur de chaque transect, permettent de juger de l'ampleur de la mobilité. Pour le ruisseau PEN B, la classe de mobilité maximale est celle de 41 à 56 m, mais la classe la plus représentée le long du chenal est celle de 28 à 40 m. En ce qui concerne le ruisseau PEN D, la classe de mobilité maximale contient des valeurs de 30 à 38 m. La classe la plus représentée le long du chenal est celle de 14 à 20 m. En ce qui concerne

le ruisseau LPM A, la classe de mobilité maximale inclut des valeurs de 43 à 56 m alors que les classes les plus fréquemment rencontrées sont celles de 27 à 33 m et de 34 à 42 m. Les données utilisées pour le ruisseau PEN B couvrent la période de 1930 à 2014. Pour le ruisseau PEN D, elles correspondent à la période de 1930 à 2013. En ce qui concerne le ruisseau LPM A, la période couverte s'étend de 1967 à 2014.

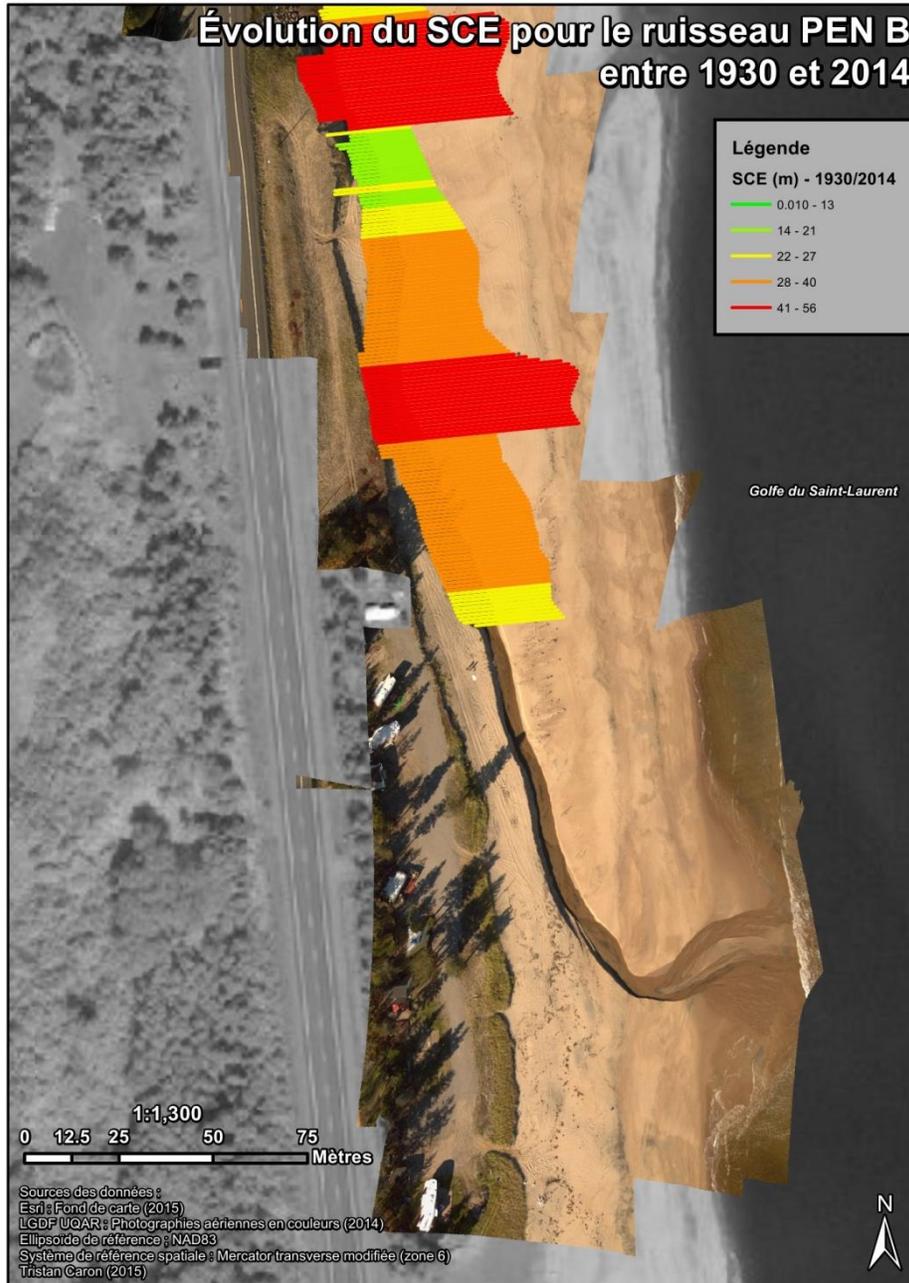
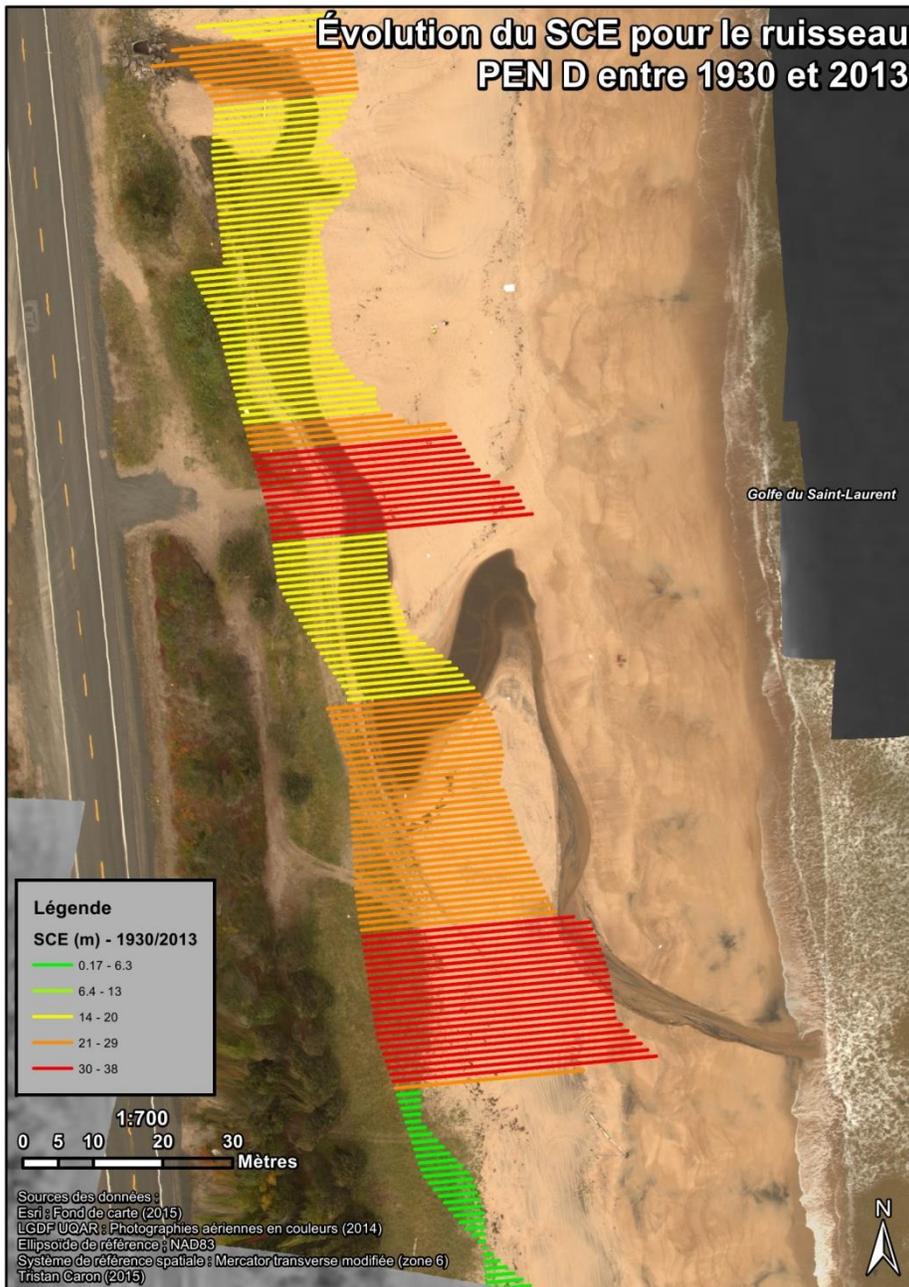
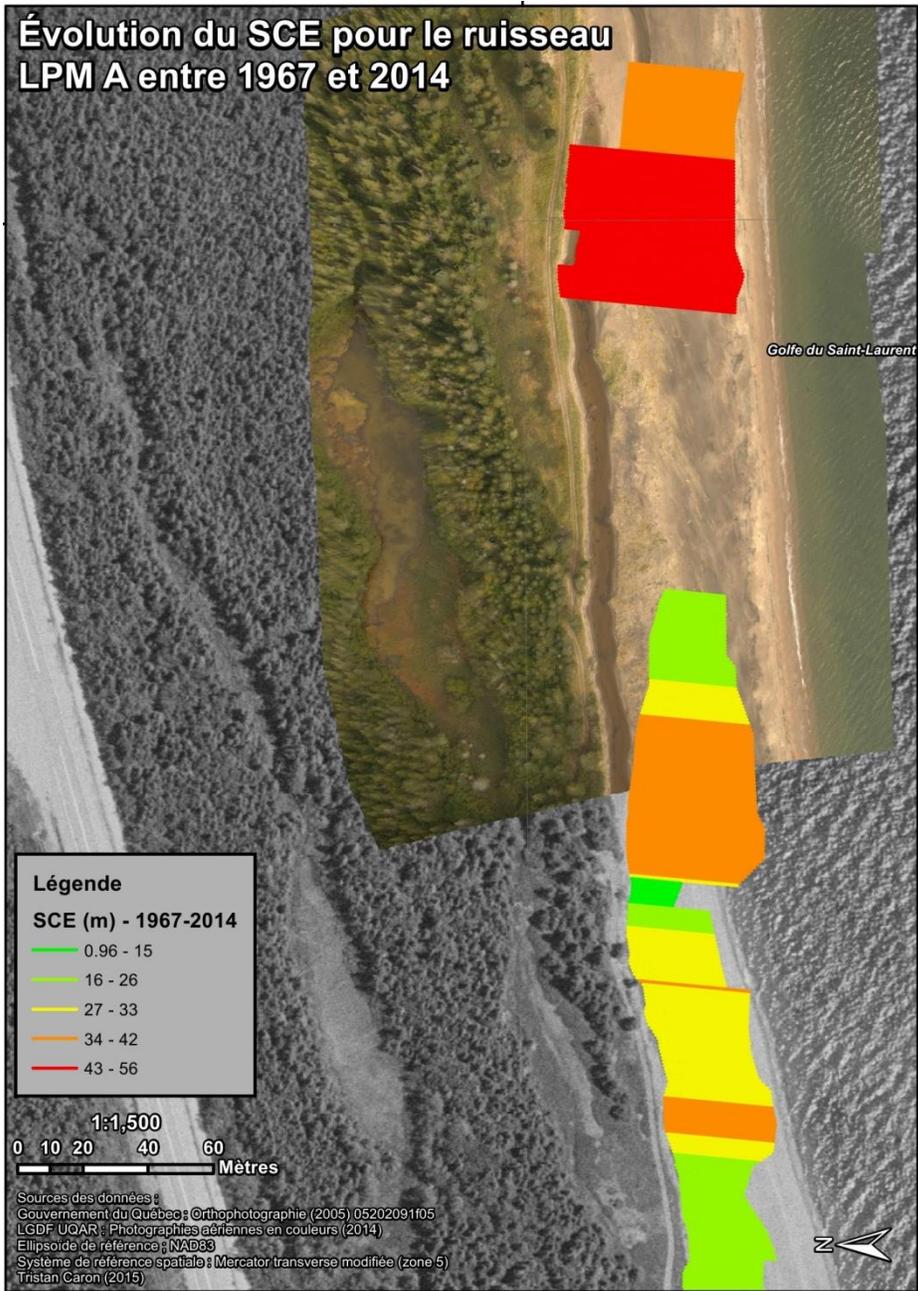


Figure 192. Représentation de l'indice SCE-historique pour le ruisseau PEN B entre 1930 et 2014



**Figure 193. Représentation de l'indice SCE-historique pour le ruisseau PEN D entre 1930 et 2013**



**Figure 194. Représentation de l'indice SCE-historique pour le ruisseau LPM A entre 1967 et 2014**

#### 4.3.2.1. Taux de migration latérale

Les taux médians de mobilité sont compilés dans un unique graphique pour les trois ruisseaux (figure 195). Les valeurs négatives correspondent à des taux d'érosion vers la côte et les valeurs positives correspondent à des taux d'érosion vers l'estran et donc à un éloignement du trait de côte. Certaines tendances communes apparaissent pour les deux ruisseaux de Pentecôte. Pour le ruisseau PEN B, le chenal se distance du trait de côte entre 1930 et 1950 (1,04 m/an), alors qu'il érode les sédiments en direction du trait de côte entre 1950 et 1965 (- 2,97 m/an). Pour le ruisseau PEN D, la tendance est à une érosion modérée vers le trait de côte entre 1930 et 1965 (- 0,46 m/an). Il n'est cependant pas impossible que le ruisseau PEN D se soit lui aussi éloigné du trait de côte entre 1930 et 1965, mais aucune donnée n'était disponible en 1950. Le ruisseau PEN B engendre ensuite de l'érosion vers le trait de côte à une vitesse - 1,13 m/an entre 1965 et 1972, puis à une vitesse de - 0,54 m/an entre 1972 et 1982. La tendance érosive vers le talus côtier est observée pour le ruisseau PEN D, respectivement à des vitesses de - 0,31 et de - 1,69 m/an pour les mêmes intervalles. Pour les deux ruisseaux, entre 1982 et 1987, il y a eu une distanciation par rapport au trait de côte, selon un taux de 0,82 m/an pour le ruisseau PEN B et de 3,46 m/an pour le ruisseau PEN D. Cela laisse présager une diminution des forçages qui repoussent les ruisseaux contre le trait de côte, mais cela correspond également à une évolution du tracé des ruisseaux. La tendance se poursuit entre 1987 et 1996 avec des taux de 0,06 m/an et de 0,16 m/an respectivement pour les ruisseaux PEN B et PEN D. Il y a un retour à l'érosion vers le trait de côte entre 1996 et 2001, à une vitesse de - 0,44 m/an pour le ruisseau PEN B et de - 2,70 m/an pour le ruisseau PEN D. Par la suite, l'érosion s'accélère pour le ruisseau PEN B, atteignant un taux de recul de - 1,36 m/an. Sur la même période, le ruisseau PEN D s'éloigne légèrement du trait de côte à un taux de 0,40 m/an. Les deux ruisseaux suivent donc des tendances similaires (érosion ou distanciation) pour plusieurs périodes.

Le ruisseau LPM A se distancie du trait de côte entre 1967 et 1976, selon une vitesse de 0,63 m/an. Il passe ensuite à une tendance érosive vers le trait de côte à une vitesse de - 2,23 m/an entre 1976 et 1983 puis de - 1,27 m/an entre 1983 et 1989. La tendance s'inverse entre 1989 et 1997 à un taux positif de 0,35 m/an. L'érosion en direction du talus côtier se réactive ensuite de 1997 à 2005, selon un taux de - 0,59 m/an. Les tendances érosives pour le ruisseau LPM A sont parfois comparables à celles observées pour les ruisseaux de Pentecôte. Entre l'intervalle de 1967 à 1976 et celui de 1976 à 1983, la tendance à la distanciation fait place à de l'érosion accrue vers le trait de côte, comme pour le ruisseau PEN D entre 1965 et 1972 et l'intervalle de 1972 à 1982. Par la suite, de 1983 à 1989, l'érosion par le ruisseau LPM A contre le trait de côte se maintient, mais elle ralentit considérablement. De façon similaire, l'érosion diminue pour les ruisseaux de Pentecôte entre 1982 et 1987, à un point où les ruisseaux en viennent même à se distancer rapidement du trait de côte. Entre 1989 et 1997, le ruisseau LPM A se distance du trait de côte selon des taux similaires que ceux mesurés pour les ruisseaux de Pentecôte entre 1987 et 1996. De 1997 à 2005, le ruisseau cesse de

s'éloigner du trait de côte et il y a début d'une nouvelle phase d'érosion contre le talus côtier, exactement comme pour les ruisseaux de Pentecôte entre 1996 et 2001.

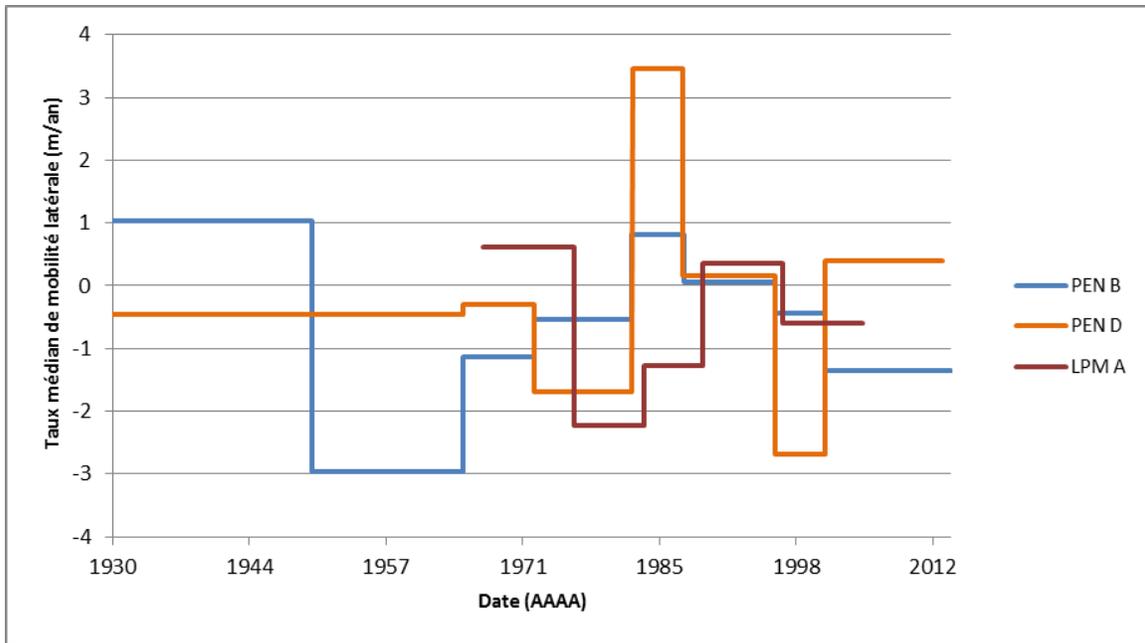


Figure 195. Taux de mobilité latérale en fonction du temps pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A

#### **4.4. Analyse des facteurs contribuant à la dynamique actuelle des ruisseaux de plage**

##### ***4.4.1. Évolution longitudinale des ruisseaux et de leur embouchure***

Lors des visites sur le terrain, il a été constaté que la tendance à l'incision qui résulte de l'abaissement du niveau marégraphique était plus marquée, voire propre à la section des profils longitudinaux des cours d'eau s'écoulant sur l'estran. La comparaison des taux d'incision mesurés pour les sections haute plage et estran du profil longitudinal de chaque cours d'eau confirme cette observation (figure 196). Cette tendance est évidente pour les trois premières heures de la phase de marée descendante (A). Il ressort de cela que pour la majorité des couples de points, les taux d'accumulation sont plus importants pour les sections des ruisseaux s'écoulant sur la haute plage en comparaison avec celles s'écoulant sur l'estran. Dans la zone de battement des marées, les ruisseaux connaissent effectivement une plus faible accumulation, voire de l'incision dans 75 % des cas. Pour l'ensemble des ruisseaux, la même relation se dessine au cours des trois dernières heures de la phase de marée descendante, cette fois pour 82 % des paires de points (B). L'incision dans le chenal est plus marquée au niveau de l'estran en comparaison avec les sections des cours d'eau qui se trouvent sur la haute plage, où il y a soit de l'accumulation ou une incision moins rapide. Sur cette base, les données sont présentées en distinguant les sections du profil de chaque chenal correspondant à la haute plage et à l'estran.

Taux d'incision ( $y < 0$ ) et taux d'accumulation ( $y > 0$ ) moyen sur la période (m/h)

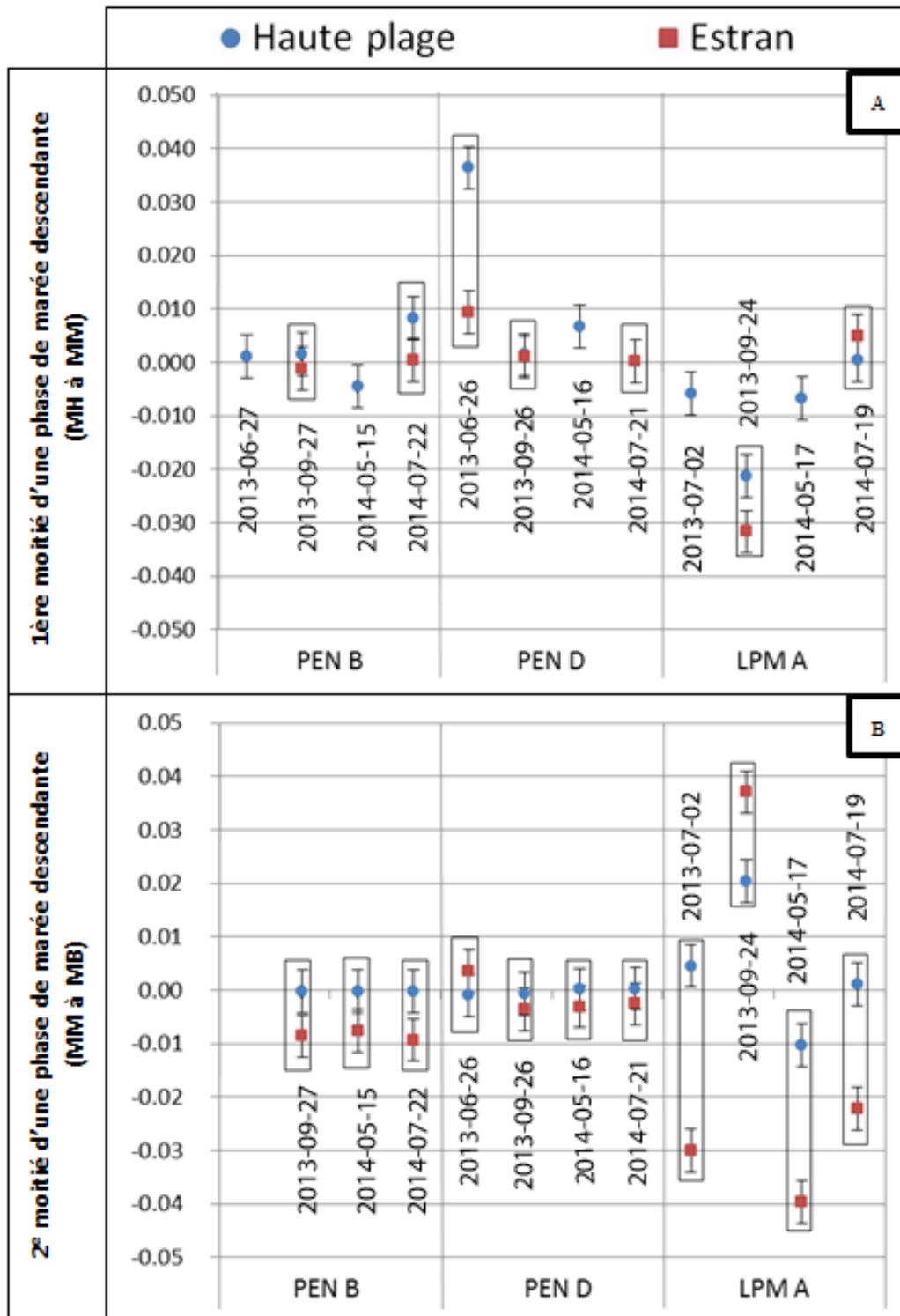


Figure 196. Comparaison des taux d'incision ou d'accumulation par ruisseau selon la position sur le profil de plage pour chaque moitié de la phase de marée descendante (les encadrés noirs représentent des couples de points pour une même séquence d'échantillonnage, les codes MH, MM et MB signifient respectivement la marée haute, la mi-marée et la marée basse)

L'analyse se base principalement sur les six heures suivant la marée haute, soit approximativement sur la phase de marée descendante. Sur le terrain, le constat a été fait que, pour la section du cours d'eau qui s'écoule sur l'estran, les ajustements semblaient plus rapides dans les dernières heures de cette période de jusant. La représentation graphique des taux d'incision ou d'accumulation par comparaison des valeurs entre les trois premières et les trois dernières heures de la phase de jusant permet de clarifier ces observations (figure 197). Sur la haute plage, l'accumulation diminue, voire laisse place à l'incision lors des trois dernières heures de la marée descendante (A). Pour les données compilées de l'ensemble des ruisseaux, cette relation est corroborée pour une majorité de 60 % des couples de points. Pour la section du chenal s'écoulant sur l'estran, la tendance est identique, et est même encore plus marquée (B). L'accumulation diminue et elle laisse place à l'incision plus l'heure de la marée basse approche. Dans d'autres cas, l'incision tend tout simplement à accélérer dans les trois dernières heures de la phase de jusant. Cette tendance est sans équivoque, elle concerne 86 % des couples de points et les écarts sur l'axe des ordonnées sont encore plus significatifs, considérant les marges d'erreur, ce qui permet d'affirmer que la réponse du profil longitudinal est plus marquée sur l'estran.

Taux d'incision ( $y < 0$ ) et taux d'accumulation ( $y > 0$ ) moyen sur la période (m/h)

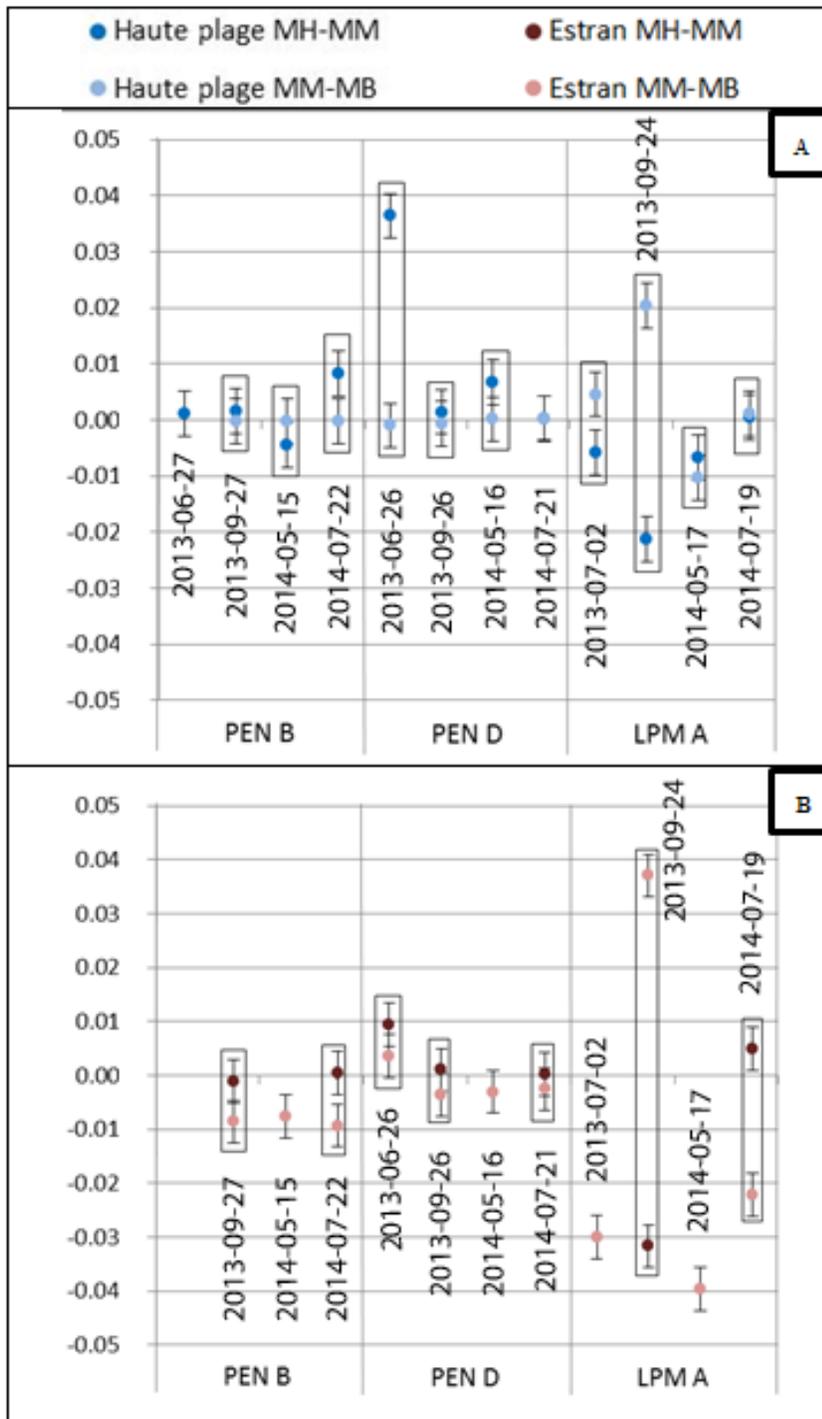


Figure 197. Comparaison des taux d'incision ou d'accumulation par ruisseau selon la période de la phase de marée descendante pour chaque portion du profil de plage (les encadrés noirs représentent des couples de points pour une même séquence d'échantillonnage, les codes MH, MM et MB signifient respectivement la marée haute, la mi-marée et la marée basse)

Cette analyse permet de mettre en évidence l'influence de la position du chenal sur le profil de plage et de la période sur les taux d'ajustement longitudinal. L'ajustement longitudinal a été étudié en fonction du débit liquide, du marnage et du climat de vagues. Les valeurs de taux d'incision ou d'accumulation (moyenné par section) ont été compilées pour divers intervalles de temps et en fonction des différentes variables.

#### 4.4.1.1. *Le rôle des débits liquides*

La figure 198 présente les taux d'accumulation ou d'incision pour la s pour du ruisseau s'écoulant sur la haute plage en fonction du débit liquide pour trois périodes de la marée descendante. Pour l'entièreté de la phase de marée descendante, les relations entre les deux variables divergent selon les ruisseaux. Bien qu'il faille approcher ces résultats avec prudence en raison du faible nombre d'observations, il est possible de voir à une légère tendance linéaire à l'accumulation pour les hauts débits pour le ruisseau PEN B ( $R = 0,70$ ,  $n = 4$ , A), alors que pour le ruisseau LPM A ( $n = 2$ , C), une hausse du débit signifie une diminution linéaire de l'accumulation, voire une situation d'incision. Le ruisseau PEN D ( $R = - 0,18$ ,  $n = 4$ , B) ne présente pas de tendance évidente. Il n'y a pas de tendance commune entre les ruisseaux et les corrélations sont faibles considérant les marges d'erreur. Pour la première moitié du jusant, les relations convergent entre les ruisseaux, mais il demeure risqué de croire les tendances. Sur la haute plage, les ruisseaux PEN B ( $R = 0,46$ ,  $n = 4$ , D) et LPM A ( $n = 2$ , F) connaissent de l'incision lorsque les débits augmentent, respectivement selon des fonctions polynomiale et linéaire. Par contre, le ruisseau PEN D ( $R = - 0,17$ ,  $n = 4$ , E) ne présente aucune tendance. Pour la deuxième moitié du jusant, les données ne permettent pas non plus de faire ressortir de tendance significative et commune à l'ensemble des ruisseaux. Pour les ruisseaux PEN B ( $n = 3$ , G) et PEN D ( $R = 0,30$ ,  $n = 4$ , H), il n'y a absolument aucune tendance. Les taux d'incision ou d'accumulation semblent stables, peu importe le débit liquide. Pour le ruisseau LPM A ( $n = 2$ , I), l'incision s'accroît avec le débit. Pour ce ruisseau, le peu de données disponibles invite à la prudence.

La figure 199 présente les taux d'accumulation ou d'incision pour la section du ruisseau s'écoulant sur l'estran en fonction du débit liquide pour trois périodes de la marée descendante. Pour l'entièreté de la période du jusant, les relations entre les taux d'accumulation et d'incision dans les ruisseaux et le débit liquide sont faibles. Pour le ruisseau PEN B ( $n = 2$ , A), les taux d'incision demeurent stables quand le débit liquide augmente. Toutefois, pour le ruisseau PEN D ( $n = 3$ , B), il y a une légère tendance à l'incision lorsque le débit augmente. La prudence est encore de mise en raison du faible nombre d'observations au niveau de l'estran, parfois inaccessible à marée haute. Pour la première partie du jusant, les relations sont tout aussi faibles. Pour le ruisseau PEN B ( $n = 2$ , D), il y a une très légère tendance à l'augmentation de l'incision pour les forts débits liquides. Cette tendance est par contre rendue négligeable par le faible nombre d'observations et la marge d'erreur sur l'axe vertical qui demeurent considérables par rapport à l'écart entre les valeurs. En ce qui concerne le ruisseau PEN D ( $n = 3$ , E), la tendance est négligeable pour les mêmes raisons que le ruisseau PEN B. Pour le

ruisseau PEN D, la faible corrélation supporte l'absence de relation. Pour les trois dernières heures de la phase de jusant, il n'apparaît pas de tendance pour les ruisseaux PEN B (n = 3, G) et PEN D (R = - 0,35, n = 4, H). Les valeurs sont peu différenciées sur l'axe des ordonnées. Pour le ruisseau LPM A (n = 2, I), l'incision augmente avec le débit. Si peu de données sont disponibles pour le ruisseau LPM A, les valeurs sont fortement différenciées. Cela permet d'accorder une certaine confiance à la tendance qui se dessine.

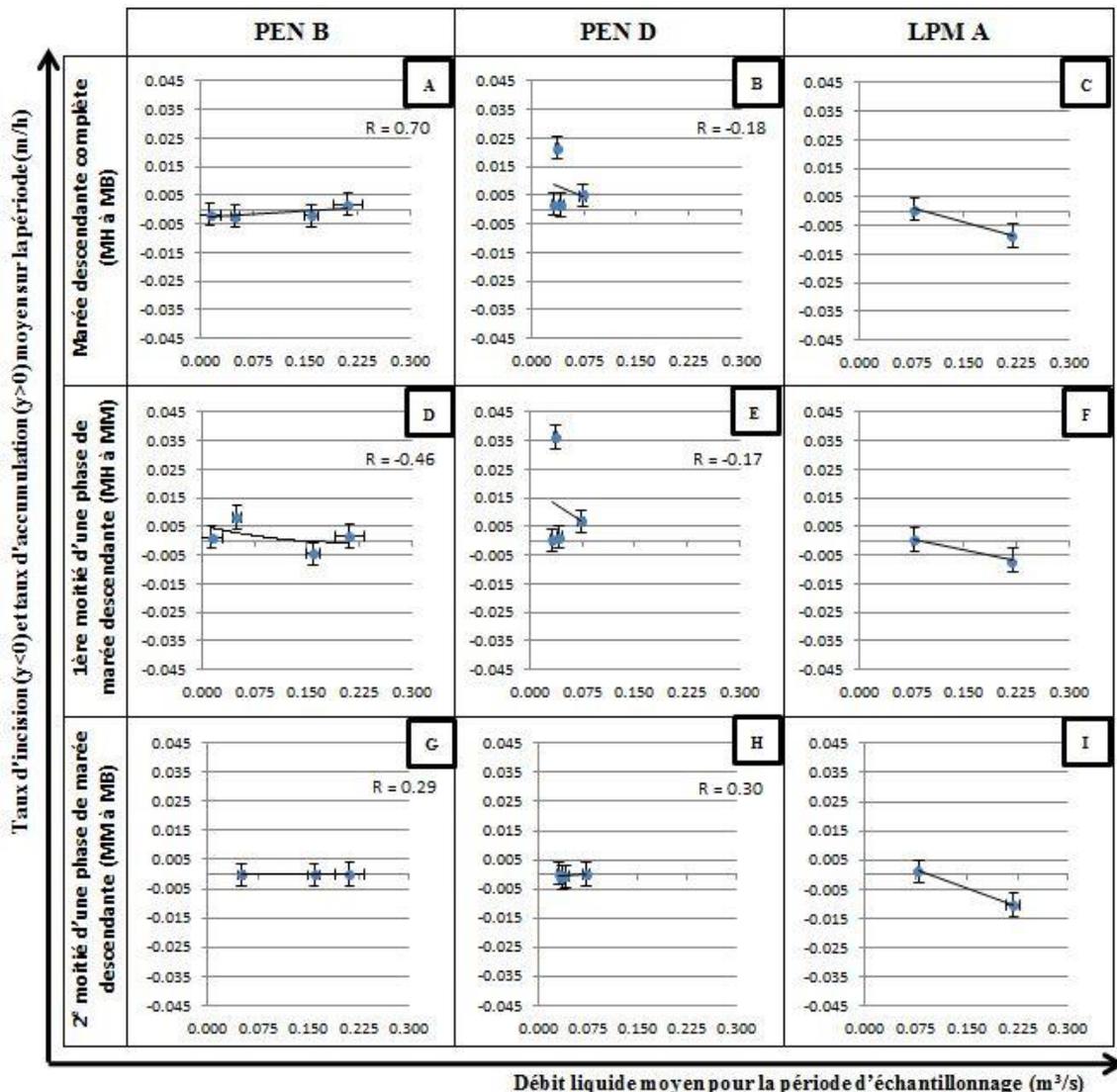


Figure 198. Analyse relationnelle entre le débit liquide et les taux d'incision ou d'accumulation pour la section des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A s'écoulant sur la haute plage selon la phase de marée

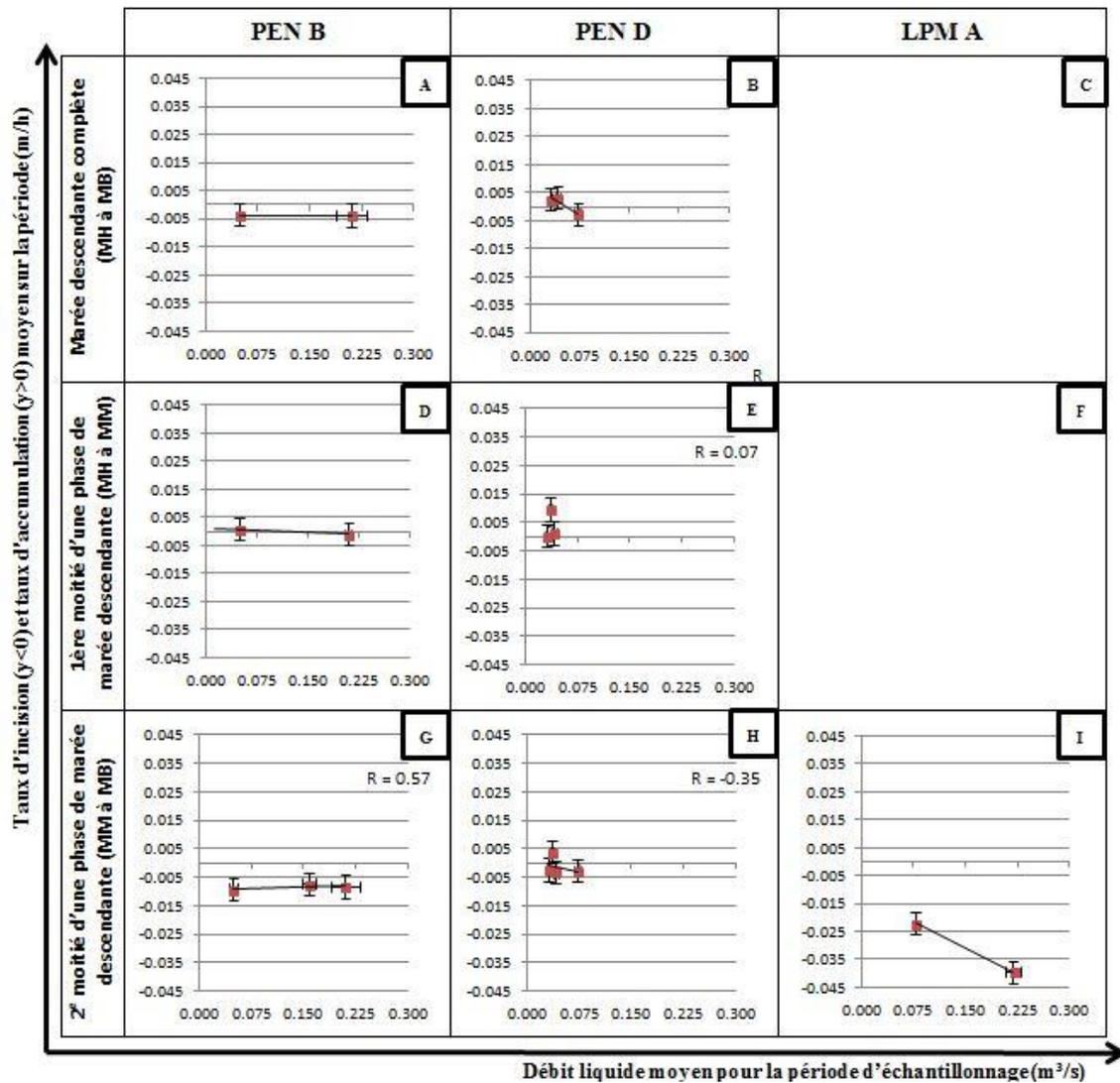


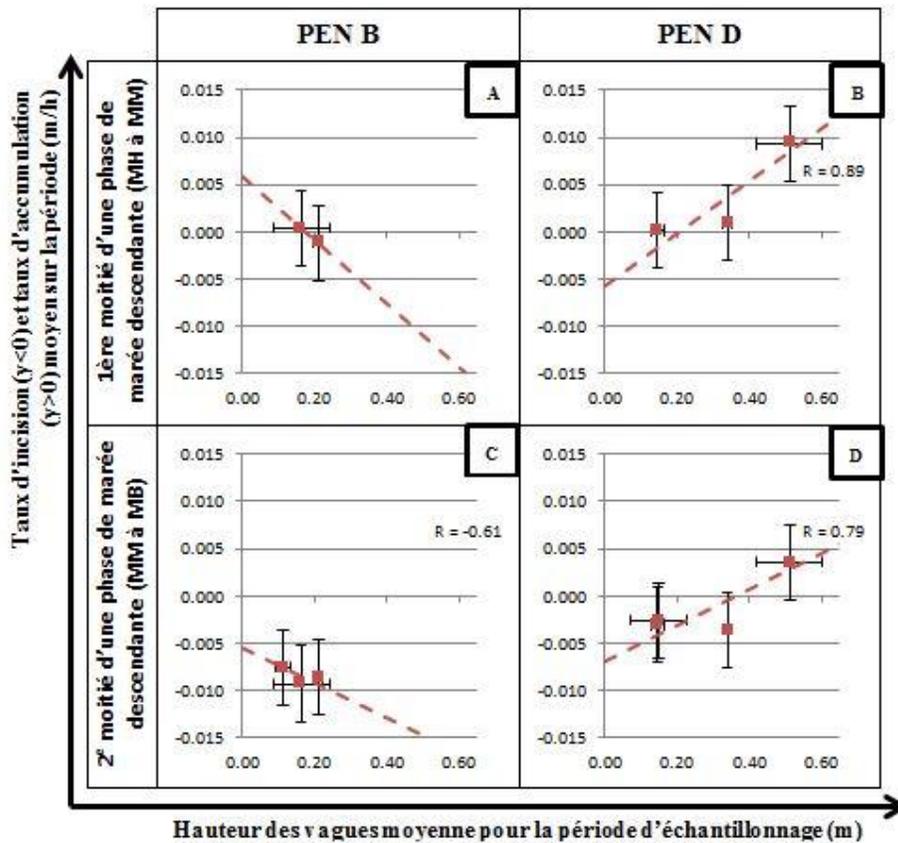
Figure 199. Analyse relationnelle entre le débit liquide et les taux d'incision ou d'accumulation pour la section des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A s'écoulant sur l'estran selon la phase de marée

#### 4.4.1.2. *Le rôle des conditions météomarines*

##### 4.4.1.2.1. Climat des vagues

Lorsque les données étaient disponibles, la hauteur moyenne et la période des vagues au cours du jusant ont été utilisées pour expliquer les taux d'incision ou d'accumulation. Comme pour les analyses précédentes, ces indicateurs ont été mis en relation avec les taux d'évolution des profils en long pour une analyse en fonction de la période temporelle, soit pour chaque moitié de la phase de marée descendante. La relation a été étudiée pour l'estran puisque, lors des périodes d'échantillonnage, le jet de rive n'a jamais atteint la haute plage de façon continue.

En ce qui concerne la hauteur significative des vagues (figure 200), pour les trois premières heures de la marée descendante, il n'y a pas de tendance se dessinant de façon commune pour les deux ruisseaux de Pentecôte. Pour le ruisseau PEN B (n = 2, A), il semble ressortir une faible tendance à l'augmentation de l'incision lorsque les vagues sont plus hautes. Toutefois, il y a très peu de points et les données sont très rapprochées, tant sur l'axe des abscisses que sur l'axe des ordonnées, surtout considérant les erreurs associées à chaque mesure. La tendance la plus significative apparaît pour le ruisseau PEN D (n = 3, B), pour lequel les points sont mieux différenciés sur chacun des deux axes, considérant les marges d'erreur. Pour ce ruisseau, plus les vagues sont hautes, plus il y a tendance à l'accumulation pour les trois premières heures de la phase de marée descendante. Pour les trois dernières heures de la phase de jusant, la situation est similaire à celle des trois premières heures. Pour le ruisseau PEN B (n = 3, C), il y a une faible tendance à l'incision pour des vagues plus hautes, mais les points sont très proximaux sur les deux axes et les erreurs propres à chaque mesure sont considérables. Pour le ruisseau PEN D (R = 0,79, n = 4, D), la tendance est à une diminution de l'incision lorsque les vagues déferlant sur l'estran sont plus hautes. Les écarts entre les points, considérant les marges d'erreur, invitent à une plus grande confiance en cette relation qu'à celle observée pour le ruisseau PEN B.



**Figure 200. Analyse relationnelle entre la hauteur significative des vagues et les taux d'incision ou d'accumulation pour la section des ruisseaux PEN B et PEN D s'écoulant sur l'estran selon la phase de marée**

L'analyse de la relation entre les taux d'incision et la période des vagues (figure 201) a été menée en divisant la période de jusant. Pour les trois premières heures de la marée descendante, il semble que les taux d'accumulation ou d'incision soient influencés par la périodicité des vagues. Une plus grande période de temps entre chaque vague favorise une augmentation de l'incision sur l'estran, et ce tant pour le ruisseau PEN B (n = 3, A) que PEN D (n = 3, B). Par contre, ces relations doivent être interprétées avec prudence en raison du faible nombre de points de données et des marges d'erreur. En ce sens, l'allure des droites peut être influencée par un unique point. Pour la seconde moitié de la période de jusant, la tendance est légèrement inversée pour le ruisseau PEN B (n = 3, C). En ce qui concerne le ruisseau PEN D (R = - 0,36, n = 4, D), la tendance demeure à une incision supérieure sur l'estran lorsque les crêtes de vagues sont plus espacées dans le temps. Pour les trois dernières heures de la phase de jusant, les marges d'erreur forcent encore une interprétation prudente des résultats. Globalement, une confiance prudente est tout de même accordée à cette tendance puisqu'elle est commune à trois droites, ce qui permet de croire que l'augmentation de la période des vagues favorise l'incision.

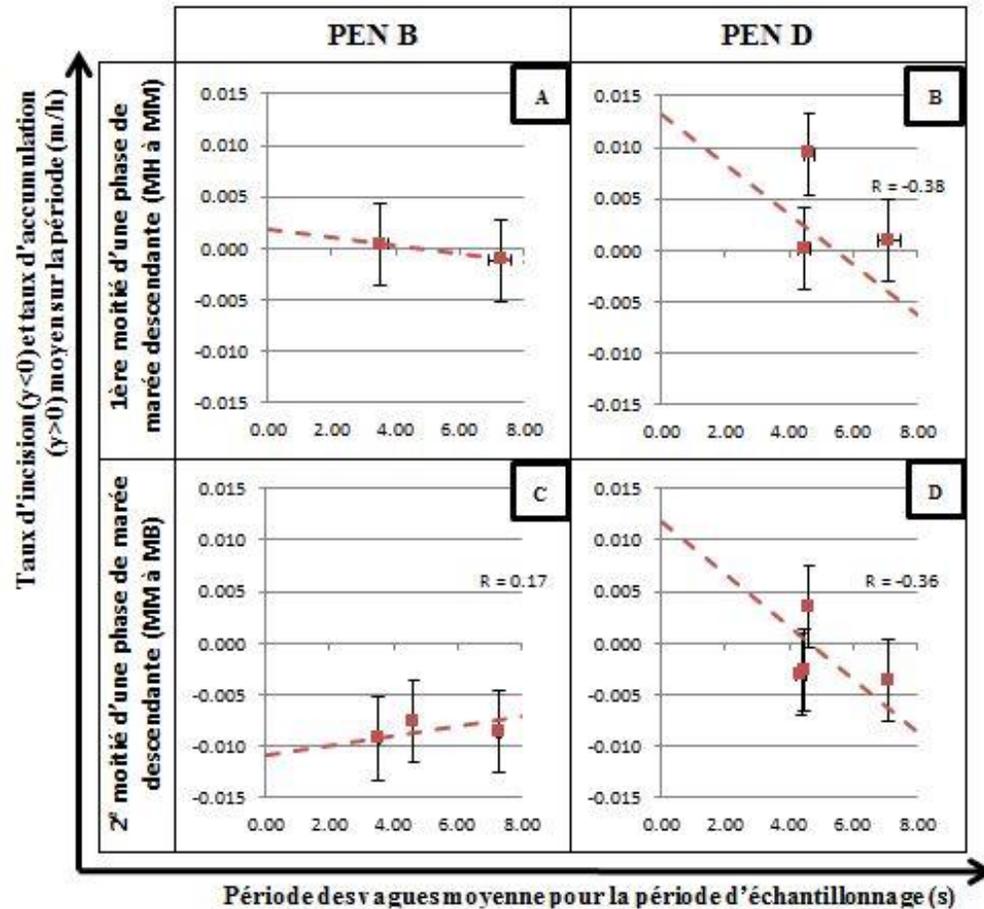


Figure 201. Analyse relationnelle entre la période des vagues et les taux d'incision ou d'accumulation pour la section des ruisseaux PEN B et PEN D s'écoulant sur l'estran selon la phase de marée

#### 4.4.1.2.2. Marnage

Pour les trois ruisseaux pour lesquels un suivi complet a été mené, la représentation graphique des taux d'incision et d'accumulation en fonction du marnage et le calcul des coefficients de corrélation permet l'analyse de la relation entre les deux variables au cours d'une marée descendante. Pour la section des cours d'eau s'écoulant sur la haute plage (figure 202), il n'apparaît pas de tendance commune aux trois principaux ruisseaux suivis pour la durée complète de la phase de marée descendante. Pour les ruisseaux PEN B et LPM A, l'incision domine quand le marnage augmente, selon des fonctions respectivement linéaire ( $R = -0,63$ ,  $n = 4$ , A) et polynomiale ( $R = -0,83$ ,  $n = 4$ , C). Pour le ruisseau PEN D, la relation est inversée et l'accumulation domine sous des conditions de fort marnage ( $R = 0,74$ ,  $n = 4$ , B). Dans le cadre de l'analyse relationnelle entre le marnage et les taux d'incision, il est ressorti de cela que les taux différaient au fur et à mesure que la marée s'abaissait. Dans cette optique, il a été décidé de diviser la période de jusant en deux périodes d'environ trois heures. En ce qui concerne les trois premières heures de la phase descendante de la marée, pour la section des profils

correspondant au tracé des ruisseaux sur la haute plage, il ne se distingue pas de portrait différent relativement à la relation entre les taux d'accumulation ou d'incision et le marnage qui ressort pour l'ensemble du jusant. Sur la base de fonctions linéaires, les ruisseaux PEN B ( $R = -0,64$ ,  $n = 4$ , D) et LPM A ( $R = -0,16$ ,  $n = 4$ , F) voient l'incision croître ou substituer l'accumulation lorsque le marnage augmente. Pour le ruisseau LPM A, cette tendance est relativement plus faible, voire négligeable. Pour le ruisseau PEN D, un marnage plus important semble favoriser de l'accumulation dans la section du chenal s'écoulant sur la haute plage, toujours selon une fonction exponentielle ( $R = 0,74$ ,  $n = 4$ , E). Si deux des trois ruisseaux présentent de l'incision sous des conditions de fort marnage, la relation pour un des deux ruisseaux est plutôt faible. Il ne s'agit pas d'une tendance marquée pour les trois premières heures de la marée descendante. Pour la deuxième demie de la période de jusant, il y a une très légère tendance à l'incision des ruisseaux dans la haute plage lorsque le marnage est important pour le ruisseau LPM A ( $R = -0,44$ ,  $n = 4$ , I). Pour les ruisseaux PEN B ( $R = -0,95$ ,  $n = 3$ , G) et PEN D ( $R = -0,12$ ,  $n = 4$ , H), il n'y a pas de tendance qui se dessine, les taux étant relativement constants et les pentes des droites sont excessivement faibles et négligeables, surtout considérant la marge d'erreur de chacun des points de données.

