

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

**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 présenté

dans le cadre du programme de maîtrise en Géographie

en vue de l'obtention du grade de maître ès sciences

PAR

© **TRISTAN CARON**

Juin 2016

Composition du jury :

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

Thomas Buffin-Bélanger, directeur de recherche, Université du Québec à Rimouski

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

Guillaume Marie, examinateur interne, Université du Québec à Rimouski

Robert Lagacé (ing. & agr.), examinateur externe, Université Laval

Dépôt initial le 26 août 2015

Dépôt final le 30 juin 2016

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI
Service de la bibliothèque

Avertissement

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

REMERCIEMENTS

La réalisation d'une maîtrise représente un défi d'envergure et un accomplissement personnel majeur. Ceci étant dit, la réalisation d'un tel travail serait impossible sans la précieuse contribution de certaines personnes, de près ou de loin. Je profite donc de ces quelques lignes pour adresser des remerciements et pour souligner la contribution de chacun à la réalisation du projet, en espérant de n'oublier personne.

Tout d'abord, je me dois de remercier Thomas Buffin-Bélanger, mon directeur de recherche avec qui j'ai tant apprécié travailler. Je le remercie pour la confiance qu'il m'a accordée et pour la façon dont il a su me guider tout au long du projet. Je tiens à souligner sa grande disponibilité et son enthousiasme sans borne pour le projet, de même que son calme olympien qui a su neutraliser ma propre personne lors des moments les plus intenses. La contribution de mon directeur au projet est incroyable. Pour toutes les idées que tu as apportées au projet et qui ont eu pour effet de bonifier la qualité des analyses et du mémoire, je te dis sincèrement merci. Sache que de travailler avec toi fut un réel plaisir.

Je tiens aussi à remercier Pascal Bernatchez, mon codirecteur de recherche. Par un concours de circonstances, nos rencontres n'ont peut-être pas été aussi nombreuses que nous l'aurions souhaité. Toutefois, chaque échange que nous avons eu a été des plus bénéfiques pour l'avancement du projet et pour le développement de mes connaissances. Ton expertise m'a amené à élargir mes horizons. Je tiens à dire que cette collaboration fut pour moi un réel plaisir et je t'en remercie.

À toutes les personnes qui m'ont accompagné et qui m'ont assisté pour la collecte de données sur le terrain, je vous remercie pour vos contributions respectives. Par ordre alphabétique, merci à Yves Blanchard, Sophie Delorme, Sylvio Demers, David Didier, Nancy Martel, Antoine Martin-Ouellet, Tessa Parisée, Maxime Julien Sasseville Lévesque et Stéfanie Van-Wierts. Plus particulièrement, je remercie Antoine Martin-Ouellet et

Laurent Gosselin pour leur travail sur le projet à titre de stagiaire au laboratoire de géomorphologie et de dynamique fluviale.

Je dois spécifier la contribution particulière de personnes qui m'ont prodigué de précieux conseils, notamment sur le plan méthodologique. Je remercie spécifiquement Sylvio Demers et Taylor Olsen, qui m'ont soutenu au besoin lors des analyses. Pour leurs conseils, je remercie aussi Robert Lagacé, Claude-André Cloutier et Alain Hénaff. Je dois noter la contribution de Stéphanie Van-Wierds, qui travaille sur un sujet connexe et avec qui j'ai eu de nombreux échanges tout au long du projet. C'est Stéphanie qui, lors d'une campagne de terrain, a su me faire découvrir ces magnifiques régions de la Côte-Nord qui allaient devenir mes sites d'études. Pour leur aide opérationnelle, je tiens à remercier Marie-Andrée Roy, Susan Drejza et Steeve Dugas.

Je dois beaucoup au ministère des Transports du Québec pour le financement du projet et à Michel Michaud pour la supervision du travail. De plus, je remercie le Fonds de recherches du Québec – nature et technologies. Une telle aide financière permet à l'étudiant-chercheur de consacrer toutes ses énergies sur le projet qui lui tient à cœur. Merci infiniment!

Un dernier remerciement est adressé à mes parents pour leurs encouragements. Je remercie ma copine pour son support et sa tolérance face à mes horaires de travail « parfois » chargés...

AVANT-PROPOS

Ce projet de recherche est né d'une collaboration entre le ministère des Transports du Québec et l'Université du Québec à Rimouski (UQAR). Deux laboratoires de recherche de l'université lui sont associés : le laboratoire de géomorphologie et de dynamique fluviale (LGDF) et le laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières (LDGIZC). Le projet a été entamé à l'été 2013 avec une première campagne de terrain. La collecte de données s'est poursuivie jusqu'à l'automne 2014. L'analyse et le traitement des données de même que la rédaction ont été achevés au cours de l'été 2015. Les rapports d'évaluation ont été reçus par le candidat à la fin du printemps 2016 et le dépôt final a été complété au début de l'été de la même année.

RÉSUMÉ

Sur la Côte-Nord du fleuve Saint-Laurent, une multitude de petits ruisseaux débouchent sur les plages sableuses au droit des ponceaux routiers. La mobilité de ces ruisseaux et de leur embouchure constitue une considération de premier ordre pour la gestion du réseau routier et pour toute analyse de la dynamique sédimentaire du milieu côtier. Les chenaux longent parfois les talus côtiers sur de grandes distances avant de rejoindre le golfe et engendrent par le fait même une problématique d'érosion latérale qui menace la pérennité de la route 138. De plus, en raison de leur mobilité et de leur incision dans la plage, ces ruisseaux redistribuent des volumes de sédiments considérables de la plage vers le large, affectant ainsi les bilans sédimentaires côtiers. La dynamique des ruisseaux côtiers et de leur embouchure demeure méconnue et cette recherche vise à documenter les facteurs environnementaux qui influencent leur comportement et leur contribution à la dynamique sédimentaire côtière.

L'étude a pour but la caractérisation de la morphodynamique de cinq ruisseaux côtiers sur la base de relevés topographiques et d'analyse par photo-interprétation menés en fonction de différentes échelles temporelles. L'étude vise la quantification de l'érosion latérale de la berge côtière forcée par les chenaux et l'évaluation de la redistribution de sédiments par ces ruisseaux côtiers. L'analyse évolutive des profils longitudinaux, le tracé des profils de berges et le suivi de la position des embouchures révèlent la forte mobilité des ruisseaux côtiers et permettent aussi la quantification des volumes de sédiments qui sont mobilisés. Divers facteurs de contrôle (débit liquide, paramètres de vagues, amplitude marégraphique, événements de tempête, volume de plage et présence d'un pied de glace) sont considérés pour expliquer les patrons de mobilité. 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.

Mots clés : [ruisseau de plage, embouchure, morphodynamique, mobilité, transport de sédiments, dynamique sédimentaire côtière, érosion côtière & trait de côte]

ABSTRACT

The sandy beaches located on the north shore of the Saint-Lawrence River are dissected by many minor streams emerging from culverts on highway 138. The high mobility of these streams and their mouths appears to be a key issue for road management but also sediment budget analysis along the coast. At several locations, the streams are pushed along the coastal talus over great distances and exacerbate lateral erosion that threatens the integrity of highway 138. The mobility and the incision of the streams into the beach contribute to the redistribution of a significant load of sediments seaward, affecting the sediment yield. The dynamics of coastal streams and their mouth is poorly known and this research aims at examining the environmental factors that influence their dynamics and their contribution to coastal sediment dynamics.

The study seeks to characterize the dynamics of five coastal streams from the analysis of topographical survey and photointerpretation over several time scales. The study focuses on quantifying lateral erosion of the coastal bank caused by the channels and on evaluating the redistribution of sediments by the coastal streams. The analysis of the evolution of the longitudinal profiles, the streams banks delimitation and the position of the mouths reveal the highly mobile dynamics of the coastal streams but also allow quantifying of the sediments volume that are mobilized over various time scales. A plurality of explanatory factors (stream discharge, wave parameters, tidal range, storm events, beach volume and presence of an ice foot) are examined to explain the mobility patterns. Mainly, stream discharge appears as a controlling factor that enhances both lateral migration of the streams and progression of the mouths. Lateral mobility of the channels is also increased by wave energy and decreased by the presence of an ice foot. As for the mouths, they also tend to extend farther from the culverts (following longshore drift) under high wave energy and while they are constrained by the ice foot. Streams evacuate an important sediment load seaward, mostly under high discharge conditions, increased tidal range and when the beach

is fattened. Ultimately, it also appears that the mobility of mouths along the coastline can expose new areas to fluvial erosion, but that long term mobility is minimal considering that the movements of greater amplitude are forced by seasonal cyclicity.

Keywords : [coastal stream, mouth, morphodynamics, mobility, sediment transport, coastal sediment dynamics, coastal retreat & coastline]

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	ix
AVANT-PROPOS	xi
RÉSUMÉ	xiii
ABSTRACT	xv
TABLE DES MATIÈRES	xvii
LISTE DES TABLEAUX	xxi
LISTE DES FIGURES	xxiii
1. INTRODUCTION	1
2. LA MORPHODYNAMIQUE DES RUISSEAUX CÔTIERS : REVUE DE LITTÉRATURE, PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS	5
2.1 PROFILS DES COURS D’EAU ET DYNAMIQUE ÉVOLUTIVE	7
2.1.1 Profils en long et niveau de base	7
2.1.2 Profils en long et transport sédimentaire	12
2.2 BILANS SÉDIMENTAIRES ET PROFILS DES PLAGES SABLEUSES	16
2.2.1 Mobilité des sédiments	17
2.2.2 Déplacement des zones d’accumulation et d’érosion	22
2.2.3 Principaux apports de sédiments	23
2.3 FACTEURS D’INFLUENCE DE LA MORPHODYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE DES COURS D’EAU CÔTIERS	26
2.3.1 Influence du débit liquide	27
2.3.2 Influence du débit solide	29
2.3.3 Influence de la dérive littorale	30

2.3.4 Influence des vagues	31
2.3.5 Influence du marnage	33
2.3.6 Influence du profil de plage	34
2.4 LACUNES THÉORIQUES.....	35
2.5 CONTEXTE DU PROJET	36
2.5.1 Problématique.....	36
2.5.2 Applicabilité du projet	38
2.5.3 Objectifs de la recherche	39
3. DESCRIPTION DES SITES D'ÉTUDES.....	43
3.1 SECTEUR DE RIVIÈRE-PENTECÔTE	44
3.1.1 Domaine fluvial.....	44
3.1.2 Domaine côtier	51
3.2 SECTEUR DE LONGUE-POINTE-DE-MINGAN	53
3.2.1 Domaine fluvial.....	53
3.2.2 Domaine côtier	57
4. MÉTHODOLOGIE D'ACQUISITION ET DE TRAITEMENT.....	59
4.1 CONDITIONS HYDROLOGIQUES – DÉBIT LIQUIDE	59
4.1.1 Mesure du débit	59
4.1.2 Estimation du débit en continu	62
4.1.3 Analyse hydrologique.....	65
4.2 CONDITIONS MÉTÉOMARINES.....	67
4.2.1 Dérive littorale	67
4.2.2 Climat des vagues	67
4.2.3 Marnage	72
4.3 CONTEXTE SÉDIMENTAIRE ET VOLUME DE PLAGE	74
4.4 ÉVOLUTION LONGITUDINALE DES RUISSEAUX ET DE LEUR EMBOUCHURE	77
4.5 MIGRATION DES EMBOUCHURES DES RUISSEAUX	82
4.5.1 Suivi historique	82

4.5.2 Suivi actuel.....	86
4.6 MIGRATION LATÉRALE DES RUISSEAUX.....	89
4.6.1 Suivi historique.....	89
4.6.2 Suivi actuel (saisonnier).....	92
4.7 REDISTRIBUTION DE SÉDIMENTS PAR LES RUISSEAUX.....	94
4.7.1 Évaluation par l'incision dans les chenaux.....	95
4.7.2 Évaluation par l'évolution deltaïque.....	96
5. RÉSULTATS.....	101
5.1 CONDITIONS HYDROLOGIQUES – DÉBIT LIQUIDE.....	101
5.1.1 Courbes de tarage	101
5.1.2 Hydrogrammes.....	105
5.2 CONDITIONS MÉTÉOMARINES	112
5.2.1 Dérive littorale.....	112
5.2.2 Climat des vagues.....	113
5.2.3 Marnage.....	115
5.3 CONTEXTE SÉDIMENTAIRE ET VOLUME DE PLAGE.....	115
5.4 ÉVOLUTION LONGITUDINALE DES RUISSEAUX ET DE LEUR EMBOUCHURE	117
5.4.1 Taux d'incision et d'accumulation et débit liquide.....	121
5.4.2 Taux d'incision et d'accumulation et conditions météomarines.....	125
5.5 MIGRATION DE L'EMBOUCHURE DES RUISSEAUX.....	133
5.5.1 Suivi historique.....	133
5.5.2 Suivi actuel et facteurs de contrôle.....	141
5.5.3 Les lagunes fermées	151
5.6 MIGRATION LATÉRALE DES RUISSEAUX.....	154
5.6.1 Suivi historique.....	154
5.6.2 Suivi actuel (saisonnier) et facteurs de contrôle.....	161
5.7 REDISTRIBUTION DE SÉDIMENTS PAR LES RUISSEAUX.....	176
5.7.1 Évacuation de sédiments et débit liquide.....	176
5.7.2 Évacuation de sédiments et conditions météomarines.....	178

5.7.3 Évacuation de sédiments et volume de plage	182
6. DISCUSSION	185
6.1 LA DYNAMIQUE D'EMBOUCHURE DES RUISSEAUX CÔTIERS ET LES FORÇAGES	185
6.1.1 Évolution longitudinale des ruisseaux et de leur embouchure.....	185
6.1.2 Migration de l'embouchure des ruisseaux parallèlement au trait de côte.....	193
6.2 LE RÔLE DES PETITS COURS D'EAU SUR LA DYNAMIQUE MORPHOSÉDIMENTAIRE DE LA CÔTE	200
6.2.1 Migration latérale des ruisseaux contre la berge côtière.....	200
6.2.2 Redistribution de sédiments par les cours d'eau	208
6.3 AVENUES ÉVENTUELLES POUR LA GESTION DES RUISSEAUX CÔTIERS PAR LE MINISTÈRE DES TRANSPORTS DU QUÉBEC	214
7. CONCLUSION.....	219

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Date des relevés de profils de plage et nombre de jours entre les relevés	75
Tableau 2 : Couvertures d'imagerie utilisées pour l'étude de la migration historique des embouchures.....	84
Tableau 3 : Date de collectes des données de positionnement de l'embouchure	86
Tableau 4 : Couvertures d'imagerie utilisées pour l'étude de la migration latérale historique des ruisseaux	91
Tableau 5 : Synthèse de l'évolution du débit par période d'échantillonnage pour le ruisseau PEN B	109
Tableau 6 : Synthèse de l'évolution du débit par période d'échantillonnage pour le ruisseau PEN D	109
Tableau 7 : Synthèse de l'évolution du débit par période d'échantillonnage pour le ruisseau LPM A	112
Tableau 8 : 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	134
Tableau 9 : 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	136
Tableau 10 : 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	138

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Représentation des concepts relatifs au système fluvial	6
Figure 2 : Délimitations du profil de plage utilisées dans le cadre du projet	7
Figure 3 : Représentation du profil en long d'un cours d'eau fictif et du niveau de base	8
Figure 4 : Principes de la balance de Lane	9
Figure 5 : Impact de la pente du plateau continental sur les ajustements à l'aval des systèmes fluviaux suite à une diminution du niveau de base	12
Figure 6 : Morphologie deltaïque selon le gradient de pente entre le bassin versant et la plaine deltaïque	15
Figure 7 : Effet de la vitesse des changements de niveau de base sur les apports de sédiments à la côte	16
Figure 8 : Organisation de la dérive littorale selon l'angle d'incidence des vagues.....	17
Figure 9 : Profil de plage d'hiver et d'été	19
Figure 10 : Morphologie des irrégularités	23
Figure 11 : Schématisation de la dynamique sédimentaire cours d'eau/plage	25
Figure 12 : Interface de l'embouchure du ruisseau avec les vagues qui déferlent et le jet de rive puis avec la dérive littorale	27
Figure 13 : Jet de rive dans le chenal du ruisseau PEN D	32
Figure 14 : Jet de rive dans le chenal du ruisseau PEN B 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.....	33
Figure 15 : Représentation des différents objectifs spécifiques	40
Figure 16 : Schématisation de l'objectif 2.1.....	41
Figure 17 : Localisation générale et régionale des secteurs d'étude.....	44