Pour la portion des profils de cours d'eau correspondant à l'estran (figure 203), sur une marée descendante complète, il y a une légère tendance linéaire à un passage de l'accumulation à l'incision ou à une augmentation de l'incision lorsque le marnage est supérieur pour les ruisseaux PEN D ( $n = 3$ , B) et LPM A ( $n = 2$ , C). Pour le ruisseau PEN B ( $n = 2$ , A), il serait possible de voir une légère tendance inversée, mais le faible nombre d'observations et la faiblesse de la tendance considérant l'erreur de mesure invite à la négliger. Lors des trois premières heures de la marée descendante, il semble qu'un marnage plus important entraîne le passage à des conditions d'accumulation. Cette relation est linéaire pour les ruisseaux PEN B ( $n = 2$ , D) et LPM A ( $n = 2$ , F) et exponentielle pour le ruisseau PEN D ( $n = 3$ , E). Par contre, il faut considérer cette tendance avec prudence en raison du faible nombre d'observations. Cela semble contredire la logique selon laquelle une séquence d'incision devrait faire suite à une diminution du niveau de base. En conséquence, sur la base des tendances les plus concluantes et significatives selon lesquelles le profil en long de la portion du chenal s'écoulant sur l'estran montrait davantage d'incision sous l'influence de vagues moins hautes et plus espacées dans le temps, il a été décidé de considérer ces valeurs dans l'analyse de l'influence du marnage. Des données centrées et réduites sur le climat de vagues (hauteur et période) ont été ajoutées sur l'axe vertical secondaire (de droite) de certains graphiques. Selon cet axe, les valeurs fortement positives correspondent à une périodicité ou à une hauteur significative de vagues plus importante. Considérant l'influence de l'action des vagues sur la dynamique morphosédimentaire du cours d'eau sur l'estran et devant l'impossibilité d'utiliser des régressions multiples en raison du nombre de points, ces données permettent de nuancer l'analyse relationnelle. Les données n'étaient que disponibles pour les ruisseaux PEN B et PEN D. Au cours des trois premières heures de la marée, pour les ruisseaux PEN B et PEN D, la valeur correspondant au plus fort marnage et qui présentent de l'accumulation marquée

coïncide avec des crêtes de vagues des plus rapprochées dans le temps, mais aussi avec des vagues d'une hauteur considérable pour le ruisseau PEN D. En d'autres mots, il s'agit de conditions propices à l'accumulation, ce qui vient probablement inverser la tendance qui était anticipée. Pour le ruisseau LPM A, la tendance ne peut pas être nuancée puisque les données de vagues ne sont pas disponibles. En ce qui a trait aux trois dernières heures de la phase de marée descendante, pour les ruisseaux PEN B (n = 3, G) et PEN D (R = 0,65, n = 4, H), l'incision est moindre pour un marnage important sur la base de relations linéaires. La tendance est tout de même très faible pour le ruisseau PEN B, considérant les marges d'erreur. Encore ici, les conditions de faible incision ou d'accumulation rencontrées dans les deux ruisseaux pour les marnages plus importants correspondent également à une courte période de vagues, voire aussi à une forte hauteur pour le ruisseau PEN D. Il y a lieu de croire que la relation peut être brouillée et même inversée par rapport à la relation anticipée entre le marnage et les taux d'ajustement, par exemple si les conditions de vagues avaient été constantes. Pour le ruisseau LPM A (R = - 0,08, n = 4, I), une donnée correspondant à de fortes accumulations invite à croire à l'absence de tendance, voire à une tendance à l'incision pour de forts marnages si la donnée extrême est négligée. Dans la majorité des cas, l'estran était principalement en incision.

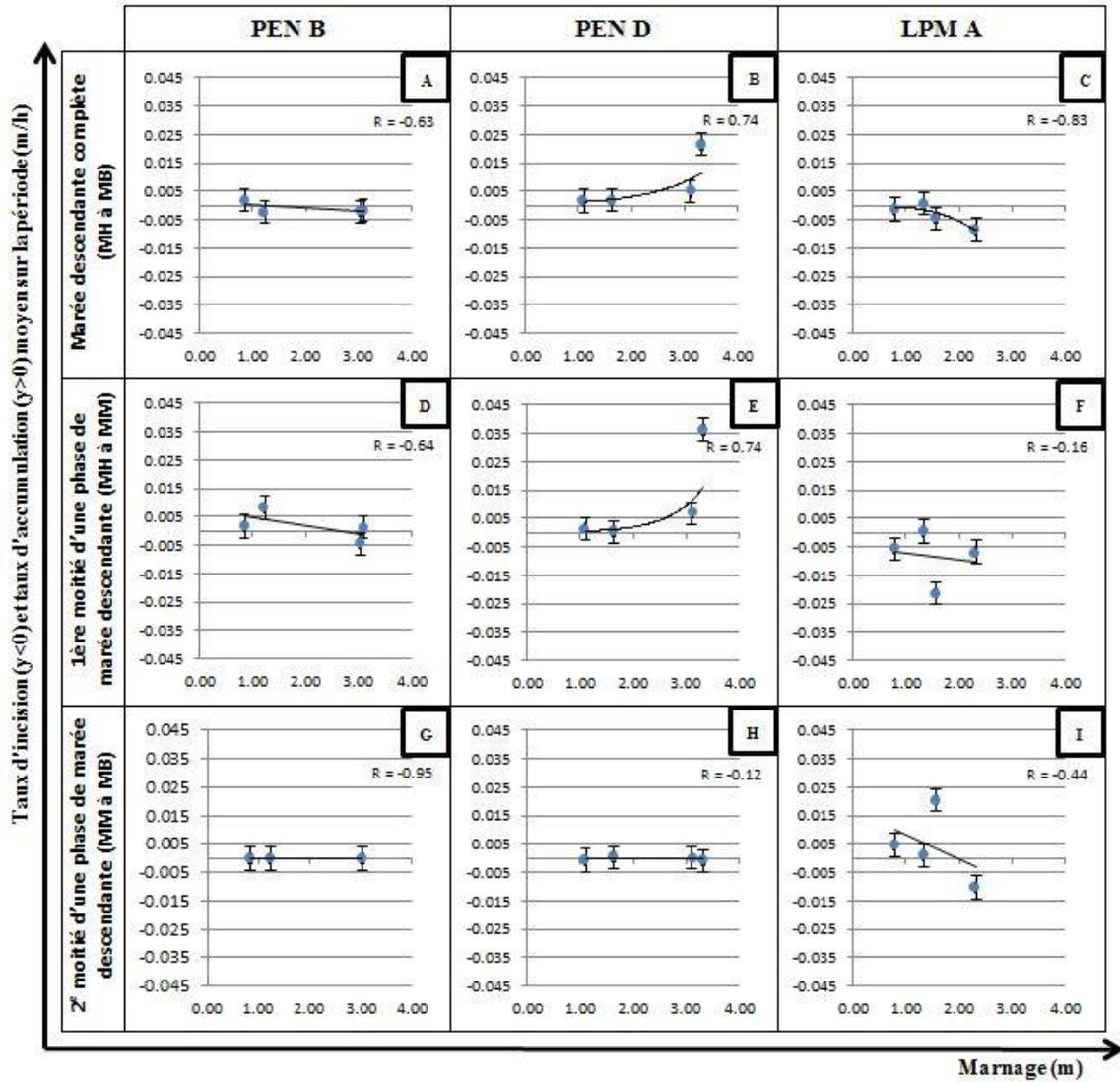


Figure 202. Analyse relationnelle entre le marnage et les taux d'incision ou d'accumulation pour la section des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A s'écoulant sur la haute plage selon la phase de marée

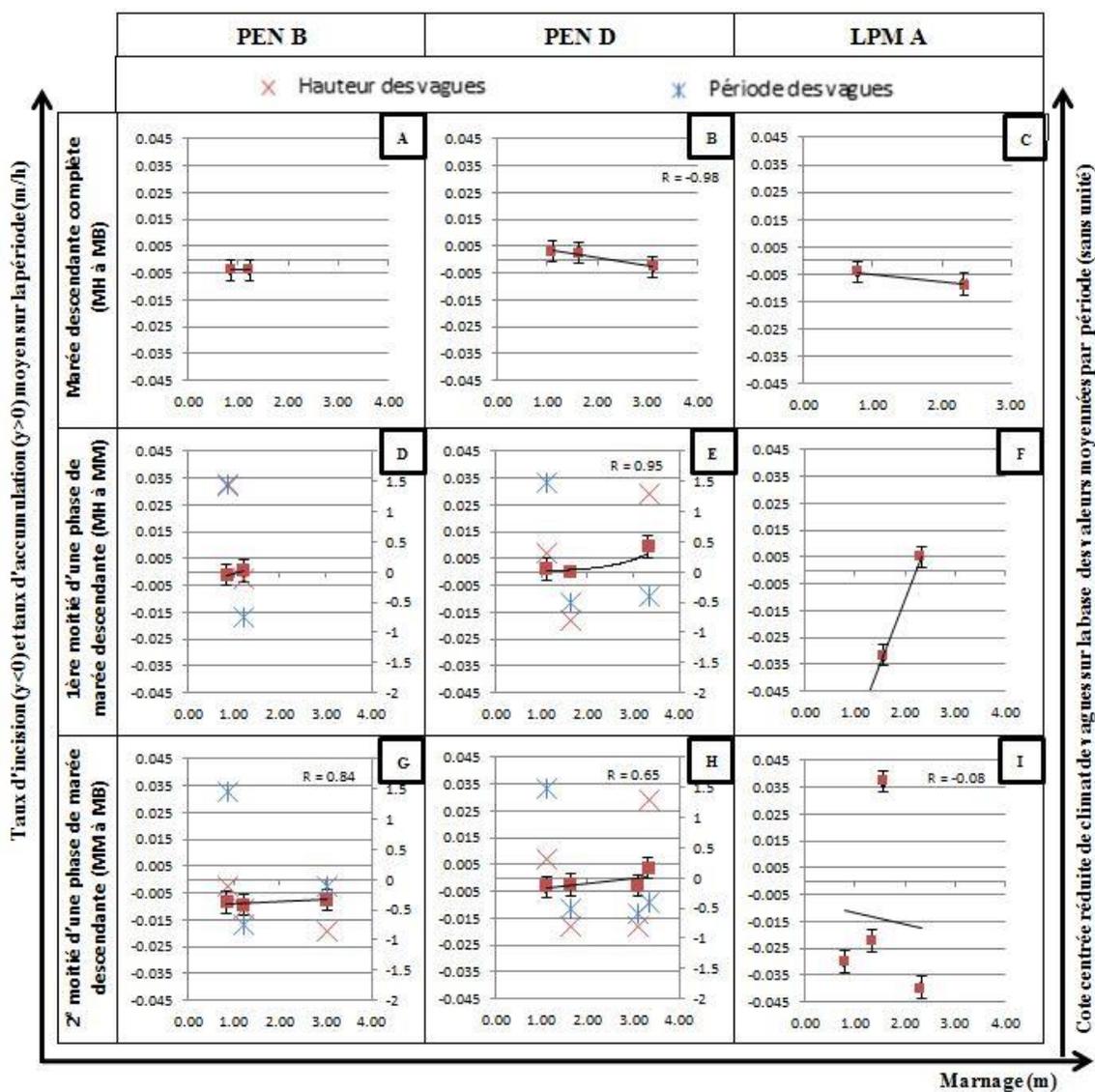
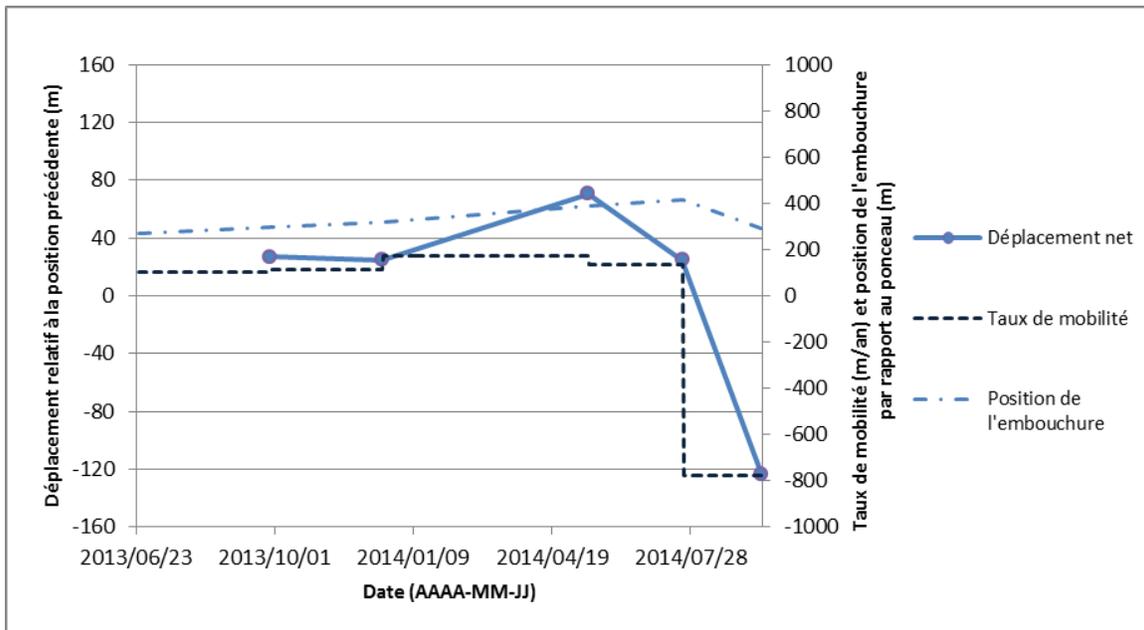


Figure 203. Analyse relationnelle entre le marnage et les taux d'incision ou d'accumulation pour la section des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A s'écoulant sur l'estran selon la phase de marée (avec compilation des conditions météomarines)

#### 4.4.2. Migration de l'embouchure des ruisseaux

En ce qui concerne le suivi actuel, pour le ruisseau PEN B (figure 204), la progression de l'embouchure s'est faite lentement à l'été et à l'automne 2013. Le déplacement net de l'embouchure est de près de 27 m pour la période juin-septembre 2013, puis de 25 m pour la période septembre-décembre 2013. En mai 2014, la progression nette est de près de 71 m depuis l'hiver. En juillet 2014, l'embouchure a encore progressé de 25 m depuis mai, mais cette tendance s'inverse en septembre 2014, alors que l'embouchure a

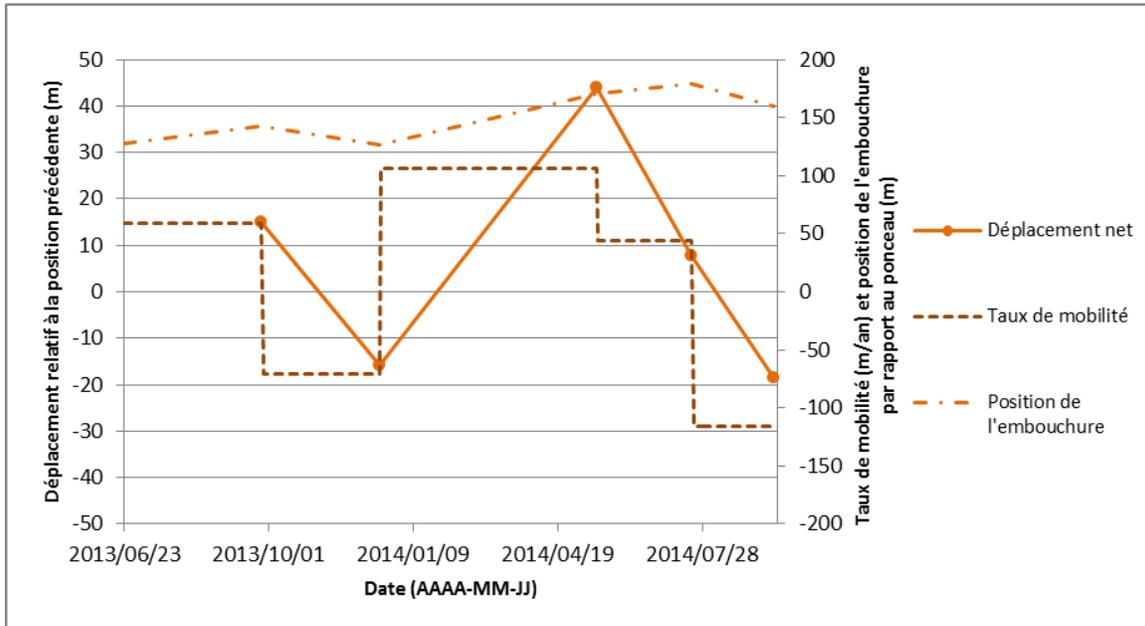
reculé sur près de 124 m depuis juillet. Les taux de mobilité varient peu lorsque l'embouchure progresse, oscillant entre 105 et 171 m/an. Les valeurs les plus importantes correspondent aux périodes de décembre 2013 à mai 2014, puis de mai à juillet 2014. La fonte ayant été tardive, l'embouchure a poursuivi sa progression printanière jusqu'au début de l'été, malgré le dégel de la plage. Entre mai et juillet 2014, l'embouchure a atteint sa distance maximale par rapport au ponceau, soit 415 m. Par la suite, avec le retour au débit d'étiage à l'été, l'embouchure a reculé rapidement, selon une vitesse de - 779 m/an jusqu'en septembre.



**Figure 204. Déplacement net, taux de mobilité et position en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau PEN B (dans la direction de la dérive littorale)**

Pour le ruisseau PEN D (figure 205), la progression nette de l'embouchure respecte un schéma comparable à celui du ruisseau PEN B. En septembre 2013, l'embouchure a progressé par rapport à la position de juin 2013 sur environ 15 m. À l'inverse du ruisseau PEN B, elle a cependant reculé sur 16 m entre septembre et décembre 2013. En mai 2014, l'embouchure s'est éloignée du ponceau sur approximativement 44 m par rapport à sa position de décembre 2013. La progression se poursuit au début de l'été 2014 alors que l'embouchure a progressé de 8 m depuis mai. Tout comme pour le ruisseau PEN B, la tendance s'inverse entre juillet et septembre 2014, l'embouchure ayant reculée sur 18 m à la fin de cet intervalle. Les taux de mobilité lors de l'avancée oscillent entre 43 et 106 m/an. Le maximum des taux de mobilité rencontrés correspond à la période de décembre 2013 à mai 2014, à 106 m/an, ce qui correspond à l'épisode de fonte printanière. Cette progression se poursuit aussi au début de l'été, le printemps ayant été

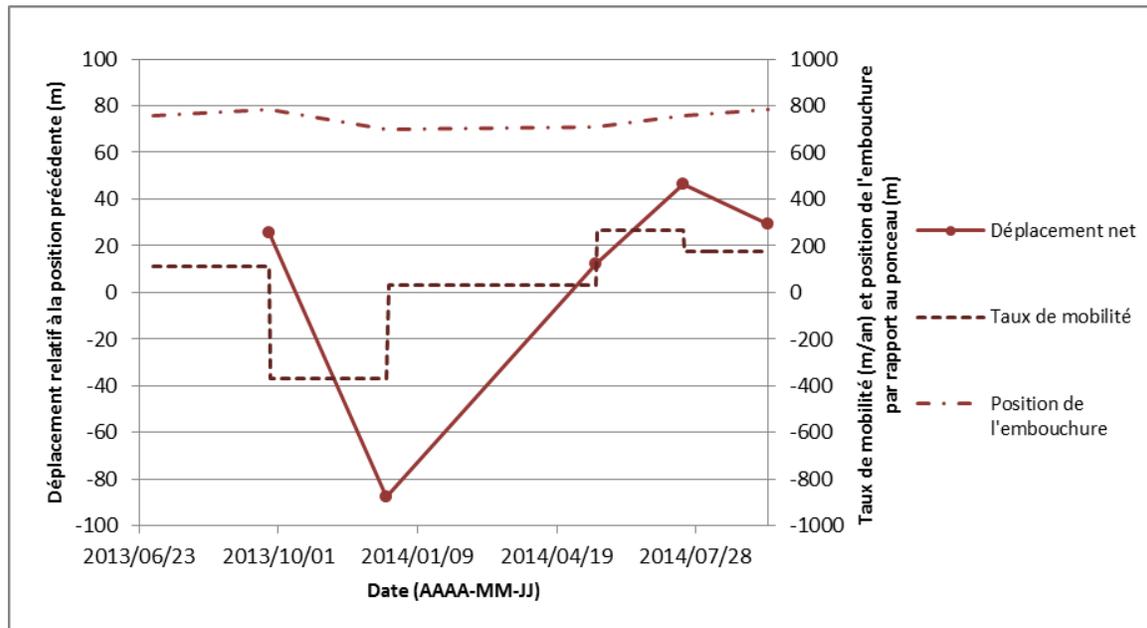
tardif en 2014, mais selon des vitesses moindres. Vers la fin de l'été 2014, au cours des débits d'étiage, l'embouchure retraite rapidement selon un taux de - 116 m/an. La position la plus distale atteinte par l'embouchure a été mesurée en juillet 2014, à 179 m du ponceau, alors qu'elle était beaucoup plus près de la canalisation en juin et en décembre 2013.



**Figure 205. Déplacement net, taux de mobilité et position en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau PEN D (dans la direction de la dérive littorale)**

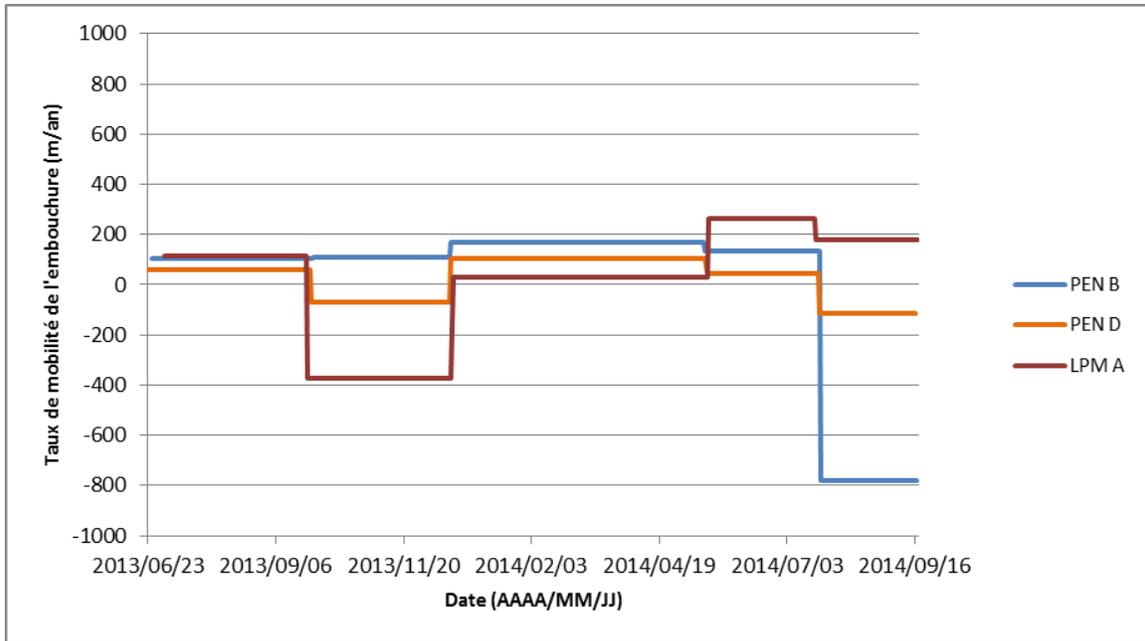
Le ruisseau LPM A (figure 206) présente un patron légèrement différent quant à la mobilité de son embouchure. À l'été 2013, l'embouchure progresse sur environ 25 m entre juillet et septembre. À l'automne 2013, elle a reculé sur près de 87 m en décembre par rapport à sa position de septembre. En mai 2014, elle a progressé de 12 m par rapport à sa position de décembre 2013. En juillet 2014, une progression importante de 46 m a été mesurée depuis mai. Cette progression est moindre pour la seconde moitié de l'été. Elle est d'environ 30 m entre juillet et septembre 2014. Les taux de mobilité mesurés lors des phases de progression fluctuent de façon importante, oscillant entre 30 et 265 m/an. Des valeurs importantes marquent l'épisode de fonte printanière, mais le taux maximum de progression correspond à l'intervalle de mai à juillet 2014, à 265 m/an. Le seul épisode de recul, entre septembre et décembre 2013, présente un taux de mobilité de - 371 m/an. La position maximale atteinte par l'embouchure correspond à celle de l'automne 2014 à près de 785 m du point d'arrivée du ruisseau à la plage alors que sa position la plus proche du ponceau a été observée en décembre 2013. La

progression de l'embouchure est presque continuelle, à l'exception d'un épisode de retrait à l'automne 2013.



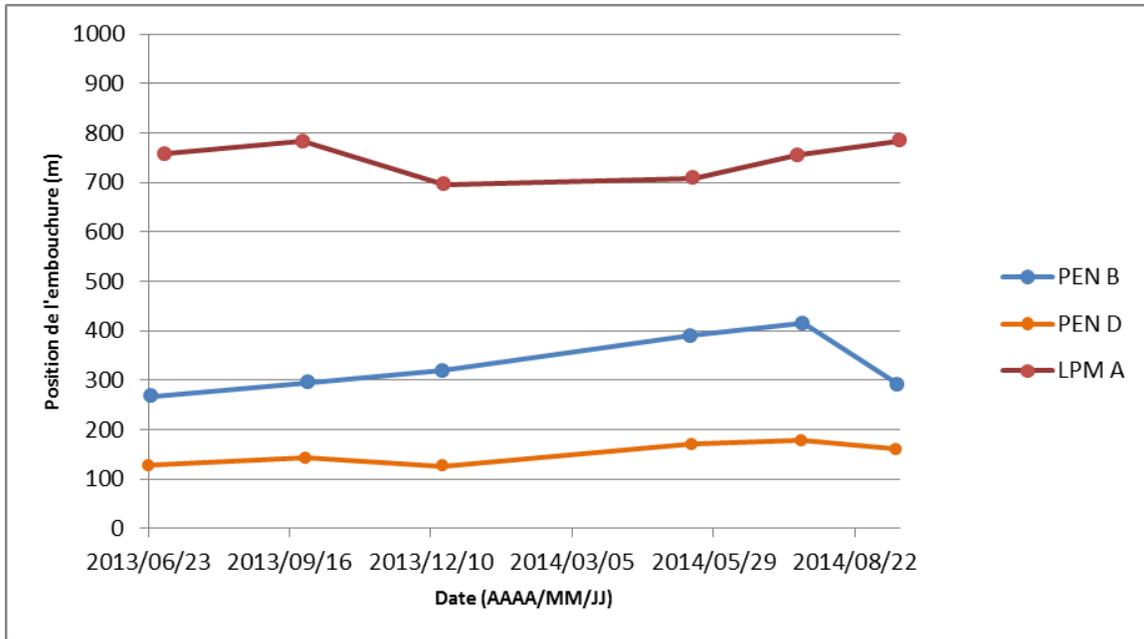
**Figure 206. Déplacement net, taux de mobilité et position en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau LPM A (dans la direction de la dérive littorale)**

Entre l'été 2013 et l'automne 2014, il est intéressant de comparer les tendances relatives au taux de mobilité des embouchures des cours d'eau (figure 207). Il apparaît des tendances communes à l'ensemble des embouchures étudiées. Au cours de l'été 2013, toutes les embouchures sont en progression, selon des vitesses modérées. À l'automne 2013, deux des trois ruisseaux (PEN D et LPM A) ont vu leur embouchure reculer selon des vitesses considérables alors que la progression s'est maintenue pour l'embouchure de l'autre ruisseau (PEN B). À l'hiver 2013- 2014 et au printemps 2014, les embouchures ont progressé selon des vitesses considérablement rapides pour les trois ruisseaux, comme en témoignent les taux de mobilité positifs importants. Cette tendance caractérise aussi la première moitié de l'été 2014, entre mai et juillet, surtout pour les ruisseaux PEN D et LPM A. De la fin de juillet à septembre 2014, les embouchures des ruisseaux PEN B et PEN D reculent à des taux assez importants, alors que celle de LPM A voit sa progression ralentir.



**Figure 207. Taux de mobilité de l'embouchure des ruisseaux en fonction du temps pour chacun des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A**

La progression des embouchures des ruisseaux n'est pas un phénomène linéaire dans le cycle annuel étudié (figure 208). Les ruisseaux connaissent généralement une progression lente à l'été 2013. Pour deux des trois ruisseaux, il y a eu un épisode de recul à l'automne 2013. L'avancée a ensuite été marquée à l'hiver 2013-2014 et au printemps 2014 puis au début de l'été 2014. Pour la seconde moitié de l'été, et ce jusqu'au début de l'automne 2014, le recul de l'embouchure a été observé pour deux des trois ruisseaux. Pour connaître la migration de l'embouchure sur une année, il importe de comparer des périodes similaires. Sur une période d'un an entre septembre 2013 à septembre 2014, les ruisseaux PEN D et LPM A ont vu leur embouchure progresser, respectivement de 17,57 m et de 1 m. Le ruisseau PEN B a quant à lui vu son embouchure reculer de quelques mètres seulement, avec un recul net de - 3,92 m.



**Figure 208. Position de l'embouchure en fonction du temps pour chacun des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A (dans la direction de la dérive littorale)**

La position saisonnière de l'embouchure a été étudiée en fonction du débit liquide et du volume sédimentaire relatif des plages.

#### 4.4.2.1. Le rôle du débit liquide

Trois indicateurs ont été utilisés pour caractériser le débit liquide entre les périodes où la position des embouchures a pu être mesurée : le débit liquide moyen, le débit liquide maximal et le nombre le pourcentage de temps au-dessus du 80<sup>e</sup> percentile. Ces indicateurs sont mis en relation avec le positionnement de l'embouchure par rapport à son ponceau (figure 209). Pour le débit liquide moyen, il apparaît que plus le débit liquide moyen est élevé, plus l'embouchure du ruisseau est distante du ponceau ou du point d'arrivée du ruisseau à la plage. Cette relation s'observe pour les ruisseaux PEN B ( $R = 0.90$ ,  $n = 4$ , A) et LPM A ( $n = 2$ , C), mais pour le le ruisseau PEN D ( $R = 0.43$ ,  $n = 4$ , B), le coefficient de corrélation demeure relativement faible et la relation apparaît comme peu significative. De même, en ce qui a trait au ruisseau LPM A, le peu de points disponibles invite à la prudence. Il a été supposé que la migration des embouchures revête un caractère  v nementiel. Pour cette raison, la position de l'embouchure a été mise en relation avec le débit maximal rencontré au cours de la période correspondante. Dans tous les cas, plus le débit liquide maximal est élevé au cours de la période, plus l'embouchure a progressé. C'est le cas tant pour les ruisseaux PEN B ( $R = 0.47$ ,  $n = 4$ , D) et PEN D ( $R = 0.62$ ,  $n = 4$ , E) que pour le ruisseau LPM A ( $n = 2$ , F). La faible quantité de données disponibles pour le ruisseau LPM A invite à la prudence, mais

comme la tendance est univoque pour les embouchures des trois ruisseaux, la tendance est interprétée avec confiance. Pour le pourcentage de temps passé au-dessus du 80e percentile de l'hydrogramme, on observe pour le ruisseau PEN B ( $R = 0.38$ ,  $n = 4$ , G) que plus le débit est souvent au-dessus du 80e percentile de l'hydrogramme, plus l'embouchure est distante à la fin d'un intervalle. Pour le ruisseau PEN D ( $R = -0.19$ ,  $n = 4$ , H), il n'y a pas vraiment de tendance.

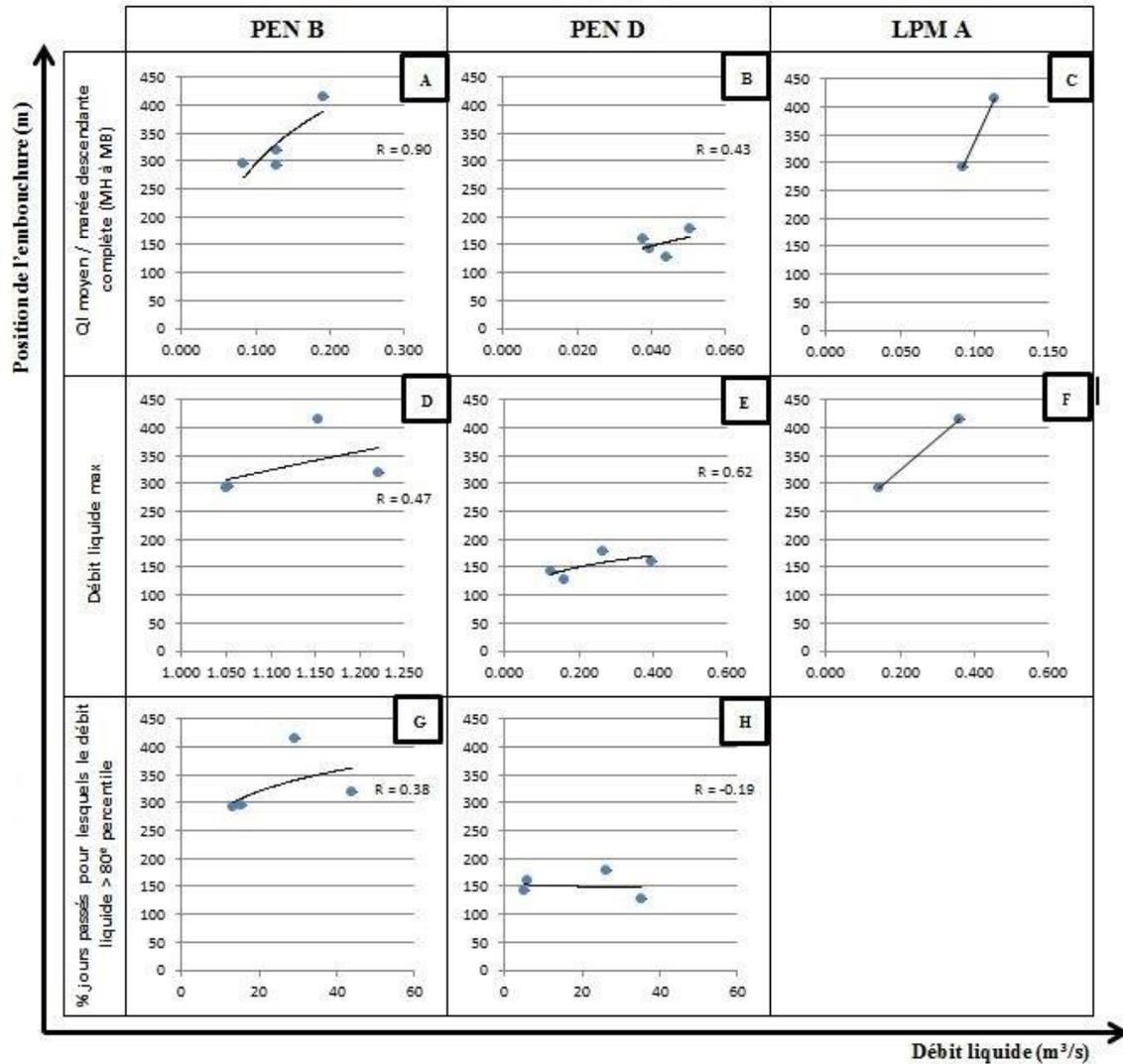


Figure 209. Analyse relationnelle entre différents indicateurs de débit liquide et la position des embouchures pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A (dans la direction de la dérive littorale)

#### 4.4.2.2. *Le rôle du climat de vagues*

S'il a été impossible de quantifier les événements pour lesquels l'action hydrodynamique des vagues affecte strictement les embouchures, une évaluation qualitative a tout de même été menée à l'aide des photographies des caméras automatisées. Il semble qu'une tendance se dessine entre les événements de déferlement aux embouchures des ruisseaux et les avancées des embouchures (tableau 38). Sur l'exemple de la figure, l'embouchure a progressé de 1,5 m. Lors des épisodes de déferlement des vagues à l'embouchure, l'indentation du profil de plage engendrée par les ruisseaux favorise une action hydrodynamique accrue. Les vagues pénètrent au niveau des embouchures dont elles favorisent l'élargissement (B). Les ruisseaux profitent alors de ces ouvertures pour progresser (C).

**Tableau 38. Évolution d'un tracé de berge à l'embouchure face à l'action des vagues à l'embouchure**

Détails	Date	Photographie
<p><b>Position de la berge au temps 1 (trait jaune)</b></p>	<p>2013/10/19 – 6 :30</p>	 <p>2013-10-19 6:30:00 AM T</p> <p>A</p> <p>PC800 HYPERFIRE PRO</p>
<p><b>Position de la berge au temps 2 (trait rouge) suite à l'invasion par la marée haute</b></p>	<p>2013/10/19 – 13 :45</p>	 <p>2013-10-19 1:45:00 PM T</p> <p>B</p> <p>PC800 HYPERFIRE PRO</p>
<p><b>Position de la berge au temps 3 suite au retrait de la marée (trait mauve, le lendemain)</b></p>	<p>2013/10/20 – 9 :00</p>	 <p>2013-10-20 9:00:00 AM T</p> <p>C</p> <p>PC800 HYPERFIRE PRO</p>

#### 4.4.2.3. Le rôle du volume de plage

La relation entre la position de l'embouchure et le volume sédimentaire de la plage (figure 210) ne révèle aucune corrélation significative pour le ruisseau PEN B ( $R = -0.05$ ,  $n = 4$ , A). Pour le ruisseau PEN D, la relation est marquée par une corrélation négative ( $R = -0.65$ ,  $n = 4$ , B). Entre d'autres termes, une plage moins alimentée en sédiments impliquerait que l'embouchure soit davantage rapprochée du ponceau.

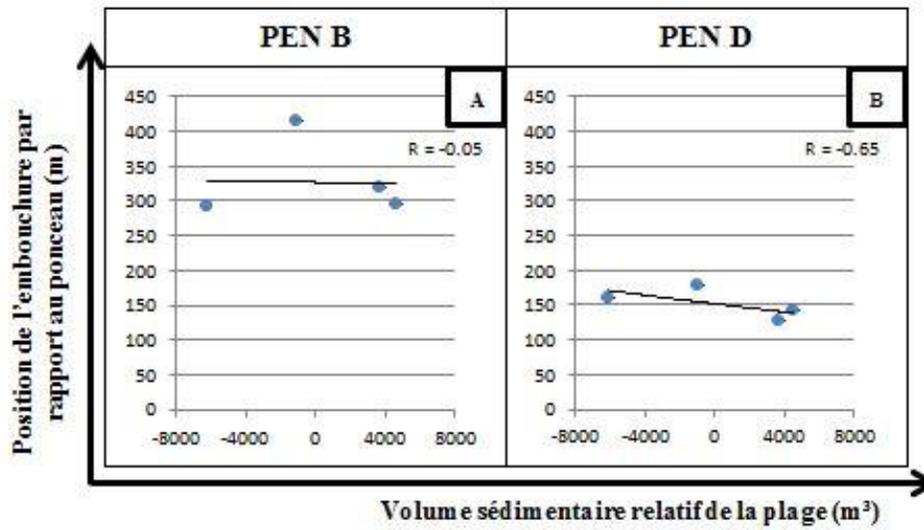
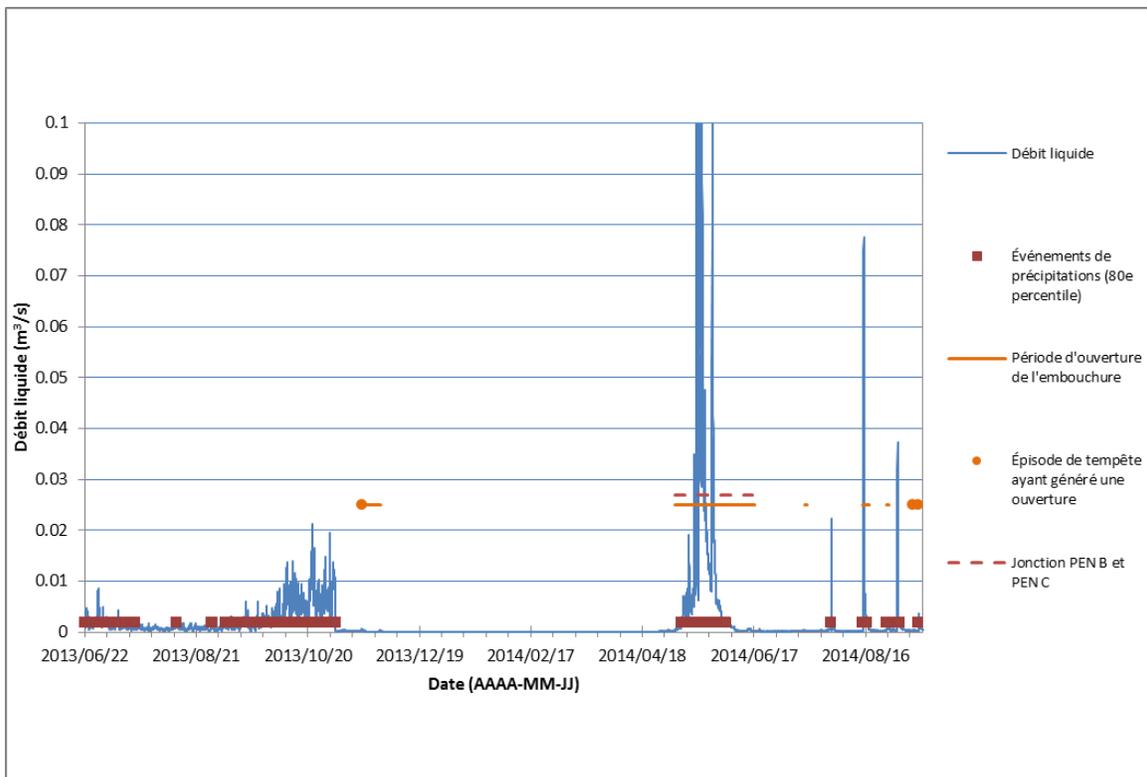


Figure 210. Analyse relationnelle entre le volume sédimentaire relatif de la plage et la position des embouchures pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A (dans la direction de la dérive littorale)

#### 4.4.2.4. Les lagunes fermées

Pour les ruisseaux qui ne parviennent qu'à faire le chemin vers le golfe que de façon épisodique, l'étude de la dynamique de l'embouchure ne peut être menée de la même façon. Comme il fut expliqué dans la méthodologie, cette analyse n'a pu être menée pour le ruisseau LPM D. En ce qui concerne le ruisseau PEN C (figure 211), il ressort sept événements d'ouverture d'un exutoire au cours de la période d'étude, soit de la fin septembre 2013 à la mi-septembre 2014. Si la totalité de l'hydrogramme est représentée afin d'illustrer les fluctuations saisonnières des débits, les photographies de la caméra automatisée ne sont disponibles que depuis les derniers jours du mois de septembre 2013. Pour les événements d'ouverture de l'embouchure et de percée du profil de plage par les ruisseaux analysés, quatre sur les sept correspondent à des épisodes de fort débit, au-dessus du 80e percentile de l'hydrogramme. L'ouverture de la lagune au printemps 2014 s'est maintenue durant plusieurs jours, ce qui coïncide avec les crues printanières. Au cours de cette période, l'embouchure du ruisseau PEN C a été rejointe par celle du ruisseau PEN B, générant une confluence (figure 212). De forts événements de débit ont mené à deux événements de réouverture de l'embouchure à la mi-août et à

la fin août 2014, mais cette dernière s'est refermée lorsque les débits ont commencé à diminuer. Pour les événements d'août 2014, ceux-ci ont profité d'un chenal déjà en partie incisé dans le profil de plage suite à l'événement du début du printemps et du début de l'été. À la mi-septembre 2014, un événement de débit supérieur au 80e percentile de l'hydrogramme a mené à une vidange partielle de la lagune. Ce dernier correspond aussi à un événement de vagues de forte intensité et ayant contribué à ouvrir l'exutoire. Le jet de rive dans la lagune favorise son ouverture par une indentation du profil de plage qui permet le développement d'un chenal de vidange. Trois événements sur sept sont expliqués totalement ou en partie par l'action des vagues. Un des événements de la mi-septembre 2014 coïncide avec une combinaison de haut débit et de jet de rive dans la lagune. L'autre événement de la mi-septembre 2014 et celui de novembre 2013 s'expliquent quant à eux principalement par l'action des vagues. Un autre événement d'ouverture ponctuelle de la lagune s'est déroulé en juillet 2014. Si le débit n'était pas particulièrement élevé et que le l'action hydrodynamique des vagues n'a pas favorisé une ouverture du profil de plage, le ruisseau a profité du chenal incisé lors de l'événement précédent.



**Figure 211. Hydrogramme pour le ruisseau PEN C de juin 2013 à septembre 2014 et données de dynamique d'embouchure**

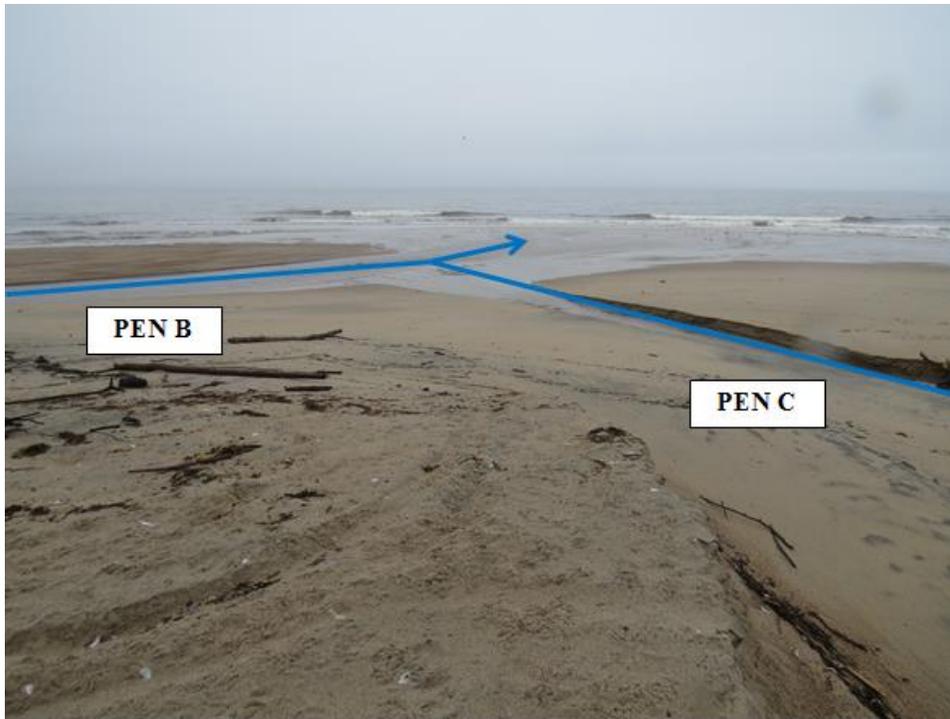


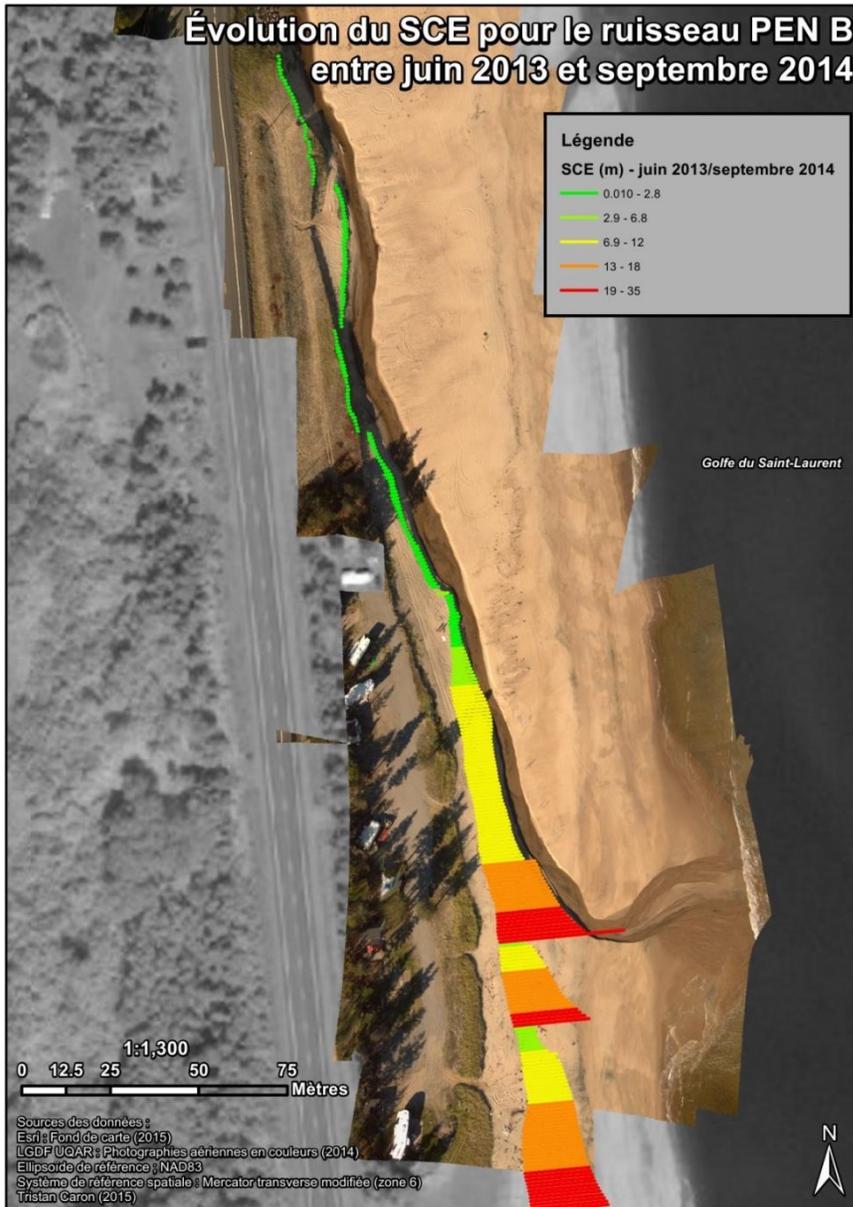
Figure 212. Confluence entre les ruisseaux PEN B et PEN C à la mi-mai 2014 (crédit photo : Caron, 2014)

### **4.4.3. Migration latérale des ruisseaux**

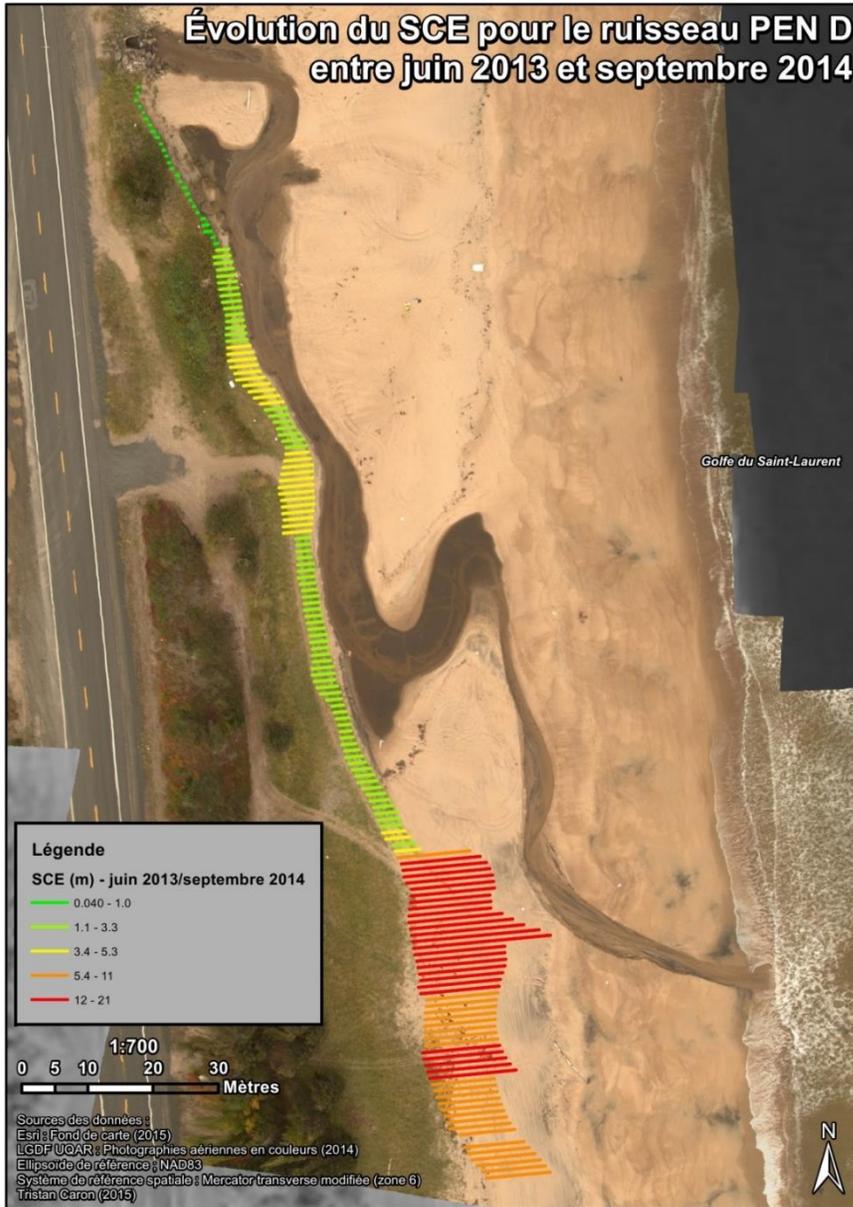
#### **4.4.3.1. Enveloppe de mobilité**

En ce qui a trait à l'indice SCE pour le ruisseau PEN B, entre juin 2013 et septembre 2014 (figure 213), il apparaît que la valeur atteint son maximum à proximité de l'embouchure. C'est en effet dans ce secteur que la berge du cours d'eau a été davantage mobile, se déplaçant perpendiculairement à la côte sur des distances allant jusqu'à 35 m. Trois zones de forte mobilité latérale se distinguent. Spatialement, elles correspondent à des zones ayant évolué selon des phases de progression de l'embouchure dans la direction de la dérive littorale. Dans la portion aval du cours d'eau, dont la position n'est évidemment pas constante dans le temps, les valeurs se retrouvent principalement dans les classes de 13 à 18 m et de 19 à 35 m. Toutefois, il importe de spécifier que le gros de cette migration s'est fait dans les sédiments de la haute plage et non directement par un sapement du talus correspondant au trait de côte. Sur la portion la plus stable du chenal, la mobilité se maintient à l'intérieure d'une enveloppe de 0.01 à 2.8 m. De façon générale, cette enveloppe de mobilité croît vers l'aval. Pour le ruisseau PEN D (figure 214), entre juin 2013 et septembre 2014, la situation est à peu près similaire, la mobilité latérale étant supérieure vers l'aval du chenal, vers l'embouchure qui demeure mobile. Les maximums de largeur de l'enveloppe de mobilité sont globalement moindres que pour le ruisseau PEN B, la plupart correspondant aux classes

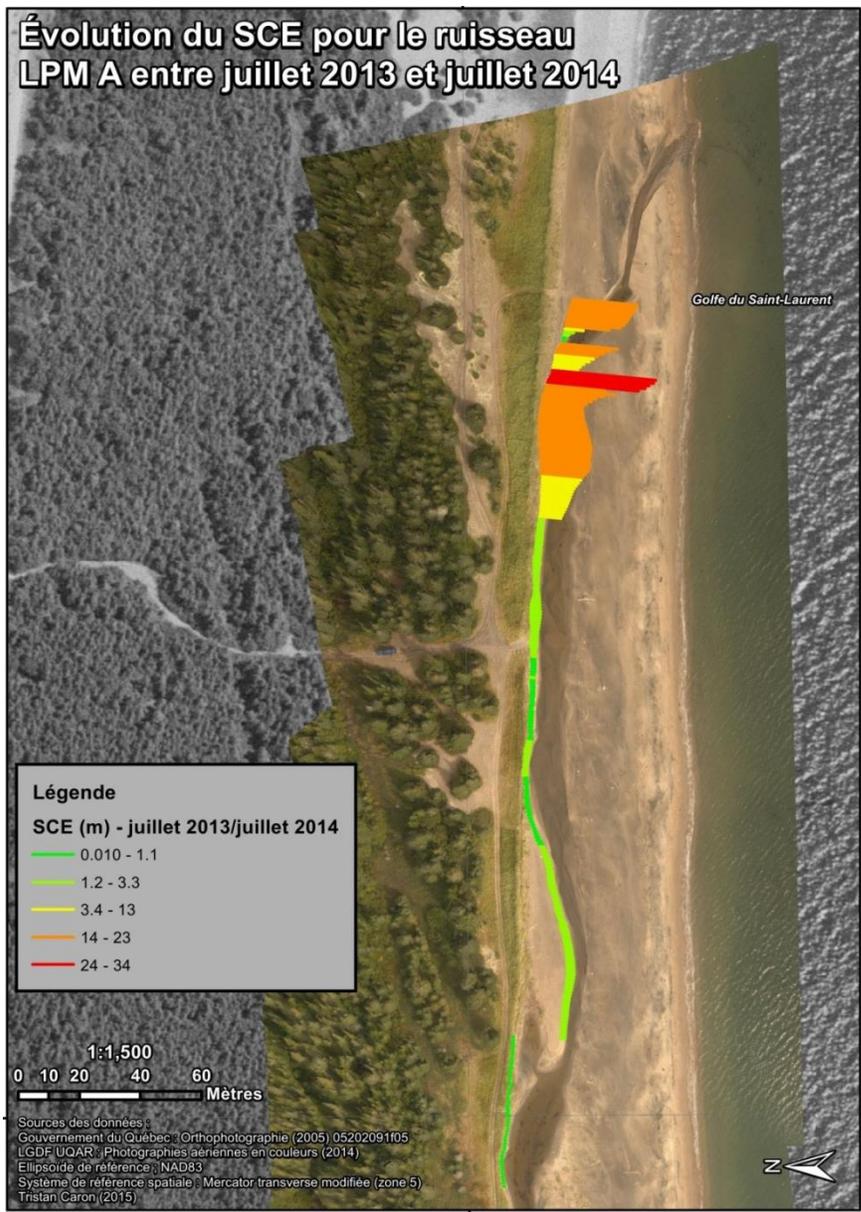
de 5.4 à 11 m et de 12 à 21 m. Le long du chenal, en amont de l'embouchure, les valeurs moyennes de l'enveloppe de mobilité demeurent légèrement supérieures à celles du ruisseau PEN B. En ce qui concerne le ruisseau LPM A (figure 215), entre juillet 2013 et juillet 2014, la mobilité latérale diminue vers l'amont du chenal. Elle est maximale dans la portion aval du chenal, à proximité de l'embouchure. L'enveloppe s'élargit pour atteindre un maximum de 34 m. La classe de largeur la plus représentée à proximité de l'embouchure est celle de 14 m à 23 m.



**Figure 213. Schématisation de l'enveloppe de mobilité SCE-actuelle le long du ruisseau PEN B et de son embouchure entre juin 2013 et septembre 2014**



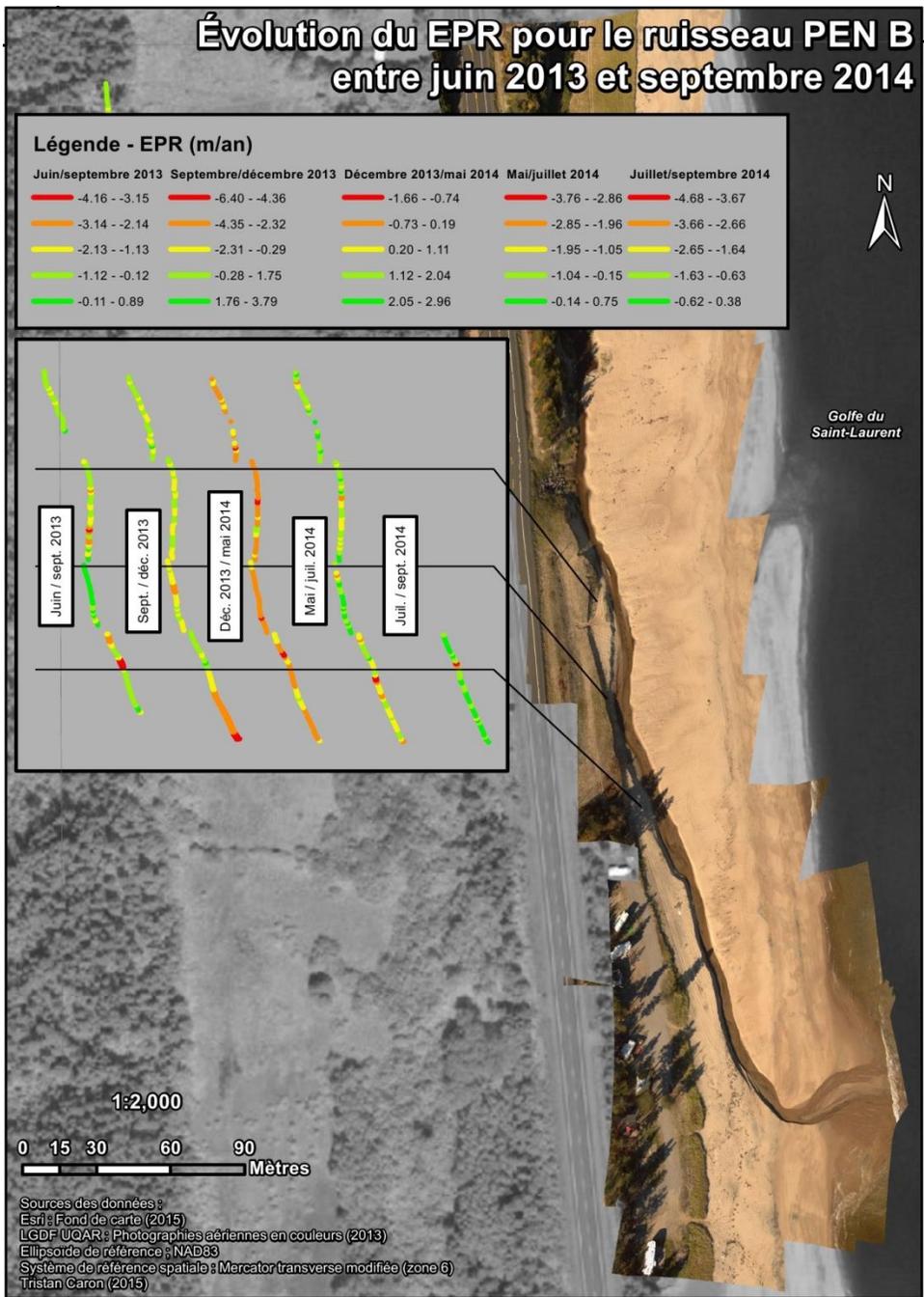
**Figure 214. Schématisation de l'enveloppe de mobilité SCE-actuelle le long du ruisseau PEN D et de son embouchure entre juin 2013 et septembre 2014**



**Figure 215. Schématisation de l'enveloppe de mobilité SCE-actuelle le long du ruisseau LPM A et de son embouchure entre juillet 2013 et juillet 2014**

#### 4.4.3.2. Taux de migration latérale

L'analyse de l'indice EPR pour le ruisseau PEN B (figure 216), entre juin et septembre 2013, indique des taux d'érosion maximums de - 4,16 m/an. Les taux de recul les plus importants (- 4,16 à - 2,14 m/an) correspondent à des segments de berge fluviale distincts du talus côtier. Il s'agit de terrasses au pied de la microfalaise ou encore du talus créé par l'incision du chenal dans la haute plage. Les taux de recul sont moindres lorsque le talus côtier correspond à la berge du cours d'eau. Pour la période de septembre à décembre 2013, les taux de recul augmentent vers l'aval du chenal avec une plus grande représentation des classes d'érosion rapide de - 6,40 à - 2,32 m/an, alors que le ruisseau évolue sur la haute plage, loin du trait de côte. Vers l'amont du chenal, dans les sections plus stables, la majorité des valeurs de taux de migration oscillent principalement entre un recul faible et une accrétion faible (- 2,31 à 1,75 m/an). Pour la période s'échelonnant de décembre 2013 à mai 2014, le recul atteint des valeurs allant jusqu'à - 1,66 m/an dans les sections aval du chenal et au sommet de la falaise. La classe de recul maximal est davantage représentée dans les sections où le chenal se distancie du trait de côte. La classe de taux de recul de - 0,73 à - 0,19 m/an est la plus représentée. Les rares valeurs positives peuvent s'expliquer par la modification du profil de berge engendré par le passage fréquent de véhicules tout-terrain, mais surtout par la difficulté à échantillonner l'hiver en raison des accumulations neigeuses. De mai à juillet 2014, la classe de recul de - 1,95 à - 1,05 m/an est la plus représentée sur toute la longueur du chenal. Les valeurs sont légèrement plus élevées en aval du chenal et lorsque le talus fluvial est distinct du talus côtier. La classe de recul de - 1,04 à - 0,15 m/an est surtout présente en amont, où les taux de recul sont moindres. De juillet à septembre 2014, peu de valeurs ont été utilisées en raison d'incertitudes liées au géoréférencement. Somme toute, le recul est plutôt faible, la classe la plus représentée incluant des valeurs de recul moindres et de faibles valeurs d'accrétion oscillant entre - 0,62 et 0,38 m/an.



**Figure 216. Représentation des taux de migration EPR le long du ruisseau PEN B entre juin 2013 et septembre 2014**

Pour le ruisseau PEN D (figure 217), la berge fluviale est distincte du talus côtier sur une majorité de la longueur du tracé. Entre juin et septembre 2013, les taux d'érosion sont à leur maximum dans la section amont, alors que la berge fluviale correspond au talus côtier dans une zone de relative instabilité. Les valeurs se retrouvent dans les trois classes de recul les plus élevées et s'échelonnent entre - 12,96 et - 5,83 m/an. Les taux de recul sont au maximum lorsque le chenal est distinct du talus côtier, tout juste en aval du remblai à l'exutoire du ponceau. Les valeurs appartenant à la classe de - 12,96 à - 10,58 m/an sont rencontrées dans une zone de forte instabilité du talus. Le long du chenal, la classe la plus représentée est celle de - 3,45 à - 1,08 m/an. Entre septembre et décembre 2013, l'érosion maximale est rencontrée un peu plus en aval et présente des taux allant de - 5,43 à - 2,18 m/an. Cela correspond aussi à une zone où circulent plusieurs véhicules tout-terrain et autres véhicules récréatifs circulent régulièrement. Certaines valeurs positives sont rencontrées, mais elles correspondent à une zone de décrochements en surface provoquant une reconfiguration locale du talus, ce qui génère parfois des avancées. De décembre 2013 à mai 2014, l'érosion est maximale dans la même section que pour l'intervalle de juin à septembre 2013, selon des vitesses de recul comprises entre - 8,51 à - 4,95 m/an. La classe la plus représentée est celle regroupant des valeurs de recul de - 1,38 m/an à la stabilité. En ce qui concerne l'intervalle de mai à juillet 2014, l'érosion est maximale en amont de la section à l'étude, mais surtout vers l'aval à proximité de la zone de passage de véhicule tout-terrain. La classe représentée majoritairement pour les zones d'érosion est celle de - 3,71 à - 0,20 m/an, elle représente le mieux la situation observée le long du chenal. Il y a plusieurs valeurs positives, toutes concentrées dans le secteur où il y a eu des mouvements de sédiments importants provenant apparemment du second talus derrière la berge fluviale. Ceci a provoqué une avancée artificielle du talus par sa reconfiguration. De juillet à septembre 2014, les taux de recul maximum sont importants, oscillant principalement entre - 16,08 et - 9,42 m/an. Ils correspondent encore ici à des zones de forte instabilité et à des zones où peuvent circuler des véhicules tout-terrain. La classe de recul la plus représentée est celle regroupant les valeurs de - 2,74 à 0,58 m/an et est probablement plus représentative des valeurs rencontrées le long du chenal.

## Évolution du EPR pour le ruisseau PEN D entre juin 2013 et septembre 2014

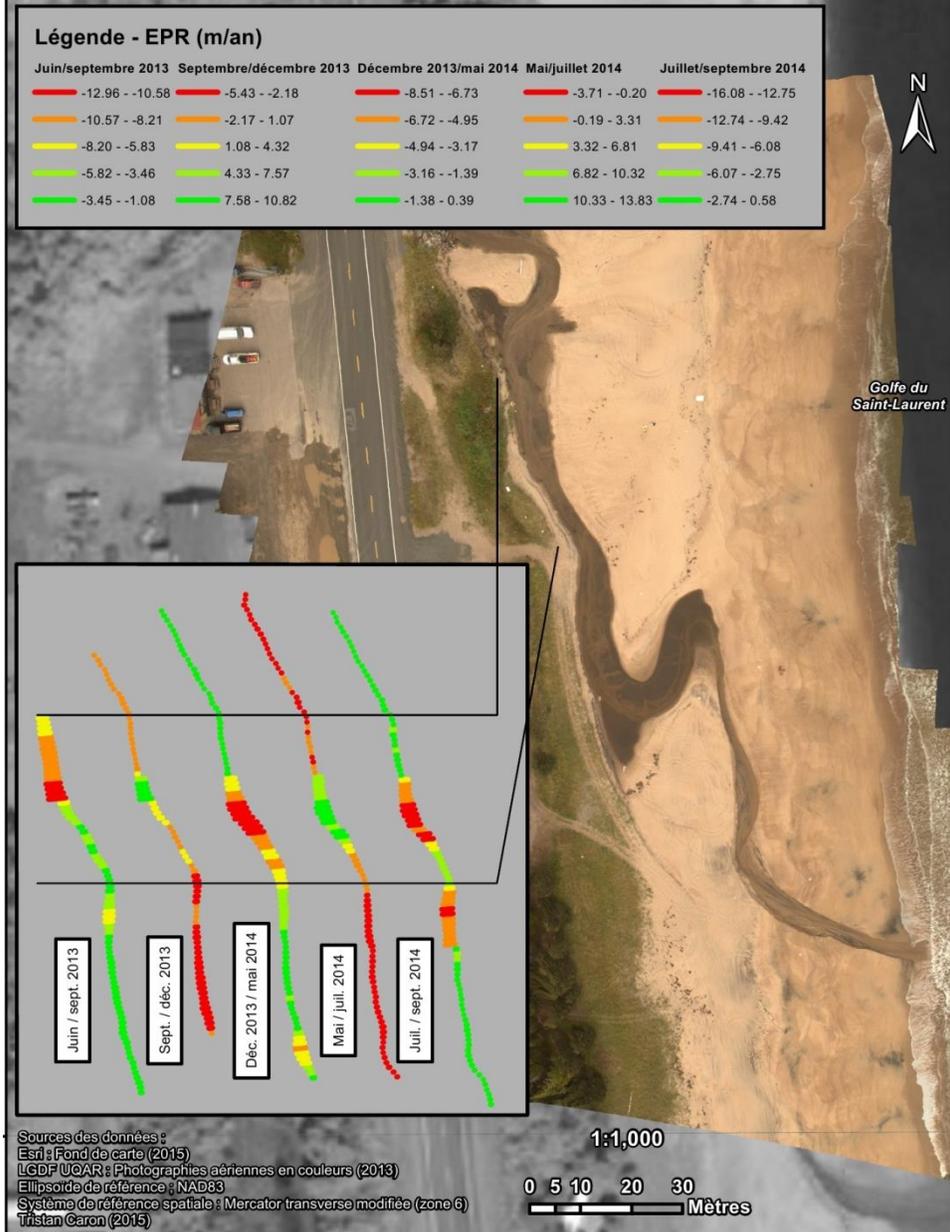


Figure 217. Représentation des taux de migration EPR le long du ruisseau PEN D entre juin 2013 et septembre 2014

Pour le ruisseau LPM A (figure 218), entre juillet et septembre 2013, l'érosion semble accrue vers l'aval. Il y a une forte représentation des classes de recul de - 6,47 à - 4,37 et de - 4,36 à - 2,26 m/an, alors que la berge fluviale correspond au talus côtier. Lorsque le talus côtier est distinct de la berge fluviale, légèrement plus en amont, les classes de taux de migration présentent des valeurs de recul plus faibles et de l'accrétion. Elles oscillent principalement entre - 0,15 et 4,05 m/an sur une sorte de banc qui engendre de la sinuosité dans le chenal. Par contre, les valeurs maximales d'accrétion représentent des valeurs extrêmes, les valeurs étant globalement beaucoup plus faibles. Pour la période s'étirant de septembre à décembre 2013, les taux d'évolution de la berge fluviale, lorsqu'elle correspond aussi au talus côtier, se retrouvent principalement dans la classe de - 1,61 à 0,39 m/an. À l'inverse de l'intervalle précédent, les taux sont les plus importants dans la section du chenal où le cours d'eau se distancie du trait de côte, soit au niveau du banc de sable. Entre décembre 2013 et mai 2014, les tendances relatives sont similaires à celles de l'intervalle de juillet à septembre 2013. Les valeurs d'érosion sont accrues vers l'aval du chenal, alors que le talus côtier correspond à la berge fluviale. Il y a une forte représentation de la classe de recul s'étalant de - 3,33 à - 1,84 m/an, mais aussi de taux de recul plus modérés et même d'une faible accrétion (- 1,83 à - 0,35 m/an). Les valeurs de recul sont plus faibles et laissent même parfois place à l'accrétion en amont, au niveau du banc de sable quand la berge fluviale est différenciée de la berge côtière. La situation pour l'intervalle de mai à juillet 2014 rappelle celle de septembre à décembre 2013. Les valeurs de recul sont maximales en amont de la section, où le talus côtier et la berge fluviale sont disjoints à la hauteur du banc de sable. Il y a une forte représentation des classes de recul de - 7,65 à - 3,85 m/an. À partir de ce point, en suivant le chenal vers l'aval, les classes de - 1,93 à - 0,04 et de - 3,84 à - 1,94 m/an s'alternent à titre de classe de retrait la plus représentée.

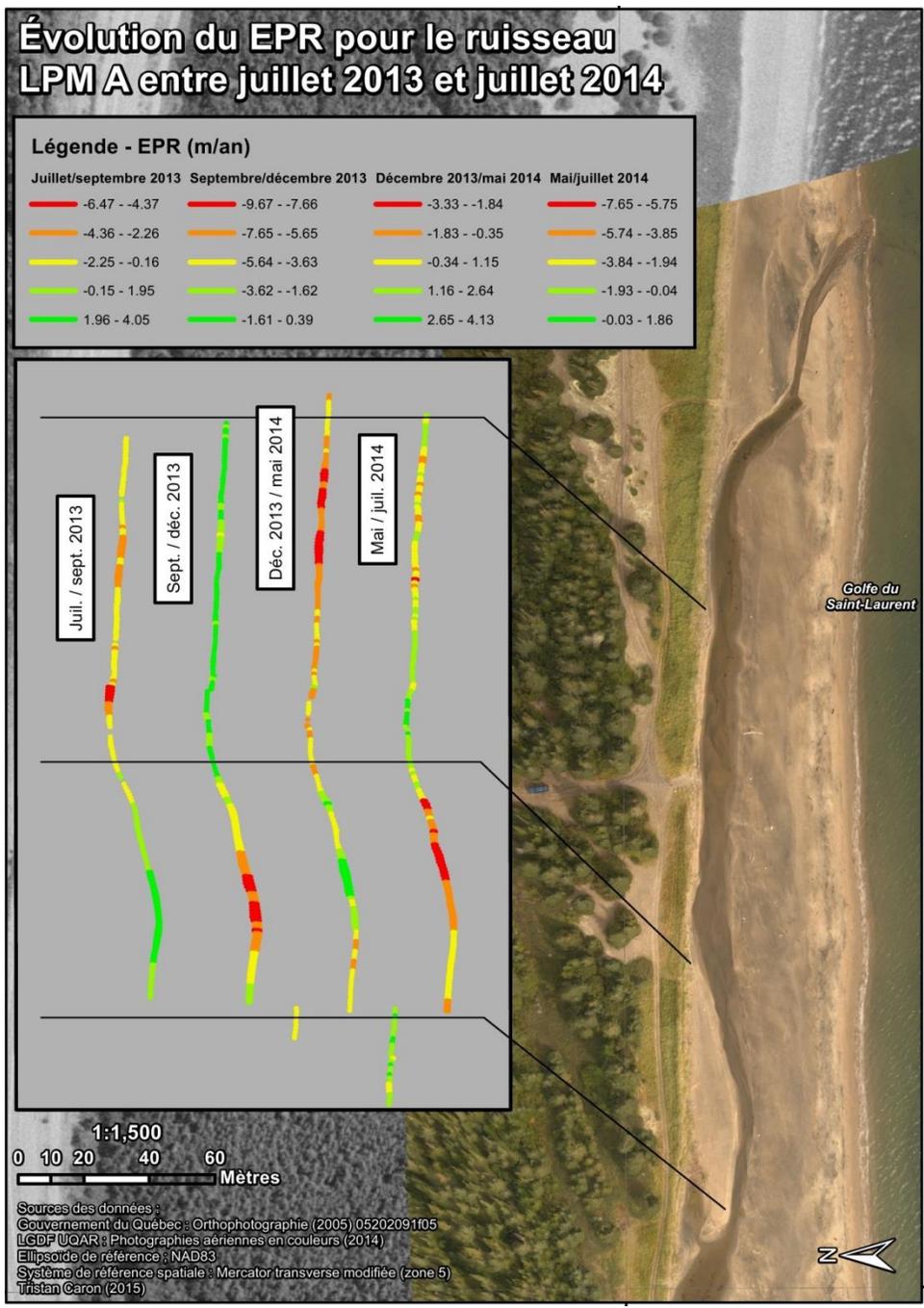
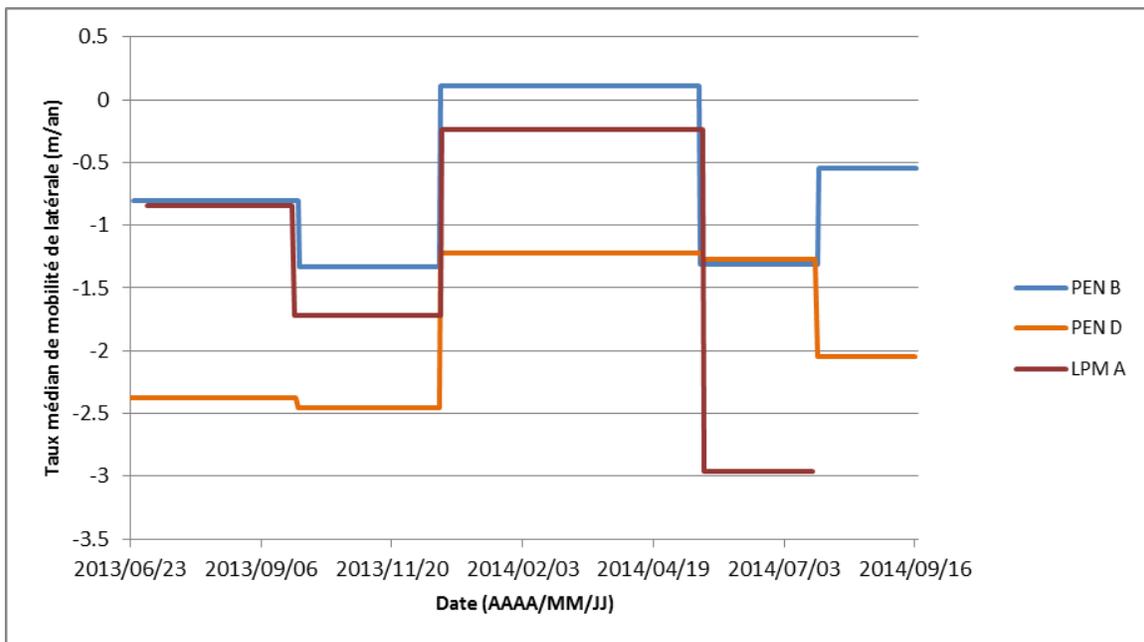


Figure 218. Représentation des taux de migration EPR le long du ruisseau LPM A entre juillet 2013 et juillet 2014

En comparant les données de taux de mobilité médians pour les différents ruisseaux (figure 219), il ressort quelques tendances communes pour l'ensemble des ruisseaux. Les trois ruisseaux voient l'érosion de la berge fluviale accélérer entre septembre et décembre 2013, par rapport aux taux d'érosion rencontrés de juin/juillet à septembre 2013. Elle diminue fortement entre décembre 2013 et mai 2014 (parfois même une faible accréation), atteignant des valeurs inférieures à celle du premier intervalle. Sur la base des taux médians, l'érosion s'accélère entre mai et juillet 2014, en comparaison avec l'intervalle précédent. Cette accélération de l'érosion est plus marquée pour les ruisseaux PEN B et LPM A. En septembre 2014, l'érosion accélère pour le ruisseau PEN D, alors qu'elle diminue pour le ruisseau PEN B. Les taux de recul médians mesurés entre 2013 et 2014 pour l'érosion latérale engendrée par les cours d'eau sont de loin supérieurs aux taux moyens qui ont été mesurés pour le recul du trait de côte au cours des dernières années par le LDGIZC de l'UQAR. Pour le secteur de Pentecôte, dans la proximité des ruisseaux à l'étude, le taux d'évolution moyen était de - 0,22 m/an entre 2000 et 2012. Cette valeur est toujours excédée par le recul engendré par le ruisseau, sauf au cours de l'hiver alors que les valeurs de recul sont moindres (voire nulles). Pour le secteur de Longue-Pointe-de-Mingan, la valeur de déplacement du trait de côte moyennée entre 2000 et 2014 dans les environs du ruisseau LPM A est de - 0,44 m/an. Le recul de la berge fluviale est plus rapide sur l'ensemble de la période étudiée.



**Figure 219. Taux de mobilité latérale en fonction du temps pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A**

#### 4.4.3.3. Le rôle du débit liquide

La migration latérale du chenal, sur la base du taux médian, a été étudiée en fonction du débit liquide moyen de l'intervalle, du volume sédimentaire relatif des plages à mi-temps entre les mesures clôturant l'intervalle et en fonction de la cote de tempêtes de l'intervalle. Ayant observé une possible influence du pied de glace sur le terrain, il a été décidé d'identifier les données de taux d'érosion pour lesquelles le pied de glace était présent sur la totalité de l'intervalle (mention « PG »). Dans tous les cas, les taux de migration des ruisseaux apparaissent comme moindres lorsque le pied de glace est bien en place. Lorsque les taux de migration médians sont mis en relation avec le débit liquide moyen (figure 220), il ne ressort pas de relation commune pour les trois ruisseaux. Pour le ruisseau PEN B ( $R = -0,85$ ,  $n = 5$ , A), respectant une forte corrélation négative, l'érosion latérale semble avoir accélérée lorsque le débit augmentait. Pour le ruisseau PEN D ( $R = -0,06$ ,  $n = 5$ , B), il ne ressort pas vraiment de tendance entre les taux d'érosion et la hausse du débit liquide. Le faible coefficient de corrélation est les faibles écarts entre les débits invitent à la prudence pour l'analyse de cette relation. Pour le ruisseau LPM A ( $n = 2$ , C), les écarts du débit liquide moyen étaient trop minimes pour que la tendance observée puisse être considérée. Il n'y a donc qu'un ruisseau pour lequel les écarts de débits étaient suffisants pour accorder une confiance à la relation de corrélation, soit le ruisseau PEN B qui présente une augmentation de l'érosion pour de forts débits.

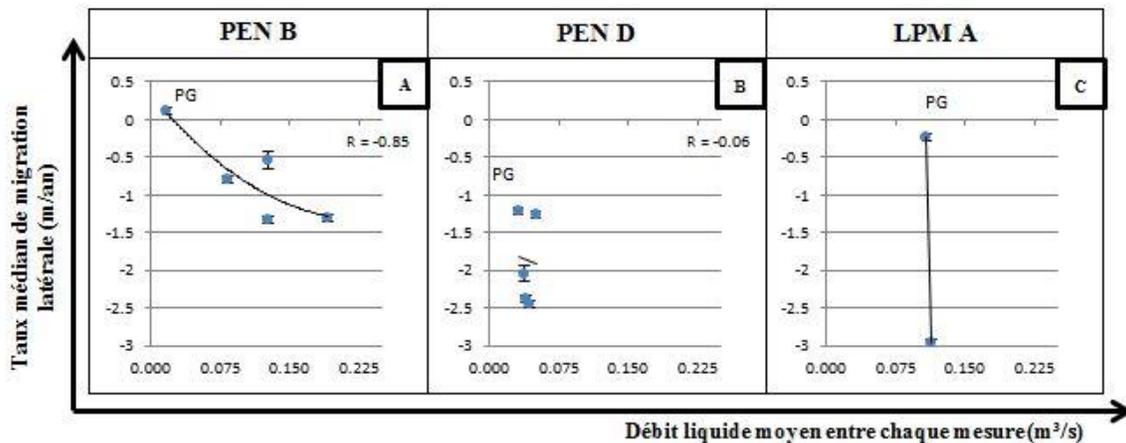


Figure 220. Analyse relationnelle entre le débit liquide moyen entre chaque mesure et les taux d'érosion latérale pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A

#### 4.4.3.4. Le rôle des tempêtes

Les taux de migration médians du chenal ne présentent pas non plus de relation convaincante lorsqu'étudiés comme fonction de la cote de tempêtes (figure 221). Pour le ruisseau PEN B ( $R = -0,06$ ,  $n = 5$ , A), aucune relation significative ne se dessine entre les deux variables. La situation est à peu près similaire pour le ruisseau LPM A ( $R = 0,18$ ,  $n = 4$ , C), pour lequel il n'y a aucune corrélation. Pour le ruisseau PEN D, l'augmentation de la cote d'occurrence et d'intensité de tempête se traduit par des taux d'érosion médians plus importants ( $R = -0,95$ ,  $n = 5$ , B). Cette relation est visuellement assez flagrante et elle présente le plus fort coefficient de corrélation. Pour ces raisons, cette relation pour le ruisseau PEN D est celle en qui le plus de confiance est accordée.

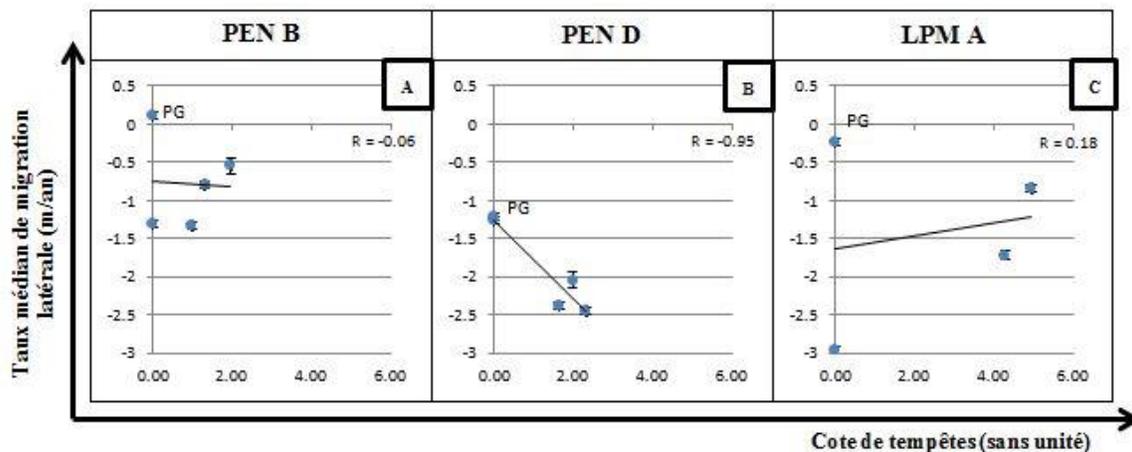


Figure 221. Analyse relationnelle entre la cote de tempêtes et les taux d'érosion latérale pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A

#### 4.4.3.5. Le rôle du volume de plage

Les taux de migration médians diminuent légèrement lorsque le volume sédimentaire des plages est maximal (figure 222). Pour le ruisseau PEN B ( $R = -0,06$ ,  $n = 5$ , A), la relation ne se dessine que si la valeur associée à la présence du pied de glace est ignorée. La corrélation négative est alors plus significative ( $R = -0,48$ ), mais la relation demeure brouillée notamment en raison de taux de recul majeur entre mai et juillet 2014, alors que le volume de la plage n'était pas si important. Pour le ruisseau PEN D, la relation est aussi peu significative ( $R = -0,21$ ,  $n = 5$ , B). En retirant la valeur associée au pied de glace, la corrélation négative est plus significative ( $R = -0,48$ ). Lorsque les valeurs associées à la présence du pied de glace sont ignorées, les deux relations vont dans le sens qu'un volume de plage important favorise de l'érosion latérale par le ruisseau.

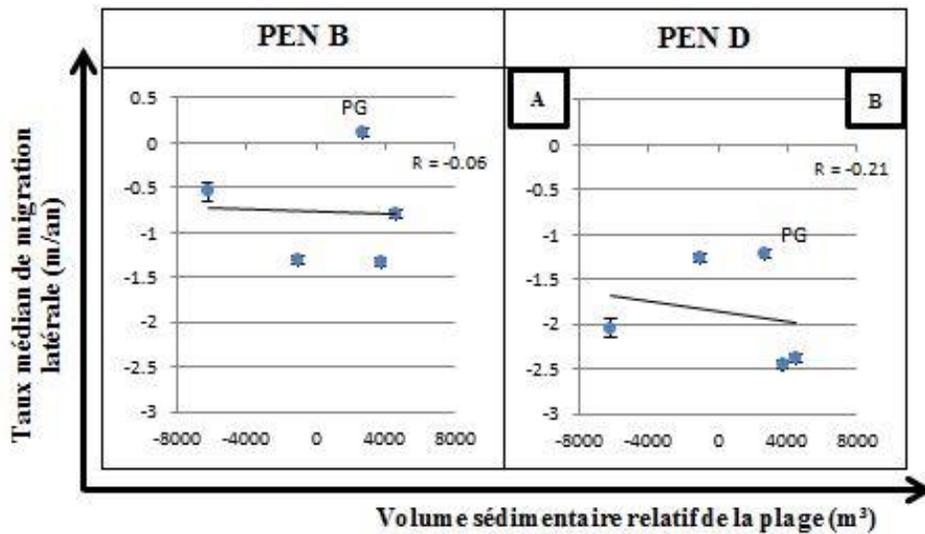
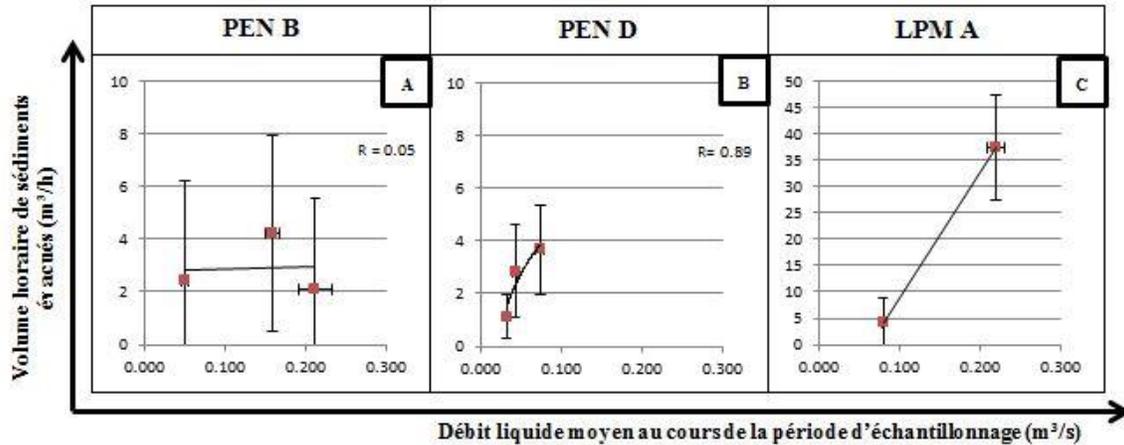


Figure 222. Analyse relationnelle entre le volume sédimentaire relatif de la plage et les taux d'érosion latérale pour les ruisseaux PEN B et PEN D

#### 4.4.4. Redistribution de sédiments par les ruisseaux

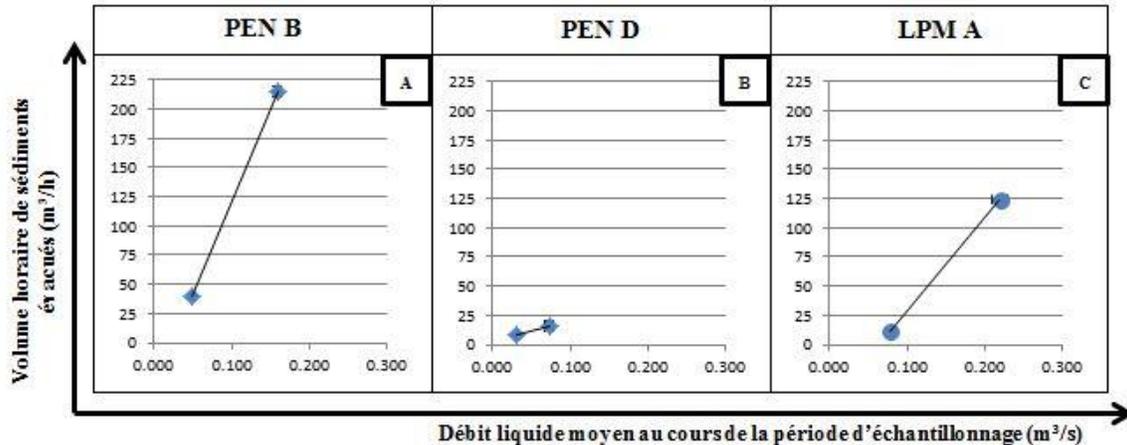
##### 4.4.4.1. Le rôle du débit liquide

Le volume de sédiments évacué a été estimé par le biais de deux méthodes. Chaque méthode présente son lot d'incertitudes, mais au final, elles permettent de fournir une estimation convaincante de la contribution des ruisseaux à la dynamique sédimentaire des plages environnantes. L'estimation du volume de sédiments évacués déterminée à partir des taux d'incision et d'accumulation offre une tendance suffisamment claire lorsque mise en relation avec le débit liquide (figure 223). La part d'incertitudes s'explique notamment par le faible nombre d'observations, ce qui est d'ailleurs le cas pour chaque méthode. Pour les trois principaux ruisseaux, la tendance laisse présager une augmentation du volume de sédiments évacués lorsque le débit liquide augmente. Cette relation linéaire est négligeable pour le ruisseau PEN B ( $n = 3$ , a), alors qu'elle est plus évidente pour les ruisseaux PEN D ( $n = 3$ , B) et LPM A ( $n = 2$ , C) pour lesquels les valeurs sont davantage différenciées. La valeur maximale en termes de volume horaire de sédiments évacués a été mesurée pour le ruisseau LPM A ( $37,5 \text{ m}^3/\text{h}$ ). Dans l'ensemble, les valeurs se tiennent sous la barre des  $5 \text{ m}^3/\text{h}$ .



**Figure 223. Analyse relationnelle entre le débit liquide moyen et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec les taux d'incision et d'accumulation) pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A**

Pour l'évaluation du volume horaire de sédiments évacués à partir des deltas, il y a peu de données disponibles en raison de la difficulté d'accès à l'estran lors des fortes marées. Pour les trois ruisseaux ( $n = 2$ , A à C), il y a une tendance linéaire univoque à l'augmentation des volumes évacués lorsque les débits augmentent (figure 224). Cette augmentation est d'ailleurs beaucoup plus rapide pour les ruisseaux PEN B et LPM A. Il faut noter que les volumes, ainsi évalués, sont beaucoup plus importants qu'avec les deux autres méthodes. Il est question de maximums de 215,1 m<sup>3</sup>/h pour PEN B, 16 m<sup>3</sup>/h pour PEN D et 124,2 m<sup>3</sup>/h pour LPM A. Les ordres de grandeur dans les taux obtenus sont de 2,5 à 50,7 fois supérieurs aux résultats obtenus en déterminant les volumes évacués sur la base des taux d'incision.