Figure 18 : Carte de localisation des ruisseaux à l'étude pour le secteur de Rivière-Pentecôte	45
Figure 19 : Ruisseau forestier et fossé routier qui se rejoignent pour former le ruisseau PEN B1 tout juste en amont du ponceau.....	47
Figure 20 : Ensablement du ponceau à la confluence entre le cours d'eau forestier et le fossé routier formant le ruisseau PEN B1	47
Figure 21 : Confluence ruisseau PEN B2 et ruisseau PEN B1 et vue vers l'embouchure du ruisseau, en aval de la confluence entre les ruisseaux PEN B1 et BEN B2	48
Figure 22 : Percolation du cours d'eau PEN C qui ne parvient pas à rejoindre le golfe.....	49
Figure 23 : Vue de l'amont du ponceau du ruisseau PEN C où il y a une légère accumulation de cailloux et accumulation de bois à l'exutoire du ponceau	49
Figure 24 : Vue vers l'embouchure du chenal PEN D et les vestiges du remblai	50
Figure 25 : Vue vers l'intérieur du ponceau du ruisseau PEN D et sur l'accumulation de galets à mi-chemin de la structure	51
Figure 26 : Exemple de transformé d'ondelettes pour le secteur de Rivière-Pentecôte entre mai et juin 2014.....	52
Figure 27 : Carte de localisation des ruisseaux à l'étude pour le secteur de Longue-Pointe-de-Mingan.....	54
Figure 28 : Vue vers l'amont du ruisseau LPM A prise à proximité de l'embouchure du cours d'eau et vue sur l'embouchure.....	55
Figure 29 : Vue sur l'embouchure du ruisseau LPM D lors d'un épisode de fort débit	56
Figure 30 : Schématisation du principe de la méthode de mesure du débit par injection instantanée.....	61
Figure 31 : Capteur de pression installé dans un tuyau d'ABS rejoignant le talweg du chenal	63

Figure 32 : Guide photographique d'attribution des cotes selon les conditions d'atteinte du chenal par le jet de rive.....	69
Figure 33 : Exemple de graphique de paramètres de vagues pour le secteur de Pentecôte entre mai et juin 2014.....	72
Figure 34 : Exemple de graphique de données marégraphiques pour le secteur de Pentecôte entre mai et juin 2014.....	73
Figure 35 : Schématisation de l'espace échantillonné lors des relevés de profils de plage pour le secteur de Rivière-Pentecôte.....	76
Figure 36 : Station totale avec mobile monté sur roue	78
Figure 37 : Tracé des profils de talweg à la station totale	79
Figure 38 : Exemple de profils en long comparatifs entre la marée haute et la marée basse pour le ruisseau PEN D	81
Figure 39 : Identification du point de distance maximale de l'embouchure selon différentes configurations	83
Figure 40 : Représentation de la berge à l'étude à la première rupture de pente rencontrée du ruisseau vers la route.....	90
Figure 41 : Schéma de positionnement de la mesure de la rupture de pente pour différentes configurations de berge.....	93
Figure 42 : Exemple des tracés à la station totale suivis sur la surface du delta	97
Figure 43 : Exemple de progression du front deltaïque entre deux temps	98
Figure 44 : Courbes de tarage pour les différents ruisseaux à l'étude.....	104
Figure 45 : Hydrogrammes pour les ruisseaux du secteur de Pentecôte	108
Figure 46 : Hydrogrammes pour les ruisseaux du secteur de Longue-Pointe-de-Mingan	111
Figure 47 : Évolution de la cote de tempêtes pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A	114

Figure 48 : Fluctuations du volume sédimentaire de la plage pour le secteur de Rivière-Pentecôte entre mai 2013 et septembre 2014.....	116
Figure 49 : 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	118
Figure 50 : 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	120
Figure 51 : 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.....	123
Figure 52 : 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	124
Figure 53 : 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.....	126
Figure 54 : 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	127
Figure 55 : 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.....	131
Figure 56 : 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	132
Figure 57 : Déplacement net, position et taux de mobilité en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau PEN B	135
Figure 58 : Déplacement net, position et taux de mobilité en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau PEN D.....	137
Figure 59 : Déplacement net, position et taux de mobilité en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau LPM A	139

Figure 60 : Taux de mobilité de l'embouchure des ruisseaux en fonction du temps pour chacun des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A.....	140
Figure 61 : Position de l'embouchure en fonction du temps pour chacun des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A.....	141
Figure 62 : Déplacement net, taux de mobilité et position en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau PEN B.....	142
Figure 63 : Déplacement net, taux de mobilité et position en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau PEN D.....	143
Figure 64 : Déplacement net, taux de mobilité et position en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau LPM A.....	144
Figure 65 : Taux de mobilité de l'embouchure des ruisseaux en fonction du temps pour chacun des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A.....	145
Figure 66 : Position de l'embouchure en fonction du temps pour chacun des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A.....	146
Figure 67 : Analyse relationnelle entre différents indicateurs de débit liquide et la position des embouchures pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A.....	148
Figure 68 : Évolution d'un tracé de berge à l'embouchure face à l'action des vagues à l'embouchure.....	150
Figure 69 : 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.....	151
Figure 70 : Hydrogramme pour le ruisseau PEN C de juin 2013 à septembre 2014 et données de dynamique d'embouchure.....	153
Figure 71 : Confluence entre les ruisseaux PEN B et PEN C à la mi-mai 2014.....	154
Figure 72 : Représentation de l'indice SCE-historique pour le ruisseau PEN B entre 1930 et 2014.....	156
Figure 73 : Représentation de l'indice SCE-historique pour le ruisseau PEN D entre 1930 et 2013.....	157

Figure 74 : Représentation de l'indice SCE-historique pour le ruisseau LPM A entre 1967 et 2014	158
Figure 75 : Taux de mobilité latérale en fonction du temps pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A	161
Figure 76 : Schématisation de l'enveloppe de mobilité SCE-actuelle le long du ruisseau PEN B et de son embouchure entre juin 2013 et septembre 2014	163
Figure 77 : Schématisation de l'enveloppe de mobilité SCE-actuelle le long du ruisseau PEN D et de son embouchure entre juin 2013 et septembre 2014	164
Figure 78 : Schématisation de l'enveloppe de mobilité SCE-actuelle le long du ruisseau LPM A et de son embouchure entre juillet 2013 et juillet 2014	165
Figure 79 : Représentation des taux de migration EPR le long du ruisseau PEN B entre juin 2013 et septembre 2014	167
Figure 80 : Représentation des taux de migration EPR le long du ruisseau PEN D entre juin 2013 et septembre 2014	169
Figure 81 : Représentation des taux de migration EPR le long du ruisseau LPM A entre juillet 2013 et juillet 2014	171
Figure 82 : Taux de mobilité latérale en fonction du temps pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A	173
Figure 83 : 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	174
Figure 84 : Analyse relationnelle entre la cote de tempêtes et les taux d'érosion latérale pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A.....	175
Figure 85 : Analyse relationnelle entre le volume sédimentaire relatif de la plage et les taux d'érosion latérale pour les ruisseaux PEN B et PEN D	176
Figure 86 : 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	177

Figure 87 : 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.....	178
Figure 88 : 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	179
Figure 89 : 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	180
Figure 90 : 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.....	181
Figure 91 : 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	182
Figure 92 : 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.....	183
Figure 93 : 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	184
Figure 94 : Refoulement et remontée de l'énergie hydrodynamique dans le ruisseau en opposition à l'écoulement fluvial.....	188
Figure 95 : Synthèse de la dynamique d'évolution longitudinale des profils des ruisseaux et de leur embouchure.....	193
Figure 96 : Synthèse de la dynamique de migration de l'embouchure des ruisseaux	199
Figure 97 : Chute de plaques de glace en berge qui entraîne des sédiments dans le ruisseau LPM D	203
Figure 98 : Assemblage de photos du passage de divers véhicules dans le tracé des ruisseaux de Pentecôte	207

Figure 99 : Synthèse de la dynamique de migration latérale des ruisseaux	208
Figure 100 : Synthèse de la dynamique de redistribution des sédiments de la plage par les cours d'eau.....	212
Figure 101 : Matrice des relations et corrélations étudiées.....	213
Figure 102 : Ruisseau « busé »sur la plage de Sainte-Anne-du-Portzic en Bretagne	216

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

Sur la Côte-Nord du Saint-Laurent, une multitude de petits ruisseaux associés au drainage routier débouchent sur les plages sableuses, notamment dans les secteurs de Rivière-Pentecôte et de Longue-Pointe-de-Mingan. Ces ruisseaux préoccupent le ministère des Transports du Québec en raison de la menace qu'ils constituent pour la pérennité de plusieurs tronçons de la route 138. 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 une problématique d'érosion latérale qui, ultimement, peut compromettre la stabilité de l'emprise de la route.

La morphodynamique sédimentaire des petits cours d'eau côtiers est relativement peu documentée dans la littérature. Les principaux écrits traitant de la question sont ceux de Zenkovich (1967) et de Clifton et *al.* (1973). Tous discutent de la dynamique d'interface entre de petits cours d'eau et le milieu côtier, mais Clifton et ses collaborateurs élaborent davantage sur les différents 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 aussi 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. D'autres références pertinentes sont les articles de Kirk (1991) et de Paterson et *al.* (2001), qui traitent de la dynamique évolutive de lagunes se développant lorsque des chenaux qui débouchent à la côte sont contraints par des volumes sédimentaires. Les chenaux de vidange de ces lagunes vers le large se retrouvent influencés par les conditions hydrologiques et météomarines. Dans l'ensemble, la

documentation sur les ruisseaux côtiers demeure fragmentaire et majoritairement qualitative. À la connaissance de l'auteur, il n'existe pas de réel essai de quantification détaillée de la contribution des petits ruisseaux aux bilans sédimentaires côtiers.

L'objectif principal de cette étude est de caractériser le rôle des ruisseaux côtiers et de leur embouchure sur la dynamique morphosédimentaire des plages sableuses de la Côte-Nord du Saint-Laurent, Québec. Les cours d'eau jouent un rôle sur le bilan sédimentaire côtier : ils mobilisent les sédiments de la plage dans laquelle ils s'incisent, en plus d'engendrer le sapement basal du talus côtier qu'ils viennent à longer parallèlement. Les sédiments transportés par les ruisseaux de plage sont ensuite évacués vers le large. Par ailleurs, les embouchures de ces cours d'eau peuvent être très mobiles, ce qui module la contribution de ces ruisseaux de plage sur le bilan sédimentaire de la côte. Les cours d'eau et leur embouchure ajustent leur profil longitudinal en réponse aux fluctuations de niveau de base engendrées par les cycles marégraphiques. Cet ajustement vertical contrôle en partie le pouvoir incisif des ruisseaux dans les sédiments de la plage. Par le fait même, il vient nuancer les valeurs de volumes de sédiments évacués. L'embouchure du ruisseau est aussi mobile latéralement, selon un axe parallèle au trait de côte. La progression de l'embouchure des ruisseaux contribue à exposer de nouveaux secteurs à l'érosion latérale engendrée par les cours d'eau. Une certaine considération est portée envers le morphodynamisme des embouchures, qui influence les taux d'évacuation de sédiments par les cours d'eau de plage.

L'étude de l'influence des ruisseaux sur la dynamique hydrosédimentaire de la côte se base sur un suivi des volumes sédimentaires évacués mené sous différentes conditions afin de tester l'influence de variables explicatives. Elle implique aussi un suivi multiéchelles (historique et saisonnier) des taux de migration latérale du chenal contre la berge côtière. Ces analyses bénéficient de la documentation d'une multitude de facteurs hydrologiques, météomarins et sédimentaires qui permettent de présenter des analyses relationnelles. L'étude de la dynamique des embouchures s'intéresse aux ajustements verticaux dans les profils longitudinaux en relation avec une pluralité de facteurs. La

mobilité latérale des embouchures est analysée sur la base d'un suivi aux échelles historique et saisonnière. L'intérêt de ces travaux réside en l'effort de quantification des phénomènes tels qu'observés et sommairement décrits dans la littérature. Si Clifton et *al.* (1973) ont tenté de cibler des facteurs de contrôle, cette étude permet une analyse plus objective de leur impact réel sur la dynamique des ruisseaux et de leur embouchure.

Le premier chapitre de ce mémoire présente la revue de littérature, de même que la problématique, l'applicabilité des résultats de l'étude et les objectifs spécifiques de la recherche. Le second chapitre porte sur la description des sites d'études. Le troisième chapitre consiste en une présentation détaillée de la méthodologie de travail suivie pour l'atteinte des objectifs présentés au chapitre 1. À l'intérieur du chapitre 4, les différents résultats obtenus sont présentés. Le chapitre 5 correspond à la discussion sur les résultats obtenus et à la présentation de pistes de solutions. La conclusion est présentée dans la dernière section.

CHAPITRE 2

LA MORPHODYNAMIQUE DES RUISSEAUX CÔTIERS : REVUE DE LITTÉRATURE, PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS

La présente étude s'intéresse à la morphodynamique de ruisseaux côtiers. En ce sens, la revue de littérature présente tant des aspects rattachés au domaine fluvial qu'au domaine côtier. Si les ruisseaux de plage constituent de petits systèmes distincts, leur étude implique la connaissance de notions fondamentales en géomorphologie côtière et fluviale. Bien qu'elles soient généralement associées à des systèmes plus larges, ces notions demeurent néanmoins pertinentes. Dans un premier temps, les apports sédimentaires fluviaux sont discutés en relation avec les fluctuations du niveau de base. Différentes notions relatives au bilan sédimentaire des plages sont aussi présentées. Ultimement, il est question de la morphodynamique à l'interface entre le cours d'eau et le domaine littoral. Faisant suite à la revue de littérature, les différentes lacunes théoriques de même que l'applicabilité de la recherche et la problématique sont présentées.

Avant d'aborder les différentes notions présentées dans la revue de littérature, il importe de définir quelques éléments de vocabulaire. Les ruisseaux de plage étudiés sont issus de petits bassins forestiers et de la concentration du drainage routier (fig. 1). 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. Dans le cadre de l'étude, l'embouchure se définit quant à elle comme la portion du ruisseau s'écoulant sur l'estran et où il y a un changement de direction pour rejoindre le golfe. L'écoulement se divise habituellement en de multiples chenaux et génère un delta.