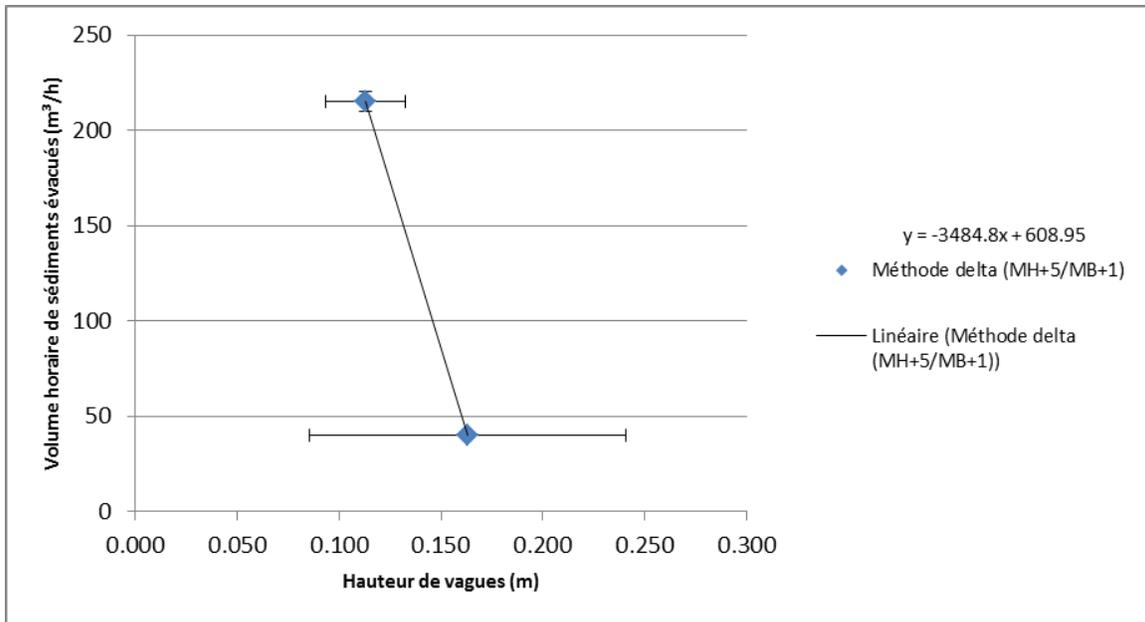


**Figure 224. Analyse relationnelle entre le débit liquide moyen et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec l'évolution du volume deltaïque) pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A**

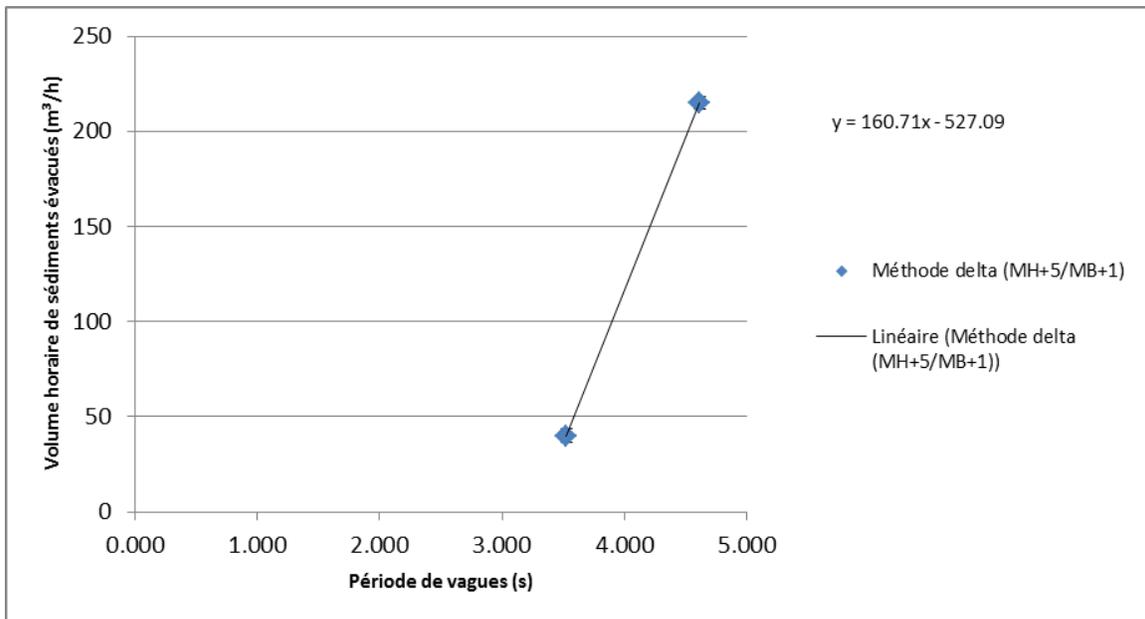
#### 4.4.4.2. *Le rôle des conditions météomarines*

##### 4.4.4.2.1. Climat de vagues

Les relations entre les volumes de sédiments évacués et le climat de vagues (figure 225 et figure 226) doivent être interprétées avec prudence, car peu de données ont permis de les établir. Les données des paramètres hydrodynamiques n'étaient pas disponibles pour le ruisseau LPM A, et pour les ruisseaux de Pentecôte, il n'y avait pas toujours de changements significatifs de la hauteur et de la période de vagues, qui présentaient des ordres de grandeur similaires pour les dates de collectes de données sur les deltas. Seul le ruisseau PEN B a permis de dresser un portrait en raison d'une variabilité plus importante des valeurs de la variable explicative. Plus les vagues étaient hautes, moins il y a eu d'accumulation au niveau du delta ( $n = 2$ , figure 225). À l'inverse, plus les vagues sont espacées dans le temps, plus l'évacuation de sédiments au niveau du delta est importante ( $n = 2$ , figure 226). Pour les deux relations, il y a peu de points de données disponibles, mais ceux-ci sont assez distancés tant sur l'axe des ordonnées que sur l'axe des abscisses pour permettre de croire à des tendances significatives.



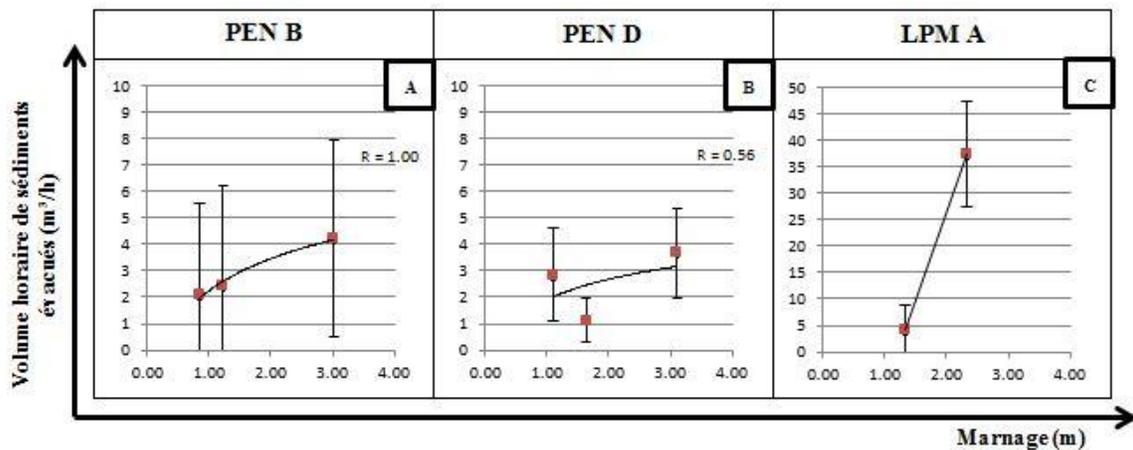
**Figure 225. Analyse relationnelle la hauteur significative des vagues et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec l'évolution du volume deltaïque) pour le ruisseau PEN B**



**Figure 226. Analyse relationnelle la période des vagues et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec l'évolution du volume deltaïque) pour le ruisseau PEN B**

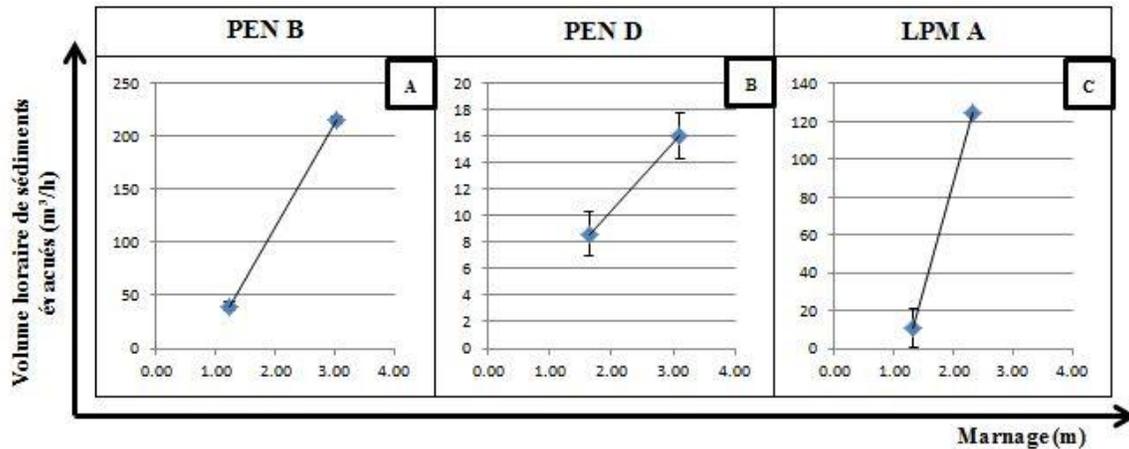
#### 4.4.4.2.2. Marnage

Lorsque mis en relation avec le marnage, il apparaît que les taux de sédiments évacués tels qu'évalués à partir des taux d'incision présentent une corrélation positive (figure 227). Pour les ruisseaux PEN B (n = 3, A) et PEN D (n = 3, B), les pentes des relations sont considérablement plus faibles que pour le ruisseau LPM A (n = 2, C). Dans tous les cas, une hausse du volume de sédiments évacués de la plage est à prévoir pour un marnage plus important. La corrélation apparaît comme suffisante pour les ruisseaux de Pentecôte, même si elles sont moins différenciées que pour le ruisseau LPM A sur l'axe vertical. Une grande confiance est accordée à ces relations, d'autant plus qu'elles vont toutes dans la même direction.



**Figure 227. Analyse relationnelle entre le marnage et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec les taux d'incision et d'accumulation) pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A**

Les volumes de sédiments évacués au niveau des deltas mis en relation avec le marnage présentent une corrélation positive (figure 228). Pour les trois ruisseaux, plus le marnage est important, plus le volume horaire de sédiments évacués au niveau des deltas était considérable. La pente de la relation est forte pour les ruisseaux PEN B (n = 2, A), PEN D (n = 2, B) et LPM A (n = 2, C).



**Figure 228. Analyse relationnelle entre le marnage et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec l'évolution du volume deltaïque) pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A**

#### 4.4.4.2.3. Évacuation de sédiments et volume de plage

Les volumes de sédiments évacués, évalués par la méthode de l'incision, sont positivement corrélés aux volumes sédimentaires des plages (figure 229). Pour les ruisseaux PEN B (n = 3, A) et PEN D (n = 3, B), plus le volume de la plage est important, plus le ruisseau présente un débit solide évacué considérable. Les coefficients de corrélation sont d'ailleurs très élevés.

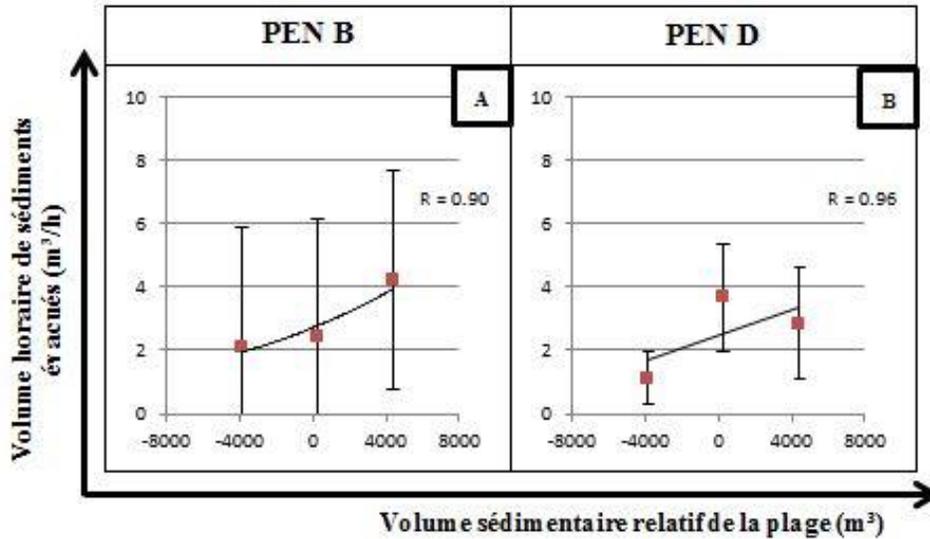


Figure 229. Analyse relationnelle entre le volume sédimentaire relatif de la plage et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec les taux d'incision et d'accumulation) pour les ruisseaux PEN B et PEN D

Lorsqu'évalué par la méthode de suivi du volume des deltas, le volume horaire de sédiments évacués présente aussi une relation avec la quantité de sédiments disponibles à la plage (figure 230). Elle est la même pour les ruisseaux PEN B (n = 2, A) et PEN D (n = 2, B). La pente est toutefois plus forte pour le ruisseau PEN B. Si peu de points étaient disponibles, les écarts entre ceux-ci étaient considérables tant sur l'axe des abscisses que sur l'axe des ordonnées. Par conséquent, il est possible d'accorder une grande confiance en ces relations.

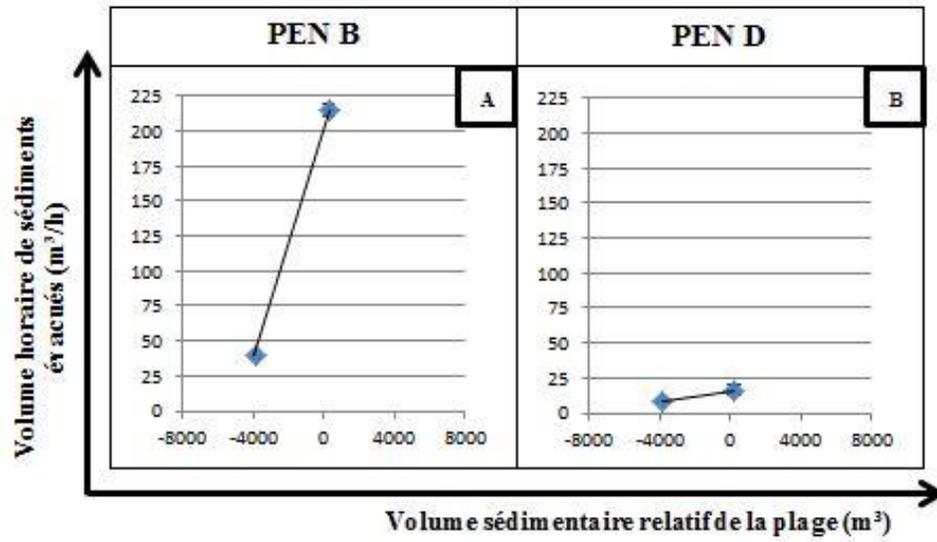


Figure 230. Analyse relationnelle entre le volume sédimentaire relatif de la plage et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec l'évolution du volume deltaïque) pour les ruisseaux PEN B et PEN D

#### **4.5. Synthèse de la morphodynamique des ruisseaux côtiers**

Les résultats présentés dans la section précédente soulignent l'existence de plusieurs relations entre chacune des 4 composantes de la dynamique des embouchures et les facteurs de contrôles identifiés. La figure 231 regroupe les principales relations et corrélations étudiées et présentées dans le cadre du projet en fonction d'une évaluation relative de leur intensité. Ces relations sont décrites et expliquées dans cette section synthèse de manière à mettre en lumière les principaux mécanismes contribuant à l'évolution des ruisseaux côtiers. Ces observations mènent à des réflexions sur le rôle de ces ruisseaux sur la dynamique sédimentaire de la plage.

		Conditions hydrologiques						Conditions météomarine						Contexte sédimentaire		Dynamique glacielle			
		Débit liquide moyen		Débit liquide maximum		% jours où débit liquide > 80 <sup>e</sup> p		Hauteur significative moyenne des vagues		Période moyenne des vagues		Marnage		Déferlement dans les ruisseaux (cote de tempêtes)		Volume sédimentaire relatif de la plage		Présence du pied de glace	
		Ensemble du chenal par section		Ensemble du chenal ou par section		Ensemble du chenal ou par section		Ensemble du chenal ou par section		Ensemble du chenal ou par section		Ensemble du chenal ou par section		Ensemble du chenal ou par section		Ensemble du chenal ou par section		Ensemble du chenal ou par section	
		estran	haute-plage	estran	haute-plage	estran	haute-plage	estran	haute-plage	estran	haute-plage	estran	haute-plage	estran	haute-plage	estran	haute-plage	estran	haute-plage
<b>Évolution longitudinale des ruisseaux et de leur embouchure</b> (taux l'ajustement longitudinal moyen, relation basée sur la tendance à l'incision)	MH/MB																		
	MH/MM																		
	MM/MB																		
<b>Migration de l'embouchure des ruisseaux</b> (distance / progression par rapport au ponton)	Déplacement net																		
	Position de l'embouchure																		
	Taux de mobilité																		
<b>Migration latérale de ruisseaux</b> (taux de d'évolution médian, relation basée sur la tendance à l'érosion)																			
<b>Redistribution de sédiments par les ruisseaux</b> (débit soli de évacué)																			

→ Degré de confiance →

Aucune corrélation / relation		Analyse non menée	
Corrélation / relation positive		Analyse jugée non pertinente selon l'auteur	
Corrélation / relation négative		Corrélation / relation renforcée par des observations ponctuelles ou la littérature	

**Figure 231. Matrice des relations et corrélations étudiées dans ce projet de recherche**

#### **4.5.1. Dynamique d'embouchure des ruisseaux côtiers et les forçages**

##### **4.5.1.1. Évolution longitudinale des ruisseaux et de leur embouchure**

Un des objectifs était de mesurer les taux d'accumulation et d'incision dans les ruisseaux. L'idée était aussi de cibler les facteurs d'influence de l'évolution longitudinale des profils des cours d'eau. Il en ressort que divers facteurs modulent cette dynamique : la position d'un tronçon sur le profil de plage, la période temporelle au cours de la phase de marée descendante, le débit liquide, la hauteur significative des vagues, la période entre les crêtes de houle et le marnage.

Certaines tendances permettent d'anticiper les ajustements longitudinaux dans les ruisseaux en réponse à une fluctuation du niveau de base. Suite à une diminution du niveau de base engendrée par la marée descendante, la section des cours d'eau s'écoulant sur l'estran répond généralement par une tendance à l'incision plus marquée que celle qui affecte la haute plage. Un abaissement du niveau de base entraîne bel et bien de l'érosion régressive, mais surtout dans la portion aval du ruisseau, à la hauteur de l'estran. Ceci peut probablement s'expliquer par l'importante rupture de pente caractérisant l'ensemble des profils longitudinaux de chenaux. Il importe de rappeler que les ruisseaux à l'étude présentent deux gradients de pente bien marqués pour la section des cours d'eau s'écoulant sur la haute plage et celle s'écoulant sur l'estran. Un ajustement par érosion régressive implique que la réponse (incision) se propage de l'aval vers l'amont. Pour cette raison, il n'est pas surprenant que l'incision dans le chenal soit davantage marquée sur l'estran relativement à la haute plage. La réponse est différée sur la haute plage, pour laquelle la tendance à l'incision débute tardivement dans la phase de jusant et selon des taux d'incision plus faibles par rapport à ceux mesurés sur l'estran. Une tendance à l'incision ou du moins une diminution de l'accumulation sur la haute plage vers la fin de la période de marée descendante laisse croire que l'incision dominerait aussi pour la portion haute plage du profil si la marée ne commençait pas à remonter. La marée ascendante équivalant à une élévation du niveau de base, la tendance serait logiquement inversée. Bien qu'aucune donnée n'ait été collectée au cours de la marée montante, une élévation du niveau de base devrait entraîner de l'accumulation pour rééquilibrer le profil en long du chenal (Schumm, 1993). Il y a irrémédiablement une atténuation de la puissance spécifique du cours d'eau, ce qui se traduit par une diminution de la capacité et de la compétence de transport sédimentaire et une diminution de l'incision lorsque la marée monte. Considérant que l'incision ne cesse d'accélérer (ou l'accumulation diminue) avec l'abaissement du niveau marégraphique, il n'est pas improbable que le temps soit l'élément limitant qui empêche d'observer des conditions d'incision généralisée dans les chenaux, alors que l'incision est en partie freinée à la marée montante.

Par ailleurs, pour une même section du profil, les taux d'incision évoluent également dans le temps au cours de la phase de marée descendante. Il ressort de cela que pour les trois dernières heures de la phase de marée descendante, les taux d'incision sont davantage marqués que ceux rencontrés au début du jusant. Cette tendance, bien que relativement marquée pour la section du cours d'eau s'écoulant sur la haute plage, est

univoque à la hauteur de l'estran. La tendance à l'augmentation de l'incision peut s'expliquer par l'accroissement graduel de la pente. Comme la marée descend, le changement de pente devient de plus en plus important alors que le différentiel de niveau de base s'accroît. En réponse à une pente de plus en plus importante vers la fin de la phase de marée descendante, une incision accrue se développe dans le profil du chenal. Par le fait même, l'érosion régressive devrait permettre au cours d'eau de rééquilibrer son profil de pente, particulièrement au niveau de l'estran. Un pouvoir incisif croissant du ruisseau peut être relié à la puissance spécifique accrue en raison de l'augmentation de la pente forcée par la marée descendante combinée à une diminution de la largeur du chenal alors que le chenal s'incise dans les sédiments de l'estran. De même, le fait que l'incision s'installe ou s'accélère dans les trois dernières heures de la phase de jusant confirme l'influence de la rupture de pente sur l'évolution des taux d'accumulation et d'incision dans le ruisseau, selon la section du profil de plage correspondante. La tendance à l'incision plus tardive pour la section du profil correspondant à la haute plage confirme que l'érosion régressive s'installe de l'aval vers l'amont pour rééquilibrer le profil de pente du chenal. L'évolution plus marquée de l'incision sur l'estran entre les deux moitiés de la phase de marée descendante peut s'expliquer par l'impact du refoulement et de l'action des vagues, qui est maximal sur l'estran. Il y a une opposition entre les forces hydrodynamiques de la côte avec l'écoulement fluvial (figure 232). Selon Clifton et *al.* (1973), la turbulence diminue dans le chenal à marée haute, ce qui favorise des conditions d'accumulation. Alors que la marée descend, l'incision domine sur l'estran, et les écarts sont fortement marqués pour les deux périodes temporelles. Les données collectées ont permis de mettre en évidence l'influence de l'étagement de la plage sur la réponse du profil longitudinal des ruisseaux de plage engendrée par une diminution du niveau de base. Il importe de rappeler que la vitesse d'abaissement de la nappe d'eau, qui n'a pas été étudiée dans le cadre de cette étude, n'est pas constante dans le temps. Cette fluctuation de la vitesse peut être simplement décrite par la règle des douzièmes (Guérin, 1993). La marée s'abaisse d'un douzième de l'amplitude marégraphique dans la première heure du jusant, de deux douzièmes au cours de la deuxième heure, de trois douzièmes tant pendant la troisième que la quatrième heure, de deux douzièmes durant la cinquième heure et finalement d'un douzième pour la sixième et dernière heure. Par contre, comme les taux sont étudiés pour chaque moitié de la phase de marée descendante, chacun devrait correspondre à la moitié de la fluctuation du niveau marégraphique. Ceci atténue l'influence de la variabilité horaire des taux d'abaissement. L'originalité de ces données s'illustre aussi par leur résolution temporelle. Cela a permis de montrer la dynamique temporelle des ajustements longitudinaux en réponse à un abaissement du niveau marégraphique.



**Figure 232. Refoulement et remontée de l'énergie hydrodynamique dans le ruisseau en opposition à l'écoulement fluvial**

Les taux d'accumulation ou d'incision dans les cours d'eau et leur embouchure présentent une tendance à l'incision plus marquée pour les débits liquides élevés. Cette tendance, bien que relativement faible, est vérifiable tant pour la portion des cours d'eau s'écoulant sur la haute plage que pour celle évoluant sur l'estran. Pour un cours d'eau donné, un fort débit signifie une plus grande compétence et une capacité de transport accrue, ce qui favorise l'incision. Il demeure surprenant que le débit ne présente qu'une légère influence sur les taux d'accumulation ou d'incision dans le chenal. Pourtant, une forte amplitude de valeurs de débit a été échantillonnée pour chacun des ruisseaux. Des valeurs de taux d'accumulation et de taux d'incision ont été mesurées tant sous des conditions d'étiage que de crue. Il est possible que l'infiltration dans la plage d'une quantité du débit liquide puisse expliquer la faible variabilité des taux d'accumulation. Le débit effectif à la plage est probablement légèrement inférieur à celui échantillonné en amont des ponceaux. Ce facteur devrait avoir une influence plutôt minime puisque l'infiltration est moindre lors des crues printanières, alors que les sédiments sont gorgés d'eau de fonte, voire qu'ils sont encore gelés. À ce stade, les taux d'infiltration sont atténués. Il y a tout de même un écart considérable entre les débits d'étiage et les débits maximums. De même, pour l'ensemble des conditions de débit échantillonnées, les

ruisseaux pour lesquels l'analyse des ajustements longitudinaux a été menée sont tous aptes à mobiliser les sédiments sableux dans lesquels ils évoluent. Ce n'est donc pas un facteur qui pourrait expliquer la faible variabilité des taux d'accumulation ou d'incision à certains moments, par exemple si la force de cisaillement critique n'avait pas été atteinte lors des conditions d'étiage et qu'il n'y avait eu aucune mobilisation de sédiments. Tout de même, pour l'ensemble des ruisseaux et pour toutes les périodes temporelles confondues, la majorité des relations présentées vont dans le sens d'une augmentation des taux d'incision pour des débits liquides plus élevés.

Le climat des vagues a une influence sur les taux d'incision ou d'accumulation pour la portion du profil longitudinal du cours d'eau correspondant à l'estran, l'augmentation de la hauteur significative des vagues entraînant une diminution de l'incision dans le chenal pour la section s'écoulant sur l'estran. Parallèlement, la période entre deux crêtes de vagues semble avoir un effet sur les taux d'incision. Apparemment, une plus grande période entre les crêtes de vagues pourrait se traduire par une incision accrue. En résumé, des vagues de faible hauteur et espacées dans le temps signifieraient une tendance à l'incision. Ainsi, à l'interface entre le cours d'eau et l'action des vagues, le jet de rive et la présence du plan d'eau s'opposent au débit liquide et la diminution des vitesses favorise l'accumulation. Cette opposition des forces hydrodynamiques rappelle celle qui conditionne la mise en place des deltas (Leeder, 1982; Bird, 2008). De plus, les vagues contribuent par des apports de sédiments lorsqu'elles déferlent dans le cours d'eau. Plus ces vagues sont distancées dans le temps, moins elles ont d'impact. Pour un même ruisseau, la morphologie à l'embouchure peut varier en fonction du débit liquide, du marnage et de l'énergie des vagues. Elle peut aussi changer au fur et à mesure que le delta progresse par son front (Porebski et Steel, 2006).

Une incision accrue était anticipée pour de forts marnages pour deux raisons. Tout d'abord, un marnage accru signifie une plus grande diminution du niveau de base entre la marée haute et la marée basse. Un passage à l'incision était anticipé en réponse à cette diminution graduelle du niveau de base (Schumm, 1993). Selon cette logique, l'incision aurait dû être plus rapide pour répondre à un changement marqué du niveau de base puisqu'un marnage plus important correspond à un abaissement accéléré de la nappe d'eau vers la marée basse. De même, une pente plus forte combinée à une diminution de la largeur du chenal lors de la phase de marée descendante signifie une augmentation de la puissance spécifique, et donc du pouvoir de transport dans le chenal. L'influence du marnage sur les taux d'incision ou d'accumulation demeure incertaine. En effet, pour la section du cours d'eau s'écoulant sur la haute plage, les relations ne sont pas univoques entre les différents ruisseaux. Dans certains cas, il y a tout de même une tendance à l'incision accrue pour un plus fort marnage. Pour la haute plage, la réponse du profil en long aux fluctuations du niveau de base engendrées par la cyclicité des marées se fait sentir de façon différée. L'incision s'initie ou s'accélère plus tardivement pour cette section du profil du ruisseau. Il n'est pas surprenant que le marnage n'ait pas une influence convaincante sur les taux d'accumulation ou d'incision dans la portion du chenal s'écoulant sur la haute plage. Hypothétiquement, si le niveau d'eau stagnait lors de la marée basse, il serait probablement possible de mesurer des

taux d'incision qui seraient corrélés au marnage. À l'inverse, pour la section du cours d'eau s'écoulant sur l'estran, l'incision s'installerait davantage rapidement dès les premières heures de la phase de jusant puisque l'incision est régressive. Pour la portion du profil en long du chenal s'écoulant sur l'estran, pour la totalité de la phase de marée descendante, un marnage plus important signifie généralement une tendance à l'incision, ce qui respecte la logique présentée. Les tendances étaient opposées, mais statistiquement peu significatives. Pour l'estran, il est difficile d'expliquer l'absence de tendance univoque dans les relations entre les taux d'accumulation ou d'incision et le marnage pour l'analyse par période de trois heures. Il est probable que cette situation soit explicable à la flexure entre le haut et le bas estran. L'influence du marnage est atténuée sur le bas estran, où la pente est plus faible. De plus, il a été montré que plusieurs valeurs d'accumulation ou de faible incision pouvaient être associées à une courte période et/ou à une grande hauteur significative de vagues, deux éléments qui favorisent des conditions d'accumulation. Le signal du marnage apparaît comme brouillé par l'action hydrodynamique à la côte. Sous des conditions de vagues constantes, il a été montré que plusieurs relations auraient pu être facilement inversées pour corrélérer les plus forts marnages à un maximum d'incision. Pour certains cas où le marnage était fort, les conditions de vagues étaient en effet davantage favorables à des conditions d'accumulation. Le marnage conditionne aussi l'influence des vagues sur la côte. Il y a une relation entre les deux facteurs, ce qui complique l'analyse. Lors des épisodes de grandes marées, l'impact des vagues sur l'estran est accru en comparaison avec les marées de mortes-eaux (surtout à marée montante). Idéalement, des régressions multiples ou d'autres analyses multivariées auraient pu permettre d'isoler l'influence de certains critères afin d'expliquer la variabilité des taux d'accumulation et d'incision selon le marnage et l'énergie des vagues. Ceci étant dit, bien que difficilement mise en évidence, l'influence du marnage est non négligeable puisqu'il engendre les fluctuations de niveau de base. C'est plutôt son amplitude qui ressort comme ayant une influence mitigée. Il est probable que l'influence de l'amplitude marégraphique serait davantage marquée si la marée ne commençait pas à remonter environ six heures après le début de la phase de marée descendante. Les profils de cours d'eau ne sont pas rééquilibrés au début de la marée montante. Pour connaître l'influence réelle du marnage, il faudrait une période hypothétique de stabilité subséquente à la phase de marée basse. L'effet réel d'une plus grande ampleur marégraphique est méconnu, d'autant plus que le maximum d'abaissement ne se fait ressentir que vers la fin de la phase de jusant.

Il ressort que plusieurs relations sont probablement brouillées par l'influence de variables multiples. Aussi, certaines marges d'erreur parfois importantes peuvent limiter la portée de certains résultats. Idéalement, la collecte de données aurait dû être prolongée sur une année supplémentaire. Cela aurait permis de mener des analyses multivariées pour isoler l'influence de différents critères, mais cela aurait nécessité davantage de points de données. Par exemple, il aurait été possible d'isoler l'effet que peuvent avoir les marées et le refoulement sur la relation entre le débit liquide et les taux d'incision. De même, il aurait été possible de clarifier l'influence du marnage sur les

conditions d'accumulation et d'incision en isolant l'influence du climat de vagues. Somme toute, il est possible de dresser un portrait de l'influence des différentes variables sur la dynamique longitudinale des cours d'eau côtiers et de leurs embouchures sous l'influence des fluctuations du niveau de base. Ces relations sont regroupées sur la figure synthèse du présent objectif (figure 233). Elle met en relation les taux d'incision ou d'accumulation à différents points d'un ruisseau (représentés par les flèches jaunes verticales) s'écoulant sur le profil de plage. Sur la figure, les différentes relations sont présentées à l'aide de flèches représentant l'interrelation entre les facteurs. Par exemple, si un facteur est présent ou alors qu'un facteur s'accroît ( $\uparrow$ ) ou diminue ( $\downarrow$ ), il est indiqué si le processus d'intérêt (dans ce cas-ci l'incision) tend à répondre par une augmentation ( $\uparrow$ ) ou une diminution ( $\downarrow$ ). Le symbole d'égalité (=) signifie l'existence d'une relation alors que les flèches horizontales ( $\rightarrow$ ) témoignent d'une suite logique. Le symbole « plus petit que » (<) est utilisé pour comparer l'importance relative d'un processus en fonction d'un élément explicatif. Cette description est valide pour l'ensemble des figures de synthèse.

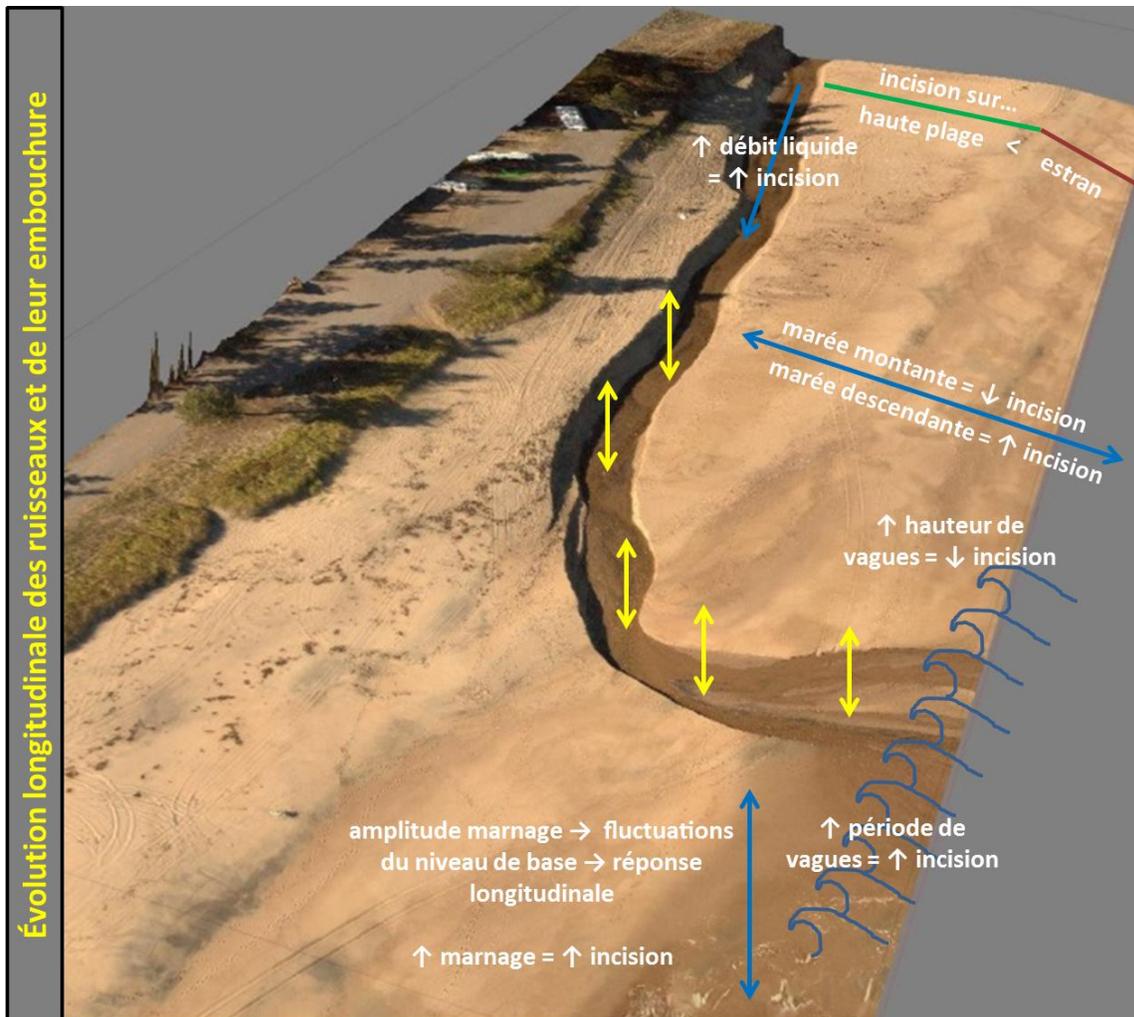


Figure 233. Synthèse de la dynamique d'évolution longitudinale des profils des ruisseaux et de leur embouchure

#### 4.5.1.2. *Migration de l'embouchure des ruisseaux parallèlement au trait de côte*

L'objectif relatif à l'analyse de la mobilité des embouchures des ruisseaux était de quantifier cette mobilité selon différentes échelles de temps et de cerner les facteurs de variabilité. Il ressort des conclusions intéressantes tant pour l'analyse historique de la mobilité des embouchures des ruisseaux que pour l'analyse actuelle. La cyclicité dans la mobilité des embouchures a pu être associée à différentes variables. La progression des embouchures se veut positivement corrélée au débit liquide et aux événements de jet de rive atteignant les chenaux. Des corrélations négatives, bien que plus qu'incertaines, sont aussi ressorties entre la mobilité de l'embouchure et le volume sédimentaire de la plage.

L'analyse historique révèle la forte mobilité des embouchures des ruisseaux. Elles ont connu des épisodes de progression dans le sens de la dérive littorale et de recul en termes de distance par rapport au ponceau. Des tendances communes (phases de recul vers le ponceau ou de ralentissement de la progression, phases d'avancée dans la direction de la dérive et fluctuations des vitesses) sont ressorties pour les ruisseaux d'une même région. L'absence de similarité entre le comportement des embouchures des ruisseaux des deux régions à l'étude laisse croire à l'influence de facteurs régionaux. Il est fort probable que les résultats de l'analyse actuelle puissent en partie expliquer les tendances à long terme dans la mobilité des embouchures de ruisseaux, les données permettant de documenter les facteurs historiques étant indisponibles. Pour les deux ruisseaux de Pentecôte, il n'y a pas eu de tendances à long terme relatives à la mobilité des embouchures. Ceci étant dit, les deux ruisseaux présentent certains patrons communs dans la mobilité de leur embouchure, ce qui confirme en partie l'influence de certains forçages à l'échelle régionale. Comme les similarités laissent parfois place à des divergences, les caractéristiques des cours d'eau et de leur embouchure imposent une dynamique propre à chaque chenal. Les phases d'avancée et de recul (relativement à la direction de la dérive) s'alternent et respectent des taux de mobilité hautement variables. Sur l'ensemble de la période étudiée, il y a une progression considérable pour l'embouchure du ruisseau PEN B (+80 m), alors que l'embouchure du ruisseau PEN D a reculé (- 5 m). Le ruisseau LPM A présente quant à lui une tendance à long terme. Le recul son embouchure a ralenti pour faire place à une progression continue qui culmine avec un gain net pour la période suivie (+180 m). Ultiment, les avancées enregistrées sont récentes et datent principalement du début des années 2000. Pour le reste de l'intervalle, la position des embouchures n'avait que peu évolué malgré des phases de progression et de retrait. Le positionnement des embouchures n'a pas significativement évolué au cours de la période étudiée, par rapport à la position initiale. À l'exception du ruisseau LPM A pour lequel une réelle progression sur le long terme se dessine, les fluctuations ne présentent pas de patron et ne permettent pas de déceler une tendance à l'avancée des embouchures. Pour les ruisseaux mineurs (PEN C et LPM D), l'analyse historique n'a rapporté aucune information, ceux-ci étant soit difficilement visibles sur les couvertures d'imagerie ou encore totalement statiques d'une couverture à l'autre. Pour l'analyse historique, il est impossible de dire si le positionnement des embouchures et

les taux de mobilité pour chaque intervalle résultent de tendances sur la durée de l'intervalle ou simplement des conditions prévalant à court terme préalablement à la prise de la photographie aérienne à la fin de l'intervalle. Par le fait même, il est impossible de déterminer les causes exactes expliquant les déplacements de l'embouchure et les taux de mobilité associés, et ce même si la dérive littorale a été constante dans le temps pour les deux régions. À l'échelle actuelle, des tendances communes sont ressorties dans les taux de mobilité des embouchures, laissant croire à une cyclicité saisonnière. Chaque été, les embouchures tendent à reculer ou elles voient leur progression ralentir significativement. L'automne est marqué par des épisodes de recul qui laissent place à des avancées à l'hiver et au printemps, selon des vitesses de progression maximales. Il faut rappeler que le printemps 2014 a été particulièrement tardif, ce qui peut expliquer le maintien de la progression au début de l'été. Les causes de ces fluctuations saisonnières sont discutées dans la section suivante. Sur la durée d'une année complète, il semblerait qu'au-delà des fluctuations saisonnières de la localisation des embouchures, leur position est à peu près la même d'une année à l'autre, à court terme. Ultiment, il ressort que la progression des embouchures des ruisseaux étudiés n'est pas préoccupante. Lors des avancées des embouchures, de nouveaux secteurs de côte sont exposés à l'érosion fluviale et à l'action des vagues par l'indentation du profil de plage. Cependant, cette avancée n'est que temporaire. Tant à l'échelle historique qu'à l'échelle saisonnière, la position des embouchures n'a pas significativement évolué à un point où de nouveaux tronçons de trait de côte ou de route auraient été rendus vulnérables à la dynamique d'érosion fluviale. Il est probable que les facteurs explicatifs des tendances récentes justifient aussi une partie de l'évolution historique et de l'influence régionale, notamment en ce qui concerne l'évolution des débits et l'occurrence de tempêtes, que ce soit pour leur effet morphogène sur les profils de plage ou pour leur action à l'embouchure des cours d'eau.

L'analyse de relation montre que la position de l'embouchure était positivement corrélée aux débits moyen et maximum rencontrés dans les différents intervalles. Le débit liquide permet au ruisseau de s'inciser et de s'allonger sur de bonne distance dans la plage, au fur et à mesure que son embouchure est repoussée dans la direction de la dérive littorale, comme l'avaient proposé Clifton et ses collaborateurs (1973). Lors des crues, particulièrement au printemps, les embouchures ont tendance à s'éloigner de leur ponceau. Les crues printanières sont en effet plus marquées que celles de l'automne, car elles sont associées tant aux précipitations qu'à l'eau de fonte qui gorgent les sols et gonflent les débits. La meilleure démonstration en ce sens est la progression des embouchures au début de l'été 2014, en raison d'un printemps tardif. Les ruisseaux sont alors compétents pour inciser leur chenal et ils ont un débit suffisant pour faire leur chemin dans les sédiments de la plage. La relation entre le positionnement des embouchures et le débit maximal laisse croire à une influence des débits événementiels, qui peuvent être associés à une progression rapide des embouchures. La relation de la position des embouchures avec le débit moyen pour une période implique que le maintien de la position des embouchures semble nécessiter un débit conséquent pour éviter un retrait. Dans certains cas, plus la durée de fort débit (au-dessus du 80<sup>e</sup>

percentile de l'hydrogramme pour une période donnée) est importante, plus la position des embouchures sera distante du ponceau. Combiné à l'analyse des photographies des caméras automatisées, cela porte à croire que le maintien d'un débit suffisamment élevé favorise la stabilité des embouchures à des positions distantes du ponceau. À l'inverse, les embouchures se rapprochent des ponceaux lors de l'étiage estival. Pour les mêmes raisons, les débits d'étiage correspondent globalement à un ralentissement des taux de progression ou à un recul des embouchures. Malgré les faibles débits, des phases de progression nette sont tout de même enregistrées au cours de l'étiage hivernal. Elles sont explicables par la présence du pied de glace, qui contraint parfois l'écoulement. Les cours d'eau finissent par déboucher sous la glace, plus loin sur la plage. De même, les sédiments de la plage étant gelés, la percolation est limitée et le débit n'est que peu réduit lorsqu'il atteint l'embouchure. Cela rappelle les observations de Kirk (1991) qui a noté une progression des chenaux de décharge sous des conditions d'augmentation du débit. Au bout d'une année, pour les ruisseaux ne bénéficiant pas d'un suivi complet (PEN C et LPM D), les conditions ayant mené à une percée du profil de plage correspondent aux épisodes de fort débit et au gel printanier des sédiments de la plage, ce qui a pour effet de limiter les taux d'infiltration. Cela confirme encore l'influence du débit dans la dynamique d'embouchure des ruisseaux côtiers, comme l'a souligné Zenkovich (1967).

Concernant l'influence des tempêtes sur la dynamique d'embouchure, il a été constaté que les vagues de tempêtes profitent de l'indentation de la côte aux embouchures. Le déferlement et le jet de rive s'y organisent et favorisent la mobilité par érosion de la berge concave (à l'embouchure). En ce sens, des vagues hautes et ayant une courte période pourraient signifier une progression de l'embouchure. En cours de projet, l'idée a été soulevée que la mobilité des embouchures soit accrue en aval des cellules hydrosédimentaires. L'accumulation de sédiments aux embouchures favorisant la migration de l'embouchure (Clifton et *al.*, 1973) dans la direction de la dérive littorale, il serait intéressant de mener d'autres études afin de voir si la plus grande disponibilité sédimentaire à l'aval des cellules aurait favorisé un allongement du tracé des chenaux à la plage. Dans le présent projet, la proximité des ruisseaux de Pentecôte dans la cellule hydrosédimentaire a rendu impossible ce genre de comparatif. Dans l'explication de la mobilité de l'embouchure, il est primordial de considérer le fait que la dérive littorale est moins importante à l'été. En ce sens, les vagues moins énergétiques signifient une atténuation de l'intensité des courants de dérive littorale (Bird, 2008). Ceci veut aussi dire que, en proportion, les transferts sédimentaires se font davantage perpendiculairement à la côte. Il se peut que ce facteur explique le retrait accru des embouchures (généralement) à l'été par rapport au début de l'hiver et au printemps alors que la dérive est plus forte. Toutefois, ceci explique difficilement les valeurs de mobilité rencontrées à l'automne.

Comme l'a proposé Zenkovich (1967), la position de l'embouchure aurait pu être associée au volume sédimentaire de la plage et à ses fluctuations saisonnières. Une plage engraisée devrait contraindre la percée de l'embouchure d'un cours d'eau, qui profite souvent des abaissements du profil pour faire son chemin jusqu'au plan d'eau.

Celui-ci devrait serpenter sur la plage sur de plus grandes distances avant de trouver son chemin vers le golfe lorsque la plage est bien alimentée. Cette tendance ne s'est cependant confirmée que dans un seul cas. Autrement, la relation va à l'inverse de ce qui était anticipé. Une augmentation du volume sédimentaire de la plage correspond à une embouchure moins distante. L'embouchure n'est pas déportée aussi loin en raison du volume sédimentaire de la plage. Il semble donc que l'accumulation sur le profil de plage contraint plutôt la progression de l'embouchure qui fait difficilement son chemin dans les sédiments de la plage, peut-être en raison d'un débit insuffisant.

Ultimement, il est possible de dire que l'objectif a été accompli. La dynamique de mobilité latérale des embouchures a été quantifiée et les différentes variables explicatives ont été identifiées. Ces informations sont compilées dans la figure synthèse de l'objectif (figure 234). Sur la figure, la flèche jaune représente la mobilité des embouchures, une progression signifiant un éloignement de l'embouchure par rapport au ponceau.

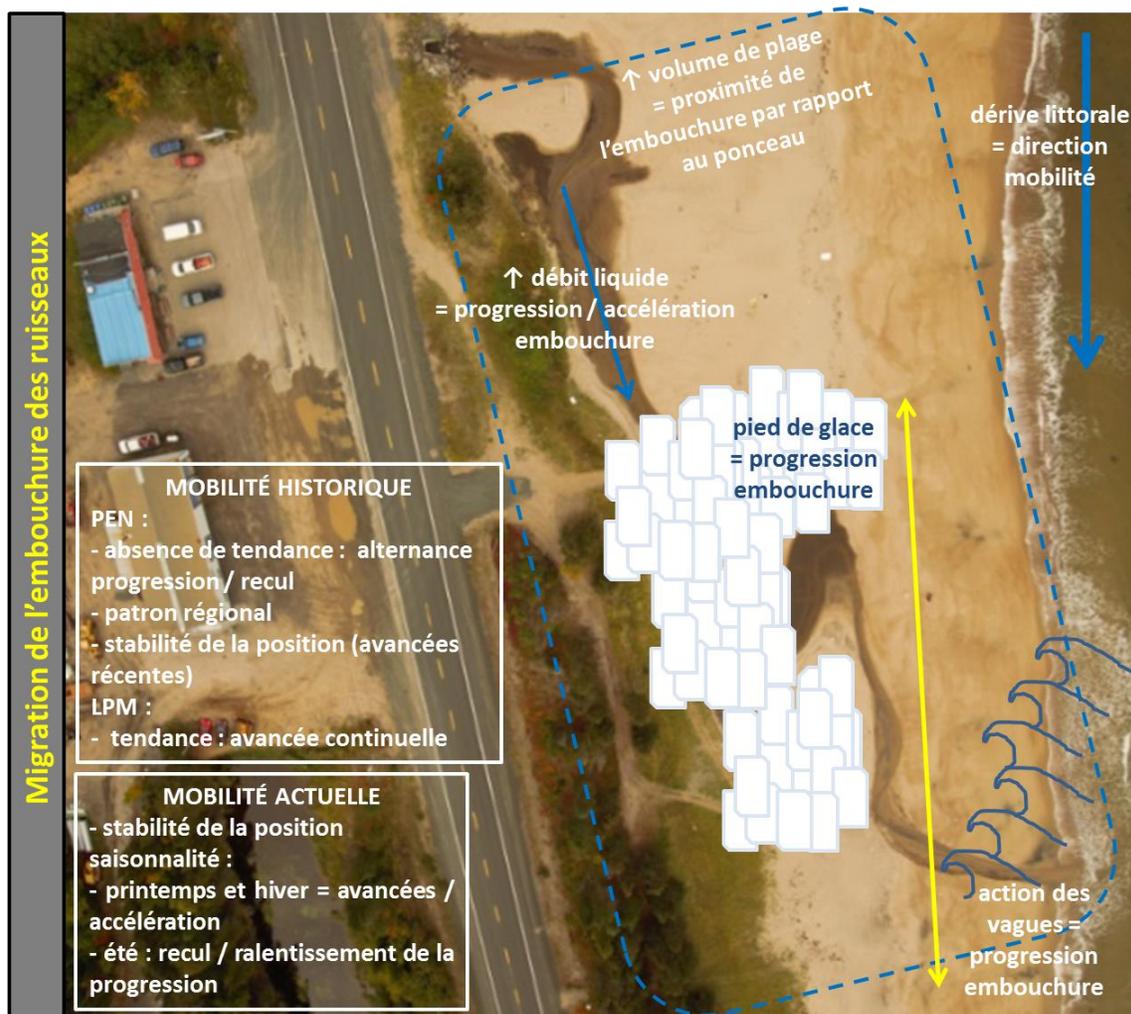


Figure 234. Synthèse de la dynamique de migration de l'embouchure des ruisseaux

## **4.5.2. Le rôle des petits cours d'eau sur la dynamique morphosédimentaire de la côte**

### **4.5.2.1. Migration latérale des ruisseaux contre la berge côtière**

L'un des objectifs consistait en la quantification de la mobilité latérale des cours d'eau (taux) et en la détermination des variables de contrôle. L'analyse historique permet de tirer des conclusions intéressantes. Du côté de l'analyse actuelle, elle trouve surtout ses réponses dans l'analyse des facteurs de contrôle. Le pied de glace contribue à protéger la côte de l'érosion latérale, tandis que le débit liquide, la disponibilité sédimentaire et l'action des vagues favorisent davantage la mobilité latérale.