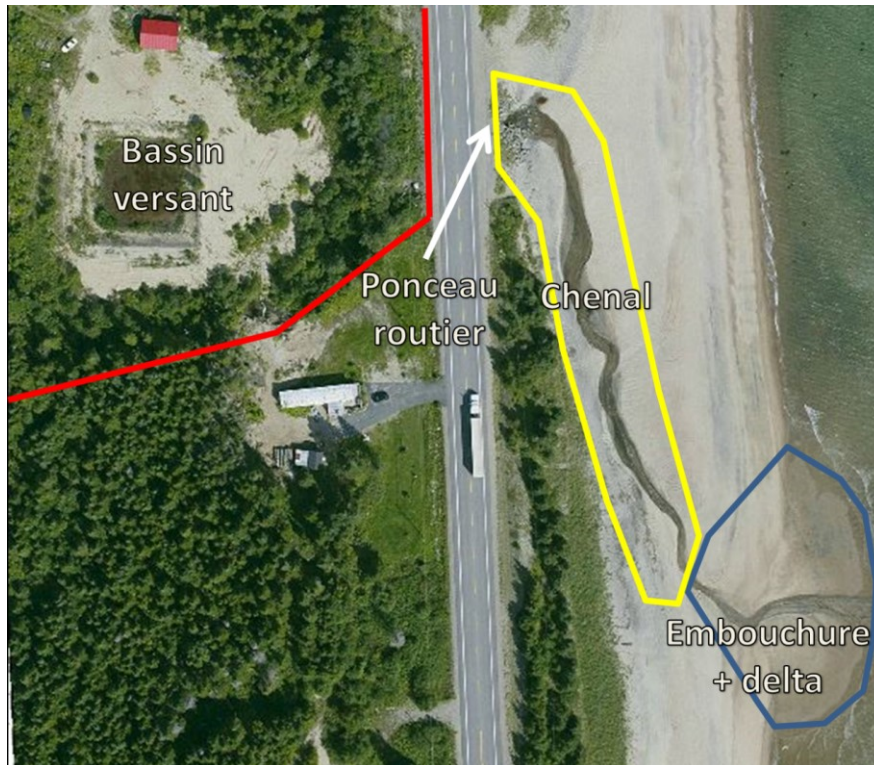


Figure 1 : Représentation des concepts relatifs au système fluvial
(crédit photo : Gouvernement du Québec 2008)

Il importe de décrire les subdivisions du profil de plage utilisées dans le cadre de l'analyse (fig. 2). À l'exutoire du ponceau, les ruisseaux atteignent la haute plage, sur laquelle ils s'écoulent avant d'atteindre l'estran ou de s'infiltrer. Pour les sites à l'étude, la haute plage s'étend directement au pied du talus côtier, qui correspond au trait de côte. La haute plage équivaut à la partie supérieure de la plage proprement dite (Davidson-Arnott, 2010). Elle s'étend derrière la limite des pleines mers supérieures de grande marée (Fraser et Bernatchez, 2006). Cette section n'est submergée que par les houles de tempêtes. La haute plage est habituellement caractérisée par une rupture de pente par rapport à l'estran. Elle peut correspondre à un léger replat. Il peut s'y retrouver une végétation halophyte clairsemée de même que des débris et des laisses de tempête. Toutefois, en raison du passage fréquent de véhicules tout-terrain sur les plages à l'étude, le milieu est peu propice

à la croissance de végétaux. L'estran s'étend au bas de la ligne de rivage. Il correspond à la zone de battement quotidien des marées (Davidson-Arnott, 2010). Sur l'estran, la pente du ruisseau va augmenter rapidement. L'estran se subdivise quant à lui en haut estran et bas estran. Le haut estran se définit comme la portion supérieure de la zone intertidale, et ce jusqu'au point d'inflexion qui marque la limite avec le bas estran (Fraser et Bernatchez, 2006).

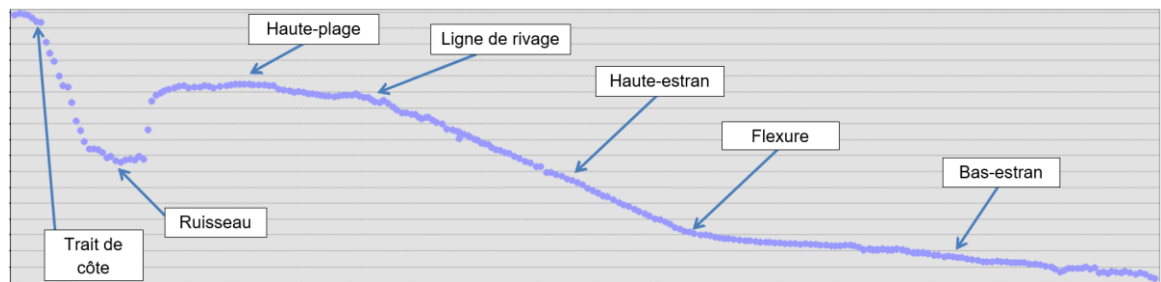


Figure 2 : Délimitations du profil de plage utilisées dans le cadre du projet

2.1 PROFILS DES COURS D'EAU ET DYNAMIQUE ÉVOLUTIVE

2.1.1 Profils en long et niveau de base

Cette section définit certains concepts et présente la relation entre les fluctuations du niveau de base et les ajustements des profils longitudinaux des cours d'eau (fig. 3). Le concept de niveau de base correspond au niveau de la mer. Selon cette définition, il s'agit du niveau topographique auquel la pente d'un cours d'eau serait nulle, même si les rivières peuvent s'encaisser légèrement en dessous du niveau de la mer (Schumm, 1993). Les profils longitudinaux des cours d'eau sont aussi appelés profils en long. Dans le cadre du projet, le profil en long d'un cours d'eau correspond à l'altitude du lit du chenal en fonction de la distance amont-aval. Les profils longitudinaux sont ainsi basés sur l'élévation du talweg.

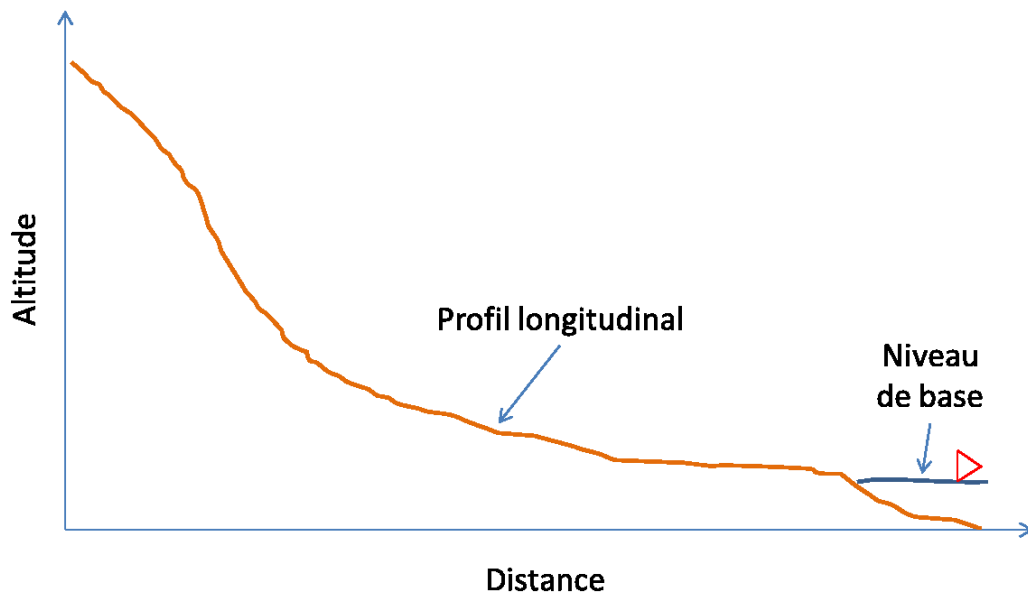


Figure 3 : Représentation du profil en long d'un cours d'eau fictif et du niveau de base

Fluctuation du niveau de base et ajustement longitudinal

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 réajuste son gradient de pente par érosion régressive. L'érosion en aval se propage en amont, ce qui accroît ultimement l'accumulation 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) 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.

Si la balance de Lane (fig. 4) est un outil fréquemment utilisé pour prédire l'évolution d'un profil longitudinal d'un cours d'eau, certains de ces principes doivent être nuancés. En effet, les principes de la balance de Lane permettent de décrire la réponse immédiate du cours d'eau, mais en réalité, les dynamiques d'incision et d'accumulation présentent un caractère cyclique (Summerfield, 1991) et la réponse n'est pas en phase de l'amont vers l'aval (Schumm et *al.*, 1984). Il existe une cyclicité dans la réponse des cours d'eau et une tendance à l'incision ou à l'accumulation qui n'est pas unidirectionnelle. Par exemple, une diminution du niveau de base se traduit par de l'incision qui se propage vers l'amont. Elle alimente par le fait même l'accumulation qui se propage à son tour de l'aval vers l'amont. Cela limite l'incision et met donc fin à l'accumulation, ce qui ramène à un régime d'incision et ainsi de suite (Summerfield, 1991).

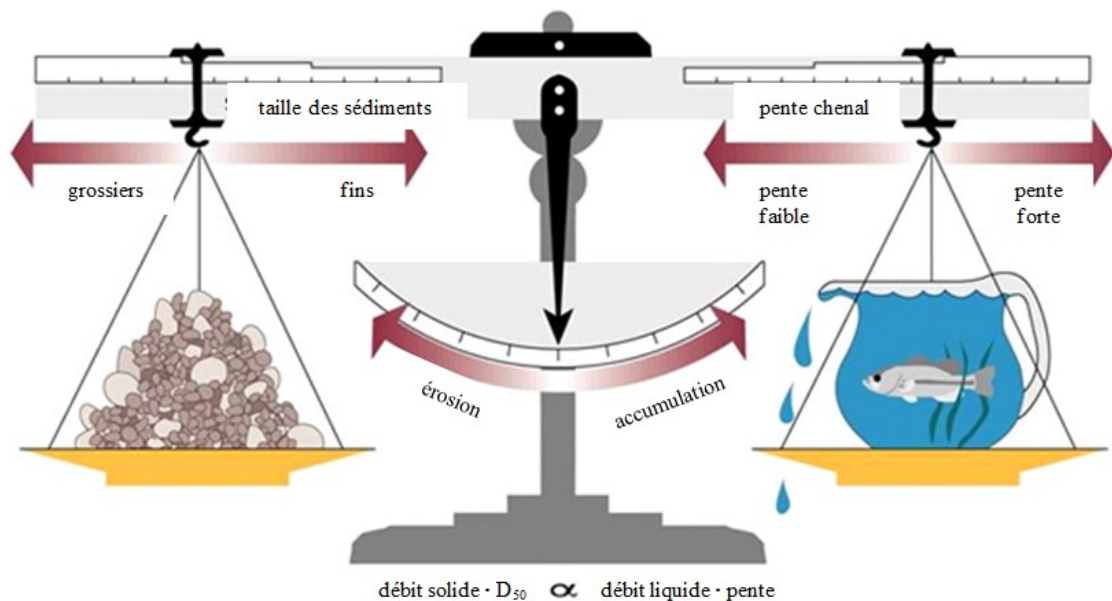


Figure 4 : Principes de la balance de Lane (1955)
(tirée et traduite du U.S. Fish et Wildlife Service)

Fluctuation du niveau de base et ajustement latéral

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). Ces ajustements peuvent être suffisants pour que le cours d'eau rééquilibre son profil et maintienne sa capacité de transport sans la nécessité d'un ajustement longitudinal. En réponse à un abaissement du niveau de base, une augmentation de la sinuosité se traduit par une augmentation de la longueur de chenal, ce qui permet de rétablir le gradient par une diminution de la pente (Schumm, 1993). Pour une rivière qui évolue dans une plaine alluviale large, le style fluvial peut davantage s'adapter à un changement de pente. Une vallée large permet une plus grande mobilité latérale et laisse agir les processus de migration et d'avulsion. À l'inverse, si une plaine alluviale est étroite, il y a moins d'espace pour les ajustements latéraux et la dynamique d'accumulation ou d'incision est alors dominante (Schumm, 1993). La capacité d'un cours d'eau à ajuster sa section d'écoulement à la pente et aux débits liquide et solide est fonction de la cohésivité des sédiments et de l'érodabilité des berges, mais aussi de la vitesse et de l'ampleur des changements de niveau de base (Schumm, 1993, Koss et *al.*, 1994). Une évolution rapide du niveau de base favorise une dynamique d'incision ou d'accumulation alors qu'une évolution lente permet des ajustements de la forme du chenal et de la migration latérale (Schumm, 1993). Des ajustements latéraux peuvent être forcés par des ajustements longitudinaux. Par exemple, Schumm et ses collaborateurs (1984) ont fait ressortir que la propagation de l'érosion régressive vers l'amont d'un système fournissait des sédiments à l'aval. Les sections en aval s'élargissent pour transporter une plus grande charge alors que les sections en amont s'incisent et demeurent étroites.

Les travaux de Schumm (1993) ont illustré l'influence locale de la pente du plateau continental sur les ajustements d'un profil d'un cours d'eau en supposant un abaissement du niveau de base de B à C (Schumm, 1993; fig. 5). Pour les exemples a) et b), la pente du plateau continental est plus douce que celle du cours d'eau en amont. Pour l'exemple c), elle est identique. Pour les exemples d) et e), la pente du plateau est plus forte que celle de

la portion amont du cours d'eau. Dans l'exemple a), l'abaissement du niveau de base entraîne une diminution de la pente générale. Comme la pente du plateau continental était beaucoup plus faible, l'impact de l'abaissement du niveau de base est maximum. L'accumulation est la seule réponse possible. Cette accumulation force une légère augmentation de la pente du plateau, ce qui est compensé par une légère linéarisation. Pour l'exemple b), la pente du plateau est à peine plus faible, ce qui fait que la diminution du niveau de base a un effet moindre que pour l'exemple a). La diminution de la pente générale peut être compensée par une diminution de sinuosité. Dans le cas de l'exemple c), la pente du plateau continental est identique à celle de la section du chenal et aucun ajustement n'est nécessaire. En ce qui a trait à l'exemple d), la pente du plateau continental est plus forte que celle du cours d'eau. Une diminution du niveau de base accroît la pente générale. Comme la différence de pente est moindre, une augmentation de la sinuosité suffit à rééquilibrer le profil de pente. Pour l'exemple e), la différence de pente est plus grande en raison de la forte pente du plateau continental. Un abaissement du niveau de base accroît fortement la pente générale et le cours d'eau répond par une tendance à l'incision. Ceci s'accompagne d'une augmentation de la sinuosité sur le plateau continental. Si cette théorie présente l'influence du plateau continental sur les ajustements de pente des profils, une situation similaire à l'exemple e) se présente pour les petits ruisseaux de plage, alors qu'il y a un clivage important entre la pente de l'estran et la pente de la haute plage. La réponse la plus probable en cas d'abaissement du niveau de base serait donc l'incision, surtout au niveau de l'estran.

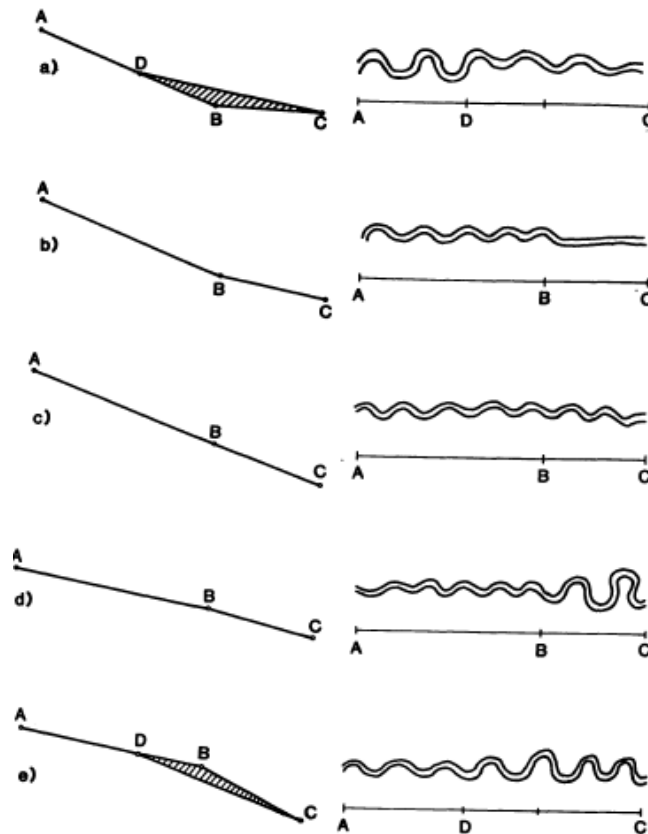


Figure 5 : Impact de la pente du plateau continental sur les ajustements à l'aval des systèmes fluviaux suite à une diminution du niveau de base de B à C (Schumm, 1993)

2.1.2 Profils en long et transport sédimentaire

Influence du profil de pente sur le transport solide

Les fluctuations du niveau de base entraînent des changements de pente dans le profil du cours d'eau, qui à leur tour influencent la puissance spécifique. Le pouvoir d'un cours d'eau pour transporter un certain débit solide est étroitement fonction de sa puissance spécifique (Petit et *al.*, 2005, éq. 1). Si le débit liquide et la largeur de la section sont stables, la pente du cours d'eau dicte les fluctuations de la puissance spécifique.

$$\omega = (g \rho Q S) / w \quad [\text{éq. 1}]$$

où : ω est exprimée en W/m^2

g : accélération de la pesanteur (m/s^2)

ρ : masse volumique du fluide (kg/m^3)

Q : débit liquide (m^3/s)

S : pente longitudinale (m/m)

w : largeur du lit (m)

Par exemple, l'augmentation de la pente résultant d'une diminution du niveau de base lorsque la marée descend force l'augmentation de la puissance spécifique, à condition que les autres variables soient constantes. L'augmentation de la pente favorisant une réponse à l'incision dans le chenal, elle engendre ainsi une plus grande disponibilité de sédiments.