Historiquement, les mouvements des berges des ruisseaux ne respectent aucune tendance. L'enveloppe de mobilité a permis de faire ressortir une forte mobilité latérale historique, tant vers le trait de côte que dans la direction opposée. En raison de l'importante modification des tracés des cours d'eau au fil du temps et de la qualité des photographies aériennes, il s'est révélé impossible de cibler des facteurs de forte mobilité et d'en expliquer la cause. Néanmoins, la fréquence des photographies aériennes est un élément limitant. Une meilleure résolution temporelle aurait éventuellement pu permettre une analyse plus aisée des facteurs explicatifs. Il demeure impossible d'expliquer la variabilité spatiale de la mobilité le long du profil des cours d'eau pour l'échelle historique. Cependant, elle peut fort probablement s'expliquer par les mêmes facteurs qui dictent la mobilité latérale des ruisseaux à court terme. Autrement dit, l'analyse de la dynamique de recul actuelle peut partiellement permettre une meilleure compréhension des événements de mobilité passés. Cette mobilité latérale ne présente pas de patron particulier sur la distance amont-aval entre le ponceau et l'embouchure, à l'exception de certaines zones de forte mobilité proximales à l'embouchure, qui a elle-même migré au cours de la période étudiée. Ce morphodynamisme accru à l'embouchure peut s'expliquer par l'indentation du profil de plage que provoque le ruisseau. Au cours de la période d'échantillonnage récente, il a été observé que l'action des vagues à l'embouchure des ruisseaux, surtout lorsque la marée est haute, favorise la mobilité latérale des chenaux dans la section aval. Cette situation est d'ailleurs discutée dans le cadre de l'analyse saisonnière.

Compte tenu de la variabilité de la morphologie des ruisseaux, l'enveloppe de mobilité pour chacun des ruisseaux s'est révélée être le meilleur estimateur de la mobilité. Comme le tracé des ruisseaux varie fortement dans le temps, une représentation visuelle des taux de recul mesurés le long du chenal s'est révélée inappropriée. Globalement, il y a des épisodes de recul vers le trait de côte, de même que des périodes pour lesquelles le ruisseau s'en distancie. Les valeurs médianes de mobilité latérale pour chacun des intervalles présentent des tendances similaires pour les différents ruisseaux, principalement pour ceux de Pentecôte en raison de leur proximité géographique. Cela laisse croire à certains facteurs de contrôle ayant une influence commune sur les ruisseaux d'une même région. Il serait logique de penser que ces facteurs puissent être les mêmes que ceux observés pour l'analyse de la migration

latérale récente des cours d'eau. L'absence de données sur les facteurs environnants empêche d'expliquer la variabilité des taux de mobilité historique.

Au cours de la période de suivi, la mobilité latérale s'est révélée importante. L'amplitude de la mobilité latérale du chenal est maximale vers l'aval, à proximité de l'embouchure, telle que présentée par l'enveloppe de mobilité. Cela peut s'expliquer par l'action hydrodynamique accrue aux embouchures, comme il fut discuté pour l'analyse historique. Le jet de rive pénétrant à l'embouchure vient percuter les berges dans la section aval du chenal et favorise leur recul.

Pour l'ensemble des ruisseaux, l'analyse des taux de recul médian révèle des tendances communes entre les différents ruisseaux à l'échelle actuelle. Pour les saisons ayant été étudiées à plus d'une reprise, les tendances divergeaient partiellement. L'explication derrière ces tendances communes aux ruisseaux se retrouve dans l'analyse de l'influence des différentes variables. Tout de même, le fait que les taux d'érosion du talus côtier demeurent supérieurs derrière les ruisseaux confirme l'influence prépondérante des cours d'eau sur la dynamique de recul du trait de côte. De plus, le fait que l'érosion soit absente dans le chenal tout juste en amont du ponceau renseigne sur la limite de l'influence des conditions à la plage (marée et vagues) sur les taux d'érosion vers l'amont des chenaux. Directement en amont de la zone d'influence des marées délimitée par les ponceaux, l'érosion fluviale est nulle, voire très faible pour l'ensemble des ruisseaux. Idéalement, il aurait été pertinent de comparer les taux de mobilité des berges de ruisseaux côtiers à ceux qui pourraient être mesurés pour des ruisseaux de plaine de même envergure.

La présence du pied de glace correspond généralement à des valeurs d'érosion latérale moindres. En effet, la glace côtière protège la côte de l'action directe des vagues (Ogorodov, 2003) et, par le fait même, limite le jet de rive dans le ruisseau et l'érosion de la berge fluviale. De même, elle canalise les eaux vers l'embouchure, ce qui contraint la mobilité latérale. Sur cette base, dans le cadre de l'analyse relationnelle, les relations ont aussi été étudiées en l'absence du pied de glace. L'idéal aurait été de mener des analyses multicritères (régressions multiples), mais la faible quantité de données n'a pas permis la réalisation de cette étape. L'influence du pied de glace peut expliquer les faibles taux d'érosion au printemps. Par ailleurs, les forts taux de recul au printemps peuvent être en partie expliqués par le dégel de la côte. Il a été observé que les plaques de glace sur la haute plage, à proximité des cours d'eau, chutent dans les ruisseaux et entraînent avec elles des volumes de sédiments (figure 235).



**Figure 235. Chute de plaques de glace en berge qui entraîne des sédiments dans le ruisseau LPM D (crédit photo : Caron, 2014)**

L'influence du débit liquide est quant à elle passablement plus faible, mais elle penche aussi dans le sens qu'une augmentation du débit entraîne davantage d'érosion latérale. Il faut dire qu'un débit plus important permet de mobiliser davantage de sédiments, ce qui permet notamment d'expliquer l'accélération du recul de la berge du cours d'eau à l'automne par rapport à l'été, ou encore lors des crues printanières. Toutefois, les relations moins significatives peuvent trouver une explication inverse. Clifton et *al.* (1973) avaient proposé qu'un débit liquide supérieur permette une accélération de l'incision et une plus grande stabilité du chenal. Cet élément brouille les tendances, un chenal plus incisé dans les sédiments de la plage risquant d'être légèrement moins mobile.

La relation entre l'effet des tempêtes et les taux de migration latérale n'étant pas particulièrement convaincante, elle va tout de même dans le sens que des épisodes fréquents pour lesquels le jet de rive atteint les chenaux favorisent une érosion latérale accrue. Cette dernière confirme les observations faites sur le terrain. Les vagues de tempête qui déferlent dans les ruisseaux construisent des lobes de sédiments dans les chenaux. Ces lobes agissent comme des bancs d'accumulation en berges convexes et

repoussent l'écoulement sur la berge concave opposée. Cela entraîne par le fait même le sapement basal du talus associé à la berge fluviale opposée. De même, les vagues de tempête justifient une érosion accrue à proximité de l'embouchure, dans la portion aval des chenaux. Elles profitent de l'indentation de la côte associée aux embouchures de ruisseaux pour s'infiltrer dans le chenal et favorisent le recul du talus, de façon locale en déferlant contre les berges.

L'influence du volume sédimentaire de la plage se résume à une tendance à l'augmentation des taux de recul pour des plages mieux alimentées en sédiments. Comme le suggèrent Moign (1972), Kirk (1991) et Paterson et ses collaborateurs (2001), les exutoires des cours d'eau sont parfois contraints par l'engraissement des plages. Acculés par un certain volume sédimentaire, les ruisseaux peuvent longer le trait de côte sur de grandes distances avant de rejoindre le plan d'eau (Zenkovich, 1967). Apparemment contraints par le profil de la plage, les cours d'eau peinent à se distancer du trait de côte. Le maintien du ruisseau sur la portion supérieure de la plage favorise inévitablement des taux de recul plus rapides du trait de côte ou de la berge fluviale, le ruisseau étant constamment repoussé vers la route. La tendance demeure tout de même floue, étant brouillée notamment par l'influence du pied de glace. La relation peut aussi être partiellement masquée par le fait que les fluctuations du volume sédimentaire ne se font pas nécessairement sur la haute plage. Sur le replat, dans le haut du profil de la plage où s'écoule le ruisseau sur une majorité de sa longueur en aval du ponceau, les fluctuations du volume sédimentaire sont moindres que pour le reste du profil de plage (Moign, 1972). En ce sens, les fluctuations du volume de plage mesurées ne peuvent expliquer la dynamique d'érosion latérale dans sa totalité.

Le long du tracé de chaque ruisseau, il est apparu des tendances quant à la mobilité latérale. Pour chaque cours d'eau, certaines sections ont connu davantage d'érosion que d'autres, selon les périodes. De façon générale, pour le ruisseau PEN B, le long du chenal, les taux de mobilité sont globalement inférieurs à ceux de la portion aval du chenal, près de l'embouchure alors que le chenal se sépare du talus côtier pour s'orienter vers le golfe, avant de descendre sur l'estran. Les taux sont supérieurs lorsque le chenal s'éloigne du trait de côte. À cet endroit, le cours d'eau ne sape pas le talus côtier et ne fait que se déplacer dans le volume sédimentaire disponible sur la haute plage. Ces sédiments fréquemment mobilisés lors des tempêtes sont peu consolidés et le ruisseau y serpente aisément. Dans la section aval du chenal et près de l'embouchure, le ruisseau est moins incisé, car le tracé y est fortement changeant et l'embouchure est mobile parallèlement à la côte. De même, la mobilité est maximale à l'embouchure, car le ruisseau indente le profil de la plage et favorise une plus grande exposition aux forces hydrodynamiques, le tout en fonction du niveau marégraphique et du refoulement. Pour le ruisseau PEN D, la berge fluviale est distincte du talus côtier sur une bonne partie de son tracé. La situation est relativement plus complexe. Il y a des zones de forte instabilité, notamment en raison du passage fréquent de véhicules tout-terrain, motocross et véhicules automobiles (figure 236). Ces zones de forte instabilité sont caractérisées par une reconfiguration fréquente du talus causée par des décrochements. En ce sens, il n'y a pas de réelle tendance le long du profil amont-aval

du ruisseau. Pour le ruisseau LPM A, les taux d'érosion sont souvent importants à l'embouchure, pour les raisons mentionnées ci-haut. Le long du tracé du cours d'eau, la berge fluviale et le talus côtier constituent une même entité sur une bonne partie de la longueur. Il y a cependant un tronçon pour lequel le ruisseau se distance du trait de côte, ce qui laisse l'équivalent d'un banc latéral ou d'une berge convexe engendrant la sinuosité du ruisseau. Par ailleurs, selon les intervalles, les taux d'érosion de la berge fluviale sont inconstants le long du tracé. Il y a deux intervalles pour lesquels l'érosion est supérieure au niveau de ce banc. Il s'agit des intervalles correspondant aux crues automnales et à la décrue du printemps (tardif) et du début du dernier été de collecte. Il semble y avoir une tendance à la linéarisation du chenal par érosion du banc lors des épisodes de forts débits, bien que cette tendance ne ressorte pas pour l'intervalle de plus forts débits de crue du mois de mai. Il faut dire que pour cet intervalle, la présence de la glace limitait l'érosion latérale. Le contexte différent le long des ruisseaux (sur la base du profil de la berge fluviale) rend par contre impossible la comparaison des tendances entre les ruisseaux, ce qui accroît la valeur des résultats des analyses relationnelles pour expliquer les fluctuations des taux d'érosion latérale le long des ruisseaux à l'étude.

L'objectif a bien été accompli puisque les taux de migration latérale des cours d'eau ont été calculés et que les facteurs expliquant leur variabilité ont été identifiés. De même, la démonstration a été faite que les taux de recul de la berge fluviale étaient plus rapides que ceux de la berge côtière des sections adjacentes, comme quoi la dynamique de mobilité des chenaux pouvait amplifier la problématique d'érosion côtière. Ces informations sont d'ailleurs compilées sur la figure synthèse rattachée au présent objectif (figure 237). Sur la figure, les flèches jaunes symbolisent la mobilité latérale de la berge fluviale. Encore ici, le fait de prolonger les séries de données sur une année supplémentaire aurait été bénéfique pour les analyses de relation.

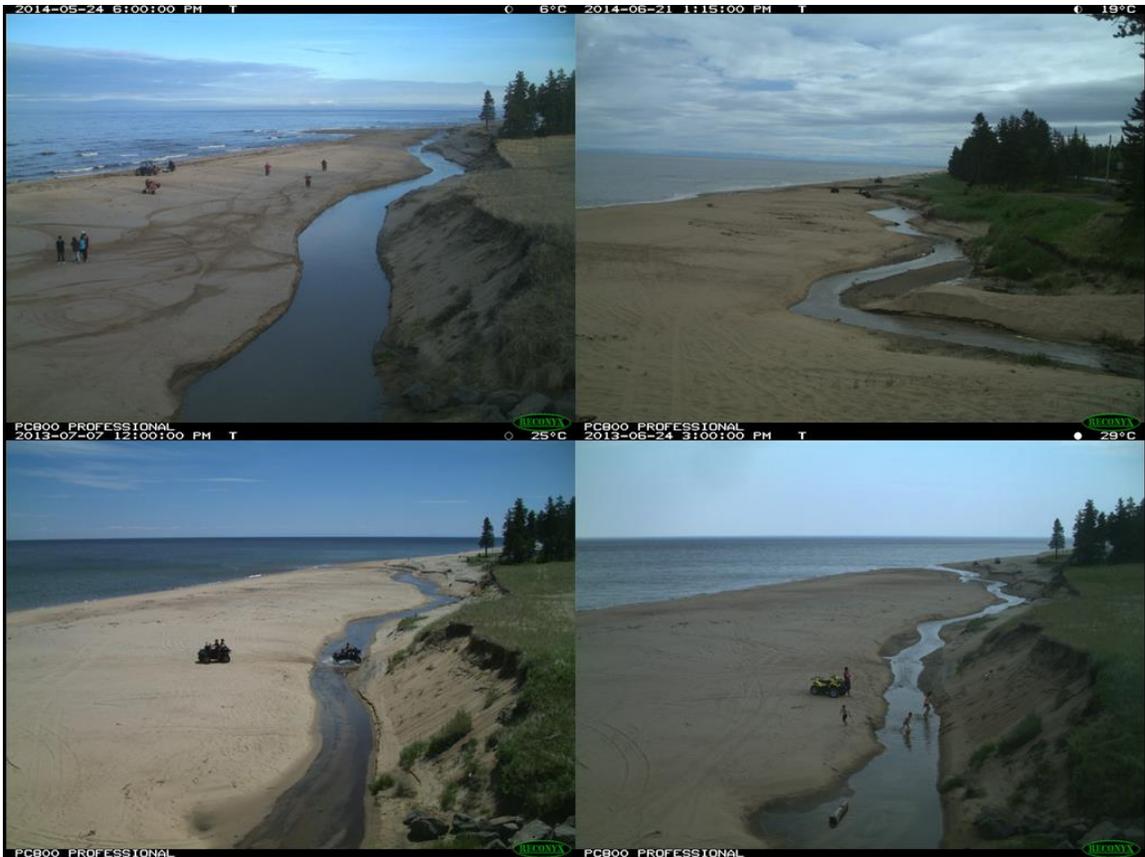


Figure 236. Assemblage de photos du passage de divers véhicules dans le tracé des ruisseaux de Pentecôte (crédit photo : Caron, 2013)

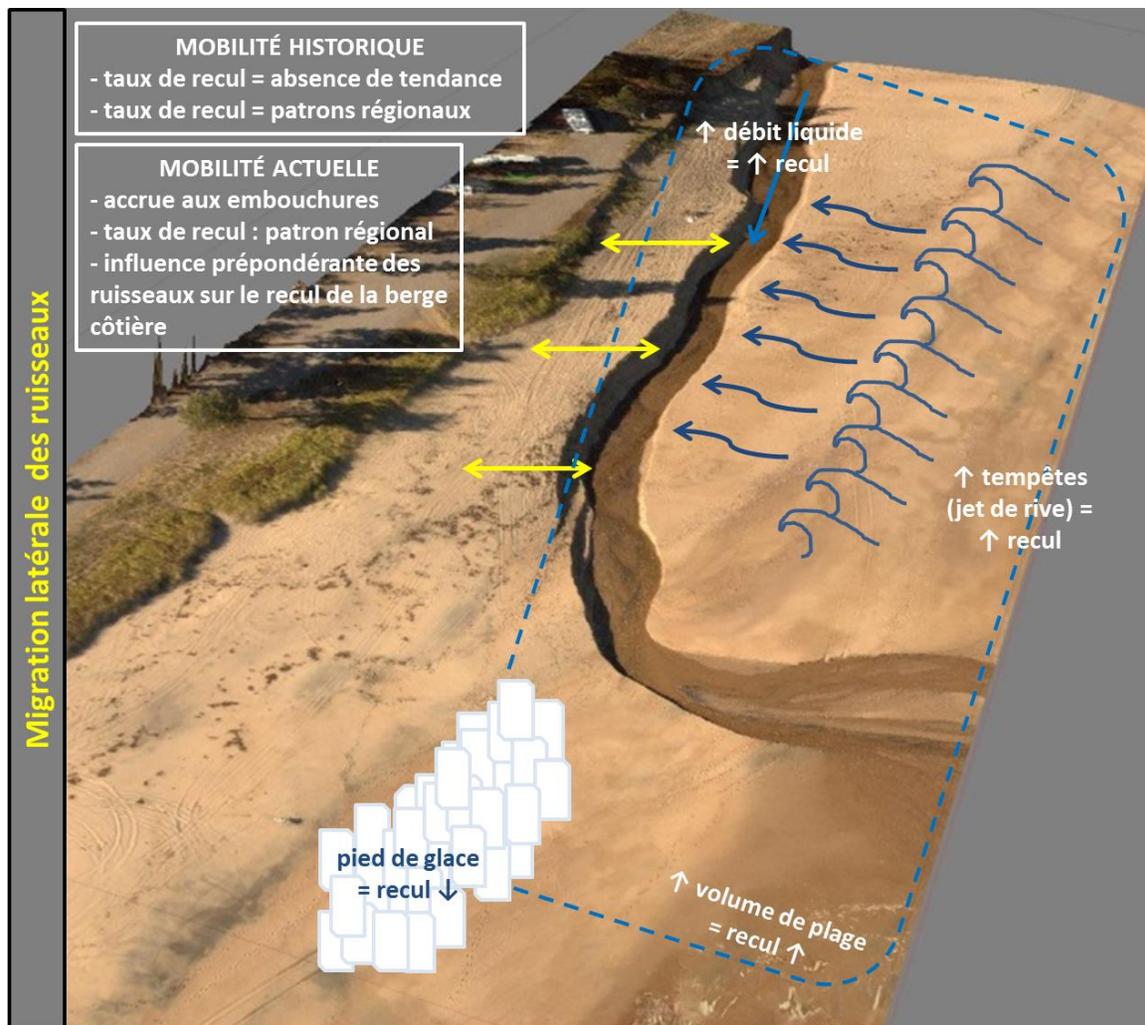


Figure 237. Synthèse de la dynamique de migration latérale des ruisseaux

#### 4.5.2.2. Redistribution de sédiments par les cours d'eau

L'objectif de mesurer les taux d'évacuation de sédiments et de juger de l'influence des ruisseaux sur le bilan sédimentaire côtier est en bonne partie atteint. L'idée était de tester de multiples facteurs de contrôle afin d'expliquer la variabilité des volumes de sédiments évacués de la plage vers le large par les cours d'eau. Les corrélations reliant le débit liquide, la disponibilité sédimentaire, le marnage et la période au volume de sédiments évacués sont positives. À l'inverse, la corrélation avec la hauteur significative des vagues est négative. Globalement, les différents facteurs d'influence ont tous présenté des relations concluantes avec les volumes de sédiments évacués. Cela permet de cerner efficacement les variables menant à une évacuation accrue de sédiments vers le large.

Certains ruisseaux à l'étude ont un impact indéniable sur le bilan sédimentaire de la plage. Il importe de rappeler que la prémisse a été faite que les ruisseaux étudiés ne génèrent que très peu d'apports terrigènes à la côte. L'implication des cours d'eau suivis sur la dynamique sédimentaire est plutôt associée à l'évacuation des sédiments de la plage vers le large. Ils favorisent le recul du trait de côte, s'incisent dans le profil de la haute plage et de l'estran et provoquent une indentation du profil de la plage favorisant la pénétration des vagues. Les sédiments mobilisés sont transportés vers le bas de plage, où ils peuvent être pris en charge par les courants côtiers qui assurent leur redistribution. Les ruisseaux PEN B et LPM A contribuent grandement à l'évacuation de sédiments vers le large, par comparaison au ruisseau PEN D. Sur la base de l'estimation du volume de sédiments évacués à partir des taux d'accumulation et d'incision, des taux horaires de débit solide évacués par le ruisseau allant jusqu'à 37,5 m<sup>3</sup>/h ont été enregistrés. Toutefois, la majorité des valeurs se tenaient en dessous de 5 m<sup>3</sup>/h. Pour l'estimation faite sur la base de la croissance des volumes deltaïques, les valeurs sont de l'ordre de 2,5 à 50,7 fois plus élevées que celle déterminée par la méthode utilisant les taux d'accumulation ou d'incision. La valeur maximale rencontrée est de 215,1 m<sup>3</sup>/h. Chaque méthode d'estimation présente des lacunes. Cela peut expliquer les ordres de grandeur variables des estimations en fonction des méthodes retenues. Les méthodes d'évaluation sur la base des taux d'accumulation et d'incision et sur le suivi deltaïque sont fort probablement surestimées. La première impliquant l'application des valeurs d'évolution longitudinale du talweg à l'ensemble des sections de largeur d'un chenal, il y a apparemment une exagération du volume de sédiments mobilisés par un cours d'eau puisque l'incision est maximale à proximité du talweg. Pour l'évaluation faite sur la base de l'évolution deltaïque, l'erreur associée aux estimations faites par un suivi des volumes deltaïques présente probablement une erreur plus considérable, bien que difficilement estimable. Tel que mentionné, cette erreur se justifie par les contraintes liées à l'échantillonnage. Les valeurs sont aussi surestimées, car la croissance du delta ne s'explique pas uniquement par les apports de sédiments de la plage apportés par le cours d'eau. Comme il est spécifié dans les travaux de Bernatchez et ses collaborateurs (2008), les deltas contraignent le transport parallèle, ce qui force une certaine accumulation. Au final, il n'est pas particulièrement surprenant que les valeurs estimées à l'aide des volumes deltaïques soient considérablement supérieures. Ultimement, la meilleure estimation est probablement celle établie sur la base des taux d'accumulation et des taux d'incision.

Les deux méthodes permettent une étude des relations puisque l'intérêt est surtout porté sur les valeurs relatives et leur variabilité. Dans le cas de la relation entre les volumes horaires de sédiments évacués et le débit liquide, les relations proposent une corrélation positive. Les volumes de sédiments évacués de la plage vers le large sont à leur maximum lors des épisodes de crue. Cela peut s'expliquer par la puissance spécifique croissante pour un débit accru (Petit et al., 2005). L'augmentation de la compétence et de la capacité de transport peut expliquer l'augmentation des volumes de sédiments évacués avec le débit liquide.

En ce qui concerne le climat de vagues, les relations les plus fiables vont dans le sens que des vagues de faible hauteur et espacées dans le temps impliquent des volumes plus importants de sédiments évacués. Un déferlement fréquent de vagues de forte hauteur vient contraindre l'incision sur la portion du ruisseau s'écoulant sur l'estran, où elle est habituellement plus importante. Lorsque l'énergie hydrodynamique des vagues est faible, l'incision est maximale et davantage de sédiments se déplacent vers l'aval, jusqu'au delta. Il importe de rappeler que les vagues de tempête modifient grandement le profil de plage. Lors d'une tempête, les sédiments du haut estran ont tendance à migrer vers le bas estran (MEEDDM, 2010). Après une tempête, les mouvements de sédiments vers le large favorisent l'augmentation de la pente dans la portion supérieure du profil de la plage (Morelock et al., 2006). Par conséquent, cela influence le profil longitudinal d'un cours d'eau, et le profil de pente dicte directement la puissance spécifique. Comme la puissance spécifique est étroitement reliée à la compétence et à la capacité de transport, il aurait été pertinent d'investiguer l'occurrence de tempêtes et le profil des plages préalablement à la collecte des données servant à calculer les volumes de sédiments redistribués.

L'augmentation du marnage se traduit généralement par des volumes accrus de sédiments évacués. Plus le marnage est important, plus l'augmentation de la pente associée à l'abaissement de la marée est marquée. Selon les principes de la balance de Lane (1955), l'augmentation de la pente du chenal engendre une réponse à l'incision dans le profil du chenal. Il semble qu'un marnage important force une augmentation de la pente, ce qui correspond à une augmentation de la puissance spécifique (Petit et al., 2005). Réunis, ces éléments favorisent indéniablement le transport de sédiments dans le chenal et expliquent cette corrélation positive avec le marnage.

La corrélation est aussi généralement positive entre les volumes horaires de sédiments évacués et le volume relatif de la plage. Cette relation va dans le sens de volumes horaires de sédiments croissants lorsque la plage est mieux alimentée. Le volume de plage semble conditionner la disponibilité des sédiments qui peuvent être mobilisés par les cours d'eau.

L'objectif n'est que partiellement accompli. Des valeurs estimées de volume sédimentaire évacué ont été déterminées, mais la dynamique sédimentaire de la plage reste encore en partie méconnue. Il n'est pas encore possible de juger de l'influence absolue des ruisseaux sur le bilan sédimentaire des plages. Cependant, la présente analyse a permis de hiérarchiser la contribution des ruisseaux entre eux et de dresser un portrait de leur contribution en fonction de variables explicatives, regroupées sur la figure synthèse (figure 238). Le polygone jaune représente la zone d'évacuation des sédiments.



Figure 238. Synthèse de la dynamique de redistribution des sédiments de la plage par les cours d'eau

## 5. RECOMMANDATIONS

Cette section regroupe l'ensemble des recommandations issues des connaissances acquises au cours de ce projet et permet de répondre à l'objectif spécifique 5. Il s'agit donc de recommandations concernant les stratégies d'interventions pour les zones d'érosion le long de la route 138 à Longue-Pointe-de-Mingan et pour l'entretien des ponceaux le long de la route 138 à Pentecôte.

### 5.1. Stratégies d'intervention et modes de gestion préventifs pour les zones d'érosion le long de la route 138

#### 5.1.1. *Constats d'érosion*

L'étude approfondie du site d'étude à l'échelle historique et récente a permis de préciser la dynamique côtière globale du territoire d'étude et des secteurs problématiques A et B où la route 138 est menacée à court et moyen terme. Les deux tronçons de route qui se situent le plus près du littoral correspondent aux secteurs où l'érosion est la plus forte, ce qui est une simple coïncidence, car la présence de la route n'a aucun effet direct sur la dynamique côtière. L'analyse de la mise en place et de l'évolution du delta de la rivière Saint-Jean durant l'holocène a permis de constater que le secteur A se situe dans une zone globalement en érosion depuis plusieurs milliers d'années (voir section 3.2.3.1). Le secteur B se situe quant à lui dans une zone de transition plus stable et évolue davantage au rythme d'avancées et de reculs en fonction des apports sédimentaires. La bathymétrie de l'avant-côte indique d'ailleurs l'élargissement d'une plateforme côtière entre le secteur A et le secteur B, ce qui contribue à différencier l'hydrodynamisme entre les deux secteurs. Depuis 1948, le secteur A est effectivement en érosion continue ou presque avec un taux de recul moyen de -1,0 m/an (figure 239) (voir section 3.5). Le secteur B présente aussi un taux de recul moyen élevé de -0,82 m/an, mais surtout attribuable à une forte érosion entre 1948 et 1967. Les périodes qui suivent entre 1967 et 2014 affichent des taux plus faibles dont trois périodes de recul et trois périodes d'avancée. La moyenne générale de la zone complète (0 à 14,8 km) est de -0,15 m/an.

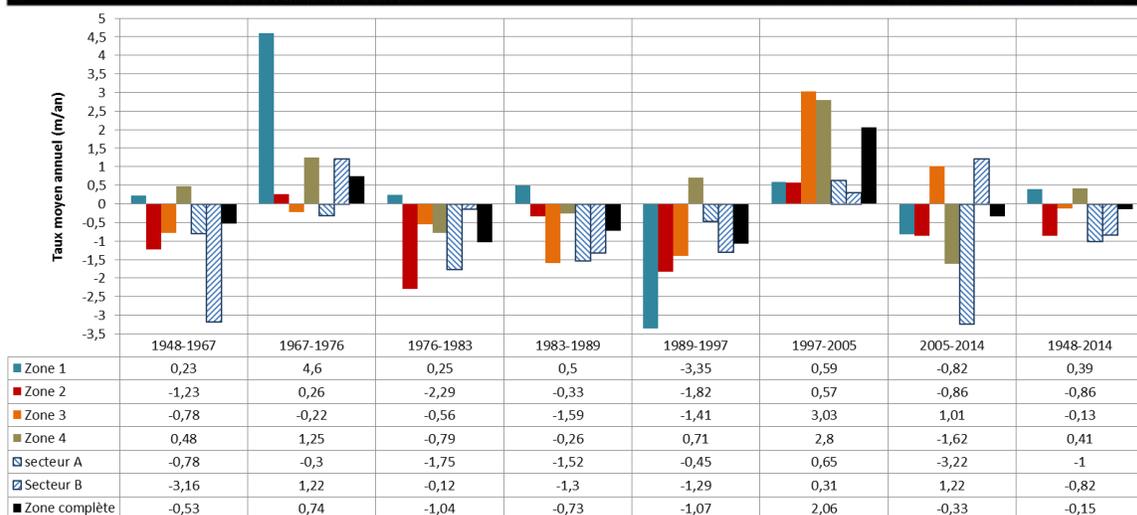
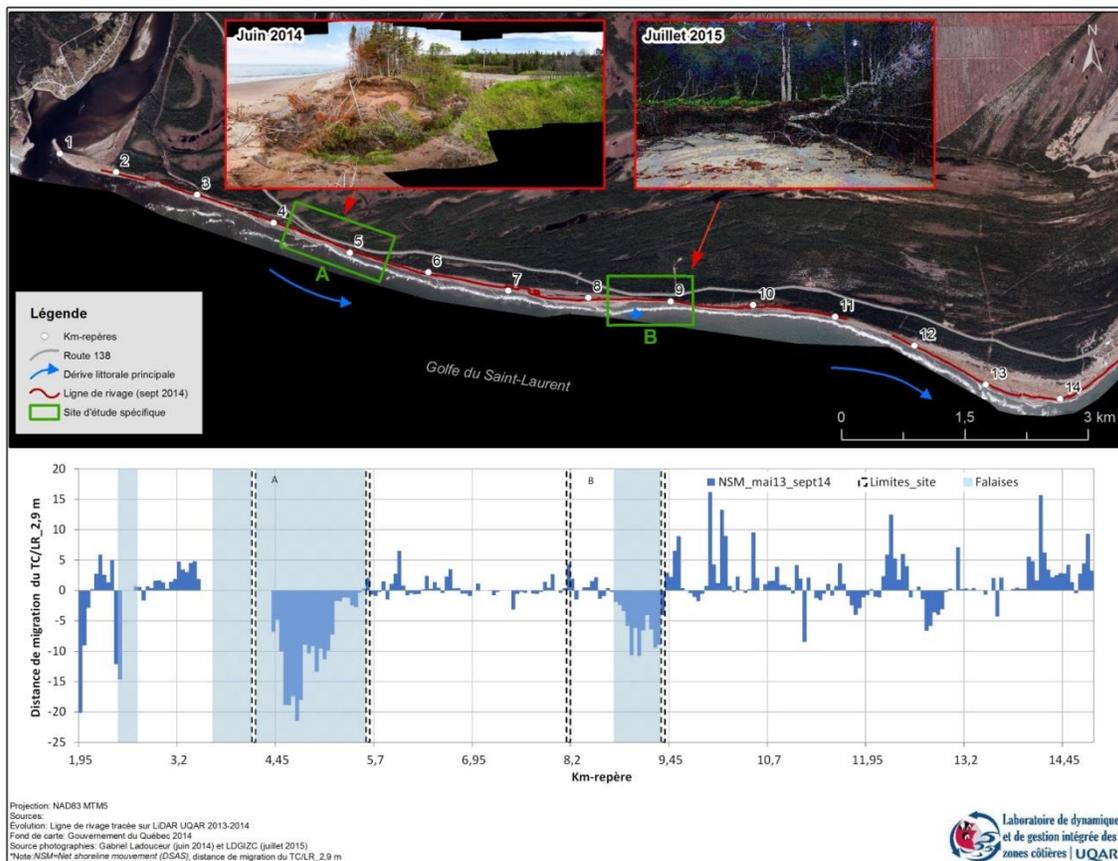


Figure 239. Évolution côtière historique pour les 4 zones à l'étude, pour les secteurs problématiques A et B et pour la zone complète.

Durant l'année de suivi, entre mai 2013 et septembre 2014, ces deux secteurs ont subi un recul concentré par rapport aux zones environnantes (figure 240). Dans le secteur problématique A, on a enregistré un recul maximal de 21,47 m au km-repère 4,7. Chacun des 4 intervalles durant cette période a aussi enregistré un recul. Sur le haut estran des secteurs A et B, le volume a été constamment toujours plus bas et la pente plus forte que pour les secteurs environnants durant les suivis 2013-2014 indépendamment des saisons. La largeur du haut estran dans le secteur A est similaire à celle enregistrée à l'échelle de l'ensemble du site d'étude. Dans la portion falaise du secteur B, le haut estran demeure constant durant l'année de suivi 2013-2014, mais est très étroit par rapport à l'ensemble du site. Sur l'ensemble de la période d'analyse historique et récente, les secteurs A et B ont ainsi connu de l'érosion, peu importe les conditions hydrodynamiques, glacielles et d'apports sédimentaires. Même durant l'année 2013-2014, qui a connu une longue saison glacielle (figure 56) permettant la formation d'un pied de glace de haut estran de novembre à mars (tableau 16 et figure 63, 64, 65 et 66) et limitant ainsi l'effet des vagues sur la ligne de rivage, on a enregistré des reculs importants pour les deux secteurs problématiques.



**Figure 240. Distance de migration de la LR\_2,9 m de mai 2013 à septembre 2014 pour l'ensemble du site d'étude**

La projection de l'évolution côtière a été réalisée en fonction des données historiques et rien n'indique que les changements climatiques vont accentuer le rythme de recul historique (voir section 3.7.3, figure 171, 172, 173 et 174). La présente étude sur le site de Longue-Pointe-de-Mingan a démontré que le littoral présente une grande mobilité de la ligne de rivage dans le temps et réagit rapidement aux conditions côtières changeantes. L'évolution historique de la côte est effectivement caractérisée par une série d'avancées et de reculs très variables aux niveaux spatial et temporel. Conséquemment, il a été difficile de relier les modifications de la côte à des paramètres précis afin de bien projeter l'évolution future de la côte (voir section 3.7). La méthodologie pour projeter l'évolution future a ainsi été ajustée pour tenir compte d'une enveloppe de variabilité historique tout en projetant les taux historiques mesurés à l'horizon 2060 à partir de la ligne de rivage de 2014 selon une moyenne mobile sur 250 m. Même avec cette méthode qui ne considère donc pas de facteurs aggravants dans le futur, les projections de la ligne de rivage pour les secteurs A et B sortent de cette enveloppe et pointent vers une érosion continue de ces secteurs (figure 173 et figure 174). C'est dans ce contexte que des recommandations ont été formulées.

### **5.1.2. Recommandations, Longue-Pointe-de-Mingan**

Les recommandations qui suivent s'appuient sur tous les constats et observations réalisés sur les secteurs problématiques A et B ainsi que sur la compréhension du fonctionnement du système côtier exprimée dans ce rapport. Les recommandations tiennent aussi compte des conditions côtières futures modélisées (Horton et al., 2014 ; GIEC, 2013 ; Paris et al., 2012 ; Vermeer et Rahmstorf, 2009 ; Han et al., 2015 ; Barnett et al., 2015 ; Slangen et al., 2014 ; Koohzare et al., 2008 ; Sillmann et al., 2013 ; Kharin et al., 2013 ; Mailhot et al., 2012 ; Chang et al., 2012 ; Bernatchez et al., 2008 ; Savard et al., 2009 ; Senneville et al., 2014 ; Senneville et Saucier, 2007) (section Conditions côtières futures, 3.7.1) et s'appuient également sur l'expérience de plusieurs études et suivis concernant les solutions d'adaptation et l'artificialisation du littoral réalisés au laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières de l'UQAR (Didier et al., 2015 ; Drejza et al., 2015 ; Drejza et al., 2014 ; Quintin et al., 2013 ; Bernatchez et Fraser, 2012 ; Bernatchez et al., 2011 ; Coutu et al., 2009 ; Bernatchez et Friesinger, 2009 ; Bernatchez et al., 2008a ; Bernatchez et al., 2008b ; Leclerc et al., 2007 ; Fraser et Bernatchez, 2006 ; Dubois et al., 2005 ; Fraser et al., 2005 ; You, 2003 ; Bernatchez, 2000).

#### *Recommandation 1 : éviter la recharge sédimentaire (secteurs A et B)*

L'unité hydrosédimentaire de Rivière-Saint-Jean (figures 25, 26, 27) ne présente aucun déficit sédimentaire. Les sources sédimentaires fluviales, côtières et sous-marines sont abondantes (section Cellules hydrosédimentaires, sources sédimentaires et caractéristiques morphométriques de l'estran, 3.2) et la dérive sédimentaire de l'ouest vers l'est est volumineuse et rapide (section Évolution des volumétrie et topographique du haut estran, 3.5.2.3). Dans les secteurs problématiques A et B, et particulièrement dans le secteur A, le problème réside plutôt en l'incapacité locale à retenir ce sable qui transite vers l'est ou vers le large. Ajouter du sable dans le système ne réglerait pas le problème de retenue de ce sable. Les sédiments de la recharge seraient sans doute rapidement transportés vers l'est. Il est donc inutile d'envisager un projet de recharge.

#### *Recommandation 2 : éviter la mise en place de structures fortes verticales et rectilignes sur le haut estran et la haute plage (murs et enrochements) (secteurs A et B)*

Dans un système côtier meuble où les échanges sédimentaires entre le bas estran, le haut estran, la haute plage et l'arrière-plage sont dynamiques, la mise en place d'une structure rigide permanente vient sérieusement modifier la réponse de la côte aux conditions hydrodynamiques (Bernatchez *et al.*, 2008, 2011 ; Bernatchez et Fraser, 2012). Ce type de structure a le double effet d'augmenter la réflexivité de la côte et d'accélérer les courants de dérive littorale. Les vagues qui frappent la structure sont réfléchies créant de l'affouillement à la base de l'ouvrage et les courants de retour transportent avec eux les sédiments vers le

large, provoquant l'érosion verticale de la plage (figure 241). Au lieu de capter les sédiments qui migrent le long du littoral, les structures verticales ont aussi pour effet d'augmenter le transit sédimentaire, en diminuant entre autre, la rugosité de surface. Les sédiments sont transportés plus rapidement le long du littoral, limitant l'accumulation locale. La figure 242 montre l'impact de la mise en place des ouvrages de protection dans le secteur des Plages à Sept-Îles, une zone globalement comparable au site d'étude de Longue-Pointe-de-Mingan. Entre 1979 et 2006, les plages en zones artificielles se sont maintenues entre 3 et 9 m de largeur et les plages en zones naturelles entre 37 et 43 m. Le constat y est clair, les plages devant les zones avec des structures de protection sont de 3 à 10 fois plus étroites que celles des côtes naturelles.

L'abaissement vertical du haut estran augmente ensuite l'impact des vagues sur l'ouvrage, ce qui contribue à le déstabiliser et à impliquer de l'entretien régulier. Le littoral perd ainsi sa capacité naturelle à faire face aux intempéries et à réagir aux nouvelles conditions. Dans le contexte des changements climatiques, des événements extrêmes et de la hausse du niveau marin, les coûts d'entretien de ces structures vont continuer d'augmenter. Il est ainsi fortement déconseillé d'envisager un projet de durcissement de la ligne de rivage.

Dans les secteurs problématiques A et B, la pente du haut estran est déjà plus abrupte et on note déjà une dérive littorale localement très rapide (figure 46 et section Pente du haut estran : état lors des levés et évolution multidade, 3.2.4.2). Le durcissement de la ligne de rivage ne ferait qu'exacerber ce phénomène. De plus, un étroit pied de glace avec un front vertical a été observé sur le secteur A et la réflexion des vagues a engendré l'affouillement à la base du pied de glace. Ceci est particulièrement visible sur les profils de mars et d'avril 2014 (figure 76 et figure 77, section Pied de glace de haut estran et évolution du profil de plage, 3.3.3.2). Ces constats permettent de faire l'analogie avec une structure rigide qui aurait le même effet au même endroit.

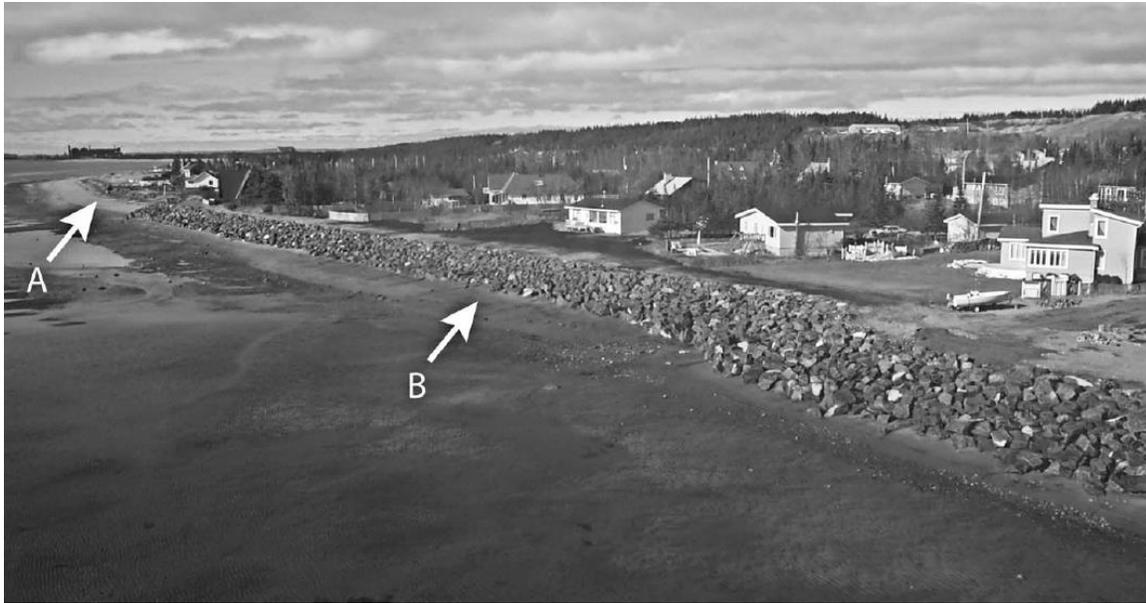


Figure 241. Exemple de l'effet d'une structure rigide sur la plage, région de Sept-Îles. En A, la plage est naturelle et on distingue bien l'accumulation de sable sur le haut estran. En B, en plus de l'empiètement de l'enrochement sur la plage, on constate que l'effet réfléchif ne permet plus le maintien d'un haut estran devant l'ouvrage. Tiré de Bernatchez et al, 2012.

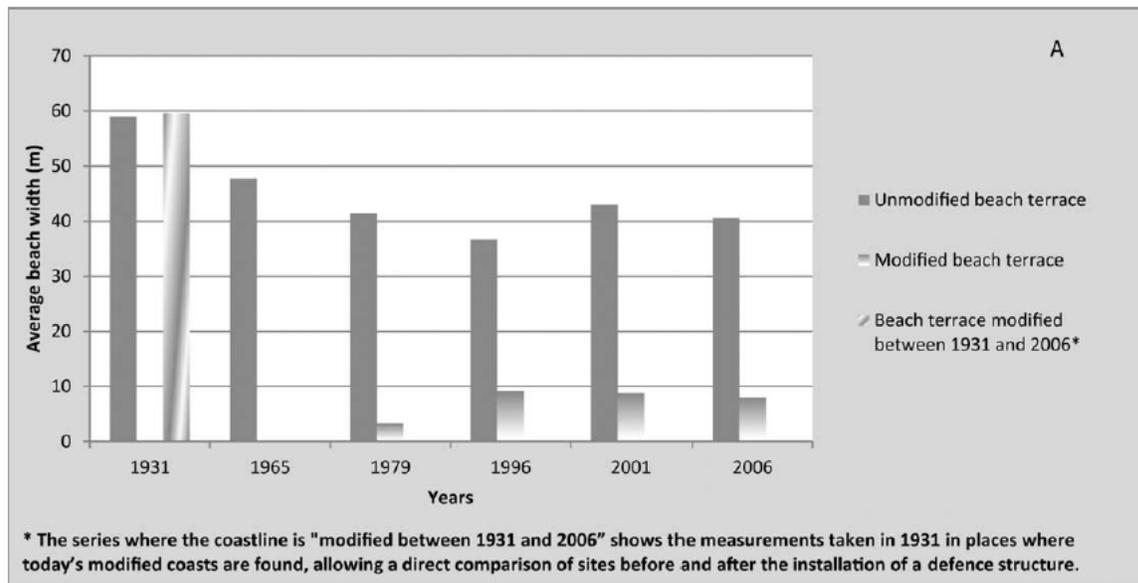


Figure 242. Évolution de la largeur moyenne des plages dans la région de Sept-Îles en fonction de la présence ou de l'absence d'un ouvrage de protection. En 1931, les plages étaient naturelles. Tiré de Bernatchez et al, 2012.

### *Recommandation 3 : mettre en place des capteurs de sédiments (secteur B)*

Pour assurer la pérennité à court et moyen terme de la route 138 dans le secteur B, l'intervention la plus adéquate consiste en la mise en place de capteurs de sédiments. Le type de capteur le mieux documenté est un système d'épis. La mise en place d'épis consiste à implanter des structures de bois ou de roches légèrement obliques ou perpendiculaires au trait de côte afin de capter des sédiments qui sont en transit pour rehausser le niveau de la plage. Ce système doit donc être implanté dans des zones où il y a une dérive littorale notable et des sédiments en transit, ce qui est le cas sur les secteurs problématiques A et B. Cependant, nous ne recommandons pas ce type d'intervention dans le secteur A. Il est effectivement difficile de confirmer hors de tout doute que cette approche serait suffisante pour freiner une tendance holocène, historique et récente à l'érosion dans le secteur A (voir sections 3.2.3.1, 3.5.1.1 et 3.5.2). De plus, considérant la distance actuelle entre la route et le trait de côte, il reste peu de marge de manœuvre pour l'implantation d'une telle structure de protection (voir recommandation 4).

Plusieurs cas types d'épis ont été documentés en Europe et sur la côte Atlantique américaine et montrent des résultats très intéressants et des niveaux d'efficacité supérieurs aux murets et aux enrochements (Daniel, 2001). Au Québec, quelques exemples d'implantation de capteurs de sédiments ont fait leurs preuves (figure 243).



**Figure 243. Exemple d'épis de bois. Bonaventure, 2010. Source : LDGIZC, UQAR**

Cependant, lorsque les épis fonctionnent bien et captent les sédiments en transit, on observe souvent un déficit sédimentaire immédiatement en aval des épis et une accélération du recul de la ligne de rivage (figure 244). Cette situation se présente dans les zones où le transit sédimentaire est limité et où la captation des sédiments prive la zone adjacente en aval en sédiments. Dans le cas du secteur problématique B, étant donné le fort transit sédimentaire, d'éventuels épis se chargeraient rapidement et la dérive littorale pourrait facilement se poursuivre au-delà des épis et maintenir l'alimentation en sable en aval des épis.



**Figure 244. Effet d'un épi lorsque l'apport sédimentaire est faible : accumulation en amont de la dérive littorale et érosion en aval, Caplan, 2010. Source : LDGIZC, UQAR**

Puisque des courants de retour sont observés sur le secteur B, il serait aussi pertinent de considérer des épis comprenant des extensions latérales afin de limiter l'effet de ces courants. Les épis Maltais-Savard, système implanté dans la région de Manicouagan, sont un bon exemple de ce type d'épis (figure 245). Ces épis, constitués de pieux de bois et de petits conifères, permettent de retenir une partie du sable en transit. L'autre partie, due à la perméabilité des ouvrages, continue de migrer, limitant l'érosion en aval comme présenté sur la figure 4. Les extensions latérales permettent de retenir les sédiments mobilisés par les courants perpendiculaires et courants de retour. Sur la figure 246, on constate que les épis Maltais-Savard combinés à des épis rocheux ont été efficaces pour retenir le sable, car ils sont presque entièrement enfouis. Une analyse de l'efficacité de la méthode (Boczkar-Karakiewich et al., 2003) ainsi qu'un guide de construction (Comité ZIP de la rive nord de l'Estuaire, 2003) ont été produits et sont indispensables afin d'accompagner la mise en place de tels ouvrages.

La mise en place de capteurs de sédiments nécessite une calibration de la hauteur et de la longueur des épis, une évaluation du nombre nécessaire d'épis pour le secteur, une évaluation de la distance nécessaire entre chaque épi ainsi que la détermination de l'angle des épis par rapport à la ligne de rivage. Tous ces facteurs se basent sur la dynamique hydrosédimentaire du milieu. Les mesures effectuées lors de la présente étude ainsi que celles effectuées dans le cadre d'autres projets de la Chaire de recherche en géoscience

côtière de l'UQAR sur le site de Longue-Pointe-de-Mingan pourront assurément être utiles pour réaliser l'étude de mise en place des épis.

Un autre type de capteur, dont l'efficacité sera évaluée à partir de 2017 sur la péninsule de Manicouagan, est le système « Rolodune ». Le système Rolodune consiste à ancrer sur le haut de plage des tuyaux de 75 cm de diamètre et de 6 m de long en formant des dents-de-scie (figure 247). Ces tuyaux sont troués, permettant ainsi à l'énergie des vagues de se dissiper et ainsi à favoriser une accumulation préférentielle au niveau des structures. Le système Rolodune permet ainsi de capter les sédiments en transit. Il permet aussi de capter le sable transporté par le vent favorisant aussi la formation du haut de plage. La plantation d'élyme des sables peut ensuite permettre une stabilisation du haut de plage.

Enfin, peu importe le type de capteur, il est important de les implanter au printemps pour profiter de l'engraissement naturel qui se produit généralement l'été. L'implantation juste avant la saison des tempêtes d'automne et d'hiver aurait pour effet de limiter l'efficacité et de potentiellement abîmer les structures.



**Figure 245. Épis Maltais-Savard**



Figure 246. Exemple d'épis Maltais-Savard combinés à des épis rocheux et à un enrochement linéaire



Figure 247. Système Rolodune (Gauthier, L.)