Influence du profil de pente sur la construction du delta

Selon l'équation de la puissance spécifique (éq. 1), les changements de pente associés aux fluctuations du niveau de base influencent la puissance spécifique et le pouvoir de transport et d'incision du cours d'eau. Cela influence 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, plus loin sur le plateau, l'accrétion est limitée et le delta progresse 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.

Plusieurs auteurs ont tenté de modéliser la dynamique des deltas en réponse à des changements de niveaux de base (Swenson et *al.*, 2000; Parker et Muto, 2003; Lorenzo-Trueba et *al.*, 2013). En période d'élévation du niveau de base, la pente moyenne diminue et le cours d'eau peine à alimenter le front du delta en apports sédimentaires. La progression du delta est alors freinée (Koss et *al.*, 1994). La tendance est qu'une élévation du niveau de base peut mener à un recul des deltas (Porębski et Steel, 2003). Une pente faible au niveau du delta se traduit par des ajustements morphologiques. Elle favorise le développement d'une multitude de chenaux secondaires et par une dynamique d'avulsion et d'accrétion dans la plaine deltaïque (Schumm, 1993; fig. 6).

En cas d'abaissement du niveau de base, la pente moyenne du système deltaïque augmente. L'augmentation de la pente (et de la puissance spécifique) permet d'accroître la capacité et la compétence de transport sédimentaire, ce qui amène davantage de sédiments au delta. Selon Schumm (1993; fig. 6), en cas d'augmentation de la pente et de la puissance spécifique du chenal, il y a développement d'un minimum de chenaux. Cela entraîne la concentration des débits liquides et solides vers le front du delta, ce qui rappelle la dynamique et la morphologie des deltas à dominance fluviale. De cette façon, un abaissement du niveau de base se traduit généralement par une progradation du front deltaïque (Koss et *al.*, 1994; Porębski et Steel, 2003).

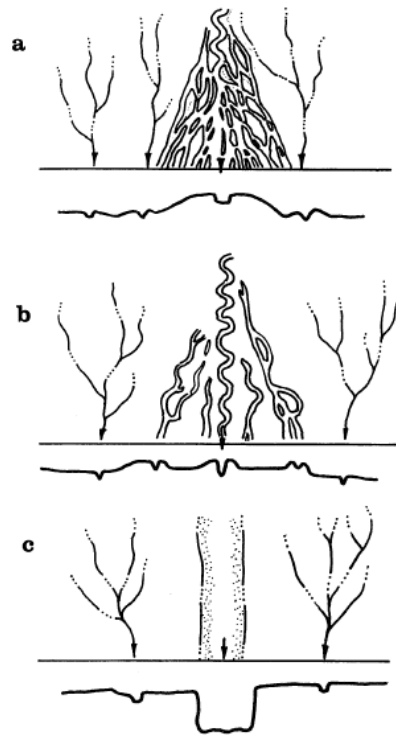


Figure 6 : Morphologie deltaïque selon le gradient de pente entre le bassin versant et la plaine deltaïque : a) pente de plaine deltaïque inférieure à celle du bassin, b) similarité des pentes et c) pente de plaine deltaïque supérieure à celle du bassin (Schumm, 1993)

Schumm (1993) a proposé que les débits solides apportés à la côte par un cours d'eau en proie à une diminution de niveau de base atteignent un sommet lorsque les changements de niveau de base sont rapides (fig. 7). Si l'abaissement du niveau de base est trop rapide, il faut un débit solide important pour que la progradation du delta puisse demeurer en phase avec les ajustements de pente (Koss et *al.*, 1994). À l'inverse, si les changements sont plus lents, les apports sont légèrement retardés dans le temps, mais perdurent plus longtemps (fig. 7). Koss et *al.* (1994) ont aussi proposé que si l'élévation du niveau de base n'est pas trop rapide, la progradation du delta peut se maintenir pendant quelque temps, surtout si le débit solide est important.

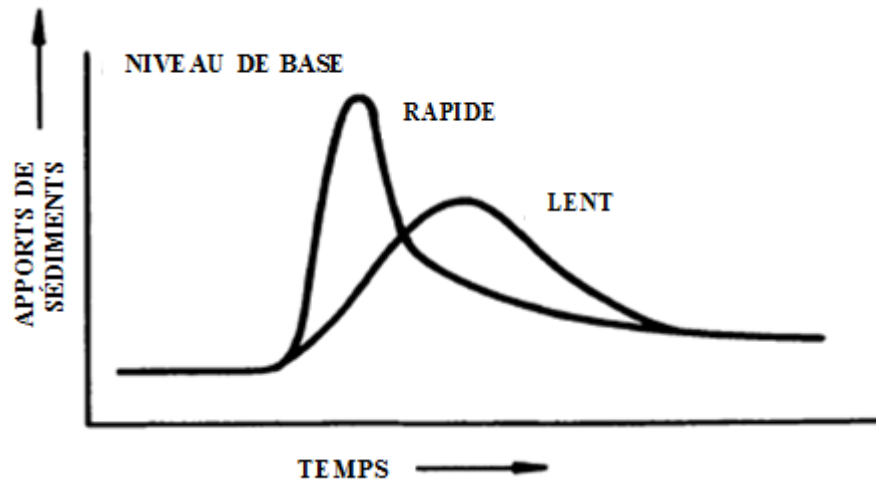


Figure 7 : Effet de la vitesse des changements de niveau de base sur les apports de sédiments à la côte (tirée et traduite de Schumm, 1993)

2.2 BILANS SÉDIMENTAIRES ET PROFILS DES PLAGES SABLEUSES

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. Le profil de la plage sableuse est quant à lui fonction de divers facteurs notamment rattachés à la saisonnalité et la disponibilité sédimentaire. La section suivante dresse un portrait sommaire de la dynamique sédimentaire des côtes sableuses.

2.2.1 Mobilité des sédiments

Transferts des sédiments et compartiments hydrosédimentaires

La disponibilité des sédiments pour une plage est fonction du transport par la dérive littorale, un courant parallèle à la côte résultant de l'angle incident des trains de vagues (fig. 8). Cette disponibilité est limitée à l'intérieur des cellules hydrosédimentaires, considérant que ces compartiments sont délimités par des obstacles difficilement franchissables par les sédiments en transit par la dérive littorale (quai, cap rocheux, etc.) (Patsch et Griggs, 2006). Au sein de ces cellules, il y a existence de sous-cellules hydrosédimentaires qui connaissent des transferts de sédiments ponctuels (Davidson-Arnott, 2010).

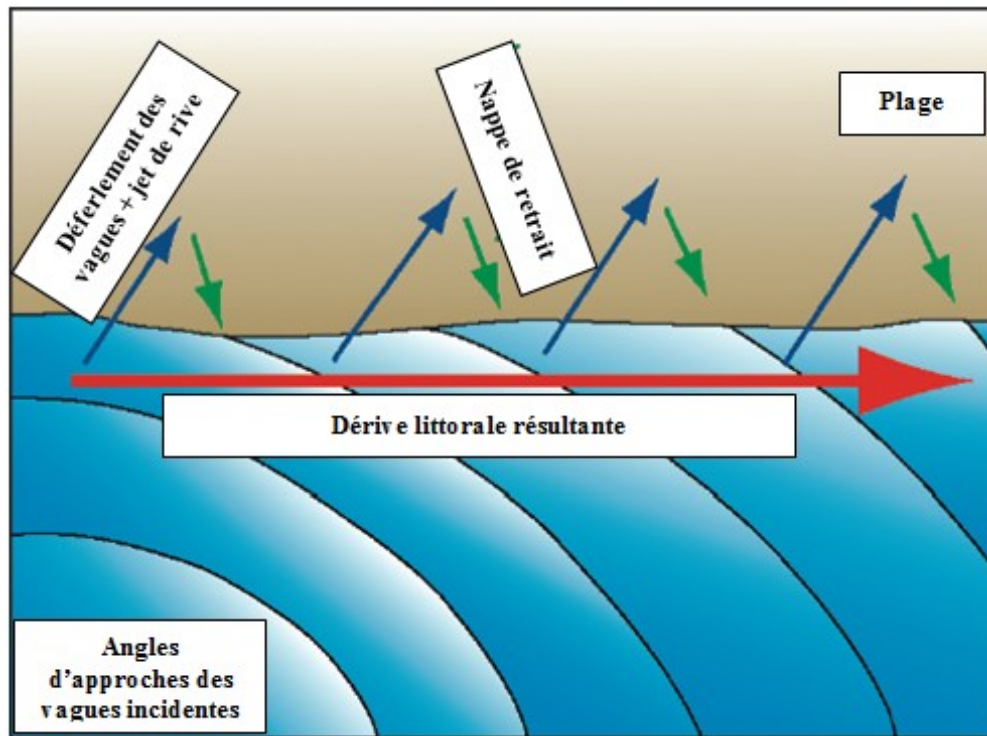


Figure 8 : Organisation de la dérive littorale selon l'angle d'incidence des vagues (tirée et traduite de Patsch et Griggs, 2006)

Théorie de la saisonnalité des profils

En plus de courants parallèles, les sédiments sont aussi déplacés de façon perpendiculaire à la côte. Ils se déplacent vers le large ou vers les terres selon les conditions hydrodynamiques, en fonction des courants de retour, des courants d'arrachement et des courants de marée (Masselink et *al.*, 2011). De cette façon, certains volumes de sédiments sont parfois transportés vers le large de façon irréversible (Patsch et Griggs, 2006). À l'échelle saisonnière, d'importants mouvements de sédiments se font perpendiculairement à la côte en raison des conditions hydrodynamiques changeantes (Patsch et Griggs, 2006). En hiver, les tempêtes sont habituellement plus fréquentes et les vagues de tempêtes sont hautes et énergétiques (Fox et Davis, 1978). Dès lors, les courants de retour entraînent davantage de sédiments vers le large (Fox et Davis, 1978). Ils s'emmagent plus bas sur le profil sous forme de barres de sédiments (Patsch et Griggs, 2006). Pour ces raisons, en milieu non englacé, les plages deviennent plus étroites et s'érodent au cours de l'hiver (Darling, 1964; Dubois, 1988; Patsch et Griggs, 2006). Les profils de plage deviennent alors légèrement concaves (Fox et Davis, 1978). Au printemps et à l'été, des vagues moins énergétiques favorisent la migration des sédiments accumulés au niveau des bancs pré-littoraux vers le haut de la plage et l'engraissement de cette dernière (Darling, 1964; Fox et Davis, 1978; Patsch et Griggs, 2006; fig. 9). Komar (1998) a aussi avancé cette idée, parlant cependant de profil de tempête et de profil de temps calme. Par le fait même, les tempêtes sont clairement identifiées comme facteur modulant les mouvements de sédiments perpendiculairement à la côte. Par exemple, en France, de nombreuses tempêtes ont affecté le littoral en 1989 et en 1990. Ces violentes tempêtes ont engendré de l'érosion dans la partie supérieure de l'estran et favorisé un recul du trait de côte puis un amaigrissement considérable des plages (Hénaff et *al.*, 2013). Dans les années qui ont suivi, l'absence de tempêtes a permis de rééquilibrer les profils de plage. La réponse du profil de plage peut être rapide (selon les tempêtes) ou plus lente (selon les saisons). Davidson et *al.* (2013) supposent que ce décalage temporel peut être dicté par l'efficacité des échanges sédimentaires entre la plage et les bancs de sédiments. La réponse de la plage en termes

d'érosion en cas de vagues de tempêtes demeure difficile à anticiper. Elle dépend d'une multitude de variables parfois dépendantes les unes des autres : la hauteur des vagues, leur période et leurs angles d'incidence, mais aussi l'énergie des vagues infragravitaires, les courants parallèles, l'état initial de la côte avant l'événement ou la période de marée (Coco *et al.*, 2014). Par exemple, même si les tempêtes sont fréquentes, elles ont un impact plus limité si elles surviennent à marée basse ou lors des marées de mortes-eaux. Pour la côte est américaine, Darling (1964) a montré que la hauteur des vagues et la hauteur des marées sont les éléments qui contrôlent la dynamique d'érosion ou d'accrétion. Des vagues plus hautes (pour une même période) se développant durant de hautes marées se traduisent par davantage d'érosion. Par ailleurs, l'influence des tempêtes doit être nuancée. Une tempête n'entraîne pas obligatoirement de l'érosion et des tempêtes constructives peuvent même survenir.

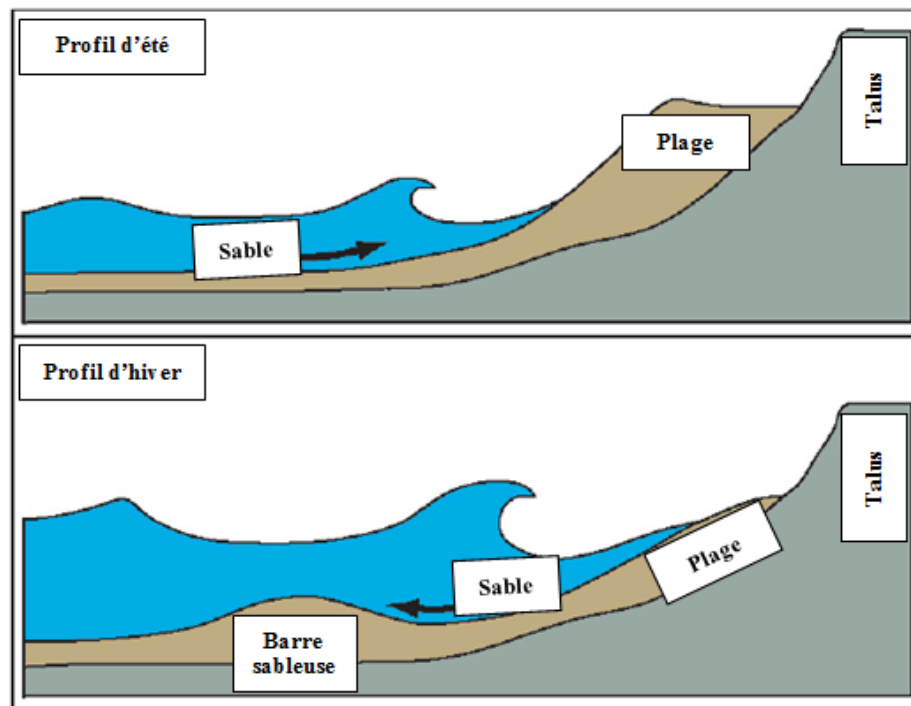


Figure 9 : Profil de plage d'hiver et d'été (tirée et traduite de Patsch et Griggs, 2006)

Rôle de la dynamique glacielle

Le pied de glace joue un rôle de protecteur de la côte contre les tempêtes hivernales. L'action glacielle permet de nuancer les théories sur la saisonnalité des profils. Le pied de glace ou la présence de plaques de glace empilées protègent la côte de l'action hydrodynamique des vagues et des marées pour la période hivernale, et ce même en conditions de tempête (Davis et *al.*, 1976; Troude et Serodes, 1988). Il s'agit d'un élément à considérer dans l'analyse de la dynamique sédimentaire côtière. En hiver, il a d'ailleurs été observé que peu de sédiments transitent parallèlement à la côte alors que les sources sont coupées (Hume et Schalk, 1976). C'est principalement l'occurrence de tempêtes en période non englacée qui contrôle le taux d'érosion (Hume et Schalk, 1976). Lorsque le pied de glace est construit, il n'y a pratiquement aucune érosion. Pour des plages de la Côte-Nord, Lessard et Dubois (1984) ont tiré la même conclusion voulant que la construction du pied de glace vienne freiner la tendance au démaigrissement de la plage sous les conditions hydrodynamiques automnales. Celle-ci recommence avec la fonte du pied de glace au printemps, alors que les talus sont déstabilisés par les alternances de gel et de dégel. La présence de glace à la plage et la percolation d'eau froide contribuent aussi à maintenir les sédiments de la plage gelés, ce qui se veut une protection contre les divers agents qui pourraient les mobiliser (Moign, 1972; Davis et *al.*, 1976; Ogorodov, 2003). De même, cela doit limiter la capacité d'infiltration et d'incision des ruisseaux côtiers. Lors de la formation ou de la désintégration du pied de glace, les amas de glace à la plage peuvent tout de même protéger les talus de l'action directe des vagues (Ogorodov, 2003). La présence de glace flottante dans la zone de déferlement peut réduire considérablement l'énergie des vagues (Hume et Schalk, 1976; Ogorodov, 2003). Au large, la glace de mer peut également limiter la distance de *fetch* générant les vagues (Hume et Schalk, 1976).

Le pied de glace joue également un rôle érosif; il contribue négativement au bilan sédimentaire de la côte. Notamment, il force la réflexion des vagues sur son front et l'abaissement de la plage. La glace peut être recouverte de sédiments provenant notamment de l'érosion des talus, du transport éolien et du déferlement et de la submersion sur le pied

de glace (Dionne, 1973; Ogorodov, 2003). De même, la base de la glace est fortement chargée en sédiments et le pied de glace peut intégrer des plaques de glace ayant mobilisé des sédiments de l'estran lors des premiers épisodes de gel (Troude et Serodes, 1988; Ogorodov, 2003). Lorsque le pied de glace se désagrège, en fonction des caractéristiques de la glace et des conditions météorologiques (Forbes, 1994; Orviku et *al.*, 2011), les glaces dérivantes entraînent ces sédiments vers le large. Ceci se produit habituellement lors des marées de vive-eau et lorsque les températures favorisent la fragilisation de la glace (Troude et Sérodes, 1988). La taille granulométrique des sédiments transportés varie entre les particules fines et les blocs de plus de 1 m de longueur et pesant plus de 1.5 tonne (Dionne, 1993). De la glace chargée de sédiments peut être transportée vers le haut de l'estran. Toutefois, il s'agit d'un volume négligeable. Pour l'estuaire, il a été estimé que 90 % de la glace était déplacée vers le large, ce qui entraîne l'évacuation des sédiments (Troude et Sérodes, 1988). Par contre, pour le secteur de Sept-Îles, Moign (1972) a constaté que les sédiments ne se perdent pas loin vers le large, la glace fondant rapidement au contact de l'eau salée. De plus, la formation d'*hummocks* et la mobilité de la glace à la côte entraînent une perturbation et une striation de la surface sous-jacente (Hume et Schalk, 1976). Durant les périodes de formation du pied de glace où il y a des poussées glacielles sur l'estran et lors de l'évacuation des glaces à la fonte, des sillons (mais aussi des formes mineures) sont creusés sur la plage et les sédiments sont désorganisés (Dionne, 1969 ; Ogorodov, 2003). Les sillons sont formés soit par le frottement direct de la glace (Dionne, 1969) ou encore par les blocs qu'elle incorpore (Dionne, 1988). Le gel des sédiments à la plage peut entraîner une déconsolidation par la formation de lentilles de glace, mais cette situation est surtout propre aux sédiments plus fins (limons et argiles) (Hume et Schalk, 1976). En se retirant lors de la période de fonte, la glace peut aussi laisser des dépressions exploitées par les vagues (Hume et Schalk, 1976) ou encore des formes d'accumulation, plus haut sur le profil (Lessard et Dubois, 1984). Le profil de la plage irrégularisé est habituellement restauré dès la première tempête (Davis et *al.*, 1976) ou sous l'effet des vents dans le haut du profil (Moign, 1972). À la fonte, les eaux de fusion peuvent inciser la plage sous-jacente en s'écoulant entre autres par les fissures qui se

forment dans la zone limitrophe entre le pied de glace de haut estran et le pied de glace de bas estran. Les écoulements rapides, parfois sous la pression de la glace, creusent des sillons dans les sédiments (Ogorodov, 2003). Pour les plages de Sept-Îles, Moign (1972) a aussi noté une incohérence dans les profils topographiques suivant le retrait des glaces. Il a fait le constat que si des processus sont associés aux phases de gel ou de dégel, la construction du pied de glace se fait par une cyclicité de dégel et de regel. Par ailleurs, le rôle de la dynamique glacielle sur l'évolution du profil de plage fluctue d'une année à l'autre en fonction de l'état du pied de glace et de sa construction.

2.2.2 Déplacement des zones d'accumulation et d'érosion

Inman et Jenkins (2003) ont mis en évidence des irrégularités dans le profil des plages au niveau de zones d'accumulation ou d'érosion préférentielles. Ces irrégularités sont formées en aval des sources sédimentaires (deltas, dépôts d'éboulement, etc.) (fig. 10, t1). Elles se déplacent ensuite latéralement dans la direction de la dérive littorale. Localement, ces formes interrompent le transport parallèle, ce qui se traduit par de l'érosion en aval de l'irrégularité où il y a déficit sédimentaire (Inman et Jenkins, 2003; fig. 10, t2 et t3). La réfraction et la diffraction de la crête de houle, qui interagit avec le fond, forcent l'accumulation au niveau de l'irrégularité (fig. 10, t2 et t3). La zone d'accumulation se déplace dans la direction de la dérive selon des vitesses variables et en fonction de la force des courants de dérive (Inman et Jenkins, 2003).

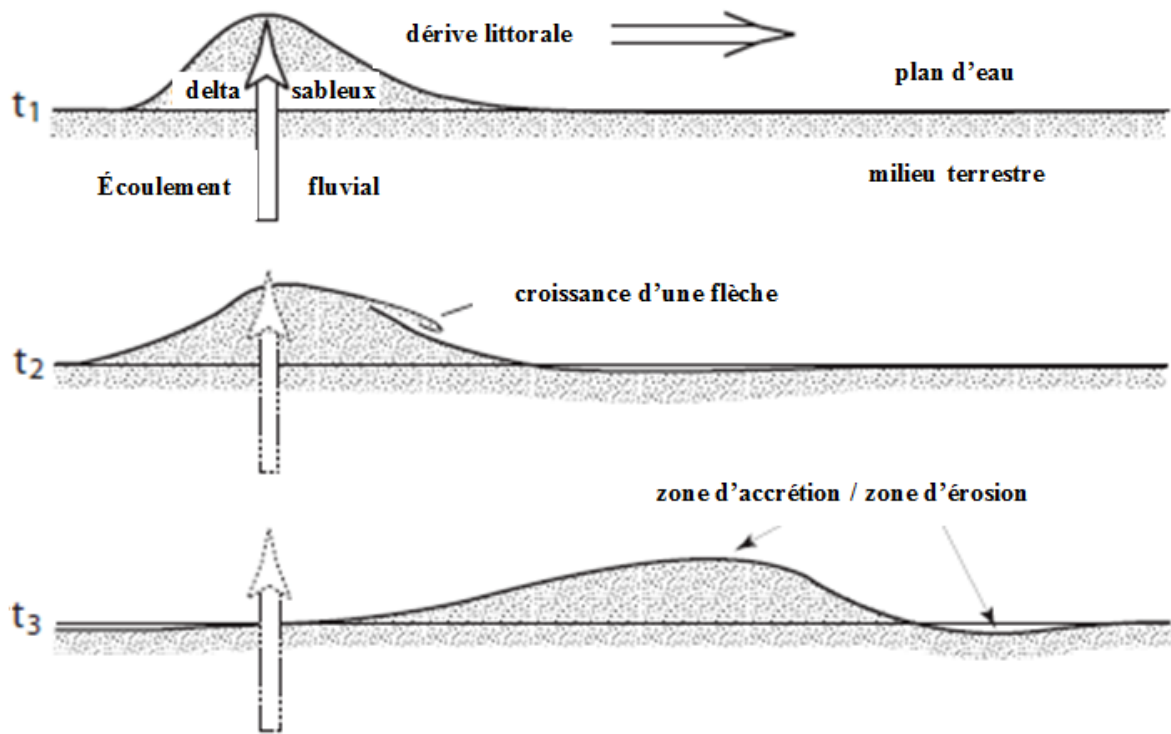


Figure 10 : Morphologie des irrégularités (modifiée et traduite de Inman et Jenkins, 2003)
t1 : irrégularité à partir d'un delta, t2 : croissance d'une flèche et t3 : zone d'accrétion et zone d'érosion en aval par déficit sédimentaire

2.2.3 Principaux apports de sédiments

Chaque cellule hydrosédimentaire possède ses propres sources et pièges sédimentaires. La connaissance des principaux apports et des principales pertes apparaît comme primordiale pour la compréhension de la dynamique sédimentaire des côtes sableuses. Elles sont une considération de premier ordre pour comprendre le budget sédimentaire d'une plage (Rosati, 2005). Les sédiments provenant de ces sources sont déplacés par le biais des courants perpendiculaires et parallèles.

Bancs de sédiments

Les cordons de sédiments qui se forment plus bas sur la plage comptent parmi les sources de sédiments des plus importantes. Ces bancs migrent tant perpendiculairement que parallèlement à la côte, respectivement en raison de l'action des vagues et des courants parallèles (Héquette et *al.*, 2013). La répartition et la morphologie de ces barres contrôlent l'énergie et la hauteur des vagues à la côte. Plus ces bancs sont imposants, plus le déferlement est hâtif et moins les vagues sont hautes et énergétiques sur la plage (Héquette et Aernouts, 2010; Héquette et *al.*, 2013). Les sédiments qui migrent vers le haut du profil de plage sont surtout mobilisés au-dessus des bancs en raison du déferlement que les bancs favorisent et qui remet des sédiments en suspension (Cartier et Héquette, 2013). Cartier et Héquette (2013) ont mesuré que, dans le nord de la France, les flux de sédiments se déplaçant sur un axe perpendiculaire à la côte étaient généralement supérieurs à ceux associés au transit parallèle. Les bancs sont donc une source sédimentaire d'importance pour les plages adjacentes (Héquette et *al.*, 2013) tant pour le transport vers les terres que le transport parallèle.

Cours d'eau

L'implication des cours d'eau côtiers sur le bilan sédimentaire des plages est double. Premièrement, les ruisseaux contraints à leur embouchure peuvent se déplacer de façon parallèle au talus côtier sur des distances relativement importantes (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 (Clifton et *al.*, 1973). 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. Ils engendrent la formation d'un talus d'érosion fluviale, mais qui peut aussi être remanié par les processus côtiers (Zenkovich, 1967). Un ruisseau redistribue par le fait même un

volume de sédiments côtiers qu'il mobilise à la plage et qu'il peut éventuellement transporter vers le large. Deuxièmement, un ruisseau contribue aux apports de sédiments terrigènes à la côte. Pour les plages sableuses, il s'agit d'une source sédimentaire au même titre que les sédiments transportés la dérive littorale ou les produits de l'érosion. Il faut ainsi distinguer les apports terrigènes et la redistribution des sédiments côtiers par les cours d'eau qui évoluent sur la plage (fig. 11). Le cours d'eau achemine des apports terrigènes à la côte, en provenance de son bassin versant (zone rouge). Une fois à la plage, le cours d'eau mobilise les sédiments de la plage en raison de sa mobilité et de sa capacité d'incision (zone jaune). La zone d'évacuation et d'accumulation deltaïque (zone bleue) complète le système, alimentée par ces deux différentes sources.



Figure 11 : Schématisation de la dynamique sédimentaire cours d'eau/plage (crédit photo : Gouvernement du Québec 2008)

2.3 FACTEURS D'INFLUENCE DE LA MORPHODYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE DES COURS D'EAU CÔTIERS

Comme l'objet d'étude concerne directement l'interface entre le domaine fluvial et le domaine côtier, cette section de la revue de littérature est consacrée aux facteurs d'influence de la morphodynamique sédimentaire des cours d'eau côtiers et de leur embouchure. Diverses publications traitent de la dynamique d'embouchure des rivières qui débouchent à la côte. Toutefois, la documentation sur les ruisseaux évoluant en milieu côtier est relativement fragmentaire. Le rapport de force entre l'énergie hydraulique du cours d'eau et la dynamique littorale est différent selon la taille du cours d'eau, ce qui limite la possible généralisation de connaissances sur les embouchures de rivières à celles des ruisseaux de moindre taille. À cet effet, Zenkovich (1967) et Kirk (1991) différencient les petits cours d'eau côtiers comme étant majoritairement influencés par les forces marines et comme ne délivrant pas de volumes de sédiments suffisants pour protéger la côte de l'action des vagues et des marées. À l'inverse, ils distinguent les cours d'eau plus importants sur la base de leur morphologie davantage influencée par la dynamique fluviale et par des apports sédimentaires considérables. La dynamique d'interface entre de petits et moyens cours d'eau et le domaine littoral est sommairement expliquée dans un chapitre du manuel de Zenkovich (1967) et au travers de la synthèse des travaux de Clifton et *al.* (1973), sur des chenaux qui débouchent sur la côte de l'Oregon. Les écrits de ces derniers traitent surtout de la mobilité des embouchures et de la classification des différentes configurations, mais ces études sont principalement qualitatives. Paterson et *al.* (2001) présentent de leur côté une analyse de la migration des chenaux d'exutoires de lagunes formées par des rivières dont les embouchures sont contraintes par le volume sédimentaire de la plage.

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; fig. 12). De même, le ruisseau et le delta font obstacle au transit parallèle par la dérive littorale (Bernatchez et *al.*, 2008; Bird, 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).

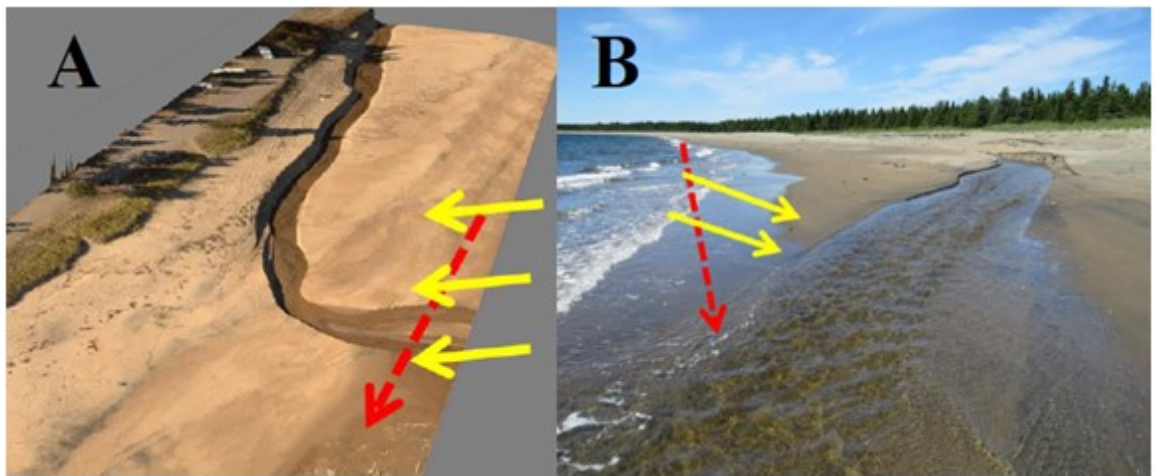


Figure 12 : Interface de l'embouchure du ruisseau avec les vagues qui déferlent et le jet de rive (flèches jaunes) puis avec la dérive littorale (flèche rouge)
(crédit photo A : LGDF, 2013; traitement : Gosselin, 2014; crédit photo B : Caron, 2013)

2.3.1 Influence du débit liquide

Clifton et *al.* (1973) présentent le débit liquide comme le paramètre le plus important pour comprendre la morphologie des embouchures de ruisseaux débouchant sur des côtes à faible marnage. Les travaux de Clifton et ses collaborateurs (1973) permettent de distinguer deux catégories de cours d'eau sur les côtes de l'Oregon. 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 plus incisé. Ils longent le talus côtier sur de plus grandes distances. Le débit liquide conditionne aussi la position de l'embouchure. Effectivement, un ruisseau dont l'embouchure est bloquée peut nécessiter d'être rejoint par d'autres tributaires afin d'acquérir un débit suffisant pour parvenir à faire son chemin vers le plan d'eau dans lequel il se déverse (Zenkovich, 1967).