#### *Recommandation 4 : relocalisation de la route 138 (secteurs A et B)*

Dans le contexte de la hausse du niveau marin relatif, de la diminution de la couverture de glace et de l'augmentation de la fréquence des tempêtes effectives (section Projection de l'évolution côtière 3.7), il est de plus en plus recommandé de relocaliser les infrastructures menacées par l'érosion et la submersion côtières (Daniel, 2001). C'est en fait la seule façon d'éliminer le risque à 100 % face aux aléas côtiers. Tel que présenté dans les section Évolution holocène du delta émergé de la rivière Saint-Jean (3.2.3.1), Analyse générale pour la période complète 1948-2014 (3.5.1.1) et Dynamique côtière actuelle (2013-2014) : cinétique de la LR\_2,9 m et évolution des largeurs et des volumes du haut estran (3.5.2), le secteur problématique A subi de l'érosion à l'échelle holocène, historique et récente et rien n'indique que la tendance va se renverser. Si la route n'est pas relocalisée, la route 138 sera rapidement exposée aux vagues de tempêtes. Maintenir la route dans sa position actuelle impliquera donc un durcissement de la ligne de rivage avec des impacts décrits à la recommandation 2 (ci-haut). De plus, les mesures terrain datant du 18 novembre 2016 indiquent que la bordure de la route (ligne blanche) se situe à 23,3 m alors qu'un recul de 21,47 m a été mesuré entre mai 2013 et septembre 2014 dans le secteur A (km 4,8 ; figure 240).

La figure 248 propose une zone potentielle pour un nouveau tracé qui permettrait d'éviter l'exposition aux vagues pour d'ici 2100. Le tracé proposé se situe à environ 200 m de la ligne de rivage actuel dans la zone la plus critique, c'est-à-dire aux environs du ponceau. La figure comprend la projection de la ligne de rivage 2060 (hachuré oblique blanc) et une projection 2100 (bande rouge) a été ajoutée afin d'assurer une plus grande marge de protection. La marge 2100 touche 940 m de route. Une marge de recul annuelle a aussi été cartographiée (figure 248) afin de rendre compte de l'exposition actuelle de la route 138. Cette bande, appliquée à partir de la ligne de rivage de 2014, a une largeur de 21,47 m, qui correspond au recul annuel enregistré en 2013-2014. Enfin, la zone de tracé se trouve entièrement en haut de la falaise morte présente à environ 100 de la zone d'érosion (figure 249). Le tracé proposé est ainsi plus linéaire et ne comporte aucun dénivelé important. Toutefois, il semble y avoir des ravins de suffosion (3) qui découpe la terrasse. En ce sens, il faudrait vérifier la stabilité du milieu et évaluer la possibilité d'un tracé légèrement plus au nord (figure 249).

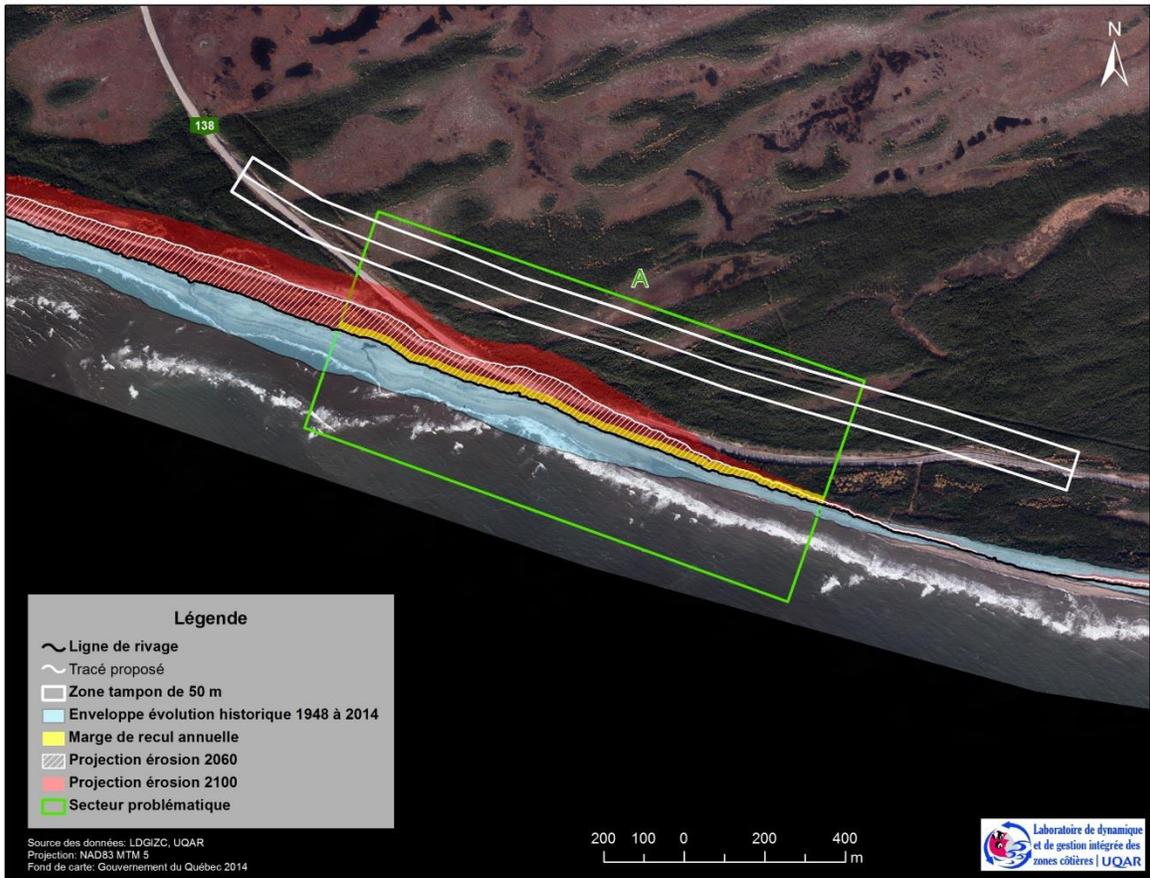
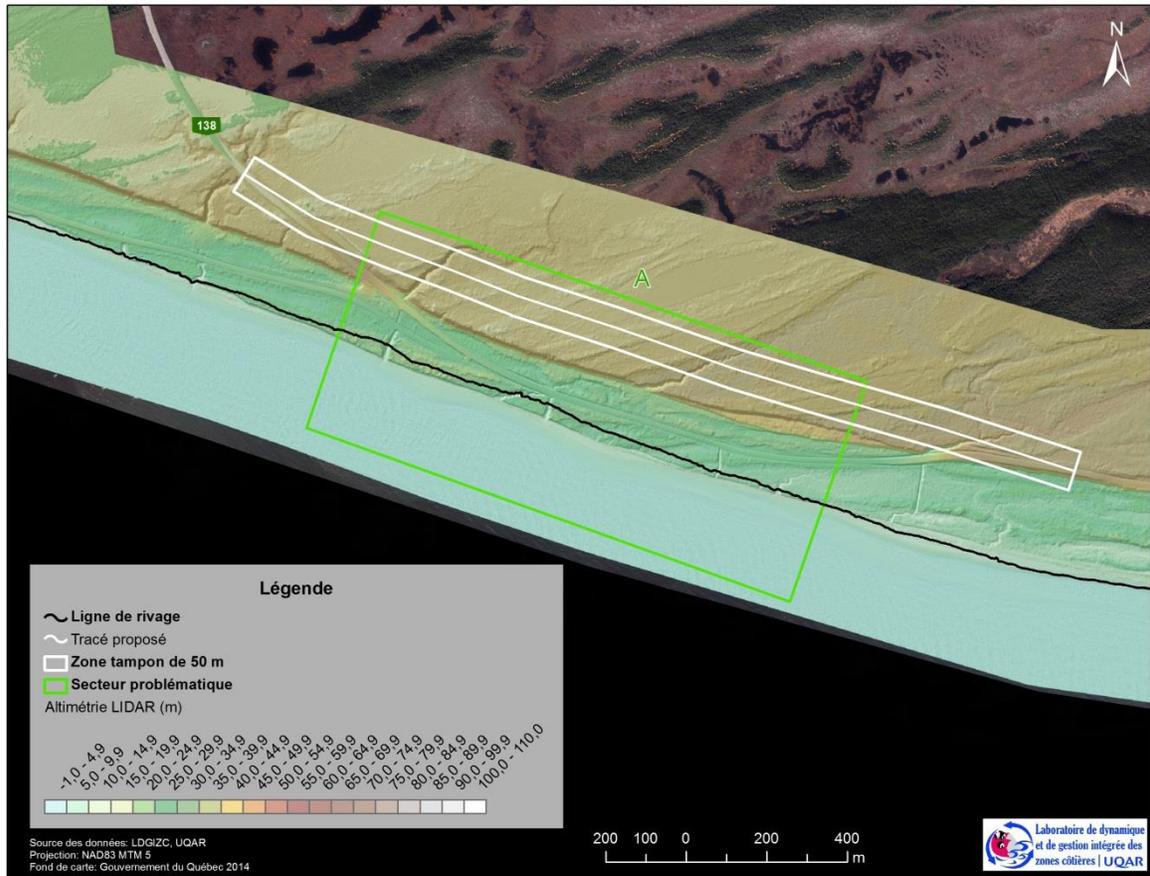


Figure 248. Proposition de tracé pour la relocalisation de la route 138 dans le secteur A



**Figure 249. Proposition de tracé pour la relocalisation de la route 138 dans le secteur A en fonction de la topographie. Le tracé est situé entièrement en haut de l'escarpement**

Dans le cas du secteur B, bien que la mise en place d'épis soit recommandée, nous proposons tout de même une relocalisation, car même si la projection 2060 touche à peine la route (hachuré oblique blanc, figure 9), la projection 2100 touche quant à elle 700 m de route (bande rouge, figure 250). Le tracé de route est situé à plus de 150 m de la zone d'érosion 2060. Une marge de recul annuelle a aussi été cartographiée (bande jaune, figure 250) afin de rendre compte de l'exposition actuelle de la route 138. Cette bande, appliquée à partir de la ligne de rivage de 2014, a une largeur de 10,78 m, qui correspond au recul annuel enregistré en 2013-2014. Enfin, comme pour le secteur A, la zone de tracé se trouve entièrement en haut de la falaise morte présente à environ 250-300 m du rivage actuel (figure 251). Il est à noter que le tracé de route proposé a été fait afin de ne pas descendre en bas de l'escarpement présent dans cette zone. C'est en partie pour cette raison que la route s'éloigne autant du littoral, soit à environ 250 m de la ligne de rivage de 2014. Le tracé proposé reste ainsi relativement linéaire et ne comporte aucun dénivelé important.

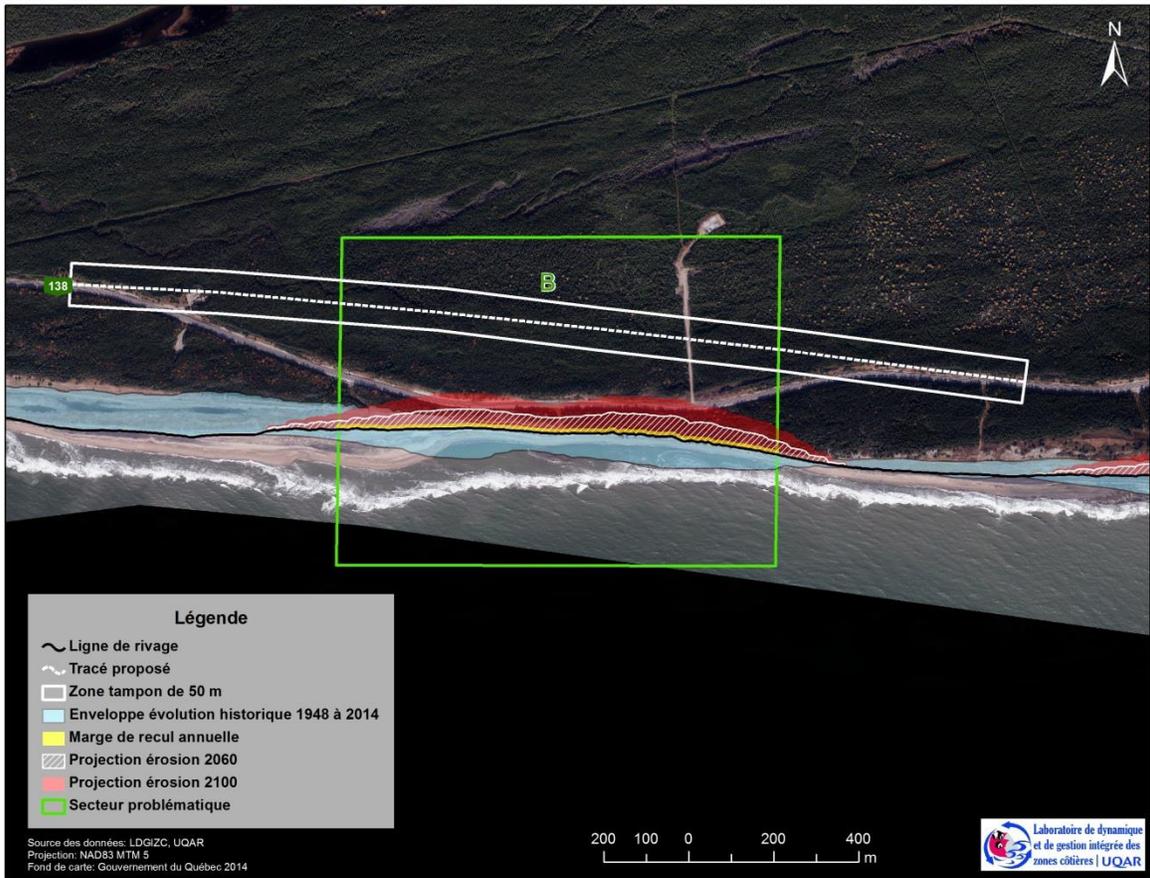
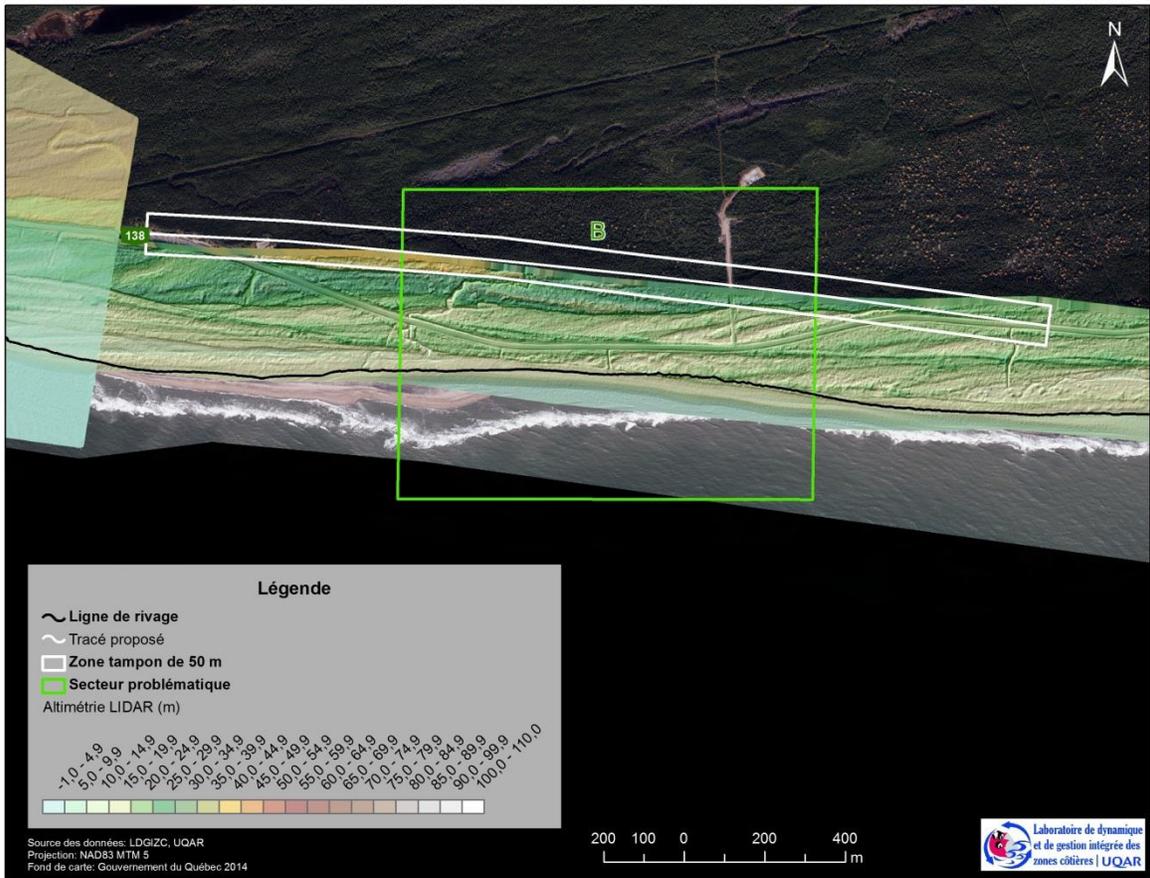


Figure 250. Proposition de tracé pour la relocalisation de la route 138 dans le secteur B



**Figure 251. Proposition de tracé pour la relocalisation de la route 138 dans le secteur B en fonction de la topographie**

## **5.2. Avenues éventuelles pour la gestion des ruisseaux côtiers par le ministère des Transports, Mobilité durable et Électrification des transports**

Les phénomènes étudiés sont complexes. Le présent travail permet de mettre en évidence les bases de relations entre les variables environnementales et le morphodynamisme des ruisseaux côtiers. La courte durée du projet et des séries des données empêchent cependant toute modélisation complexe de ces relations. Ainsi, toute intervention doit être faite avec prudence et pourrait impliquer des analyses supplémentaires pour répondre aux spécificités de chaque site. En ce qui concerne les ruisseaux de plage, il est ressorti que la mobilité de l'embouchure pouvait exposer de nouveaux secteurs à l'érosion fluviale. Ceci étant dit, il a été montré que la progression passée des embouchures a longtemps été relativement stable, malgré des phases d'avancée et de recul. Dans le même sens, les fluctuations saisonnières du positionnement des embouchures ne marquent pas de progression nette majeure au bout d'une année d'échantillonnage. Le contrôle de la mobilité des embouchures n'est donc pas une priorité absolue.

Pour cette raison, la problématique la plus préoccupante pour Transports Québec réside principalement dans la contribution des cours d'eau côtiers au bilan sédimentaire des plages. Le problème découle surtout de la migration latérale des chenaux contre le talus côtier. Ultimement, c'est cette mobilité latérale des ruisseaux de plage qui menace l'emprise de la route. Globalement, il apparaît que les taux de recul de la berge fluviale ou du trait de côte derrière les ruisseaux sont supérieurs à ceux mesurés pour le milieu, pour les secteurs non exposés à l'érosion fluviale. En d'autres termes, dans une optique de gestion du trait de côte, les ruisseaux de plage doivent être une considération de premier ordre. Les résultats de ce travail soulignent le rôle des débits liquides des ruisseaux, mais aussi de l'engraissement de la haute plage suite à des périodes de déferlement intense. Ces deux moteurs de mobilité des ruisseaux doivent être considérés dans toute intervention visant à diminuer la migration des ruisseaux vers les talus côtiers.

Pour contrôler la migration latérale du chenal, différentes options sont ici considérées pour juger de leur efficacité. Les tentatives passées de linéarisation de ruisseaux de Pentecôte, quoique peu documentées, n'ont produit que des résultats à court terme. Des remblais avaient été mis en place dans le haut du profil de plage afin de contraindre le ruisseau à descendre sur l'estran et à rejoindre le golfe de façon directe. Suite à ces interventions, les ruisseaux ont vite repris leur cours, dans la direction de la dérive littorale. Ce n'est pas une avenue à envisager, du moins sans ajuster la méthode. En effet, le matériel mis en place était probablement en harmonie avec les fractions granulométriques rencontrées sur la plage. Les cours d'eau étaient amplement compétents pour déplacer les sédiments et reprendre leur cours normal, parallèlement au trait de côte. Un exemple comparable est celui du site de la poche du Yar, en baie de Saint-Michel-en-Grève en France. Des chenaux linéarisés ont vite repris leur tracé sous l'influence des conditions hydrodynamiques prévalant à la plage. Une seconde intervention avec des chenaux linéarisés davantage incisés et avec des berges artificialisées à quant à elle offert une meilleure stabilité aux

aménagements (Suanez et al., 2002 ; Gad et al., 2003). Une avenue similaire pourrait être envisagée et adaptée pour le site d'étude.

Pour des sites où la situation devient réellement critique, linéariser les chenaux peut-être une avenue intéressante. Pour que la mesure soit efficace, il faudrait probablement investiguer l'option de mettre en place un remblai plus grossier, ce qui pourrait cependant dégrader la qualité du milieu naturel et du paysage. Sinon, il faudrait que les chenaux soient réellement canalisés, par exemple dans une conduite ouverte en béton qui contiendrait l'écoulement jusqu'à un point donné plus bas sur l'estran. Une des méthodes parfois utilisées pour canaliser les cours d'eau à la plage consiste à mettre en place des buses qui rejoignent le point de mi-marée ou au-delà (Fichaut et Suanez, 2008 ; figure 252). Une conduite circulaire fermée permet de complètement arrêter la mobilité d'un chenal et donc la mobilisation de sédiments par l'érosion latérale associée au déplacement d'un cours d'eau sur la plage. L'idée serait de prolonger l'exutoire des ponceaux jusqu'à un point plus bas sur le profil de plage. Toutefois, l'efficacité d'une telle infrastructure est loin d'être garantie. En effet, il y a de forts mouvements de sédiments perpendiculairement à la côte, ce qui pourrait éventuellement boucher l'exutoire de ces conduites et contraindre leur efficacité. Il serait important de bien évaluer l'endroit où la conduite doit ressortir perpendiculairement à la plage. Les travaux qui restent à mener sur la dynamique glacielle et sédimentaire côtière du secteur devraient permettre de mettre à jour la meilleure décision à prendre. La position de l'exutoire de la conduite n'a pas à être pensée pour assurer la reprise des sédiments apportés par le cours d'eau par la dérive littorale. En effet, ceux-ci ne génèrent pas d'apports de sédiments terrigènes considérables, mais bien strictement des volumes de sédiments mobilisés à la plage. Ainsi, si la mobilité et l'incision du ruisseau sont contrôlées par une conduite canalisée, il n'y aurait pas de perte nette vers le large. Le fait de canaliser les écoulements à la sortie des ponceaux réglerait tout problème potentiel relatif à la progression des embouchures. De plus, il faut éviter que la conduite devienne un obstacle à la mobilité des sédiments parallèlement à la côte. Sur l'exemple de Sainte-Anne-du-Portzic (figure 252), la structure fait obstacle au transit parallèle des sédiments. Il se développe une zone d'accumulation en amont et une zone de déficit sédimentaire en aval, dans la direction des courants parallèles. Dans un tel cas, il faudrait que la canalisation soit plus profondément implantée dans les sédiments de la plage, voire qu'elle ressorte plus bas sur le profil de la plage, et il faudrait aussi minimiser l'impact des pressions glacielles sur la structure.



**Figure 252. Ruisseau « busé » sur la plage de Sainte-Anne-du-Portzic en Bretagne (Fichaut et Suanez, 2008)**

En ce qui concerne l'engraissement de la haute plage, il est possible de penser à la mise en place d'épis minimisant l'apport en sable sur la partie supérieure de la plage jouxtant l'amont des ruisseaux. De tels épis diminueraient l'apport en sable sur le haut de plage et, corollairement, diminuerait la formation de lobes de sédiments poussant le ruisseau sur les talus côtiers. L'épi devrait toutefois être court et positionné sur la partie supérieure de la plage pour assurer le maintien de la dérive littorale (point numéro 3 à la figure 253). L'empierrement d'une partie de la berge, la plus exposée à l'érosion fluviale pourrait aussi compléter la solution. Cette approche mérite une considération pour le ruisseau PEN D, mais ne semble pas une action pertinente pour les deux autres ruisseaux considérant la longueur de plage impliquée.



**Figure 253. Identification des pistes de solutions pour la gestion de la mobilité latérale des ruisseaux côtiers**

À court ou moyen terme, la mobilité naturelle des ruisseaux devrait aussi être tolérée. Pour les sites pour lesquels l'érosion engendrée par les ruisseaux est problématique, le contrôle de l'érosion latérale par le ruisseau devrait être une priorité. Idéalement, il faudrait agir avant d'atteindre une marge de recul préoccupante pour la pérennité des infrastructures routières et pour la sécurité des usagers. Dans cette optique de prévention, les méthodes de génie végétal pourraient être étudiées. Si les hauts de talus sont déjà bien végétalisés, les fronts des talus sont généralement à nu. Ces talus sont parfois possiblement trop instables pour être végétalisés, même derrière la ligne de rivage (berge côtière). Il y aurait intérêt à aménager des passages à véhicules tout-terrain pour contraindre les accès à la plage à des endroits spécifiques. S'il est impossible d'interdire la circulation de ces véhicules sur la plage, il y aurait lieu de faire de la sensibilisation pour encourager les gens à adopter des comportements plus responsables, par exemple pour éviter de dégrader les talus. Il serait aussi possible d'évaluer si la situation s'aggrave ou évolue. Dans un tel cas, une simple reconfiguration du chenal combinée à des enrochements légers en berge (ou autre mesure d'artificialisation) pourrait suffire à régler une partie de la problématique et ainsi permettre de contrôler la migration des chenaux contre l'emprise de la route 138. Il importe finalement de souligner que les solutions doivent être considérées adéquatement pour chacun des ruisseaux de plage, car il apparaît rapidement qu'aucune solution ne peut être généralisée à l'ensemble des cours d'eau.

## 6. CONCLUSION

Ce projet couvrait deux **territoires** distincts et deux problèmes d'érosion en bordure de la route 138 ayant des origines différentes. Ainsi, à Longue-Pointe-de-Mingan, l'érosion est d'origine **marine** alors que du côté de Pentecôte, elle est aussi liée à la dynamique des **cours d'eau** de plage.

Les analyses pour le site de **Longue-Pointe-de-Mingan** ont permis de porter un regard sur l'évolution quaternaire, de détailler l'évolution historique de la côte et d'en interpréter les causes probables et enfin, de caractériser la dynamique morphosédimentaire durant l'année de suivi 2013-2014. Les connaissances acquises ont permis de réaliser une projection de l'évolution côtière pour l'horizon 2060 et d'identifier pourquoi différentes solutions d'adaptation à l'érosion en bordure de la route 138 seraient à éviter ou à favoriser. Les résultats portent spécifiquement sur les secteurs problématiques A et B (figure 3).

La morphosédimentologie générale du littoral de la région d'étude de Longue-Pointe-de-Mingan est attribuable, en partie, à son évolution holocène. Au cours de cette période, l'abaissement rapide du niveau marin relatif a entraîné la formation d'un delta, par la rivière Saint-Jean, qui s'étendait au-delà de la position actuelle du littoral. Avec la remontée du niveau marin relatif, celui-ci a été érodé particulièrement devant les falaises à l'ouest de la rivière Saint-Jean et devant le segment côtier depuis l'embouchure de ladite rivière en allant vers l'est. Une partie de ces sédiments s'est accumulée pour former, en partie, la Longue Pointe et son arrière-côte laquelle est entièrement constituée de formes d'accumulation (par ex., des plages soulevées). Encore aujourd'hui, l'érosion du front deltaïque dans la zone de falaises en amont de l'embouchure de la rivière tout comme l'érosion des berges de la rivière Saint-Jean, elles aussi composées de sédiments deltaïques, alimentent en sédiments terrigènes la cellule hydrosédimentaire. Cette abondance de sédiments a permis la mise en place et le maintien de 5 barres sableuses pré littorales parallèles qui influencent l'évolution côtière. En effet, les barres les plus proches de la côte, en plus d'agir comme barres de déferlement, influencent de manière significative son évolution lorsqu'elles viennent s'y accoler et engraisser la plage. Lorsqu'elles rejoignent le haut estran, elles entraînent l'élargissement du haut estran et permettent à la ligne de rivage de progresser vers le large. Dans un tel contexte, on comprend que l'érosion côtière devant les secteurs problématiques A et B n'est pas la conséquence d'un déficit sédimentaire.

L'évolution des secteurs problématiques A et B a été considéré à l'échelle historique et récente. Ainsi, à l'échelle historique, soit de 1948 à 2014, les taux de migration moyens annuels sont parmi les plus fortement négatifs de la zone d'étude devant les secteurs problématiques A et B, avec des moyennes respectives de -1,00 m/an et de -0,82 m/an. On constate également que contrairement à d'autres segments côtiers qui sont caractérisés par des périodes d'avancée et de recul, ces deux secteurs sont davantage caractérisés par des périodes de reculs. À l'échelle du suivi 2013-2014, les données topographiques des cinq levés Lidar ont permis de tracer la ligne de rivage et d'en connaître la cinétique.

Devant les falaises, il s'agit de mesurer le déplacement de la position de la base des falaises (tracé manuel sur les données Lidar). Devant les terrasses de plage, la ligne de rivage correspond, pour nos besoins d'analyse intra-annuelle, à la position de l'isoligne de la cote altimétrique 2,9 m. Devant les secteurs problématiques, les **reculs** ponctuels les plus importants ont été, entre mai 2013 et septembre 2014, de -21,47 m devant le secteur A et de -10,78 devant le secteur B. Les données topographiques acquises en 2013-2014 ont aussi permis de caractériser le haut estran. Devant les secteurs problématiques, celui-ci est plus étroit et plus pentu et moins volumineux. La mise en relation entre les données de cinétique intra-annuelle de la position de la ligne de rivage et les caractéristiques morphologiques du haut estran montrent que ces conditions s'avèrent favorables à l'érosion.

Les levés topographiques, également conduits durant la saison froide, ont permis de documenter l'effet du pied de glace sur l'évolution du profil de plage. À Longue-Pointe-de-Mingan, les caractéristiques morphologiques du haut estran (généralement les hauts estrans larges et moins pentus) font en sorte que le pied de glace agit comme piège à sédiments durant la saison glacielle et laisse en place une crête de sédiment sableux qui rehausse le profil de plage à la suite de la fonte. Ailleurs par contre, notamment là où le haut estran est plus étroit et plus pentu, le pied de glace agit telle une structure rigide qui favorise l'abaissement du profil. Ainsi, les profils de plages devant le secteur A qui étaient plutôt linéaires, voire très légèrement convexes en décembre 2013, ont été abaissés jusqu'à devenir fortement concaves au terme de la saison glacielle. Conséquemment, les conditions déjà favorables à l'érosion (haut estran étroit, pentu et moins volumineux) sont aggravées par l'effet du pied de glace. L'érosion latérale de la côte est bel et bien réduite par le pied de glace durant la saison glacielle, mais les conséquences morphologiques de la saison glacielle (c'est-à-dire de la présence du pied de glace) semblent fragiliser la côte à certains endroits. Enfin, des situations intermédiaires où le pied de glace permet à la fois la formation d'une crête sableuse post-glacielle et un peu plus bas, un abaissement du profil de plage ont aussi été observées. Enfin, l'analyse des surfaces topographiques de 2013-2014 indique que la dérive littorale vers l'est est puissante et que des volumes de sédiments importants sont donc déplacés longitudinalement. L'analyse des pertes et des gains sédimentaires au cours des quatre intervalles documentés en 2013-2014 indique aussi que les sédiments se déplacent transversalement entre les zones les plus hautes et les plus basses de l'estran. Localement, la morphologie des certaines zones de pertes pointe vers des courants de retour favorisant l'abaissement de l'estran notamment devant le secteur A.

Afin de réaliser des projections côtières qui s'inscrivent dans le contexte des changements climatiques, l'évolution historique par période a été mise en relation avec différents paramètres météo-marins. Ainsi, on ne dégage pas de signaux clairs entre l'évolution côtière par périodes historiques et les niveaux d'eau, les dommages à la côte recensés dans les archives (proxy des conditions météo-marines), les vents forts (proxy de vagues), la glace de mer ou les apports sédimentaires terrigènes. Conséquemment, il apparaît que l'évolution négative de la côte aux secteurs problématiques A et B se produit sous toutes sortes de conditions météo-marines et qu'elle se maintient dans le temps. Par exemple, les périodes les plus chaudes (moins englacées) ou les plus froides (plus englacées)

n'indiquent pas que la côte serait plus ou moins sensible à l'une ou l'autre de ces conditions dominantes. En ce sens, ce sont les taux d'évolution historique qui ont été utilisés, sans ralentissement ou accélération prévus, pour projeter l'évolution côtière pour 2060. Par contre, puisque la ligne de rivage connaît des alternances entre des avancées et des reculs, l'espace d'occupation historique de la ligne de rivage (enveloppe) a été intégré aux projections d'évolution côtière. Ces projections pour 2060 indiquent, toutes choses étant égales par ailleurs, que la route sera affectée par l'érosion devant le secteur problématique A sur un tronçon d'environ 400 m. La route devant le secteur B, n'est pas affectée. Par contre, les projections d'évolution côtière de 2100 indiquent que l'érosion l'affecterait sur un tronçon de 940 m devant le secteur A et de 700 m devant le secteur B.

À la lumière des connaissances acquises dans le cadre du projet, différentes solutions d'adaptation ont été évaluées. On ne recommande donc pas d'envisager, tant pour le secteur A que pour le secteur B, des recharges en sables puisque le problème d'érosion devant la route 138 n'est pas attribuable à un déficit sédimentaire. Au contraire, il s'agit d'un système qui bénéficie d'apports sédimentaires importants. De plus, comme la dérive littorale apparaît puissante, volumineuse et rapide, du sable ajouté dans le milieu transiterait rapidement vers des secteurs favorables à l'accumulation (ce qui n'est ni le cas du secteur problématique A, ni du B). Il n'est non plus recommandé d'implanter des structures de protections rigides pour ni l'un ni l'autre des secteurs problématiques puisque l'abaissement vertical du haut estran occasionné par ce type de structure augmente ensuite l'impact des vagues sur l'ouvrage, ce qui contribue à le déstabiliser et à impliquer de l'entretien régulier. Dans le cas du secteur problématique A, le déplacement de la route apparaît comme la solution la plus adéquate puisque la route est déjà très près de la ligne de rivage, soit à environ 20 m, et qu'elle est menacée par l'érosion d'après les projections d'évolution côtière de 2060. Dans le cas du secteur problématique B, la configuration actuelle de la côte, permettrait d'envisager l'implantation d'épis. Étant donné le fort transit sédimentaire, d'éventuels épis se chargeraient rapidement et la dérive littorale pourrait facilement se poursuivre au-delà des épis et maintenir l'alimentation en sable en aval des épis. Le rehaussement de la plage grâce à ce type d'infrastructure limiterait le contact des vagues contre les terrasses de plage et les falaises et, ce faisant, ralentirait l'érosion.

### *Pentecôte*

Les composantes de la morphodynamique de cinq ruisseaux côtiers, 3 situés à Pentecôte et 2 à Longue-Pointe-de-Mingan, ont été caractérisées selon des échelles historique (1930-2014) et annuelle (2013-2014). À l'échelle historique (1930-2014), les résultats révèlent la grande mobilité de la position de l'embouchure ainsi que l'importance de la migration des ruisseaux sur la plage. Les taux de déplacement des embouchures oscillent entre 10 et 50 m annuellement alors que les taux de migration des ruisseaux oscillent entre 0.5 et 3 m annuellement. Bien qu'il n'ait pas été possible de lier ces taux avec des variables explicatives à l'échelle historique, ces valeurs permettent de mieux saisir l'ampleur de la mobilité des ruisseaux côtiers et d'intégrer cette mobilité dans toute intervention à proximité des ruisseaux.

À l'échelle annuelle (2013-2014), en plus d'évaluer la mobilité des embouchures et la migration latérale des ruisseaux, les données ont également permis d'examiner la redistribution des sédiments de plage à l'aide de l'évolution des profils longitudinaux et de la construction du delta d'embouchure. Plusieurs facteurs de contrôle (débit liquide, paramètres de vagues, amplitude marégraphique, événements de tempête, volume de plage et présence d'un pied de glace) ont été considérés pour expliquer les patrons de mobilité et de redistribution des sédiments. Le débit liquide apparaît comme un facteur de contrôle qui favorise tant la mobilité latérale des chenaux que la progression des embouchures. La migration latérale des ruisseaux est aussi amplifiée par l'énergie des vagues et est atténuée par la présence d'un pied de glace. En ce qui concerne les embouchures, elles tendent également à se distancer des ponceaux (dans la direction de la dérive littorale) lorsque l'énergie des vagues est importante et quand elles sont contraintes par le pied de glace. Les ruisseaux évacuent des volumes de sédiments considérables vers le large, surtout quand le débit liquide est élevé, que le marnage augmente et que le volume de la plage est important. Finalement, il ressort de cela que la mobilité des embouchures à la côte peut exposer de nouveaux secteurs à l'érosion fluviale, mais que cette mobilité à long terme est minimale considérant que les mouvements de plus grande amplitude sont forcés par une cyclicité saisonnière.

Globalement, il apparaît que les taux de recul de la berge fluviale ou du trait de côte derrière les ruisseaux sont supérieurs à ceux mesurés pour le milieu, pour les secteurs non exposés à l'érosion fluviale. En d'autres termes, dans une optique de gestion du trait de côte, les ruisseaux de plage doivent être une considération de premier ordre. De manière plus spécifique, cependant, ce rapport met en lumière les facteurs de contrôle de la morphodynamique des ruisseaux de plage. Les résultats soulignent entre autres le rôle des débits liquides des ruisseaux et l'engraissement de la haute plage suite à des périodes de déferlement intense sur la mobilité des ruisseaux. Puisque la mobilité est préoccupante pour les infrastructures routières à proximité des ruisseaux côtiers, ces deux moteurs de mobilité des ruisseaux doivent être considérés dans toute intervention visant à diminuer la migration des ruisseaux vers les talus côtiers. Trois pistes de solutions ont été proposées. La première considère la protection du talus côtier par le biais d'enrochements ou de génie végétal pour protéger le talus de la migration latérale. La deuxième consiste à considérer le déploiement d'épis sur le haut de plage pour minimiser l'apport de sables dans le ruisseau contribuant à le déplacer vers le talus côtier. La troisième piste consiste à faciliter la progression du ruisseau vers l'estran par la présence un remblai moins mobile, mais aussi un chenal initial d'écoulement. Ces trois pistes devraient être considérées en simultanés et adaptées à la configuration du ruisseau.

Les travaux présentés mettent en évidence un premier véritable effort de quantification des mécanismes contrôlant la dynamique d'embouchure de ruisseaux de plage n'étant pas associés à des systèmes lagunaires. Considérant le peu de documentation disponible sur le sujet, la présente recherche constitue une avancée en la matière. Ce projet a dressé un portrait complet de la dynamique des ruisseaux de plage et de leur embouchure et a permis d'évaluer leur contribution sur la dynamique sédimentaire des plages. Au-delà de la volonté de quantification des processus, c'est aussi l'analyse de différentes échelles temporelles

qui rend cette étude originale. Ces travaux ont permis de documenter l'influence d'une multitude de facteurs de contrôle. Dans cette optique, les analyses menées ont permis de cibler les variables d'influence, de déterminer le sens des relations et de juger de leur intensité, dans une moindre mesure. Toutefois, les analyses relationnelles n'ont pas permis de modéliser la morphodynamique des ruisseaux de plage et de leur embouchure, en raison d'un manque de données disponibles. La prolongation des séries de données sur une ou deux années supplémentaires permettrait de mener des analyses relationnelles avec davantage de données. La confiance accrue envers les relations étudiées aurait permis de modéliser le comportement des ruisseaux et de leur embouchure de même que leur contribution au bilan sédimentaire côtier. Dans le cadre de ce présent projet, l'idée de documenter une multitude de facteurs a été priorisée afin de dresser un portrait général de la situation et de mener une analyse exploratoire au lieu de documenter certains aspects plus en détail en raison du peu de littérature sur le sujet. Il y a ainsi place pour d'autres travaux sur la question pour établir des relations significatives et permettre de la modélisation. Davantage d'études permettraient aussi de dissocier l'influence d'événements extrêmes qui peuvent brouiller les relations entre des facteurs.

## RÉFÉRENCES

- ADGER, W.N., HUGHES, T.P., FOLKE, C., CARPENTER, S.R. et ROCKSTRÖM. J., 2005. *Social-ecological resilience to coastal disasters*. *Science*, 309(5737), 1036–1039.
- ALLARD, M., MICHAUD, Y., RUZ, M-H. et HÉQUETTE, A., 1998. *Ice foot, freeze-thaw of sediments, and platform erosion in a subarctic microtidal environment, Manitousuk Strait, northern Quebec, Canada*. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35(9), 965–979.
- APPLANIX, 2013. POSLV specifications, En ligne : [http://www.applanix.com/pdf/POSLV\\_Specifications\\_oct\\_2016\\_yw\\_\(1\).pdf](http://www.applanix.com/pdf/POSLV_Specifications_oct_2016_yw_(1).pdf)
- ARGOW, B.A., HUGHES, Z.J. et FITZGERALD, D.F., 2011. *Ice raft formation, sediment load, and theoretical potential for ice-rafted sediment influx on northern coastal wetlands*, *Continental Shelf Research*, 31, 1294-1305
- BENOIST, J.-C. et BIRGAND, F., 2002. *Les dispositifs de mesure des débits dans les bassins versants agricoles*. *Ingénieries*, 32, pp. 51–63.
- BAPTISTA, P., BASTOS, L., BERNADES, C., CUNHA, T. et DIAS, J., 2008. *Monitoring sandy shore morphologies by DGPS – A Practical Tool to Generate Digital Elevation Models*. *Journal of Coastal Research*, vol. 24, no 6, 1516-1528
- BARNES, P. W., KEMPEMA, E. W., REIMNITZ, E., MCCORMICK, M., WEBER W. S. et HAYDEN, E. C., 1993. *Beach profile modification and sediment transport by ice : An overlooked process on lake Michigan*, *Journal of Coastal Research*, 9(1) : 65-89
- 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, Québec, Université Laval, 460 p.
- BERNATCHEZ, P., 2012. *Étude de la dynamique morphosédimentaire des côtes basses sablonneuses en bordure de la route 138 sur la Côte-Nord du Saint-Laurent en contexte de changements climatiques*. Devis de recherche, 20 p.
- BERNATCHEZ, P. et DUBOIS, J. M., 2004a. «Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime laurentien ». *Géographie physique et Quaternaire*, 58(1), 2004, pp. 45-71.
- BERNATCHEZ, P. et DUBOIS, J.-M.M., 2004b. Classification côtière haute résolution de la Côte-Nord du Saint-Laurent à l'aide de la vidéographie 3D géoréférencée. In *Résumés : Congrès annuel de l'Association canadienne des géographes (Moncton, 25 au 29 mai 2004)*.
- BERNATCHEZ, P. et FRASER, C., 2011. « Evolution of Coastal Defence Structures and Consequences for Beach Width Trends, Québec, Canada. » *Journal of Coastal Research*, 28(6), pp. 1550–1566.

BERNATCHEZ, P., FRASER, C., FRIESINGER, S., JOLIVET, Y., DUGAS, S., DREJZA, S., et MORISETTE, A., 2008. Sensibilité des côtes et vulnérabilité des communautés du golfe du Saint-Laurent aux impacts des changements climatiques. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Rimouski, Université du Québec à Rimouski, 280 p.

BERNATCHEZ, P., BOUCHARD, J-D., DUBOIS, J-M., DUGAS, S., DREJZA, S., FRASER, C., MORNEAU, F., NICORICI, C. et JOLIVET, Y., 2010a. Principes et fondements méthodologiques, Comité d'experts scientifiques sur l'érosion côtière, Document de travail, 42 p.

BERNATCHEZ, P., TOUBAL, T., VAN-WIERTS, S., DREJZA, S. et FRIESINGER, S., 2010b. Caractérisation géomorphologique et sédimentologique des unités hydrosédimentaires de la baie de Plaisance et de Pointe-aux-Loups, Îles-de-la-Madeleine. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport final remis au ministère des Transports du Québec, avril 2010, 176 p.

BERNATCHEZ, P. JOLIVET, Y. et CORRIVEAU, M., 2011. Development of an automated method for continuous detection and quantification of cliff erosion events. *Earth Surfaces Processes and Landform.* 36, 347-362

BERNATCHEZ, P. BOUCHER-BROSSARD, G., et SIGOUIN-CANTIN, M. 2012a. Contribution des archives à l'étude des événements météorologiques et géomorphologiques causant des dommages aux côtes du Québec maritime et analyse des tendances, des fréquences et des temps de retour des conditions météo-marines extrêmes. Chaire de recherche en géoscience côtière, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, 140 p.

BERNATCHEZ, P., DREJZA, S. et DUGAS, S., 2012b. Marges de sécurité en érosion côtière : évolution historique et future du littoral des îles de la Madeleine. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, Juillet 2012, 71 p. et annexes

BERNATCHEZ, P., FRIESINGER, S., DENIS, C. et JOLIVET, Y., 2012c. Géorisques côtiers, vulnérabilité et adaptation de la communauté d'Ekuanitshit dans un contexte de changements climatiques. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport de recherche remis au Conseil tribal Mamuitun et au Ministère des affaires autochtones et Développement du Nord Canada, 220 p.

BERNATCHEZ, P., BOUCHER-BROSSARD, G., CORRIVEAU, M. et JOLIVET, Y. 2014. Impacts des changements climatiques sur l'érosion des falaises de l'estuaire maritime et du golfe du Saint-Laurent, Chaire de recherche en géoscience côtière, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport de recherche remis au ministère de la sécurité publique du Québec et au consortium Ouranos, 166 pages.

BIRD, E. 2008. *Coastal Geomorphology: An Introduction.* 2e édition, Willey, England, 436 p.

BOCZAR-KARAKIEWICZ, B., LONG, B. F. et DRAPEAU, G., 1983. Formation and modification of a system of sand bars by progressive gravity waves in the presence of tide, p. 37-51. In B.J. Holden, edit., Proceedings of the Canadian Coastal Conference. Vancouver 1983.

BOUCHER-BROSSARD, G., 2012. Rythmes et modes de recul des falaises à sommet tourbeux de la Côte-Nord de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent. Mémoire de maîtrise en géographie. Université du Québec à Rimouski, 168 p. + annexes.

BOUCHER-BROSSARD, G. et BERNATCHEZ, P. 2013. *Analyse historique et récente de l'érosion du talus côtier, secteur des Cayes, municipalité de Rivière-Saint-Jean, Côte-Nord*. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport de recherche remis au ministère des Transports du Québec, Direction de la Côte-Nord, 34 p.

BOURQUE, A. et SIMONET, G., 2008. Québec, chapitre 5, p 171-226, dans *Vivre avec les changements climatiques au Canada : édition 2007*, D.S. Lemmen, F.J. Lacroix et E. Bush (éditeurs), Gouvernement du Canada, Ottawa.

BRUUN, P., 1962. Sea-level rise as a cause of shore erosion. Proceedings of the American Society of Civil Engineers. Journal of the Waterways and Harbors Division, 88, 117–130

CARON, T., 2016. Caractérisation de la dynamique d'embouchure des ruisseaux côtiers et de leur rôle sur la dynamique morphosédimentaire de plages sableuses de la Côte-nord du Saint-Laurent, Québec. Mémoire de maîtrise en géographie, Université du Québec à Rimouski, 228 pages

CARTIER, A., et HEQUETTE, A., 2013. « The influence of intertidal bar-trough morphology on sediment transport on macrotidal beaches, northern France ». *Zeitschrift Für Geomorphologie*, 57(3), pp. 325–347

CATALIOTTI-VALDINA, D. et LONG, B. F., 1983. Évolution du débit liquide et de la charge d'un estuaire sub-boréal: Rivière Saint-Jean. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20: 184-194.

CATALIOTTI-VALDINA, D. et LONG, B. F., 1984. Évolution estuarienne d'une rivière régularisée en climat sub-boréal: la rivière aux Outardes (Côte-Nord du golfe du Saint-Laurent, Québec). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21, pp. 25–34.

CAZENAVE, A., LOMBARD, A. et LLOVEL, W., 2008. Present-day sea level rise : A synthesis. *Geoscience*, 340, 761-770

CEHQ. 2013. Atlas hydroclimatique du Québec méridional: Impacts des changements climatiques sur les régimes de crue, d'étiage et d'hydraulicité à l'horizon 2050. Québec: Centre d'expertise hydrique du Québec. Repéré à [http://www.cehq.gouv.qc.ca/hydrometrie/atlas/atlas\\_hydroclimatique.pdf](http://www.cehq.gouv.qc.ca/hydrometrie/atlas/atlas_hydroclimatique.pdf)

CHANG, E.K.M., GUO, Y. et XIA, X., 2012. CMIP5 multimodel ensemble projection of storm track change under global warming. *Journal of Geophysical Research*, 117(D23), D23118. doi:10.1029/2012JD018578

CHARLTON, R., 2008. *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Routledge, 234 p.