Paterson et ses collaborateurs (2001) ont observé que, pour certaines rivières néozélandaises débouchant à la côte et formant des lagunes, le chenal de vidange progresse vers l'aval lorsque le débit augmente. Toutefois, dans le cas de cette étude, l'exutoire n'était pas terminal à la lagune. Les observations de Kirk (1991) vont dans la même direction, mais son modèle stipule que les débits extrêmes peuvent tronquer une partie d'une lagune et que de nouveaux exutoires peuvent s'ouvrir. Certaines lagunes sont d'ailleurs complètement fermées lorsque les débits sont trop faibles (Clifton et *al.*, 1973; Kirk, 1991; Hart, 2007). Dans des lagunes fermées, Clifton et ses collaborateurs (1973) ont mesuré des débits de percolation allant jusqu'à $1 \text{ m}^3/\text{s}$.

Cette dynamique d'embouchure dictée par le débit liquide conditionne la redistribution de sédiments par les cours d'eau. Les ruisseaux à plus fort débit ($0.01 \text{ m}^3/\text{s}$) et avec des chenaux moins linéaires (Clifton et *al.*, 1973) contribuent davantage à la mobilisation des sédiments de la plage qui sont redistribués vers le large, car ils s'incisent considérablement et engendrent de l'érosion latérale. Wright et ses collaborateurs (1980) confirment également qu'une dominance fluviale s'installe pour les milieux côtiers à faible énergie de vagues et dont le marnage est de faible amplitude, ce qui conditionne l'interface de déposition. Le débit influence aussi les apports sédimentaires terrigènes à la plage. Cette

corrélation positive du débit solide et du 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 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 crue (Bernatchez et *al.*, 2008). En raison de cette relation entre le transport et le débit liquide, les apports des cours d'eau sont inconstants dans le temps. Cette variabilité s'exprime à plusieurs échelles. Sur le long terme, les débits solides peuvent être fonction de l'état des sources sédimentaires et de la productivité en sédiments dans les bassins. À moyen terme, des modifications dans le régime de débit, notamment dans une optique de changements climatiques, pourraient entraîner des changements dans les apports. Annuellement, les fluctuations saisonnières des débits liquides se traduisent par des variations dans les apports de sédiments (Bravard et Petit, 2000). Les sédiments que les cours d'eau apportent vers le large contribuent à mettre en place des deltas. De façon générale, pour ces petits cours d'eau, la construction du delta est principalement dictée par le débit fluvial (Wright et *al.*, 1973), par la relation entre le transport solide et le climat de vagues, puis par l'effet des marées et des vagues sur la forme (Bird, 2008).

2.3.2 Influence du débit solide

Le débit solide conditionne lui aussi la dynamique d'embouchure et le bilan sédimentaire de la plage. Il correspond en grande partie aux sédiments de la plage qui sont mobilisés par le cours d'eau, la mobilisation de sédiments à la plage par le cours d'eau étant étroitement liée au débit liquide. Le débit solide intègre les apports des cours d'eau, qui proviennent des bassins versants. 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). Pour cette raison, les études sur les apports sédimentaires provenant d'affluents revêtent un caractère régional.

Selon Wright (1977), le débit solide et la granulométrie sont aussi à considérer pour comprendre la dynamique d'interface entre les ruisseaux et le milieu côtier puisqu'ils conditionnent la construction de deltas. De même, les accumulations deltaïques engendrent une rétroaction positive sur les taux d'accumulation aux embouchures en bloquant les sédiments en transit avec la dérive littorale. Ces deltas peuvent bloquer le transit parallèle associé à la dérive littorale (Bernatchez et *al.*, 2008), ce qui accroît le volume de sédiments accumulés au niveau du delta. En ce sens, la disponibilité des sédiments à l'embouchure favorise la déviation de cette dernière dans la direction de la dérive littorale (Clifton et *al.*, 1973).

2.3.3 Influence de la dérive littorale

La dérive littorale a un impact majeur sur la morphodynamique de l'embouchure (Zenkovich, 1967; Bernatchez et *al.*, 2008). La migration latérale de l'embouchure se fait habituellement dans le sens de la dérive (Wright, 1977; Paterson et *al.*, 2001, Lichter et *al.*, 2009). Toutefois, en tempête, une modification de la dérive littorale peut dévier un ruisseau (Zenkovich, 1967). Les mouvements ne sont toutefois pas unidirectionnels. Des observations ont été faites de petits chenaux migrant dans la direction opposée à la dérive (Kirk, 1991; Dahm et Nomos, 2014).

Ce courant parallèle contribue à redistribuer les sédiments apportés par le cours d'eau (Clifton et *al.*, 1973), selon l'angle incident des vagues (Zenkovich, 1967). Les vagues et la dérive littorale favorisent la construction des barres sableuses aux embouchures (Bernatchez et *al.*, 2008) et jouent un rôle pour la redistribution des sédiments à la côte, à l'intérieur des cellules hydrosédimentaires. La dérive littorale peut également mobiliser les sédiments provenant des accumulations deltaïques (Zenkovich, 1967) ou force l'accumulation de sédiments en transit parallèlement à la côte au niveau des deltas (Bernatchez et *al.*, 2008).

2.3.4 Influence des vagues

Au-delà de leur influence sur les profils de plage et le développement de la dérive littorale (Bird, 2008), les vagues influencent potentiellement le positionnement de l'embouchure. Selon leur angle d'incidence, elles peuvent favoriser la mise en place de bancs de sédiments aux embouchures (Clifton et *al.*, 1973). Ces bancs peuvent s'attacher à la plage, du côté amont de la dérive littorale, avant de croître en volume (Clifton et *al.*, 1973). Ils évoluent dans la direction de la dérive littorale, repoussant l'embouchure du cours d'eau et réorientant le chenal de façon parallèle à la côte sur de bonnes distances (Clifton et *al.*, 1973). Dans l'étude de Paterson et ses collaborateurs (2001), les auteurs font état de la progression et de l'élongation du chenal d'exutoire des lagunes lors des événements de vagues de haute énergie. Ils mentionnent aussi que la migration est épisodique et correspond à des événements de vagues et/ou de débit extrêmes.

Les vagues favorisent aussi l'accumulation à l'embouchure des cours d'eau. Les sédiments du delta se déposent lorsque les chenaux se divisent sur le delta selon une dynamique d'avulsion et d'accrétion (Schumm, 1993), mais aussi 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). À cet effet, 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). Des vagues fortes et l'effet de « shoaling », qui se traduit par une augmentation de la hauteur des vagues avant le déferlement (Dalrymple, s.d.), peuvent favoriser un transport sédimentaire vers l'amont des cours d'eau, particulièrement à marée haute (Clifton et *al.*, 1973). Les événements de tempêtes conditionnent 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). Toutefois, l'énergie des vagues aux embouchures peut être atténuée par les bancs de sédiments qui s'y développent (Zenkovich, 1967), par les formes fluviales du lit (dunes, antidunes et rides)

(Clifton et *al.*, 1973) et par le débit fluvial (Jonsson et *al.*, 1970). Lors de tempêtes, les vagues peuvent déferler haut sur l'estran et le jet de rive peut atteindre les ruisseaux (fig. 13). Cela entraîne la formation de bancs de convexité et engendre une concentration de l'écoulement sur la berge concave (fig. 14). Les vagues peuvent favoriser la mobilité latérale des cours d'eau et l'érosion, augmentant ainsi la capacité des ruisseaux à redistribuer les sédiments côtiers.



Figure 13 : Jet de rive dans le chenal du ruisseau PEN D (crédit photo : Caron, 2013)



Figure 14 : Jet de rive dans le chenal du ruisseau PEN B 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)

2.3.5 Influence du marnage

La fluctuation du niveau marégraphique engendre des changements du niveau de base et des ajustements de la dynamique d'interface et des profils longitudinaux des ruisseaux. Pour les ruisseaux à l'étude, des fluctuations de niveau de base sont forcées quotidiennement par les cycles marégraphiques. 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, défini par l'écart entre le niveau d'eau d'une marée haute et d'une marée basse. À l'intérieur du chenal, la turbulence diminue à marée haute (Clifton et *al.*, 1973), la vitesse du courant étant contrainte 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.

2.3.6 Influence du profil de plage

Le profil de plage est un élément déterminant de la dynamique d'embouchure. Ce profil est conditionné par le climat de vagues, les différents courants littoraux et les conditions marégraphiques (Clifton et *al.*, 1973; Bird, 2008; Masselink et *al.*, 2011). Komar (1998) a mis en évidence la variation saisonnière des profils de plage sur la base de la mobilité des sédiments perpendiculairement à la côte. 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; Moign, 1972). 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). Kirk (1991) puis Paterson et *al.* (2001) ont constaté que certaines rivières de Nouvelle-Zélande ont des exutoires contraints par la présence de barres de sables et de graviers. Derrière ces accumulations, il se forme des lagunes, vidées par des chenaux de décharge. Devant les lagunes, les écoulements peuvent aussi se faire par percolation (Zenkovich, 1967), et drainer des sédiments de l'estran par le ruissellement qui en résulte. Les microchenaux perpendiculaires à la côte qui en résultent rappellent la morphologie observée à marée basse sur les estrans sableux par Boyé (1955) en Charente-Maritime. Si le profil de plage influence le comportement du ruisseau, le cours d'eau impacte aussi la plage. La mobilité du chenal et l'évacuation de sédiments qu'il engendre

contribuent à abaisser le profil de plage, ce qui rend la côte plus vulnérable à l'action des vagues (Dahm et Nomos, 2014). Les embouchures provoquent une indentation de la côte où le pouvoir morphogène des vagues est accru.

2.4 LACUNES THÉORIQUES

Dans la section précédente, un portrait sommaire de la dynamique des ruisseaux côtiers et de leur embouchure a été présenté. Toutefois, peu d'études traitent de la morphodynamique des embouchures des cours d'eau côtiers. À la connaissance de l'auteur, il n'y a pas eu de publications en anglais ou en français axées sur le sujet depuis celles de Zenkovich (1967) puis de Clifton et *al.* (1973). Les travaux de Moign (1972) sur les plages du secteur de Sept-Îles ne font qu'effleurer la question des ruisseaux de plage. Tout de même, il s'agit de la seule référence pour les ruisseaux de la Côte-Nord du Saint-Laurent. Les publications de Kirk (1991) et Paterson et *al.* (2001), bien que pertinentes, traitent des systèmes lagunaires et des chenaux de vidange. Si certaines informations en ont été tirées, notamment en ce qui a trait à l'influence météomarine sur la dynamique des chenaux d'exutoire, il n'en demeure pas moins que la dynamique est différente de celle d'un écoulement « libre ». À cet effet, les travaux de Clifton et ses collaborateurs (1973) sont plus détaillés que ceux de Zenkovich (1967). Les auteurs y portent notamment un regard plus pointilleux sur les processus favorisant la mobilité des chenaux et des embouchures. Toutefois, ces dernières études sont principalement qualitatives et semblent se baser strictement sur les observations des auteurs et sur la synthèse de travaux qui ne furent pas publiés. La présentation demeure fragmentaire et peu étoffée lorsqu'il y est question de la dynamique d'embouchure des ruisseaux de plage. Par ailleurs, aucun de ces écrits ne concerne des milieux froids pour lesquels la dynamique des ruisseaux de plage est aussi fonction de l'influence des phénomènes glaciels.

En termes d'influence des ruisseaux sur la dynamique sédimentaire des plages, les études concernent surtout l'implication des cours d'eau plus importants, notamment dans les études de Wright, Coleman et Thom (1973) et Wright (1977). Sur la Côte-Nord, seuls les apports de certaines rivières ont été considérés (Cataliotti-Valdina et Long, 1984; Sala et Long, 1989; Bernatchez et *al.*, 2008; Bernatchez et Fraser, 2011). Il n'y a aucune étude sur les apports des petits ruisseaux et sur la remobilisation des sédiments à la plage par les cours d'eau. La question de la morphodynamique sédimentaire des plages avec petits ruisseaux est tout juste effleurée dans les travaux de Bernatchez et *al.* (2008). D'ailleurs le bilan sédimentaire des côtes basses sablonneuses de la Côte-Nord a jusqu'à maintenant été peu étudié. Quelques études de suivi des profils de plage ont été réalisées (Moign, 1972; Lessard et Dubois, 1984; Ross, 1988), mais elles n'ont pas permis de déterminer la contribution des différentes composantes du bilan, dont les cours d'eau. Il n'y a apparemment pas de connaissances disponibles sur l'importance relative des petits cours d'eau sur le budget sédimentaire des basses côtes sablonneuses de la Côte-Nord.

2.5 CONTEXTE DU PROJET

2.5.1 Problématique

La morphodynamique des ruisseaux côtiers et de leur embouchure de même que leur implication sur la redistribution de sédiments à la plage sont dictées par une multitude de facteurs. Toutefois, la méconnaissance de cette dynamique demeure, et ce même si la problématique n'est pas propre au Québec. Cette situation est d'autant plus flagrante sur la Côte-Nord du Saint-Laurent, les différentes études n'ayant pas approfondi la question de l'implication ruisseaux côtiers sur la dynamique sédimentaire des plages de façon convaincante.

Le long de la route 138, 70 % des segments situés à moins d'un demi-kilomètre de la ligne de rivage correspondent à des côtes basses meubles (Bernatchez, 2012). À l'échelle du golfe du Saint-Laurent, des taux de recul annuels sont considérables pour les côtes sablonneuses. De 1982 à 1985, les taux de recul annuels pour les falaises de Rivière-Pentecôte oscillent entre 0.1 et 6 mètres (Bernatchez et Dubois, 2004). Les données du LDGIZC proposent un taux de recul annuel de -0.22 mètre comme étant le plus représentatif de la dynamique de recul actuelle du trait de côte dans la proximité des ruisseaux étudiés (moyenne de taux de recul de 2000 à 2012). Pour les microfalaises de Longue-Pointe-de-Mingan, les taux annuels pour 1981 à 1985 sont par endroits de l'ordre de 3 m. Toutefois, les taux historiques enregistrent des reculs allant jusqu'à 6.6 mètres annuellement (Bernatchez et Dubois, 2004). Les données du LDGIZC proposent un taux de recul annuel de -0.44 mètre comme étant le plus représentatif pour les bornes adjacentes au secteur d'intérêt (valeur moyenne pour 2000 à 2014). Dans les régions de Rivière-Pentecôte et de Longue-Pointe-de-Mingan, ces côtes sablonneuses sont caractérisées par la présence de plusieurs petits cours d'eau qui se jettent sur les estrans sableux au débouché des ponceaux assurant le drainage routier de la route 138. Ces cours d'eau sont parfois assez mobiles, ils redistribuent les sédiments côtiers vers le large et ils engendrent de l'érosion latérale, favorisant le recul du trait de côte. Le contexte géomorphologie du territoire invite ainsi à considérer les ruisseaux côtiers dans la gestion du trait de côte.

De plus, dans un contexte de changements climatiques, le nombre d'événements morphogènes associés aux ruisseaux est appelé à augmenter. Pour la région à l'étude, la tendance globale est à l'augmentation des débits de pointe et des volumes des crues printanières. La situation est comparable pour les débits de pointe des crues d'automne et d'été, de même que pour les débits moyens (CEHQ, 2015). À cet effet, le ministère des Transports du Québec propose d'adapter ses infrastructures à une hausse de débit de conception (crue) de l'ordre de 10 % pour les bassins versants de moins de 25 km², sans spécifier l'horizon associé à cette prévision (Direction des structures, 2004). Lors des épisodes de fort débit, dont la fréquence risque d'augmenter, des volumes de sédiments importants peuvent être amenés plus loin vers le large (Bernatchez et *al.*, 2008). Si les

prévisions climatiques pour le Québec annoncent une légère augmentation de la pluviosité de l'ordre de 10 à 20 % pour un horizon 2081-2100 (IPCC, 2013), elles proposent une hausse de la fréquence des événements de forte pluviosité (Desrochers et *al.*, 2008). De même, dans l'éventualité d'une réduction du couvert de glace (Senneville et *al.*, 2014), la dynamique sédimentaire des plages est appelée à changer, ce qui peut jouer un rôle prépondérant sur la morphodynamique des ruisseaux de plage.

Pour la Côte-Nord, il n'existe aucune étude portant sur la mobilité des ruisseaux et de leur embouchure selon les conditions hydroclimatiques de même que sur leur rôle sur la dynamique morphosédimentaire des plages. Ce manque de connaissances est problématique vu la menace qui pèse sur la route 138, un tronçon vital pour l'activité socio-économique de la région, mais encore plus dans l'optique d'une modification anticipée des régimes de débits.

2.5.2 Applicabilité du projet

Cette étude doit servir à des fins pratiques, principalement pour les gestionnaires du réseau routier de la Côte-Nord. C'est en effet le ministère des Transports du Québec (MTQ) qui a commandé et qui a financé ces travaux. La route 138 est un tronçon vital pour les activités économiques de la Côte-Nord. Elle assure la connectivité entre les différentes municipalités, et surtout avec les centres urbains régionaux et leurs services. Pour cette raison, le MTQ a tout intérêt à assurer la pérennité de cette route. La présente étude est axée sur l'étude de la morphodynamique des ruisseaux côtiers et de leur implication sur la dynamique sédimentaire des plages. Toutefois, elle s'insère dans le cadre d'une étude plus large sur la dynamique sédimentaire des côtes sablonneuses et sur le pied de glace du golfe du Saint-Laurent (travaux de S. Van-Wiersts). Ce projet permettra de mettre en évidence la fluctuation des volumes de plage en fonction du pied de glace et de clarifier la dynamique sédimentaire des cordons de bas estran. Dans le cadre de cette grande étude, le projet spécifiquement axé sur les ruisseaux côtiers permettra de comprendre l'influence des cours

d'eau sur la dynamique des plages et sur la redistribution des sédiments. Une meilleure connaissance de ces cours d'eau permettra aux gestionnaires du MTQ de planifier plus efficacement leurs interventions sur le réseau routier. La connaissance de la menace potentielle que représentent les ruisseaux pour la route et celle de leur implication sur la dynamique sédimentaire des plages et l'érosion côtière est une étape préalable à une intervention concernant le cours d'eau qui viserait à pallier aux problématiques rencontrées. L'étude des cours d'eau permet d'approfondir ces connaissances et de proposer des solutions alternatives. Ultiment, elle permettra d'intervenir plus efficacement pour protéger la route.

2.5.3 Objectifs de la recherche

Le projet vise l'accomplissement de deux objectifs principaux au niveau de l'applicabilité des travaux pour le ministère des Transports du Québec et pour le développement des connaissances. Ils sont chacun développés en deux objectifs spécifiques représentés sur la figure 15.

(1) Caractériser la dynamique d'embouchure des ruisseaux côtiers

(1.1) Caractériser la composante verticale et cibler les facteurs de contrôle

(1.2) Caractériser la composante latérale et cibler les facteurs de contrôle

(2) Définir le rôle des petits cours d'eau sur la dynamique morphosédimentaire de la plage

(2.1) Estimer les volumes sédimentaires redistribués de la plage vers le large et évaluer la variabilité de ces volumes

(2.2) Déterminer l'enveloppe de mobilité et les taux de migration latérale des ruisseaux contre la berge côtière et évaluer la variabilité de ces taux

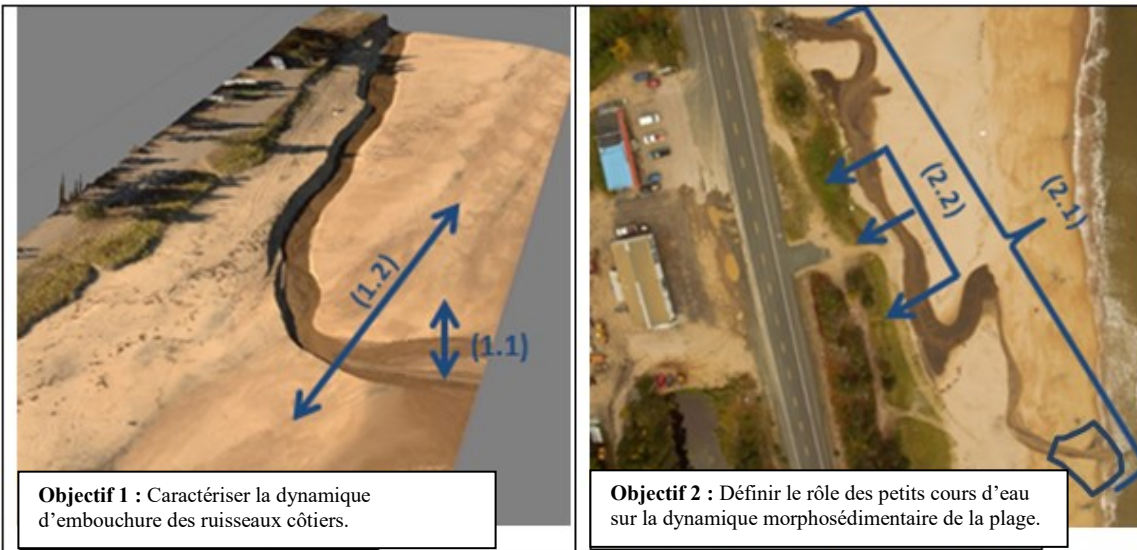


Figure 15 : Représentation des différents objectifs spécifiques :

- Objectif (1.1) - représentation de la composante verticale de la mobilité d'embouchure
- Objectif (1.2) - représentation de la composante latérale de la mobilité d'embouchure
- Objectif (2.1) – manifestation des indices de transport sédimentaire (incision/accumulation et delta) retrouvés dans l'ensemble du chenal
- Objectif (2.2) - représentation de la composante latérale de la migration du ruisseau (crédit photo : LGDF de l'UQAR)

L'objectif 1.1 vise la caractérisation de la composante verticale de la mobilité des ruisseaux et de leur embouchure. Précisément, il vise à quantifier les ajustements des profils longitudinaux et de comprendre leur variabilité en fonction de différentes variables explicatives. En ce qui concerne l'objectif 1.2, le but est de mesurer les déplacements des embouchures parallèlement à la côte et de déterminer les facteurs qui influencent cette mobilité. Pour l'objectif 2.1, l'idée est d'estimer les volumes de sédiments redistribués par les cours d'eau pour évaluer le rôle de ces ruisseaux sur la dynamique des volumes sédimentaires des plages, par exemple en opposition à une plage où il n'y a pas de cours d'eau (fig. 16, identifiée « plage » sur le schéma, à droite). L'intérêt est tout d'abord de comprendre la contribution des différents ruisseaux en fonction de leur rôle sur la dynamique sédimentaire d'une plage, en termes de débit solide évacué. En ce sens, un ruisseau 1 et un ruisseau 2 ne mobilisent pas les mêmes volumes de sédiments à la plage en

raison des caractéristiques qui leurs sont propres (tracé du cours d'eau et débit liquide, considérant des apports terrigènes négligeables en provenance de leur bassin versant respectif). L'intérêt est centré sur les fluctuations des taux d'évacuation de sédiments comme fonction d'un ensemble de facteurs explicatifs. Par exemple, tel que représenté sur la figure, l'idée est de comprendre en quoi les fluctuations du débit liquide pour un même chenal modulent l'évacuation de sédiments par le cours d'eau. En ce qui a trait à l'objectif 2.2, le but est de déterminer l'enveloppe de mobilité et les taux de migration latérale des ruisseaux contre la berge côtière. L'objectif est aussi de comprendre la variabilité de ces taux en fonction de différentes variables explicatives.

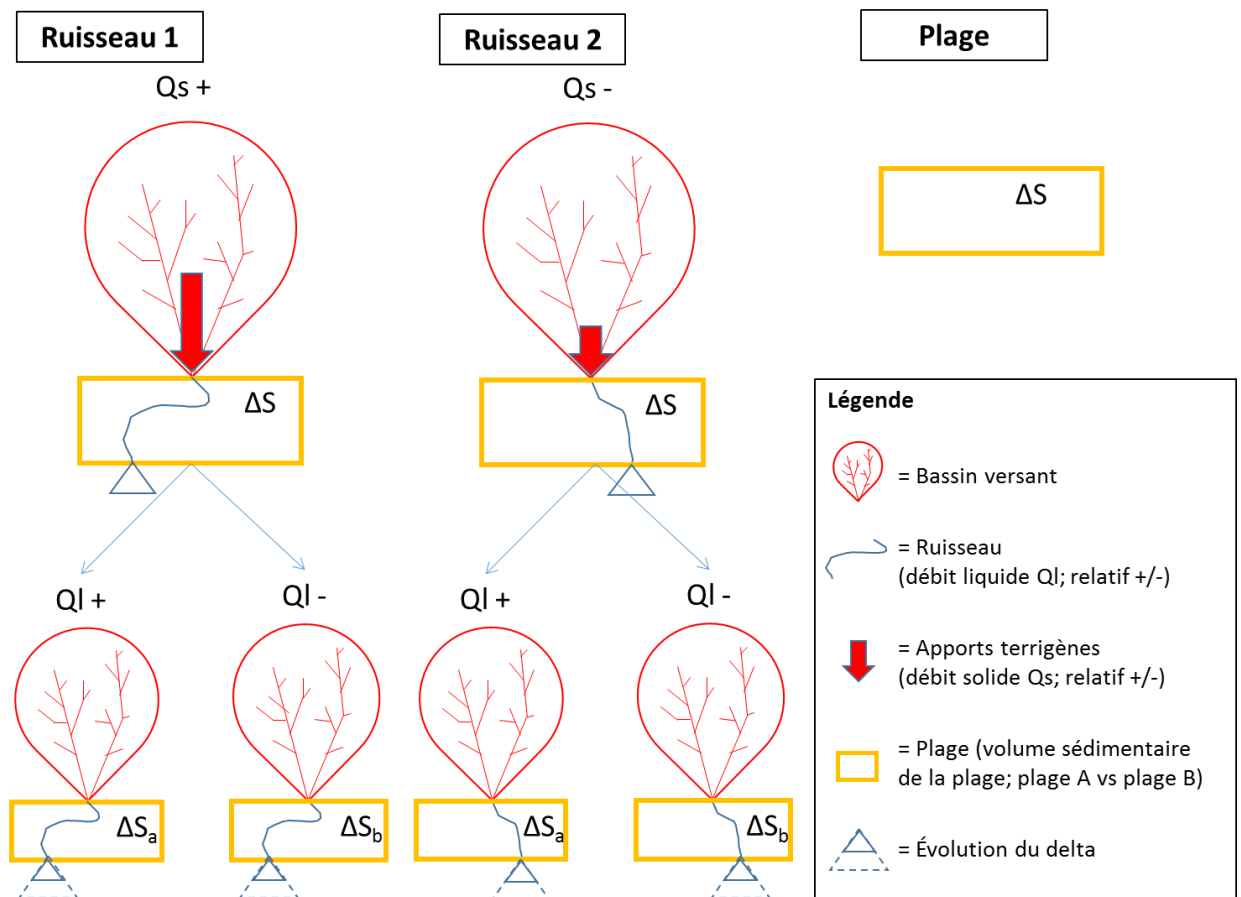


Figure 16 : Schématisation de l'objectif 2.1

CHAPITRE 3

DESCRIPTION DES SITES D'ÉTUDES

Deux secteurs d'études de la Côte-Nord du Saint-Laurent (Québec) sont ciblés dans le cadre du projet : Rivière-Pentecôte (A) et Longue-Pointe-de-Mingan (B) (fig. 17). Rivière-Pentecôte fait partie de la municipalité de Port-Cartier, dans la MRC des Sept-Rivières. La municipalité de Longue-Pointe-de-Mingan fait quant à elle partie de la MRC de la Minganie. Ces deux secteurs ont été sélectionnés, car la route 138 y longe les côtes basses sablonneuses, à une distance variable. De plus, plusieurs petits ruisseaux passent par les ponceaux routiers pour rejoindre le golfe. Ces petits ruisseaux sont issus du drainage routier et de petits bassins forestiers difficilement délimités. Leur débit est relativement faible, à un point tel où même l'évapotranspiration dans leur bassin versant a une influence visible sur les débits. Une analyse par ondelettes a permis de faire ressortir une cyclicité journalière des débits (24 heures), l'évapotranspiration étant maximale sur les heures d'ensoleillement du midi de l'après-midi.

En débouchant à la côte, ils sont réorientés dans la direction de la dérive et certains engendrent une problématique d'érosion latérale en raison de leur mobilité. De plus, leur incision dans la plage mène à une évacuation de volumes considérables de sédiments vers le large comme en témoignent les accumulations deltaïques. Un total de cinq ruisseaux débouchant à la côte a été sélectionné pour représenter des dynamiques d'embouchure différentes.

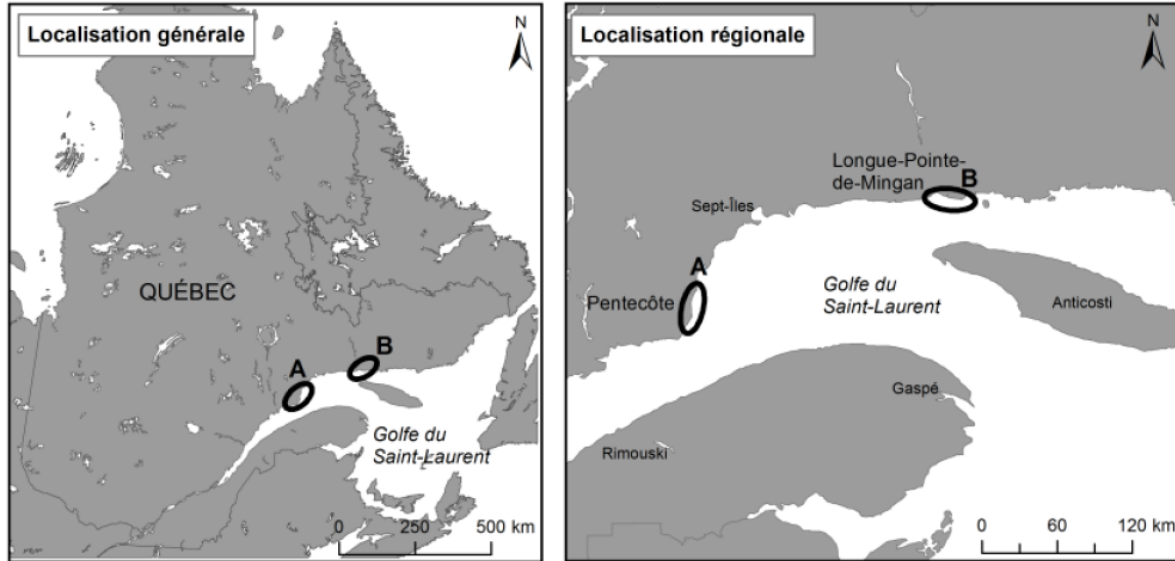


Figure 17 : Localisation générale et régionale des secteurs d'étude
 A : Rivière-Pentecôte et B : Longue-Pointe-de-Mingan

3.1 SECTEUR DE RIVIÈRE-PENDECÔTE

3.1.1 Domaine fluvial

Pour cette région d'étude, trois ruisseaux sont suivis : PEN B, PEN C et PEN D. Les cours d'eau à l'étude sont très rapprochés les uns des autres. La localisation et le tracé de ces ruisseaux sont présentés sur la carte de la figure 18.