- CLIFTON, H. E., PHILIPS, R. L., et HUNTER, R. E., 1973. Depositional structures and processes in the mouths of small coastal streams, Southwestern Oregon. Coastal Geomorphology - A proceedings volume of the Third Annual Geomorphology Symposia Series, held at Binghamton, New-York, September 28-30. Coates, D. R., Publications in Geomorphology, Binghamton : State University of New York, pp. 115–140.
- COOPER, J. et PILKEY, O., 2004. Sea-level rise and shoreline retreat: time to abandon the Bruun Rule. *Global and Planetary Change*, 43(3-4), 157–171.
- CORRIVEAU, M., 2010. Microclimatologie et quantification des processus d'érosion de falaises deltaïques en milieu tempéré froid, péninsule Manicouagan, Québec. Mémoire de maîtrise, Rimouski, Université du Québec à Rimouski, 199 p.
- CHURCH, J. A. et WHITE, N.J., 2011. Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. *Surveys in Geophysics*, 32(4-5), 585–602.
- CROASDALE, K. R. et MARCELLUS, R. W., 1978. Ice and wave action on artificial islands in the Beaufort Sea, *Canadian Geotechnical Journal*, 5:98-113
- DAHM, J., et NOMOS, E., 2014. Shoreline changes - at river and tidal entrances. Restoration of coastal sand dunes using native plants, a technical handbook. Dune restoration trust of New Zealand (DRTNZ), 8 p.
- DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D., 2005. Conceptual model of the effects of sea level rise on sandy coasts. *Journal of Coastal Research*, 21(6), 1166–1172
- DAVIDSON-ARNOTT, R.D.G. et GREENWOOD, B., 1976. Faciès relationships on a barred coast, kouchibouguac bay, New Brunswick, Canada, P. 149-168. IN R. A. DAVIS ET R. L. ETHINGTON, EDIT., Beach and nearshore sedimentation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special Paper 24.
- DAVIS, R. A., GOLDSMITH, V., et GOLDSMITH, Y. E. (1976). « Ice effects on beach sedimentation, examples from Massachussets and lake Michigan ». *Revue de Géographie de Montréal*, 30(1-2), pp. 201–206.
- DESJARLAIS, C., & BLONDLOT, A. (2010). *Savoir s'adapter aux changements climatiques*. Ouranos, 138 p.
- DESROCHERS, G. É., PACHER, G., GUAY, F., Roy., L., ROY, R., TAPSOBA, D. et CHARTIER, I., 2008. Impacts des changements climatiques sur les apports en eau des bassins versants du Québec. Présentation par affiche, 3e symposium Ouranos, 19 et 20 novembre 2008, Montréal.
- DINGMAN, S. L., 1994. *Physical Hydrology*. New Jersey : Prentice Hall, 575 p.
- DIONNE, J.-C. (1970). *Aspects morphosédimentologiques du glacié, en particulier des côtes du Saint-Laurent*. Service Canadien des Forêts - ministère des Pêches et des Forêts, No. Q-F-X-9, 324 p.
- DIONNE, J-C., 1973. La notion de pied de glace (Icefoot), en particulier dans l'estuaire du Saint-Laurent. *Cahier de géographie du Québec*, 17(41), 221-250

- DIONNE, J.-C. (1976). « Caractéristiques des schorres des régions froides, en particulier de l'estuaire du Saint-Laurent ». *Zeitschrift Für Geomorphologie*, (13), pp. 131–162.
- DIONNE, J.-C., 1976. L'action glacielle dans les schores du littoral oriental de la baie de James, *Cahiers de géographie du Québec*, 20(50) : 303-326.
- DIONNE, J.-C., 1981. Données préliminaires sur la charge sédimentaire du couvert de glace dans la baie de Montmagny, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 35(2), 277-282
- DIRECTION DES STRUCTURES, 2004. Manuel de conception des ponceaux. Ministère des Transports du Québec (MTQ), 515 p.
- DORNBUSCH, U., 2010. Ground survey methods for mixed sand and gravel beaches in intertidal environments: a comparison. *Journal of Coastal Research*, vol. 26, no 3, 451-464
- DREJZA, S., FRIESINGER, S. et BERNATCHEZ, P. (2014) « Vulnérabilité des infrastructures routières de l'Est du Québec à l'érosion et à la submersion côtière dans un contexte de changements climatiques : Caractérisation des côtes, dynamique hydrosédimentaire et exposition des infrastructures routières à l'érosion et à la submersion, Est du Québec, Volume I », Projet X008.1. Annexe 4 - Recueil des fiches d'analyse de la dynamique hydrosédimentaire de l'Est du Québec. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Remis au ministère des Transports du Québec, mars 2014, 363 p.
- DUBOIS, J.-M. M. 1979. «Environnements 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, Université d'Ottawa, 754 p.
- DUBOIS, J.-M.M. et G.L. LESSARD, 1986. Erosion rates and causes, Northern Gulf of St-Lawrence, Québec, Canada. *Thalassas* 4, 1, 63-70.
- DUBOIS, J.M.M. et St-Pierre, L. 1986. Cartes des matériaux d'emprunt et des zones de risques sur la moyenne côte nord du Saint-Laurent, *Bulletin de recherche* no 92-93, Département de géographie, Université de Sherbrooke, cartes.
- DUBOIS, R. N. (1988). « Seasonal changes in beach topography and beach volume in Delaware ». *Marine Geology*, 81(1-4), pp. 79–96.
- EMERY, K.O., 1961. A simple method of measuring beach profiles. *Limnology and oceanography*, no 6, 90-93
- FICHAUT, B. et SUANEZ, S., 2008. Le rechargement de la plage de Sainte-Anne-du-Portzic (Brest-Finistère) : quand la recherche fondamentale se met au service d'une gestion cohérente du littoral. *Noréis*, 208, pp. 29–44.
- FORBES, D.L. et TAYLOR, R.B., 1994. Ice in the shore zone and the geomorphology of cold coasts, *Progress in Physical Geography*, 18 (1), 59-89
- FORBES, D.L., MANSON, G.K., CHAGNON, R., SOLOMON, S., VAN DER SANDER, J.J. et LYNDSEY, T.L., 2002. Nearshore ice and climate change in the southern Gulf of St.Lawrence, *Ice in the Environment: Proceedings of the 16th IAHR International*

Symposium on Ice, Dunedin, New Zealand, 2nd–6th December 2002, International Association of Hydraulic Engineering and Research

FORBES, D. I., PARKES, G. S., MANSON, G. K., et KETCH, L. A., 2004, Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence, *Marine Geology* 210 (1-4): 169-204

GAD, L., SUANEZ, S., HÉNAFF, A., LIDOU, F. et MOREL, V., 2003. Apport de la géomorphologie à une problématique environnementale : comment faciliter le ramassage des algues vertes (*Ulva armoricana*) en baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes-d'Armor). *Cahier Nantais*, 59, pp. 89–102.

GENG, Q. et SUGI M., 2003. Possible Change of Extratropical Cyclone Activity due to Enhanced Greenhouse Gases and Sulfate Aerosols - Study with a High-Resolution AGCM. *Journal of Climate*, 16; 2262-2274.

GRINSTED, A., MOORE, J.C. et JEVREJEVA, S., 2009. Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 ad. *Climate Dynamics*, 34(4), 461-472.

GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat), (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 996p.

GIEC (GROUPE D'EXPERTS INTERGOUVERNEMENTAL SUR L'ÉVOLUTION DU CLIMAT) (2013) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

GUERIN, O., 1993. *Comprendre les marées*. Édition à compte d'auteur, 72 p.

HAALA, N., PETER, M., CEFALU, A. et KREMER, J. 2008. Mobile LiDAR mapping for urban data capture. *Proceedings of the 14th International Conference on Virtual Systems and Multimedia*, Limassol, Cyprus. 20-25.

HUDIER, E. (1986) *Mise au point de la jauge nucléaire. Applicabilité à l'étude du transport sédimentaire dans la zone de déferlement*. Mémoire de maîtrise en océanographie, Université du Québec à Rimouski, 133p.

HUDSON, R. et FRASER, J., 2002. Alternative methods of flow rating in small coastal streams. *British Columbia Forest Service, No. Forest Research Extension Note EN-014 (Hydrology)*, 11p.

HUME, J. D. et SCHALK, M. (1976). « The effects of ice on the beach and nearshore, Point Barrow, Arctic Alaska ». *Revue de Géographie de Montréal*, 30(1-2), pp. 105–114.

JEVREJEVA, S., MOORE, J.C. et GRINSTED, A., 2012. Sea level projections to AD2500 with a new generation of climate change scenarios. *Global and Planetary Change*, 80-81, 14-20.

JOYCE, J. (1950), Notes on ice-foot development, Neny Fjord Graham Land, Antarctica, *The Journal of Geology*, 58(6) : 646-649

- KHARIN, V. V., ZWIERS, F. W., ZHANG, X. et WEHNER, M. (2013). Changes in temperature and precipitation extremes in the CMIP5 ensemble. *Climatic Change*, 119(2), 345–357. doi:10.1007/s10584-013-0705-
- KIRK, R. M., 1991. River-beach interaction on mixed sand and gravel coasts : a geomorphic model for water resource planning. *Applied Geography*, 11, pp. 267–287.
- KOSS, J. E., ETHRIDGE, F. G. et SCHUMM, S. A., 1994. An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems. *Journal of Sedimentary Research*, B64(2), p. 90–98.
- LANE, E. W., 1955. The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. *American Society of Civil Engineers - Proceedings*, 81(745), pp. 1-17.
- LEEDER, M. R., 1982. *Sedimentology : Process and Product*. London : Chapman et Hall, 344 p.
- LESSARD, G. L. et M. DUBOIS, J.-M., 1984. Évolution littorale multitemporelle d'une côte récemment déglacée du nord du golfe du Saint-Laurent. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 33, pp. 81–96.
- LUPIEN, ROSENBERG et ASS. 1979. *Projet d'aménagement de la Romaine : étude géomorphologique*. Rapport à Hydro-Québec, Montréal, 139 p.
- MAILHOT, A., BEAUREGARD, I., TALBOT, G., CAYA, D. et BINER, S. (2012). Future changes in intense precipitation over Canada assessed from multi-model NARCCAP ensemble simulations. *International Journal of Climatology*, 32(8), 1151–1163. doi:10.1002/joc.234
- MARSH, W. M., MARSH, B. D. et DOZIER, J., 1973, Formation, structure, and geomorphic influence of Lake Superior icefoots, *American Journal of Science*, 273 : 48-64.
- MASSELINK, G., G. HUGHES, M. et KNIGHT, J., 2011. *Introduction to Coastal Processes et Geomorphology*. 2e édition. Londres : Hodder Education, 416 p.
- MESQUITA, M.D.S., KVAMSTO, N.G., SORTEBERG, A. et ATKINSON, D.E., 2008. Climatological properties of summertime extra-tropical storm tracks in the Northern Hemisphere. *Tellus A*, 60(3), 557–569.
- MINER, J.J. et POWELL, R.D., 1991. An Evaluation of Ice-Rafted Erosion Caused by an Icefoot Complex, Southwestern Lake Michigan, U.S.A. *Arctic and Alpine Research*, 23(3), 320-327
- MINISTÈRE De L'ÉCOLOGIE, De L'ÉNERGIE, DU DÉVELOPPEMENT Durable ET DE LA MER, 2010. *La gestion du trait de côte*. Versailles : Éditions Quae, collection Savoir-faire, 304 p.
- MOIGN, A., 1976. L'action des glaces flottantes sur le littoral et les fonds marins du Spitsberg central et nord-occidental, *Revue de géographie de Montréal*, 30(1-2) : 51-64
- MOIGN, Y., 1972. Étude dynamique d'une plage subarctique : Sept-Îles. Thèse de doctorat, Brest, Université de Bretagne Occidentale, 303 p.

- MORELOCK, J., RAMIREZ, W., HALLOCK, P. et HUBBARD, D., 2005. Beach system. University of Puerto Rico – Department of geology.  
<http://geology.uprm.edu/Morelock/beachsys.htm>
- NICHOLLS, R.J. et CAZENAVE, A., 2010. Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science* (New York, N.Y.), 328(5985), 1517–20.
- NIELSON, N., 1988. Observations of sea ice influence on the littoral sediment exchange, North Zealand, Denmark, *Geografisk Tidsskrift*, 88 : 61-67
- OGORODOV, S. A., 2003. The Role of Sea Ice in the Coastal Zone Dynamics of the Arctic Seas. *Water Resources*, 30(5), pp. 509–518.
- OWENS, E., The effects of ice on the littoral zone at Richibucto head eastern New Brunswick, *revue de géographie de Montréal*, 30(1-2) : 95-104
- PARKER, G., 2004. Long Profiles of Rivers, with an application on the effect of base level rise on long profiles. Sediment transport morphodynamics with applications to rivers and turbidity currents (e-book en production). Hydrosystems laboratory, University of Illinois, 46 p.
- PATERSON, A., HUME, T. et HEALY, T., 2001. River mouth morphodynamics on a mixed sand-gravel coast. *Journal of Coastal Research*, (numéro spécial 34), pp. 288–294.
- PETIT, F., HALLOT, E., HOUBRECHTS, G. et MOLS, J., 2005. Évaluation des puissances spécifiques de rivières de moyenne et de haute Belgique. *Bulletin de La Société Géographique de Liège*, 46, pp. 37–50.
- PFEFFER, W.T., HARPER, J.T., et O'NEEL, S., 2008. Kinematic constraints on glacier contributions to 21st-century sea-level rise. *Science* 321, 1340–1343.
- PUENTE, I, GONZÁLEZ-JORGE, H., MARTÍNEZ-SÁNCHEZ, J., et ARIAS, P., (2013), Review of mobile mapping and surveying technologies, *Measurement*, 46 : 2127-2145
- POREBSKI, S. J. et STEEL, R. J., 2006. Deltas and sea-level change. *Journal of Sedimentary Research*, 76, pp. 390–403.
- QUINTIN, C., BERNATCHEZ, P., et JOLIVET, Y., 2013. Impacts de la tempête du 6 décembre 2010 sur les côtes du Bas-Saint-Laurent et de la baie des Chaleurs. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières et Chaire de recherche en géoscience côtière, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, Février 2013, Volume I : 48p. et Volume II : 170 p.
- RANASINGHE, R. et STIVE, M.J.F., 2009. Rising seas and retreating coastlines. *Climatic Change*, 97(3-4), 465–468.
- RAHMSTORF, S., FOSTER, G. et CAZENAVE, A., 2012. Comparing climate projections to observations up to 2011, *Environmental Research Letters*, 7, 5p.
- RICHARDS, W. et DAIGLE, R. 2011. Scenarios and Guidance for Adaptation to Climate Change and Sea-Level Rise – Nova scotia and Prince Edward Island Municipalities, Rapport remis à Nova Scotia Department of Environment et Atlantic Canada Adaptation Solutions Association, 88p.

- RIEGL, 2012, Reigl VQ-205, Data sheet, En ligne :  
[http://www.riegl.com/uploads/tx\\_pxpriegldownloads/10\\_DataSheet\\_VQ-250\\_rund\\_25-09-2012.pdf](http://www.riegl.com/uploads/tx_pxpriegldownloads/10_DataSheet_VQ-250_rund_25-09-2012.pdf)
- ROPARS, Y, 2007. Érosion des berges; études techniques et d'opportunité. Référence : 2432-01-24, Rapport technique remis à la Ville de Sept-Îles. 61 p.
- ROSS, N., 1988. Formation et évolution spatio-temporelle d'une barre de déferlement en milieu micro à mésotidal dominé par les houles. Mémoire de maîtrise, Rimouski, Université du Québec à Rimouski, 142 p.
- ROSS, N. et LONG, B. 1989. Évolution morpho-sédimentaire de la barre de déferlement: un exemple dans le golfe du Saint-Laurent, Québec, Géographie physique et quaternaire, 43(3), 377-388
- SAVARD, J.-P., BERNATCHEZ P., MORNEAU, F. et SAUCIER, F., 2009. Vulnérabilité des communautés côtières de l'Est du Québec aux impacts des changements climatiques. La Houille blanche, no 2, p. 59-66.
- SCHUMM, S. A., 1993. River Response to Baselevel Change: Implications for Sequence Stratigraphy. The Journal of Geology, 101(2), pp. 279–294.
- SENNEVILLE, S., ST-ONGE DROUIN, S., DUMONT, D., BIHAN-POUDEEC, A-C., BELEMAALEM, Z., CORRIVEAU, M., BERNATCHEZ, P., BELANGER, S., TOLSZCZUK-LECLERC, S. et VILLENEUVE, R. 2013. Rapport final : Modélisation des glaces dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent dans la perspective des changements climatiques, Université du Québec à Rimouski, Rapport remis au Ministère des Transports du Québec
- SENNEVILLE, S. et SAUCIER, F., 2007. Étude de sensibilité de la glace de mer au réchauffement climatique dans le golfe et l'estuaire du Saint-Laurent, Rapport d'étude réalisé pour Ouranos. 30p.
- SENNEVILLE, S. 2013. Communication personnelle orale le 9 mai 2013. Modèle de projection des glaces de mer.
- SERVICE CANADIEN DES GLACES, 2015. <http://www.ec.gc.ca/glaces-ice/>
- SILLMANN, J., KHARIN, V. V., ZWIERS, F. W., ZHANG, X. et BRONAUGH, D. (2013a). Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 2. Future climate projections. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 118(6), 2473–2493
- SUANEZ, S., GAD, L., HÉNAFF, A. et LIDOU, F., 2002. Géomorphologie appliquée et algues vertes : l'exemple de Saint-Michel-en-Grève. 13 p.
- SUMMERFIELD, M. A., 1991. Global Geomorphology. Harlow : Longman, 537 p.
- TAYLOR, R. B., et MCCANN, S. B., 1976. The effect of sea and nearshore ice on coastal processes in Canadian Arctic Archipelago. La Revue de Géographie de Montréal, 30(1-2), 123-132.
- TESSIER, B., 1987. Système de barres sableuses sur la Moyenne côte-Nord du Saint-Laurent : formation et modélisation. Mémoire et maîtrise. UQAR, 339 p.

THIELER, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J. L. et Ergul, A., 2009. Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0 - An ArcGIS extension for calculating shoreline change: U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1278

TRIMBLE, 2013. Trimble Mobile Mapping Systems: Review of system errors, *Technical Bulletin*, 14 p.

TROUDE, J. P. et SÉRODES, J. B., 1988. « Le rôle des glaces dans le régime morpho-sédimentologique d'un estran de l'estuaire moyen du Saint-Laurent ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, 15, pp. 348–354.

UNESCO (IHE Institute for Water Education Deltares and Delft, University of Technology), 2010. XBeach Model Description and Manual, 106p.

VAN-WIERTS, S., 2012. Développement et application d'un système mobile de laser terrestre pour quantifier le bilan sédimentaire des plages, Mémoire de maîtrise, janvier 2012, Université du Québec à Rimouski, 93 p.

VAN-WIERTS, S. et BERNATCHEZ, P., 2011. Système mobile de laser terrestre appliqué à l'étude de la géomorphologie côtière. *Bulletin de l'association québécoise de télédétection*, 27 : p.3.

VAN-WIERTS, S. et BERNATCHEZ, P., 2012. Relevé LiDAR terrestre à Sainte-Luce dans le secteur de l'Anse aux Coques dans le cadre d'une étude de recharge de plage en zone d'affouillement : Rapport technique. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport technique remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, septembre 2012, 29 p.

VAN-WIERTS, S., BERNATCHEZ, P. et LAROUCHE C. (en cours). Accurate coastal monitoring using a land mobile LiDAR system (MLS)

VAN-WIERTS, S., CARON, T., BERNATCHEZ, P., et BUFFIN-BELANGER, T., 2013. Étude de la dynamique morphosédimentaire des côtes basses sablonneuses en bordure de la route 138 sur la Côte-Nord du Saint-Laurent en contexte de changements climatiques : Rapport méthodologique. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Rimouski, Université du Québec à Rimouski, 55 p.

VAN-WIERTS, S., CARON, T., BERNATCHEZ, P. et BUFFIN-BÉLANGER, T., 2014. Étude de la dynamique morphosédimentaire des côtes basses sablonneuses en bordure de la route 138 sur la Côte-Nord du Saint-Laurent en contexte de changements climatiques : Rapport d'étape. Projet X016.1. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère des Transports du Québec, octobre 2014, 65 p. + annexes.

VERMEER, M. et RAHMSTORF, S., 2009. Global sea level linked to global temperature. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 106(51), 21527–32.

WISEMAN, WM. J., OWENS E. H. et J. KAHN, 1981. Temporal and spatial variability of ice-foot morphology, *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 63(1-2): 69-80

WRIGHT C. S., PRIESTLEY R. E., 1922, *British (Terra Nova) Antarctic Expeditions*, London

WRIGHT., L.D. et THOM, B.G. 1977. Coastal depositional landforms: A morphodynamic approach. *Progress in Physical Geography*, 1, 412-459

ZENKOVICH, V. P., 1967. *Processes of Coastal Development*. Interscience Publishers, 738 p.

ZHANG, X. B., HOGG, W. D. et MEKIS, E., 2001. Spatial and Temporal Characteristics of Heavy Precipitation Events over Canada. *Journal of Climate*, 14, (9), 1923-1936

ZUMBERGE, J. H. et WILSON, J. T., 1953. Effect of ice on shore development, *Coastal Engineering Proceedings*, 1(4) : 201-205

## 7. ANNEXES

### 7.1. GPS-différentiel (DGPS)

Le GPS-différentiel (DGPS) utilisé est le Trimble R8 GNSS Modèle 3 incluant un émetteur/récepteur radio UHF interne de 430-450 MHz (figure 254a). Une radio Trimble HPB 430-450 MHz est utilisée en mode répétitrice, permettant de s'éloigner de 8 à 12 km de la base. La distance d'éloignement varie selon les conditions météorologiques et les particularités topographiques du secteur. Le récepteur permet la poursuite des constellations GPS L2C et L5, GLONASS L1 et L2 ainsi que GALILEO (satellites expérimentaux GIOVE-A et GIOVE-B) autant pour le récepteur de base que pour le mobile. Le carnet d'acquisition utilisé est le TSC3. Lors des relevés, le GPS-différentiel est utilisé en deux modes distincts, *RTK* et *enregistrement*. Le mode *RTK* est utilisé pour les points de contrôle et permet la correction en temps réel. Le temps d'acquisition de chaque point est de 5 secondes. Les fichiers sont ensuite téléchargés directement en fichiers de forme (*shapefiles*) compatibles au logiciel ArcGIS. Le mode *enregistrement* est utilisé pour créer le fichier d'observation de la base du SMLT. Les profils de plage sont réalisés en mode *topo continu* qui permet d'acquérir un point automatique à tous les 0,50 m lors du déplacement avec le récepteur mobile. Ce mode permet d'installer le jalon du récepteur mobile sur une roue et améliorer considérablement la rapidité du temps d'acquisition (figure 254b). Dans le cadre de ce projet, l'ensemble des données acquises au DGPS sont référencées sur le système de projection planimétrique NAD83 MTM5 et le système altimétrique CGVD28 avec le modèle de géoïde HT2.0.



Figure 254. GPS-différentiel utilisé lors du projet à Longue-Pointe-de-Mingan. A. Radio (Trimble HPB 430-450 MHz) et récepteur de base (récepteur R8); B. Récepteur mobile monté sur une roue

## 7.2. Instrumentation du système mobile de laser terrestre

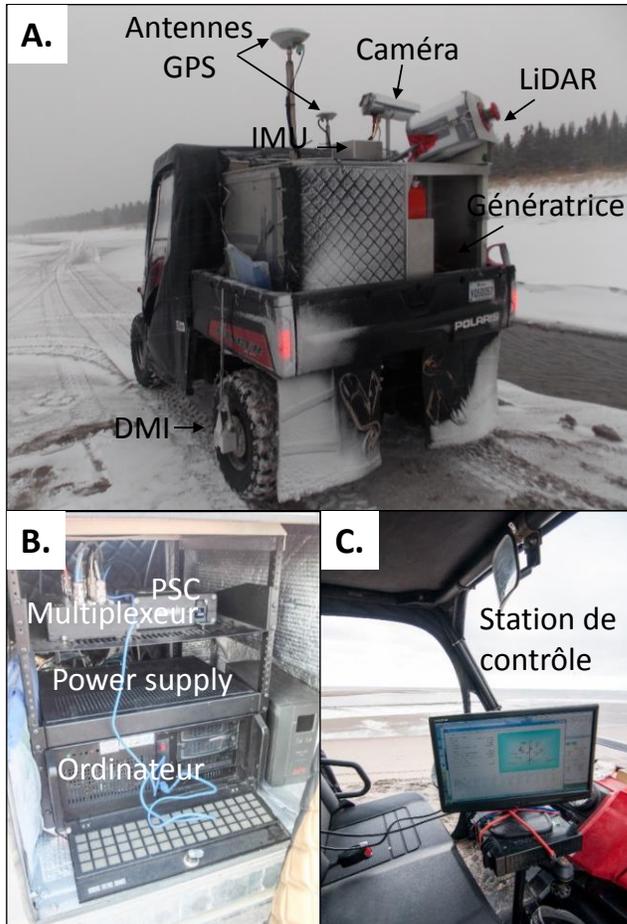
Le système mobile de laser terrestre (SMLT) est constitué de trois principales composantes montées dans la boîte arrière d'un véhicule tout-terrain : un scanneur laser, une caméra et un système de navigation inertiel GPS-INS (Figure 255a). Le balayeur laser est un Riegl VQ-250 qui a une couverture de 360 °. Ses caractéristiques techniques sont présentées au tableau 39 (Riegl, 2012). La portée minimale est de 1,5 m et la portée maximale est de 130 m pour une surface réfléchive à 10 % et de 380 m pour une surface réfléchive à 80 % (Riegl, 2012). Une caméra est utilisée en complément au capteur laser afin d'aider à l'interprétation du nuage de points. La caméra à capteur CCD est la PointGrey Grasshopper GRAS-50S5C-C à résolution de 2448 par 2048 pixels. Pour enregistrer les mouvements et la position du véhicule, un système de navigation inertiel GPS-INS est utilisé. Le système est composé IMU-17 Applanix et du POS LV 220 Applanix. La précision de navigation en post-traitement évaluée par le fabricant est de 0,02 m pour le positionnement horizontal (X, Y), 0,05 m pour le positionnement vertical (Z), de 0,02° de roulis et tangage et de 0,025° pour l'angle d'azimut (Applanix, 2013). Ce système de navigation est composé de deux antennes GPS Trimble Zephyr model 2, d'une centrale inertielle (IMU) et d'un instrument de mesure de distance (DMI) (Figure 255a). Les données GNSS brutes sont enregistrées dans un petit ordinateur appelé POS System Computer (PSC) (Figure 255b). Deux antennes (primaire et secondaire) installées sur le véhicule à deux mètres de distance sont utilisées par le système GAMS (GNSS Azimuth Measurement Subsystem) afin d'augmenter la précision des données associées à la direction horizontale (azimut). Les constellations GPS et GLONASS sont utilisées. La centrale inertielle permet de corriger les angles de tangage, de roulis et de lacet. Pour corriger la trajectoire du système de navigation mobile par post-traitement des données GPS-INS, un récepteur de base statique Trimble R8 est positionné sur un point géodésique connu à moins de 15 km du site d'étude. Un DMI génère un certain nombre de pulsations à chaque rotation de la roue qu'il multiplie par un facteur d'échelle pour convertir les pulsations en distance parcourue en mètre. Le DMI est utilisé pour augmenter la précision du système ainsi qu'assurer la correction des données lors d'une courte perte de signal GPS ou GLONASS.

**Tableau 39. Performance du Laser Riegl VQ-250**

<b>Titre</b>	<b>Performances</b>
Mécanisme	Miroir rotatif
Longueur d'onde	Proche infrarouge
Portée minimum	1,5 m
Vitesse de scan	100 scans/sec
Fréquence maximum	300 000 mesures/sec
Résolution d'angle	0,001°
Exactitude	10 mm
Précision	5 mm
Résolution spatiale	7 mm à l'ouverture 18 mm à 50 m 36 mm à 100 m
Température d'opération	-10° C à 40° C

Tiré de Riegl, 2012

Pour que le système inertiel mesure les mouvements des autres capteurs (laser et caméra), les instruments sont installés sur une seule structure en aluminium fixée par des joints anti-vibration dans la boîte arrière du véhicule tout-terrain (figure 255a). Les capteurs sont branchés à un ordinateur ainsi qu'à un multiplexeur Trimble M119 où converge l'information des différents instruments vers la plate-forme d'acquisition (figure 255b). Un poste de contrôle permet d'effectuer l'acquisition des données à partir des logiciels Trimble T3D CAM Capture, Trimble T3D Laser Capture et Applanix LV POS View (Figure 255c). Le courant (power) provient d'une génératrice Honda 2000. Afin de pouvoir réaliser des levés le plus tard possible à l'automne avant la formation du pied de glace et pour suivre les tempêtes automnales tardives, un système de chauffage a été intégré permettant de maintenir l'air entourant les composantes à une température supérieure à zéro. Des plaquettes chauffantes sont installées dans les boîtiers de la caméra et du LiDAR ainsi que dans le compartiment arrière contenant l'ordinateur. L'intérieur de ces boîtiers et compartiments a aussi été tapissé de matière isolante afin de contribuer au maintien de la chaleur. Ces boîtiers chauffants permettent d'effectuer des levés à une température extérieure atteignant -15° C tout en maintenant la température des instruments au-dessus de 0° C.



**Figure 255. Système mobile de laser terrestre (A.) Installation des instruments sur une plate-forme fixée derrière de le véhicule (DMI, antennes GPS, Caméra, LiDAR, Génératrice); (B.) Compartiment fermé à l'arrière contient l'ordinateur, le multiplex, le PSC et un power supply ; (C.) Le poste de contrôle est situé à l'avant du véhicule du côté passager et comprend un écran d'ordinateur et un clavier.**

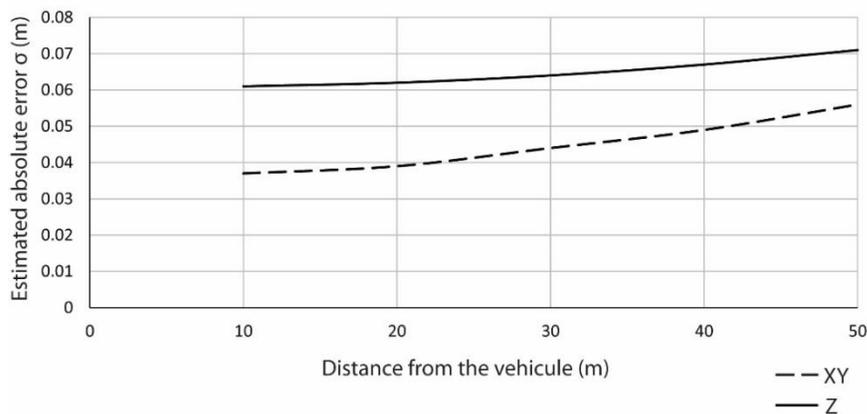
### 7.3. Calcul d'erreur du système mobile de laser terrestre

L'erreur utilisée est constante pour l'ensemble des levés puisqu'elle est théorique et prend en considération l'erreur intrinsèque associée aux instruments principaux, soit le Lidar et le système de navigation inertiel ainsi que l'erreur de navigation fournie par le manufacturier. Cette erreur est estimée à partir du modèle de propagation de Trimble qui utilise les caractéristiques des instruments de navigation POS-LV 220 et le LiDAR Riegl VQ-250 (Trimble, 2013). Ce modèle prend en compte 5 éléments en fonction de la distance entre le véhicule et la cible : 1) Erreur de positionnement estimée en X et Y ; 2) erreur de positionnement estimée en Z ; 3) Erreur de positionnement estimée en roulis, tangage et lacet ; 4) Erreur estimée dans la mesure des bras de levier (décalage entre les capteurs et le IMU) ; 5) Portée estimée du laser et les erreurs d'angle (Trimble, 2013).

Le modèle de propagation se traduit par la formule suivante (Trimble, 2013) :

$$\begin{bmatrix} X_M \\ Y_M \\ Z_M \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} X_G \\ Y_G \\ Z_G \end{bmatrix} + R_b^m (H_I, R_I, P_I) \cdot \left[ R_l^b (B_{XL}, B_{YL}, B_{ZL}) \cdot \begin{bmatrix} r_L \cdot \cos(\theta_L) \cdot \cos(\varphi_L) \\ r_L \cdot \sin(\theta_L) \cdot \cos(\varphi_L) \\ r_L \cdot \sin(\varphi_L) \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} X_o \\ Y_o \\ Z_o \end{bmatrix} \right]$$

La figure 256 montre les résultats du modèle de propagation de l'erreur estimée en fonction de la distance entre le véhicule et la cible. La distance entre la cible et le véhicule utilisé est de 35 mètres puisque cela correspond à la moyenne de la largeur des plages de la région d'étude de Longue-Pointe-de-Mingan. L'erreur d'altitude (Z) à 35 mètres est de 0,0655 m. Cette valeur est utilisée comme marge d'erreur des données Lidar lors des calculs de volume et de bilans sédimentaires tout au long de ce rapport. Par exemple, pour un volume de 2,31m<sup>3</sup>, la marge d'erreur pourrait être de 0,05m<sup>3</sup> et serait exprimée de la façon suivante : 2,31m<sup>3</sup> (± 0,05m<sup>3</sup>).



Source : Van-Wierds et al. (en cours) à partir de Trimble (2013)

**Figure 256. Propagation de l'erreur estimée XY et Z (σ) par le modèle de propagation Trimble (2013) en fonction de la distance (m) entre le véhicule et la cible**

Dans le cadre des levés côtiers, cette erreur est généralement assez faible en raison de l'environnement ouvert de la zone côtière qui permet une excellente qualité de la réception GNSS, ce qui évite une perte de signal lors du levé et assure un bon PDOP. En effet, à l'exception de sites d'étude qui bordent des falaises côtières, le signal GPS n'est pas dégradé par de hauts éléments tels que des bâtiments ou des arbres comme certains auteurs observent en milieu urbain (Haala *et al.*, 2008). Pour tous les levés présentés, presque l'ensemble du temps de navigation présente un PDOP de moins de 2,5, ce qui est considéré comme une valeur idéale d'après Puente *et al.*, (2013).

Même si nous connaissons l'erreur théorique du système, une validation des nuages de points est réalisée lors de tous les levés afin d'assurer un contrôle de qualité. Le contrôle de qualité des données Lidar est effectué en calculant l'erreur de positionnement du nuage de points Lidar par rapport à des points de contrôle acquis au DGPS RTK Trimble R8 sur l'ensemble des sites d'étude à chaque levé. Le nombre de points de contrôle varie d'un site à l'autre en fonction de la superficie couverte (tableau 40). Compte tenu de la difficulté d'assurer la concordance exacte XY entre le point de contrôle DGPS et les points du nuage Lidar, l'erreur horizontale n'a pas été calculée par cette méthode. Pour assurer la qualité de comparaison entre les points de contrôle et les données Lidars, la même base statique Trimble R8 est utilisée en simultanément pour les deux systèmes (SLM et DGPS mobile). L'acquisition de ces points de contrôle est réalisée par une équipe terrain complémentaire à l'équipe d'opérateurs du SML. Cette équipe doit couvrir le secteur d'étude avant le passage du SML afin d'assurer que l'ensemble du territoire balayé par le SML est couvert de cibles. Lorsque possible, les points sont acquis sur des structures fixes sur la plage, par exemple des coins de marche d'escalier ou des coins de murs de protection. Lorsque la zone côtière est totalement naturelle, des structures carrées en PVC sont installées sur la plage le temps du levé afin de valider ces secteurs (figure 257). Chacun des points de contrôle acquis au DGPS est comparé verticalement (Z) avec le nuage de points Lidars de façon automatique avec le module *Points control* du logiciel LP360 (figure 257b et c).

**Tableau 40. Marge d'erreur déterminée sur différents sites**

Site d'étude	Points de contrôles	Distance moyenne (m)	RMSE <sub>(z)</sub> (m)	95 % CI (m)	Écart-type	Spectre du delta en Z (m)
Isle-aux-Coudres	44	3,8	0,037	±0,073	0,038	-0,05 à 0,11
Longue-pointe-de-Mingan	28	8,4	0,045	±0,088	0,042	-0,09 à 0,07
Pentecôte	51	6,9	0,025	±0,053	0,027	-0,08 à 0,06
Rivière-Saint-Jean	38	4,4	0,056	±0,11	0,042	-0,14 à 0,11
Total	161	5,7	0,039		0,039	-0,14 à 0,11

Tiré de Van-Wierst et al. (en cours)

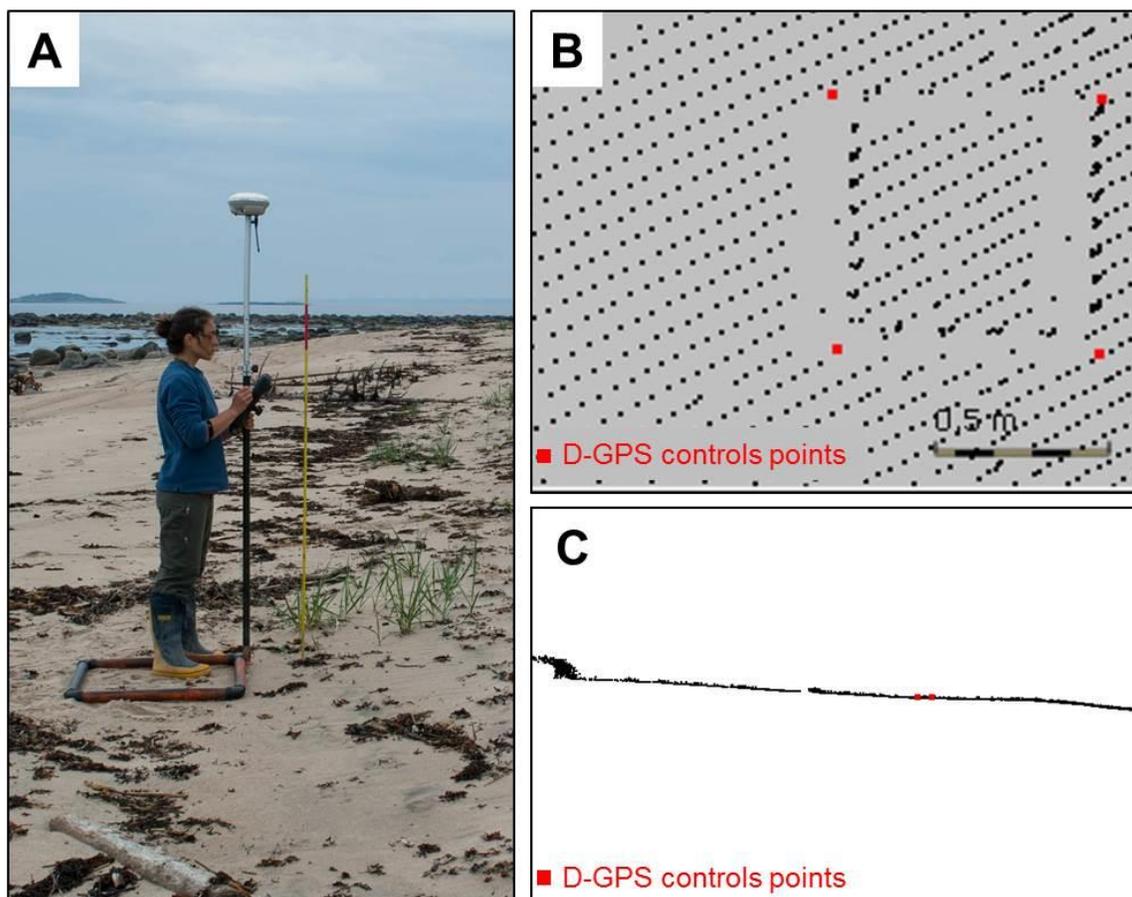
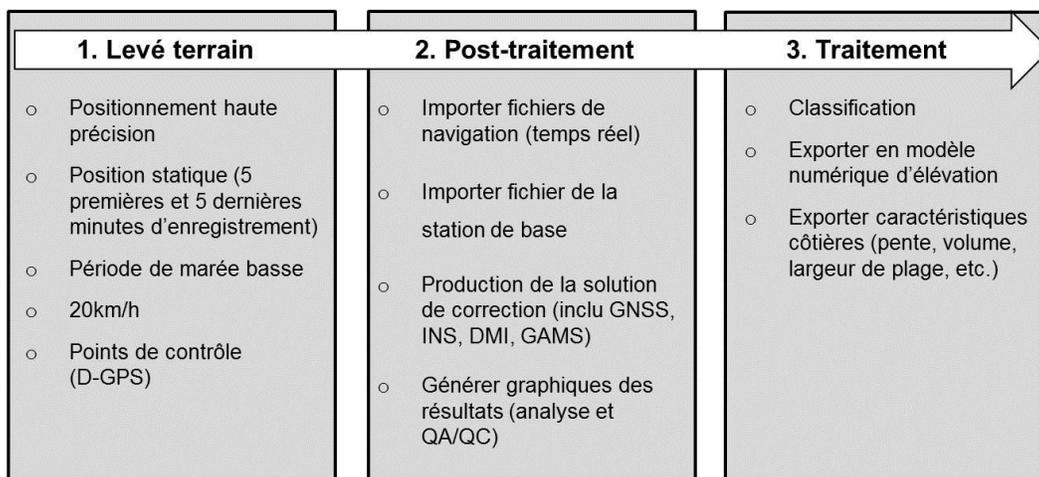


Figure 257. Contrôle de qualité des données Lidar. (A) Acquisition des points avec un D-GPS Trimble R8 sur des cibles fixes. (B) Exemple de la différence verticale entre le nuage de points Lidar et un point de contrôle DGPS. (C) Exemple de la différence horizontale entre le nuage de points Lidar et un point de contrôle DGPS.

## 7.4. Traitement des données acquises par le système mobile de laser terrestre

Préalablement aux levés de terrain Lidar, une calibration dynamique des instruments a été réalisée. D'abord, tous les capteurs (antennes GNSS, laser, caméra) sont référencés au IMU puisqu'il est le centre de référence de la navigation. Les bras de levier sont mesurés et sont intégrés dans le logiciel d'acquisition LV POS View. Les angles de visée (roulis, tangage, lacet) sont calculés à partir d'une méthode manuelle utilisant des points de contrôle au DGPS ou une méthode automatique avec des surfaces planes de différents angles.

Ensuite, le workflow des données Lidar est composé de trois grandes étapes : le levé terrain, le post-traitement et le traitement (figure 258).



Source : Van-Wierts *et al.* (en cours)

**Figure 258. Workflow de l'acquisition et du traitement des données du SMLT**

La synchronisation des données GNSS-INS et la correction de la trajectoire sont effectuées par le logiciel PosPAC MMS. Ce logiciel permet d'obtenir un maximum de précision sur le géoréférencement des capteurs utilisant des données GNSS-INS. PosPAC MMS permet de :

- Importer des données de navigation et des capteurs acquises en temps réel,
- Importer les données de la station de base
- Produire une solution de correction incluant les données GNSS, INS, DMI et GAMS et les traiter dans les deux directions
- Générer des graphiques des résultats de précision de positionnement et navigation

Le logiciel permet donc de connaître les erreurs de positionnement (X, Y, Z) et de navigation (caractéristiques GNSS) en fonction du temps GPS lors du levé. La solution de post-traitement GNSS-INS est ensuite appliquée à la trajectoire accompagnant les nuages de points Lidar et les séquences d'images grâce à une fonction disponible dans le logiciel Trimble Trident Analyst. Les trajectoires corrigées sont importées dans le système de coordonnées désiré soit le NAD83 (SCRS), dans la projection MTM (Modify Transverse Mercator) en planimétrie et dans le modèle de géoïde HT2.0 en altimétrie.

Une classification est effectuée afin d'extraire les points non voulus tels que les débris ligneux, les structures anthropiques présents sur la plage et garder seulement les points au sol. La classification est réalisée dans un premier temps dans le logiciel Trident à partir des valeurs de l'intensité de retour. Afin de faciliter l'extraction de caractéristiques côtières telles que la pente, la largeur de l'estran et le volume de sédiments, les nuages de points Lidar sont généralement transformés en modèle numérique d'élévation (MNE). La résolution spatiale élevée des nuages de points permet de créer des MNE à une résolution spatiale élevée et ainsi conserver la variabilité microtopographique. Pour chacun des levés Lidar effectués, un modèle numérique d'élévation (MNE) est généré à une résolution spatiale de 0,50 m. Ces modèles numériques sont des surfaces topographiques qui facilitent l'utilisation des données Lidar pour extraire des résultats, notamment pour le calcul du volume sédimentaire. L'extension *LP360* de QCoherent utilisée dans le logiciel ArcGIS permet d'exporter les fichiers de points LAS 1.2 en surfaces topographiques. La classification est appliquée afin que seulement les données au sol soient utilisées pour constituer la surface topographique. Les modèles numériques d'élévation sont disponibles avec les données fournies avec ce rapport dans le dossier Lidar (surface).

## 7.5. Méthode d'interpolation des points DGPS

L'interpolation des points DGSP des profils de plage a été réalisée dans le logiciel *ArcGIS* à l'aide de l'extension *Geostatistical Analyst*. La figure 259 schématise les étapes réalisées pour chacune des interpolations spatiales effectuées. Les données de base utilisées sont des fichiers de forme aux attributs X, Y et Z. La méthode d'interpolation géostatistique utilisée est le krigeage de type ordinaire. En raison de la dépendance spatiale linéaire caractéristique des plages, l'angle de l'anisotropie doit être choisi. Ensuite, le modèle de semi-variogramme est choisi. Pour l'ensemble des interpolations effectuées, le modèle gaussien est privilégié. L'extension *Geostatistical Analyst* permet de visualiser les valeurs prédites sur le modèle et de modifier notamment l'anisotropie afin que les valeurs prédites s'ajustent le mieux possible sur le modèle. Les modèles d'interpolation spatiale des profils de plage ont été validés par deux méthodes. Tout d'abord, une validation croisée est réalisée dans l'extension *ArcGIS Geostatistical Analyst* entre les valeurs observées et les valeurs prédites. La méthode de validation croisée permet d'estimer la fiabilité d'un modèle. Les résultats de la validation croisée permettent aussi de décider de notre degré de satisfaction de l'interpolation. Il est aussi possible de visualiser une carte des erreurs prédites. En cas d'insatisfaction, le modèle de semi-variogramme et l'anisotropie peuvent être modifiés. Lorsque l'interpolation est terminée, la surface interpolée est transformée en matrice d'élévation (raster) à une résolution spatiale de 1 m et est ensuite coupée en fonction de la carte des erreurs prédites afin de diminuer au maximum les erreurs dans les analyses qui suivront au cours du projet. Les graphiques des régressions linéaires ont été présentés dans le rapport d'étape (Van-Wiersts *et al.*, 2014).

Afin d'assurer la représentativité des modèles numériques d'élévation provenant de l'interpolation des profils de plage, une comparaison de ces MNE avec les MNE provenant des données Lidars terrestres a été effectuée. Cette validation est réalisée seulement pour les mois d'acquisition où les levés Lidars et les levés de profils de plage ont été faits à un maximum de 2 marées de différences pour éviter un biais causé par les changements morphologiques associés à la variabilité marégraphique. Cette validation est effectuée en deux temps. D'abord, les points bruts des profils de plage ont été comparés aux données Lidars. Pour faciliter le traitement, une matrice d'élévation a été générée à une résolution spatiale de 0,20 m à partir des données Lidars. La densité des points est très élevée atteignant jusqu'à un point par centimètre. En ce sens, la méthode d'interpolation privilégiée est la plus rapide d'exécution pour la transformation en matrice d'élévation, soit la méthode par triangulation. Puisque la couverture Lidar est plus dense sur le haut estran, une comparaison entre les points DGPS du haut estran avec la surface Lidar a été réalisée d'abord puis avec l'ensemble des points DGPS couvrant la surface Lidar.

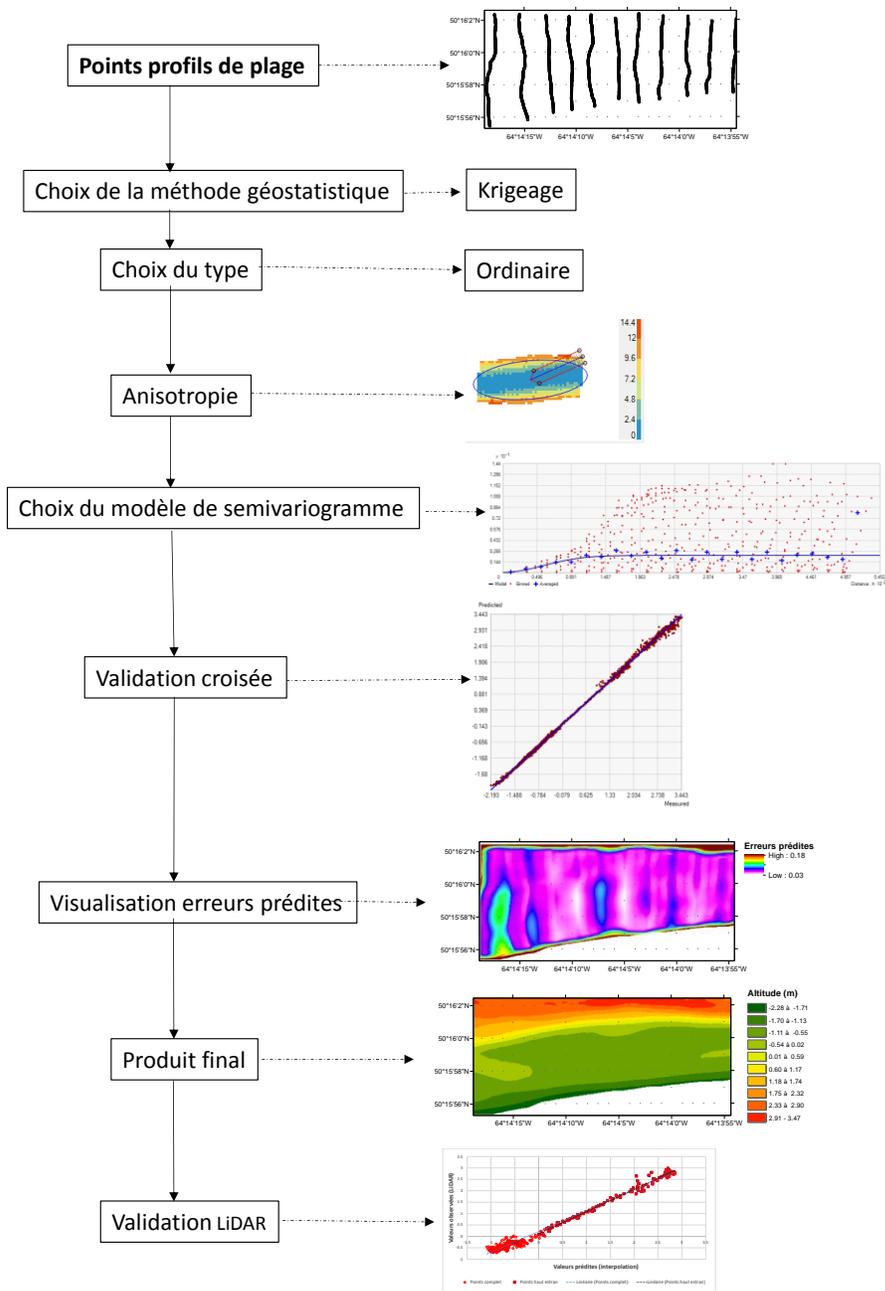


Figure 259. Schéma méthodologique de l'interpolation spatiale des profils de plage

## 7.6. Données horaires des trois capteurs de pression et différence entre les capteurs intertidales

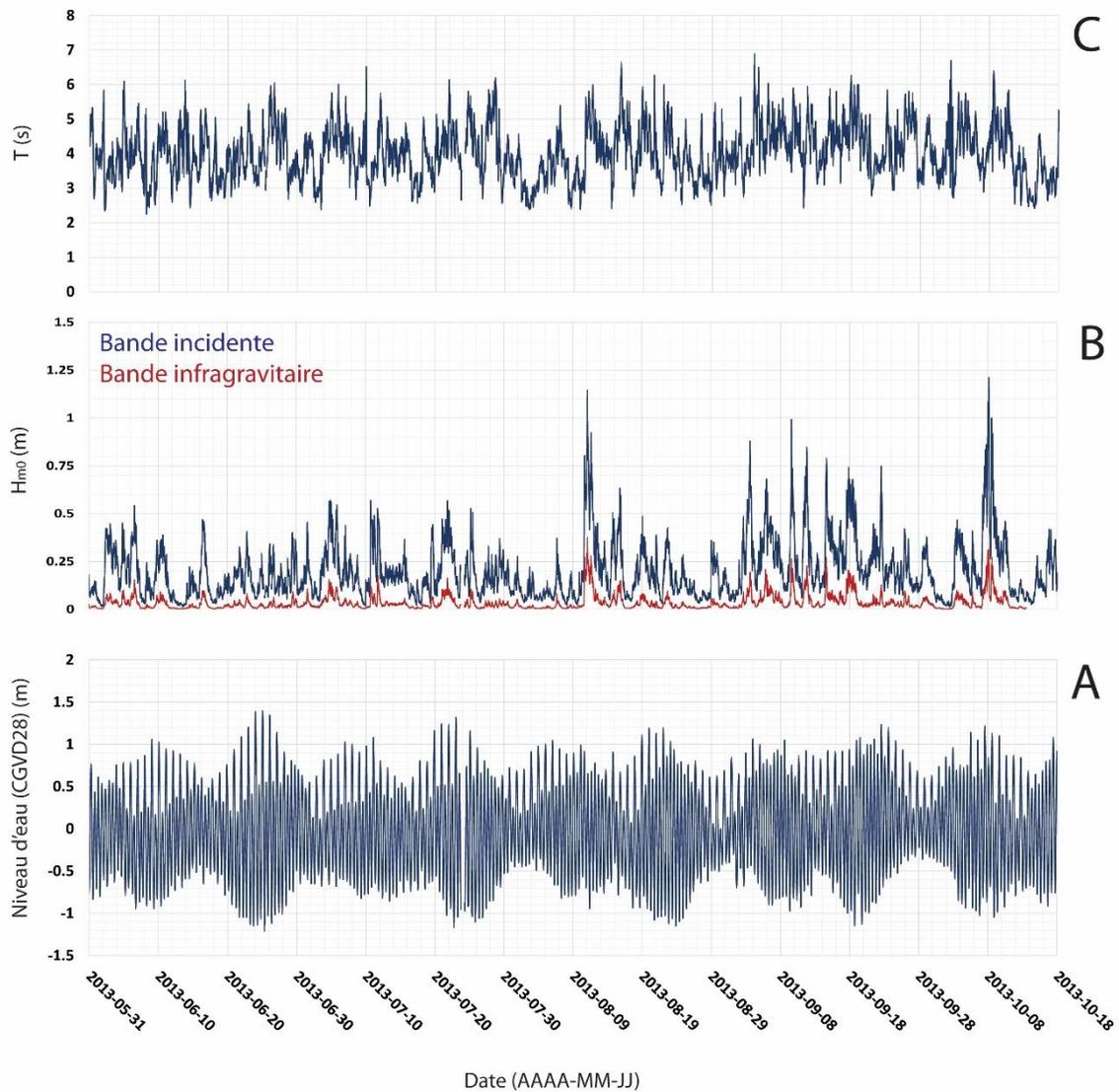
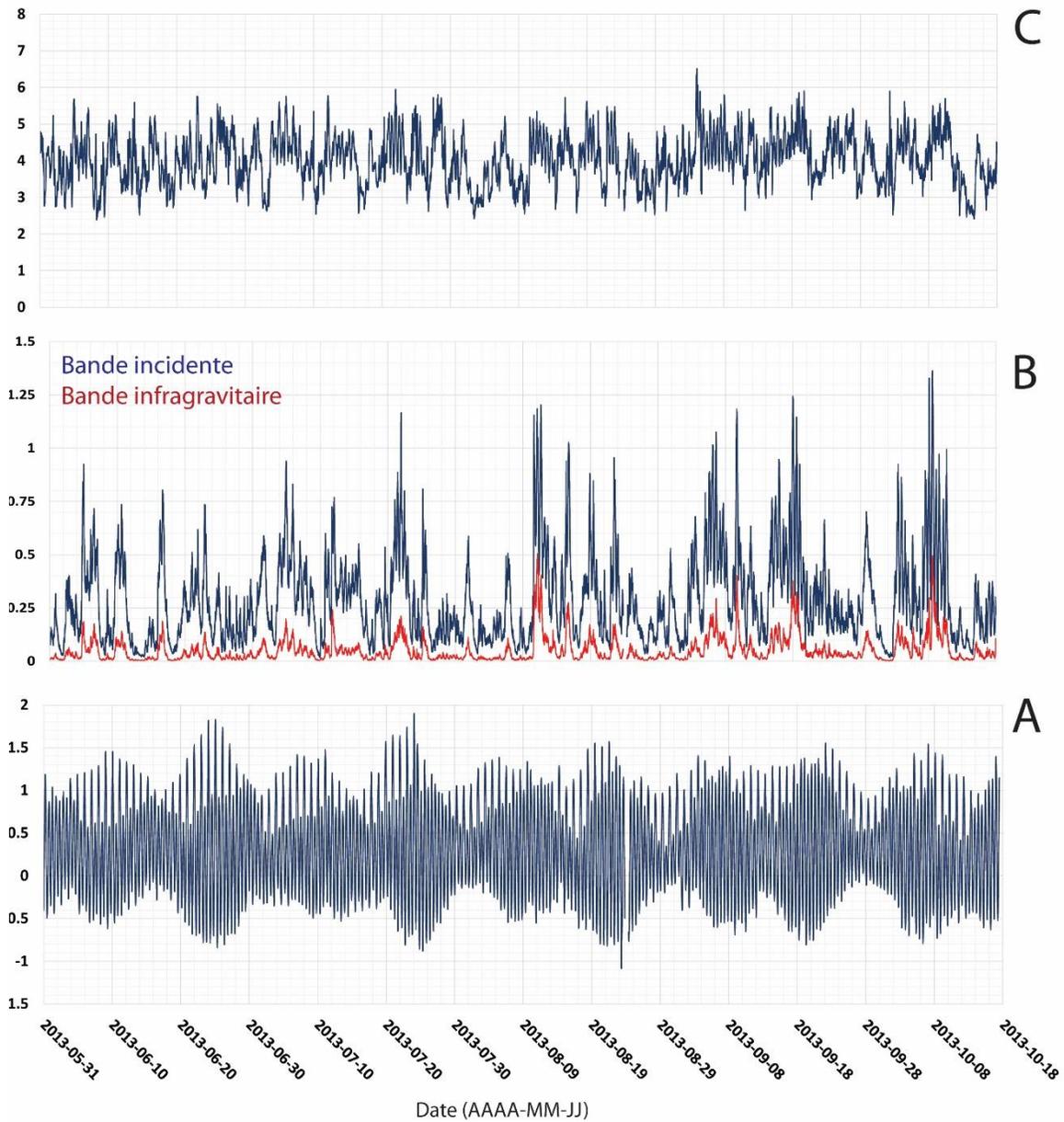
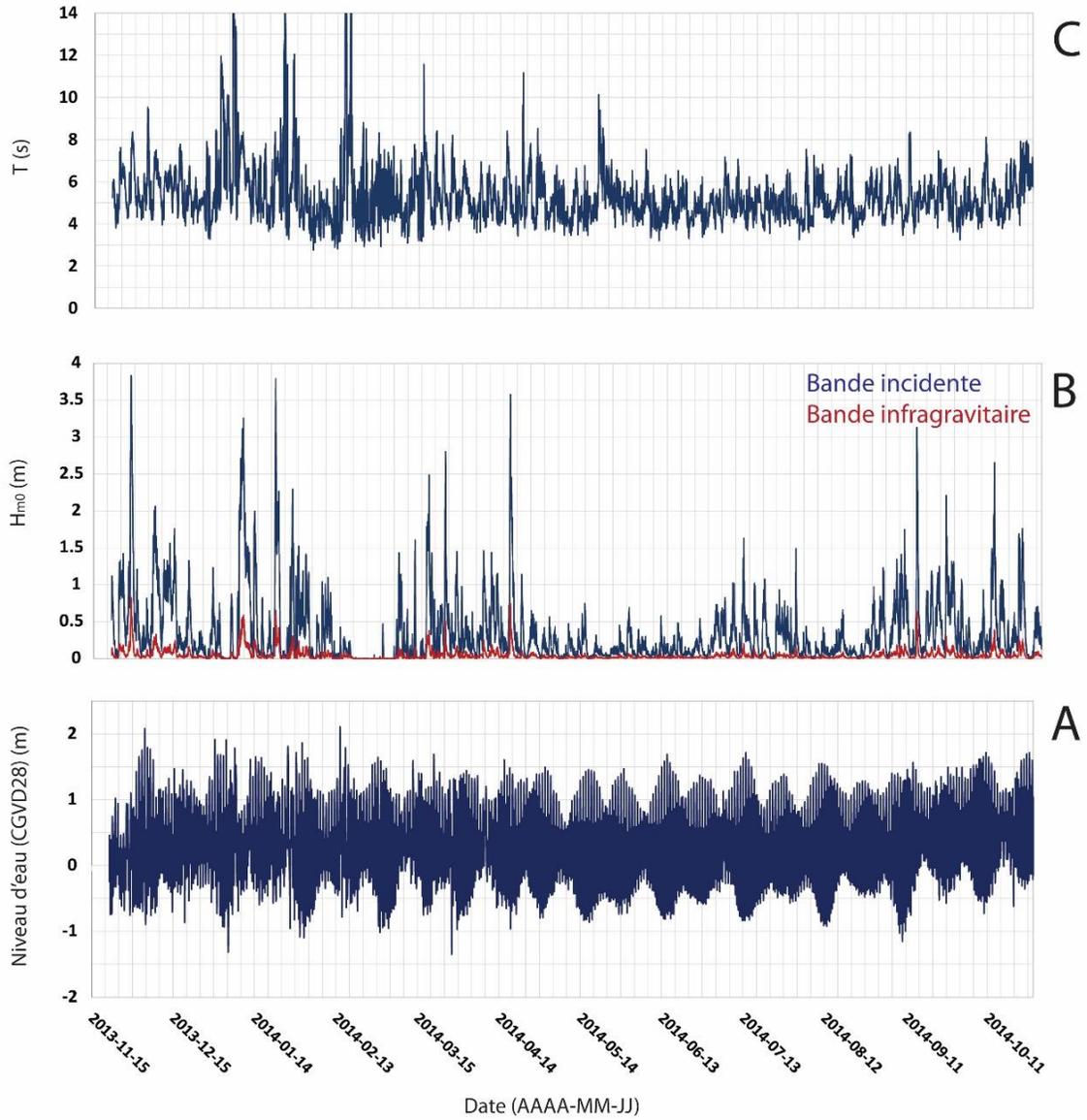


Figure 260. Série temporelle des niveaux d'eau (A), de la hauteur significative spectrale des vagues de la bande incidente (bleu) et la bande infragravitaire (rouge) ( $H_{m0}$ ) (B) et de la période moyenne d'ordre 2 des vagues de la bande incidente ( $T_{02}$ ) (C) pour le capteur de pression de la zone intertidale du site Est (Intertidale\_Est) entre le 31 mai 2013 et le 18 octobre 2013



**Figure 261. Série temporelle des niveaux d'eau (A), de la hauteur significative spectrale des vagues de la bande incidente (bleu) et la bande infragravitaire (rouge) ( $H_{m0}$ ) (B) et de la période moyenne d'ordre 2 des vagues de la bande incidente ( $T_{02}$ ) (C) pour le capteur de pression de la zone intertidale du site Centre (Intertidale\_Centre) entre le 31 mai 2013 et le 18 octobre 2013**



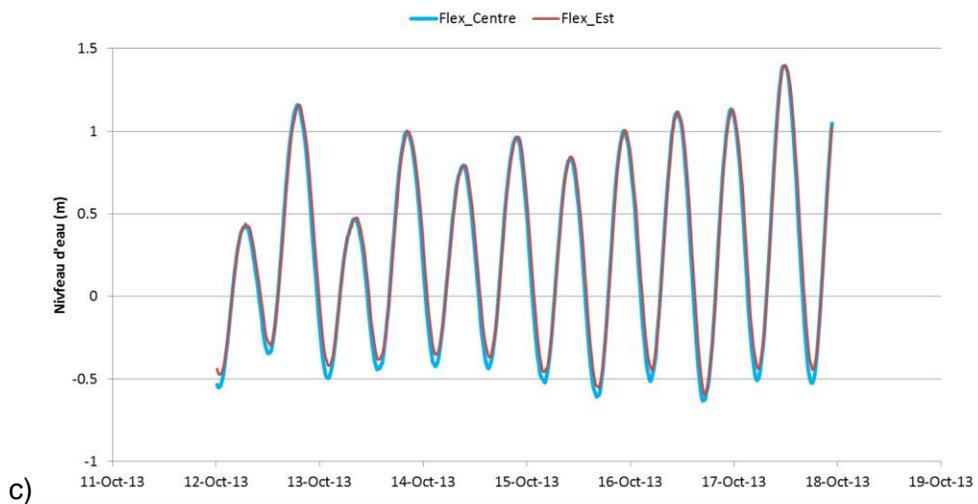
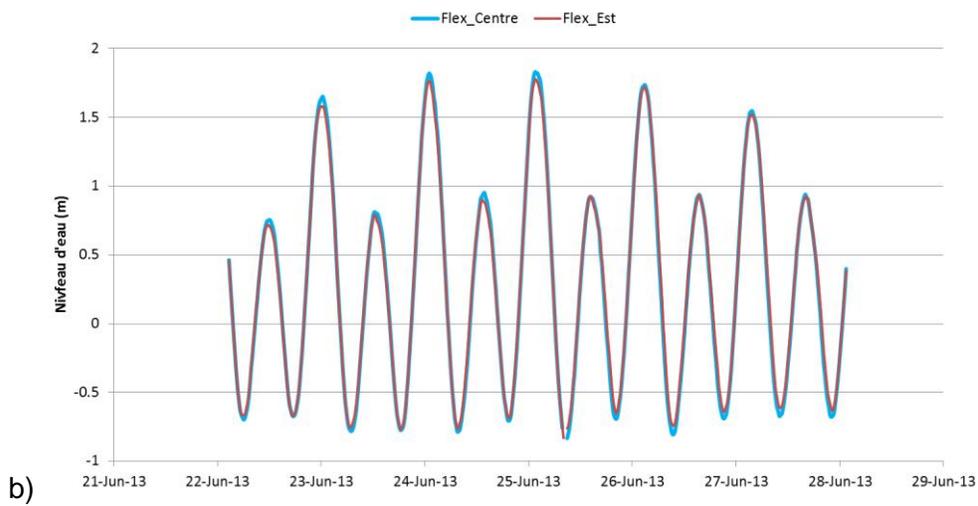
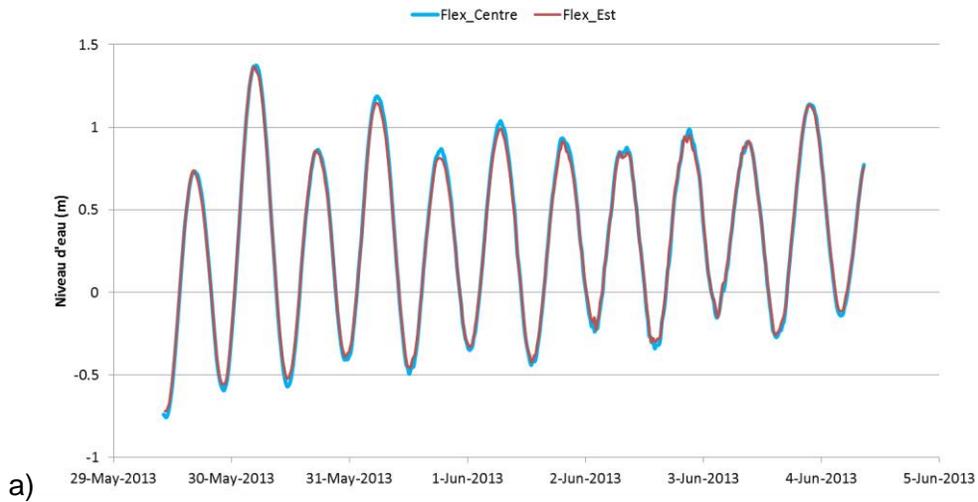
**Figure 262. Série temporelle des niveaux d'eau (A), de la hauteur significative spectrale des vagues de la bande incidente (bleu) et la bande infragravitaire (rouge) ( $H_{m0}$ ) (B) et de la période moyenne d'ordre 2 des vagues de la bande incidente ( $T_{02}$ ) (C) pour le capteur de pression situé au large du site Centre (Large\_Centre) entre le 21 novembre 2013 et le 28 octobre 2014**

### *Capteurs de pression de la zone intertidale*

Les résultats des statistiques descriptives des données des capteurs de pression de la zone intertidale sont présentés au tableau suivant (tableau 41). En ce qui a trait aux niveaux d'eau, ils sont essentiellement les mêmes pour les deux capteurs avec une moyenne de 0,33 m. Toutefois, on observe quelques centimètres d'écart entre les valeurs minimum et maximum de ces deux capteurs. Ainsi, l'amplitude de marée est généralement légèrement plus importante sur le site du capteur Intertidale\_Centre que sur le site du capteur Intertidale\_Est (figure 263).

**Tableau 41. Statistiques descriptives de la hauteur significative des vagues ( $H_{m0}$ ), de la période des vagues ( $T_{02}$ ) et des niveaux d'eau mesurés par les deux capteurs de pression de la zone intertidale de Longue-Pointe-de-Mingan entre le 31 mai 2013 et le 18 octobre 2014**

Titre	Hm0			T(s)			Niveau d'eau (m)		
	Min	Max	Moy.	Min	Max	Moy.	Min	Max	Moy.
Capteur Est (Intertidale_Est)	0	1,21	0,2	2,25	6,89	4,01	-0,87	1,77	0,33
Capteur Centre (Intertidale_Centre)	0	1,36	0,28	2,38	6,5	4	-1,08	1,9	0,33



**Figure 263. Niveaux d'eau mesurés aux capteurs Intertidale\_Centre et Intertidale\_Est au début (a) et à la fin (c) de la période d'acquisition de même qu'au moment où les plus hauts niveaux d'eau ont été observés (b)**

Quant aux données de vagues, on constate que les données des deux capteurs de la zone intertidale sont très semblables. Dans les deux cas, la hauteur des vagues a été généralement plus élevée durant l'automne, et plus précisément à partir de la mi-août 2013 (figure 260 et figure 261). Par contre, la hauteur des vagues est généralement un peu plus importante au site Centre (capteur Intertidale\_Centre). Devant celui-ci, les vagues de plus de 0,50 m correspondent à 796 h d'acquisition de données, soit environ 14 % des vagues enregistrées, et les vagues de plus de 1 m, à 51 h sur 5885,5 h d'enregistrement, soit près de 1 %. Il est à noter que ces capteurs sont situés dans la zone intertidale et que des vagues de 1 m de hauteur à cet endroit constituent des événements importants. Au site Est (capteur Intertidale\_Est), les vagues de plus de 0,50 m correspondent à 248 h d'acquisition de données, soit environ 4 % des vagues enregistrées. Quant aux vagues de plus de 1 m, on ne compte que 7 h réparties sur deux jours (8 octobre 2013 et 11 août 2013) où de telles conditions ont pu être mesurées sur le site du capteur Intertidale\_Est. Ceci équivaut à environ 0,1 % des observations. La hauteur de vague la plus élevée ayant été enregistrée dans la zone intertidale a été de 2,21 m (Intertidale\_Centre) et de 2,36 m (Intertidale\_Est) pour un écart de 0,15 m entre les deux sites. Inversement, c'est sur le site Est que la période maximale a été observée avec une valeur de 6,89 s contre 6,50 s. Néanmoins, globalement, les périodes sont pratiquement identiques avec une moyenne de 4,00 s et de 4,01 s pour ces deux sites. Bien que nous n'ayons pas la direction des vagues, il est possible d'émettre l'hypothèse que la fréquence plus élevée de vagues de plus de 0,50 m et de plus de 1 m sur le site Centre par rapport au site Est soit en grande partie attribuable à l'orientation de la côte et à l'étendue du fetch. Le site Centre fait face au sud-sud-est, il est donc directement affecté par les vagues en provenance de cette direction, où le fetch est d'environ 200 km, alors que le site Est est exposé aux vagues du sud-est où le fetch est d'environ 100 km et limité par la présence de l'Île d'Anticosti. Bref, le segment côtier orienté face au sud-sud-ouest (capteur Intertidale\_Centre) connaît des conditions hydrodynamiques plus énergétiques que le segment adjacent orienté face au sud-est (capteur Intertidale\_Est). Ce sont les données du capteur Intertidale\_Centre qui sont décrites par intervalles à la sous-section suivante puisque celui-ci est devant le segment côtier des secteurs problématiques A et B.

## **7.7. Surfaces interpolées**

Les profils de plage mensuelle permettent de créer des surfaces topographiques des trois sites d'étude (centre (B), est, ouest (A)). Les résultats des interpolations des profils 2D sont présentés aux figures 264, 265 et 266. Pour chacune des figures, la ligne de rivage et la fin de la crête du pied de glace de haut estran sont identifiées (lorsqu'applicable).

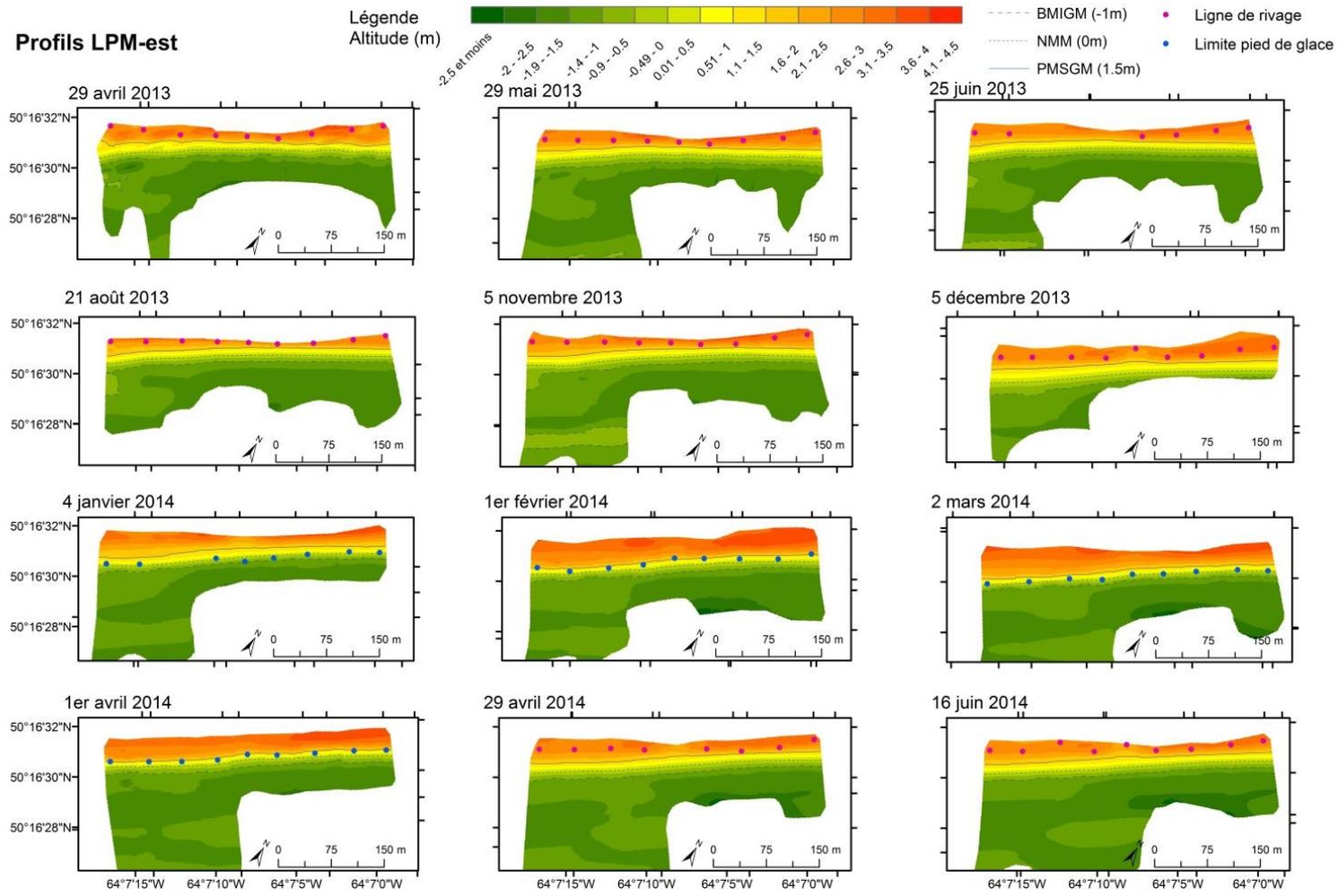


Figure 264. Surface interpolé site EST

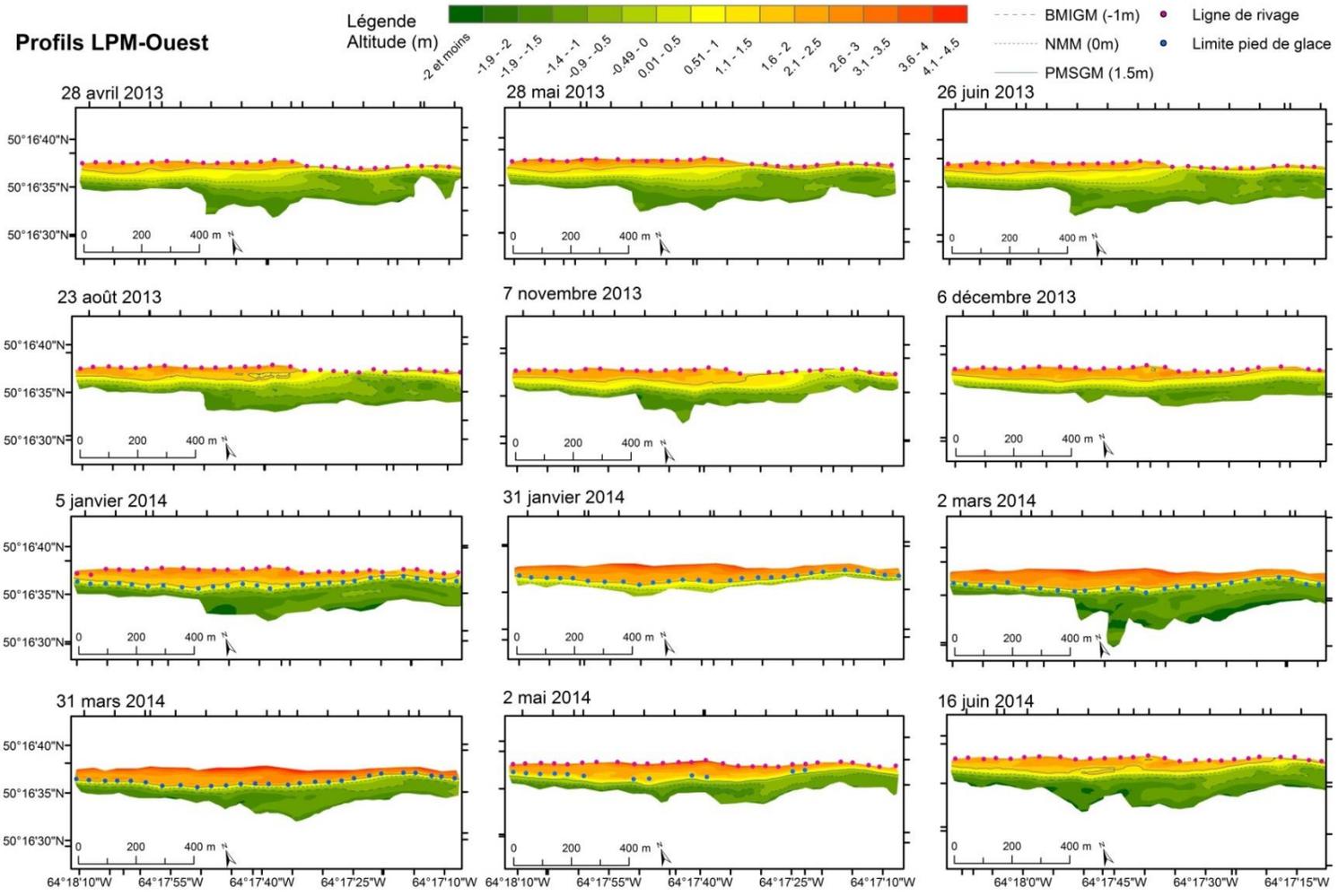


Figure 265. Surface interpolé site OUEST

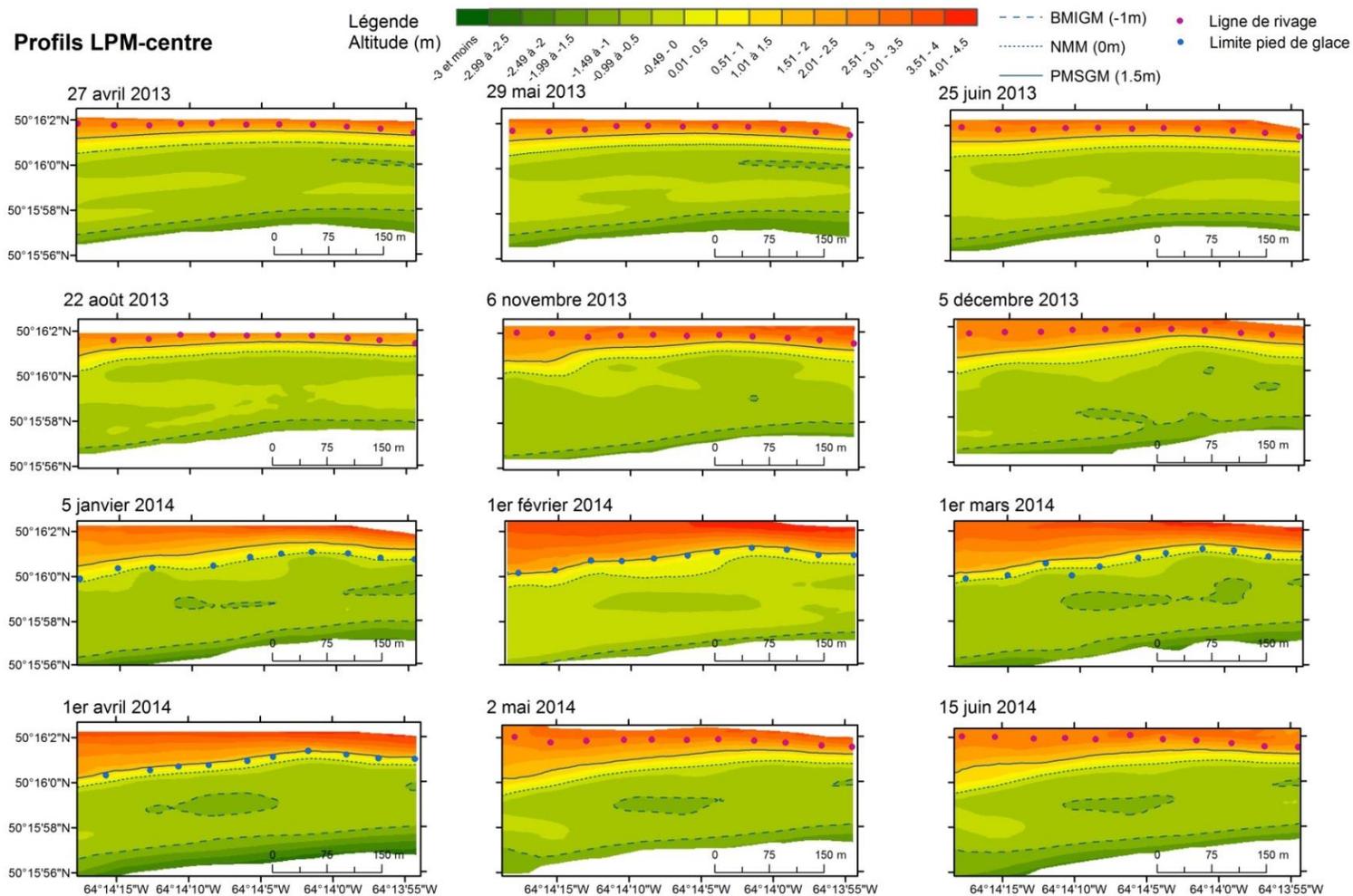


Figure 266. Surface interpolé site CENTRE

## 7.8. Résultats des calculs de volumes des MNE-Lidar en m<sup>3</sup>

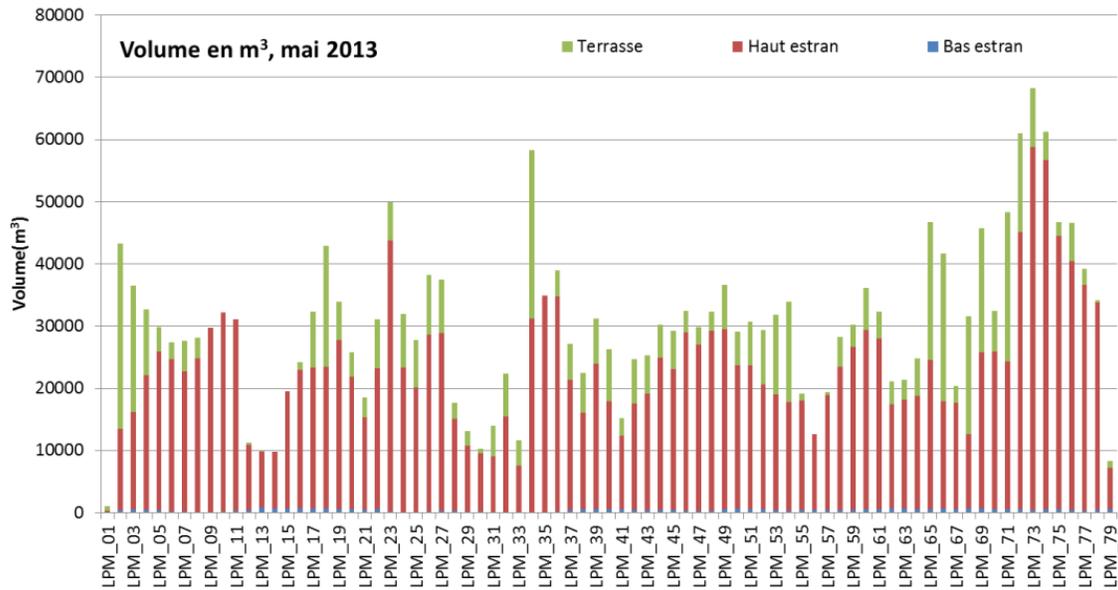


Figure 267. Volume en m<sup>3</sup> des compartiments en mai 2013

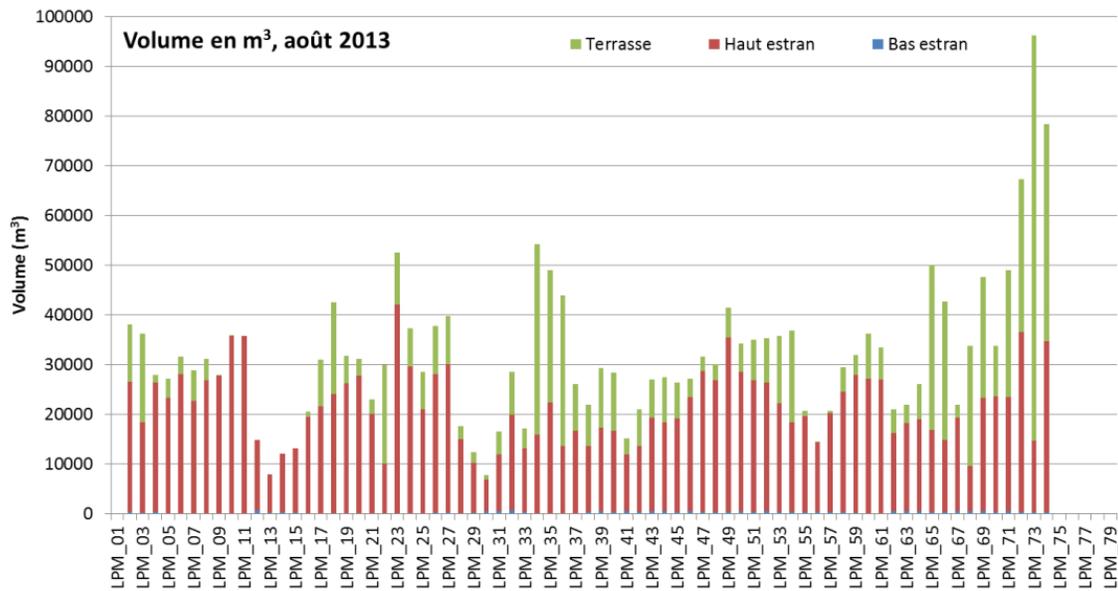


Figure 268. Volume en m<sup>3</sup> des compartiments en août 2013

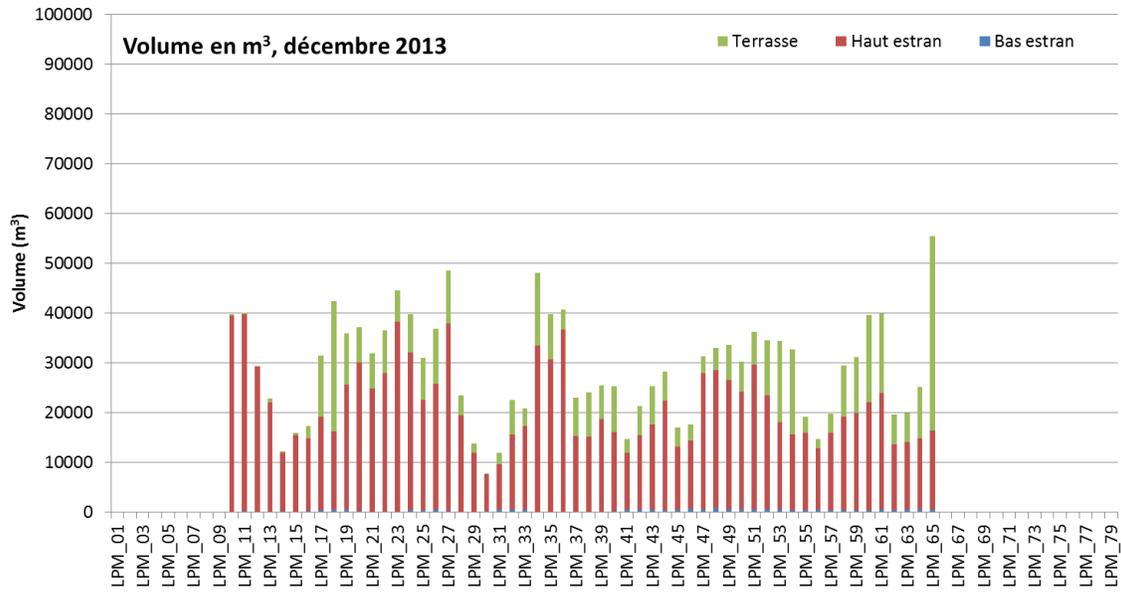


Figure 269. Volume en m<sup>3</sup> des compartiments en décembre 2013

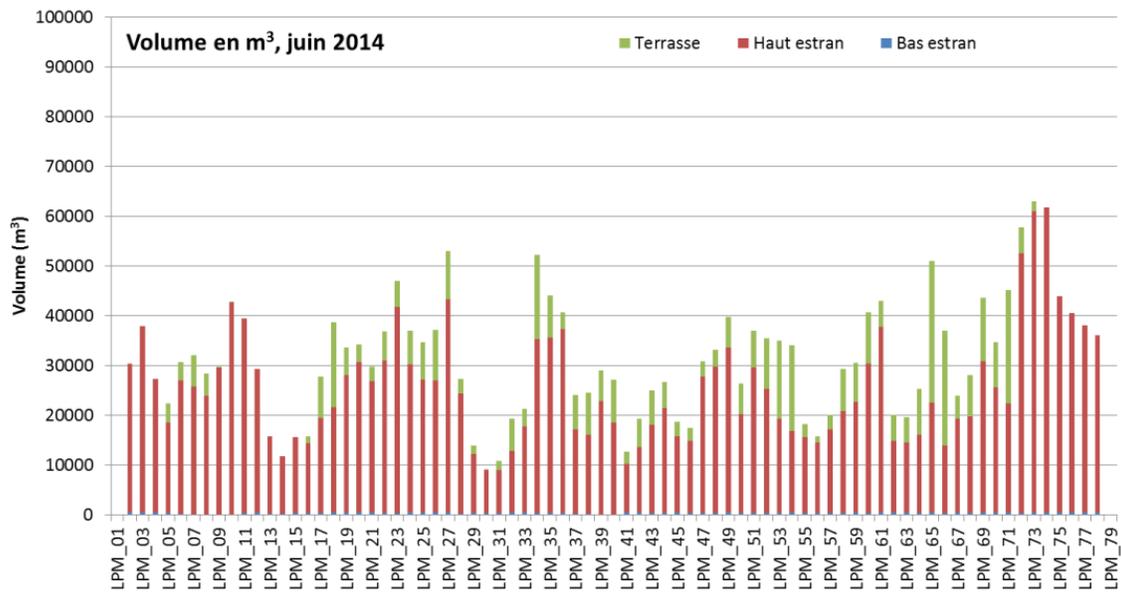


Figure 270. Volume en m<sup>3</sup> des compartiments en juin 2014

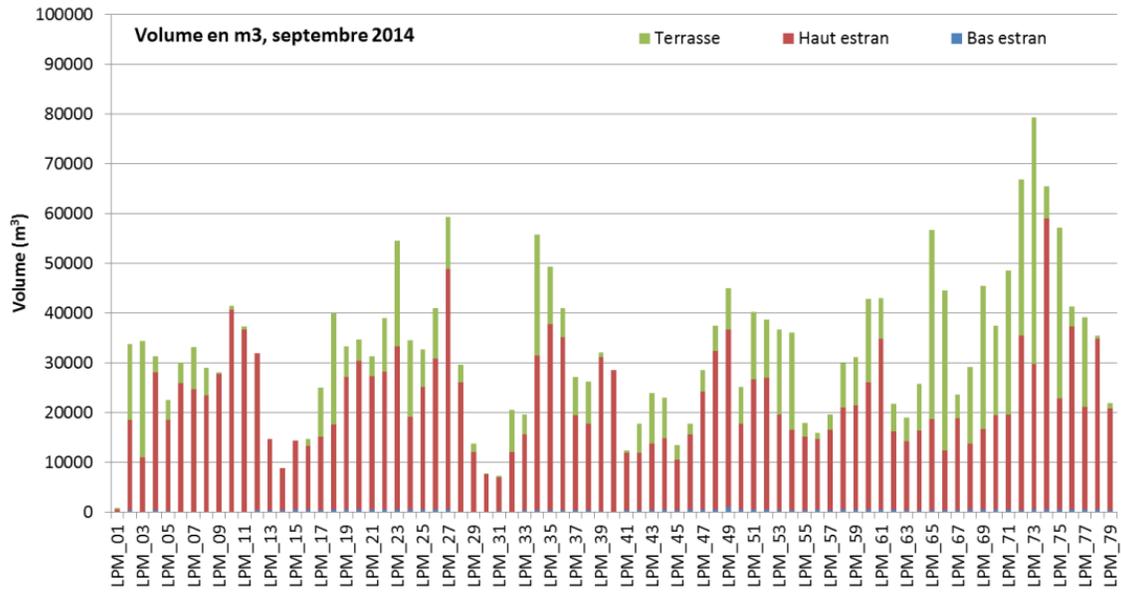


Figure 271. Volume en m³ des compartiments en septembre 2014

## 7.9. Évolution historique des paramètres susceptibles de jouer un rôle dans l'évolution de la côte

Pour chaque paramètre, les données susceptibles de favoriser l'érosion ont été surlignées en rouge et les données susceptibles de favoriser l'accumulation ont été surlignées en vert, indiquant ainsi les périodes caractéristiques.

**Tableau 42. Évolution historique des paramètres susceptibles de jouer un rôle dans l'évolution de la côte**

	1948-1967	1967-1976	1976-1983	1983-1989	1989-1997	1997-2005	2005-2014
Taux annuel de déplacement de la ligne de rivage (m/an)	Moy :-0,5 Min :-4,9 Max : 3,9	Moy : 0,7 Min :-3,9 Max : 13,5	Moy :-1,0 Min :-6,9 Max : 9,0	Moy :-0,7 Min :-6,3 Max : 8,9	Moy :-1,1 Min :-11,5 Max : 9,6	Moy : 2,1 Min :-4,9 Max : 13,3	Moy : -0,3 Min :-7,4 Max : 4,6
Nbre de jours où le niveau d'eau atteint est >3,5 m Station Sept-Îles	ND	ND	1976-1982 4,3 j/an	1983-1988 5,4 j/an	1989-1996 6,3 j/an	1997-2004 4,1 j/an	2005-2014 3,2 j/an
Nbre de jours où le niveau d'eau atteint est >3,7 m Station Sept-Îles	ND	ND	1,1 j/an	0,7 j/an	0,5 j/an	0,8 j/an	0,5 j/an
Jours de tempête Vents ≥ 50 km/h Station Sept-Îles	1952-1966 37,6 j/an	1966-1975 13,4 j/an	1975-1982 13,6 j/an	1982-1988 11,7 j/an	1988-1996 7,1 j/an	1996-2005 9,4 j/an	2005-2014 7,7 j/an
Jours de tempête Vents ≥ 70 km/h Station Sept-Îles	1952-1966 5,2 j/an	1966-1975 1,3 j/an	1975-1982 1,3 j/an	1982-1988 1 j/an	1988-1996 0,4 j/an	1996-2005 0,9 j/an	2005-2014 0,2 j/an
Nombre de tempêtes répertoriées dans les archives	1948-1966 0,68 /an	1967-1975 0,44 /an	1976-1982 0,29 /an	1983-1988 0,33 /an	1989-1996 0,75 /an	1997-2004 0,50 /an	2005-2010 0,83 /an

	1948-1967	1967-1976	1976-1983	1983-1989	1989-1997	1997-2005	2005-2014
Couverture glacielle (TAC)	ND	13,28 % 1972-1973= 18,29 %	11,57% 1980-1981=8,73 7 %	15,40 %	16,38 %	9,66 %	7,47 % 2009-2010 = 1,69 %
Moyenne des débits maximum standardisés des rivières Moisie, Magpie et Romaine.	ND	1967-1975 0,09 m <sup>3</sup> /s Moyenne légèrement positive pour les Moisie et Romaine Forte variabilité interannuelle sur la Magpie	1976-1982 0,81 m <sup>3</sup> /s Les plus forts débits maximum pour les 3 rivières Diminution des débits de 1976 à 1980 suivi d'une année record en 1981 avec des débits nettement au-dessus de la moyenne.	1983-1988 -0,53 m <sup>3</sup> /s Diminution importante de 1983 à 1987 Minimum historique en 1987	1989-1996 -0,69 m <sup>3</sup> /s Débits les plus faibles Peu de variations interannuelles	1997-2004 0,12 m <sup>3</sup> /s Plus de variations interannuelles Débit très important en 1999	2005-2014 -0,19 m <sup>3</sup> /s Débits sous la moyenne sur toute la période sauf 2012
Taux d'érosion des falaises à l'ouest de la rivière Saint-Jean	-1,88 m/an	-0,72 m/an	-1,00 m/an	-2,29 m/an	-2,90 m/an	-3,60 m/an	-2,06 m/an

**7.10. Guide photographique d'attribution des cotes selon les conditions d'atteinte du chenal par le jet de rive (exemple du ruisseau LPM A)**

Catégorie	Cote	Photographie/modèle
Jet de rive local dans le chenal	0,33	 <p>A photograph showing a coastal landscape with a narrow channel and low water level. The sky is clear and blue, and the water is a deep blue. The foreground is dominated by green grass and some dark trees. The photo has a timestamp of 2013-08-10 5:30:00 PM and a temperature of 16°C.</p>
Jet de rive fréquent dans le chenal	0,66	 <p>A photograph showing a coastal landscape with a wider channel and moderate water level. The sky is clear and blue, and the water is a deep blue. The foreground is dominated by green grass and some dark trees. The photo has a timestamp of 2013-08-11 4:30:00 PM and a temperature of 15°C.</p>
Jet de rive généralisé dans le chenal	1,00	 <p>A photograph showing a coastal landscape with a wide channel and high water level. The sky is overcast and grey, and the water is a dark blue-grey. The foreground is dominated by green grass and some dark trees. The photo has a timestamp of 2013-09-11 5:45:00 PM and a temperature of 8°C.</p>

**7.11. Table de photographies (vue vers l'aval) des différents ruisseaux étudiés (Caron, 2013)**

Ruisseau	Description	Photographies
PEN B	Confluence ruisseau forestier (A) et drain routier (B) qui se rejoignent pour former le ruisseau PEN B1 tout juste en amont du ponceau.	
PEN B	Ensablement du ponceau à la confluence entre le cours d'eau et le drain forestier formant le ruisseau PEN B1	

Ruisseau	Description	Photographies
PEN B	<p>Confluence ruisseau PEN B2 et ruisseau PEN B1 - vue vers le nord-est (A) et vue vers l'embouchure du ruisseau, en aval de la confluence entre les ruisseaux PEN B1 et BEN B2 - vue vers le sud-est (B).</p>	
PEN C	<p>Percolation du cours d'eau PEN C qui ne parvient pas à rejoindre le golfe.</p>	

Ruisseau	Description	Photographies
PEN C	<p>Vue de l'amont du ponceau du ruisseau PEN C où il y a une légère accumulation de cailloux (A) et accumulation de bois à l'exutoire du ponceau (B).</p>	
PEN D	<p>Vue vers l'embouchure du chenal PEN D et les vestiges du remblai.</p>	

Ruisseau	Description	Photographies
LPM A	<p>Vue vers l'amont du ruisseau LPM A prise à proximité de l'embouchure du cours d'eau (A) et vue sur l'embouchure (B).</p>	
LPM D	<p>Vue sur l'embouchure du ruisseau LPM D lors d'un épisode de fort débit.</p>	

## **7.12. Listes de fichiers transférés**

À venir.

Les fichiers seront remis sous peu et la liste sera ajoutée pour la version finale (celle suivant les commentaires et les corrections).

Contact : Maude Corriveau, 418-723-1986, poste 1364