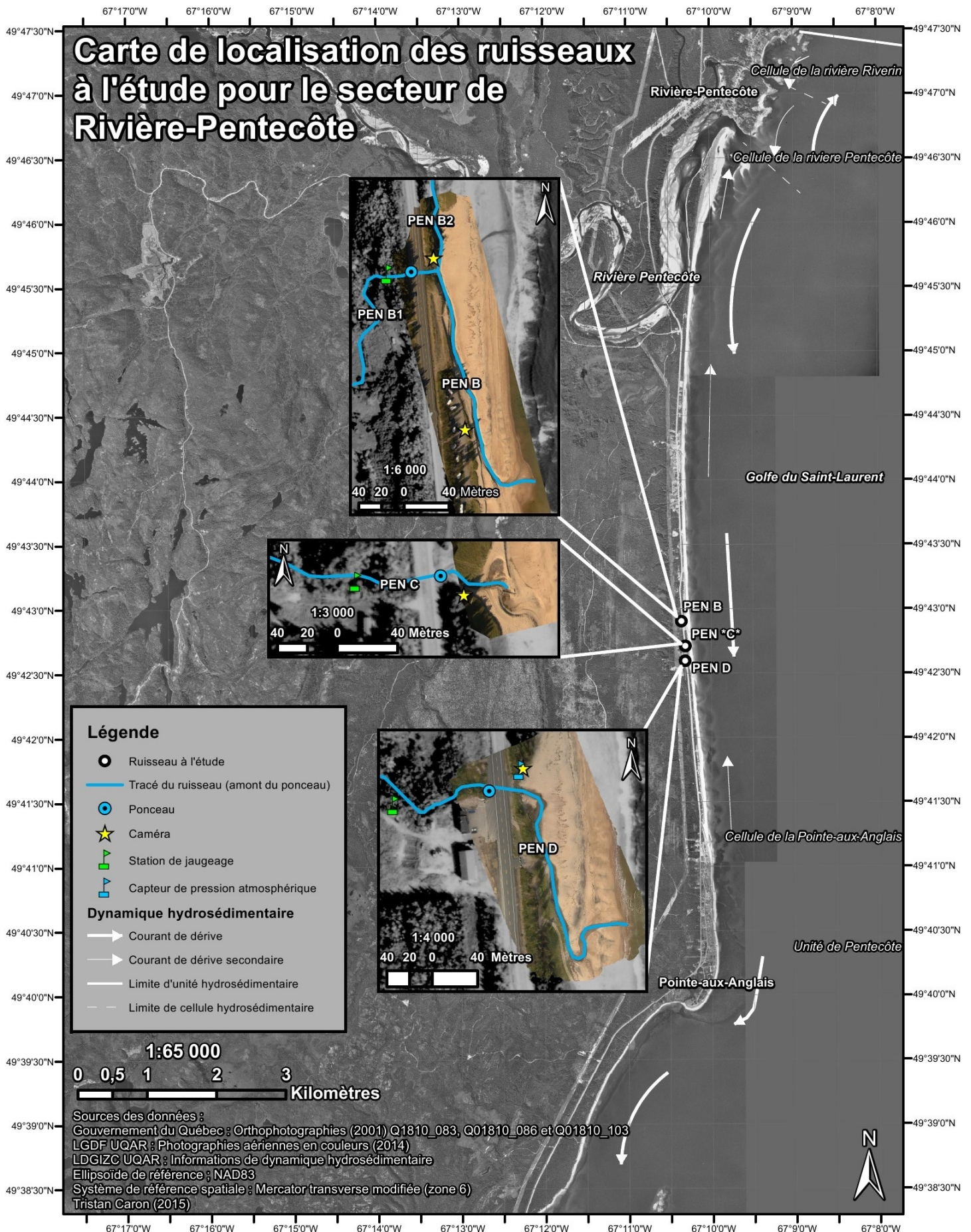


Figure 18 : Carte de localisation des ruisseaux à l'étude pour le secteur de Rivière-Pentecôte

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 fossé routier (PEN B1dr) et un ruisseau forestier (fig. 19 et 20). Il évolue du côté ouest de la route. À l'aval de 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 (fig. 21). 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. Le premier ponceau en amont présente une problématique d'aggradation (fig. 20) explicable aux apports de sédiments provenant du fossé routier. Des travaux de remblaiement dans un chantier de construction à proximité peuvent expliquer les apports de sédiments dans le fossé routier. Les berges du premier ruisseau forestier sont végétalisées et les indices d'érosion sont épars et relativement peu nombreux. Le ruisseau forestier ne serait donc pas une source d'apports sédimentaires d'envergure. Le fossé routier est une source d'apport sédimentaire probablement plus considérable, notamment en raison de la pente des talus meubles et des travaux en cours à proximité. Les berges du fossé sont enrochées et les apports ne seraient probablement pas aussi importants si ce n'était de la présence du chantier et des travaux de remblaiement. Le second ponceau, qu'emprunte le ruisseau PEN B2, ne présente quant à lui aucune problématique particulière. Le ruisseau ne présente pas de talus en érosion, la plupart des talus étant bien végétalisés. Une première station de

jaugeage enregistre des hauteurs d'eau en amont de la première confluence, dans le ruisseau forestier, avant que le ruisseau PEN B1 traverse la route. La seconde station de mesures est installée en amont dans le second affluent (PEN B2) afin de mesurer les hauteurs d'eau.

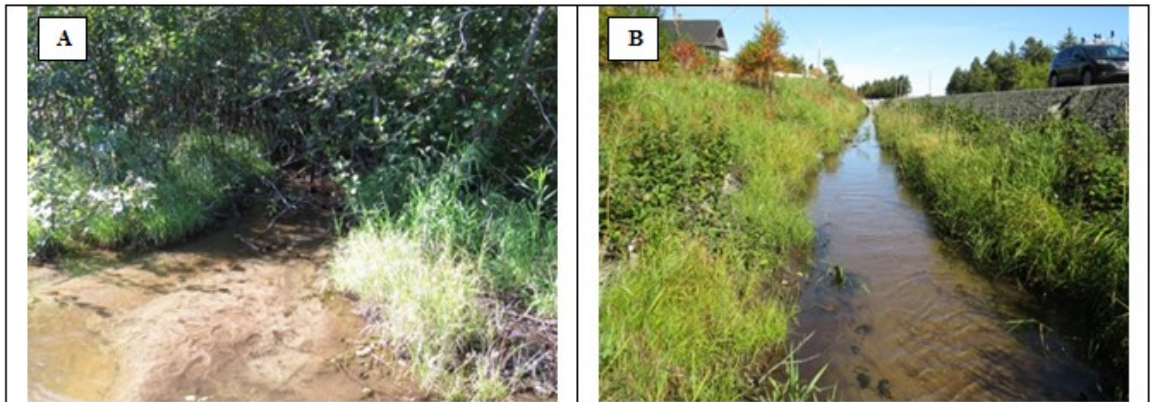


Figure 19 : Ruisseau forestier (A) et fossé routier (B) qui se rejoignent pour former le ruisseau PEN B1 tout juste en amont du ponceau (crédit photo : Caron, 2013)



Figure 20 : Ensablement du ponceau à la confluence entre le cours d'eau forestier et le fossé routier formant le ruisseau PEN B1 (crédit photo : Caron, 2013)

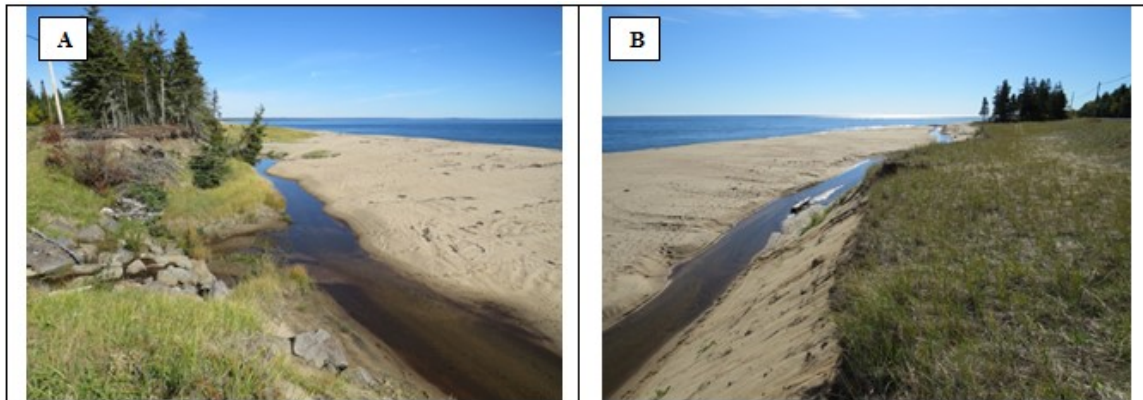


Figure 21 : Confluence ruisseau PEN B2 et ruisseau PEN B1 - vue vers le nord-est (A) et vue vers l'embouchure du ruisseau, en aval de la confluence entre les ruisseaux PEN B1 et BEN B2 - vue vers le sud-est (B) (crédit photo : Caron, 2013)

Le ruisseau PEN C est beaucoup moins dynamique et présente un débit beaucoup moins important. 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 (fig. 22). Il est parvenu à faire son chemin vers le golfe seulement sous certaines conditions de débit ou sous l'action des vagues, mais cette dynamique est décrite ultérieurement. Le ponceau présente une légère accumulation de cailloux en amont et un amas de bois de plage à son exutoire (fig. 23). Il n'apporte cependant que peu de sédiments à la plage, les berges du chenal étant végétalisées et stables. Une station de jaugeage est installée en amont du ponceau pour y mesurer les hauteurs d'eau.



Figure 22 : Percolation du cours d'eau PEN C qui ne parvient pas à rejoindre le golfe
(crédit photo : Caron, 2013)

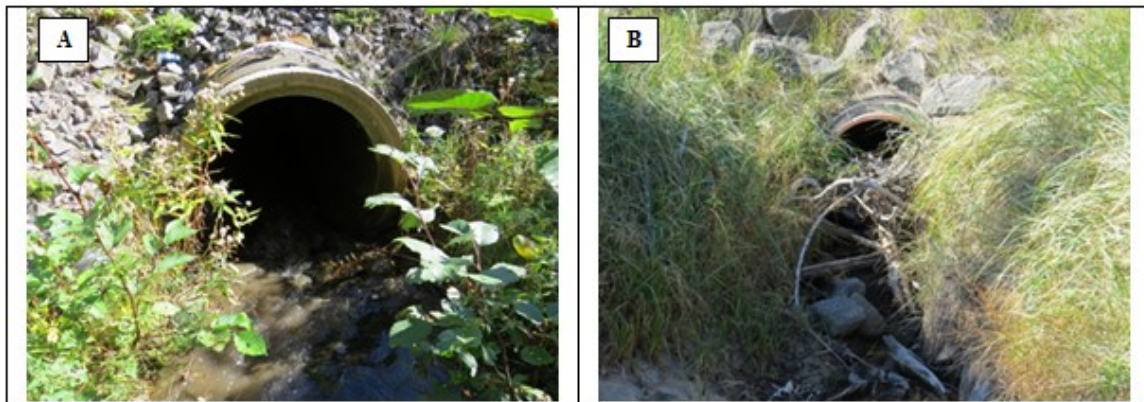


Figure 23 : Vue de l'amont du ponceau du ruisseau PEN C où il y a une légère accumulation de cailloux (A) et accumulation de bois à l'exutoire du ponceau (B)
(crédit photo : Caron, 2013)

PEN D est le ruisseau le plus au sud pour le secteur de Pentecôte. Il est situé à proximité du restaurant le Routier. 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 (fig. 24). Un delta se forme à son embouchure. 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 ans plus tard. À cet effet, le matériel restant du remblai est encore visible aujourd'hui (fig. 24). Lors des visites, le ponceau présentait généralement des accumulations de bois mort et de galets ponctuelles à mi-chemin et en amont de la structure (fig. 25). Les berges du ruisseau, en amont du ponceau, sont bien végétalisées et sont relativement stables. En ce sens, le cours d'eau apporte peu de sédiments à la plage et il n'y a pas de problématique d'accrétion dans la conduite. Une station de jaugeage a été installée en amont du ponceau.



Figure 24 : Vue vers l'embouchure du chenal PEN D et les vestiges du remblai
(crédit photo : Caron, 2013)



Figure 25 : Vue vers l'intérieur du ponceau du ruisseau PEN D et sur l'accumulation de galets à mi-chemin de la structure (crédit photo : Tchakondo et Villeneuve, 2013)

3.1.2 Domaine côtier

Dans le secteur de Rivière-Pentecôte, les ruisseaux étudiés se retrouvent tous au sud de la rivière Pentecôte. La côte y est principalement caractérisée par des terrasses sableuses qui marquent la ligne de rivage, devant laquelle s'étend une plage sableuse. 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 affleurants à la hauteur de la flexure. Les marées présentent une cyclicité dite mixte semi-diurne (Drapeau, 1992). Une analyse par ondelettes de données recueillies avec un capteur de pression a permis de faire ressortir une cyclicité aux 12 heures correspondant aux deux cycles de marées quotidiens (fig. 26, autour de 5.4 sur l'échelle logarithmique). Une cyclicité de 24 heures a été décelée, ce qui peut s'expliquer par le fait qu'une des deux marées quotidiennes présente habituellement une plus grande amplitude (fig. 26, autour de 6.4 sur l'échelle logarithmique). Selon les données de la station marégraphique de Port-Cartier, le marnage caractérisant les marées moyennes est de 2.4 m. Lors des épisodes de grandes marées, il grimpe à 3.5 m. Selon la classification de Davies (1980), il s'agit d'un milieu mésotidal (2 à 4 m). Sur un tronçon de 14 km s'étendant au sud de la rivière

Pentecôte, il y a une quarantaine de ponceaux qui passent sous la route 138 et atteignent la côte (Van-Wierts et *al.*, 2013). Ils favorisent une indentation de la côte, ce qui permet une plus grande pénétration des vagues.

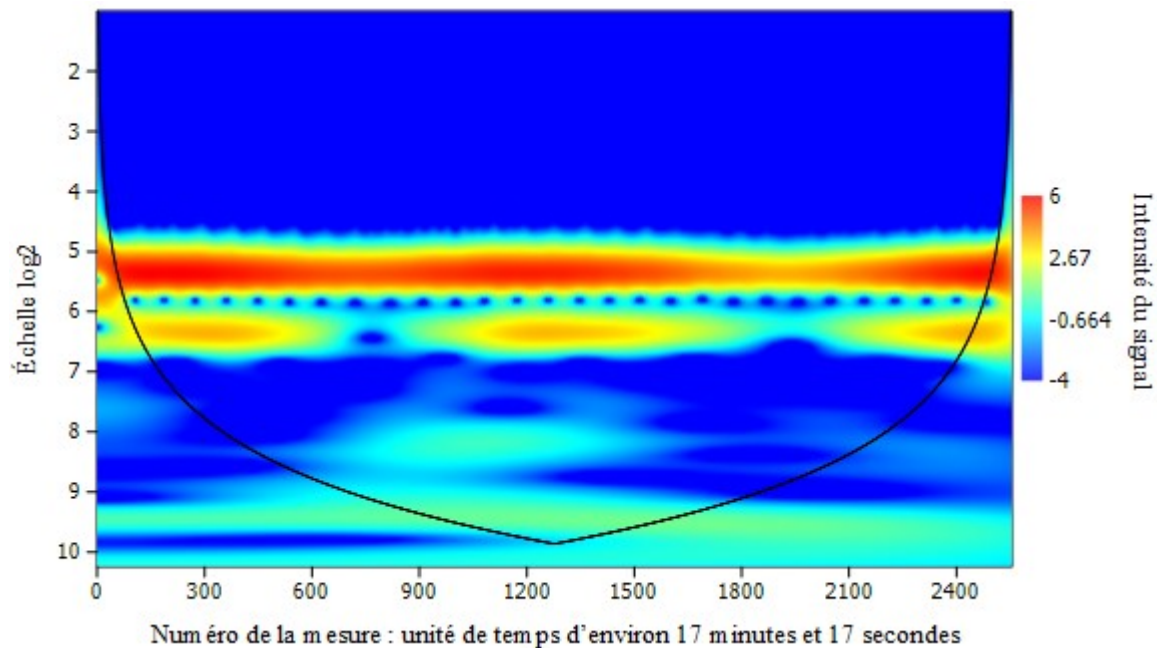


Figure 26 : Exemple de transformé d'ondelettes pour le secteur de Rivière-Pentecôte entre mai et juin 2014

Pour le secteur de Rivière-Pentecôte, la dérive littorale s'organise du nord vers le sud. Le secteur à l'étude correspond à la cellule de la Pointe-aux-Anglais (fig. 18). Les apports terrigènes de la rivière Pentecôte constituent aussi une source non négligeable de sédiments. 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.

3.2 SECTEUR DE LONGUE-POINTE-DE-MINGAN

3.2.1 Domaine fluvial

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 sites sont représentés sur la carte de la figure 27.

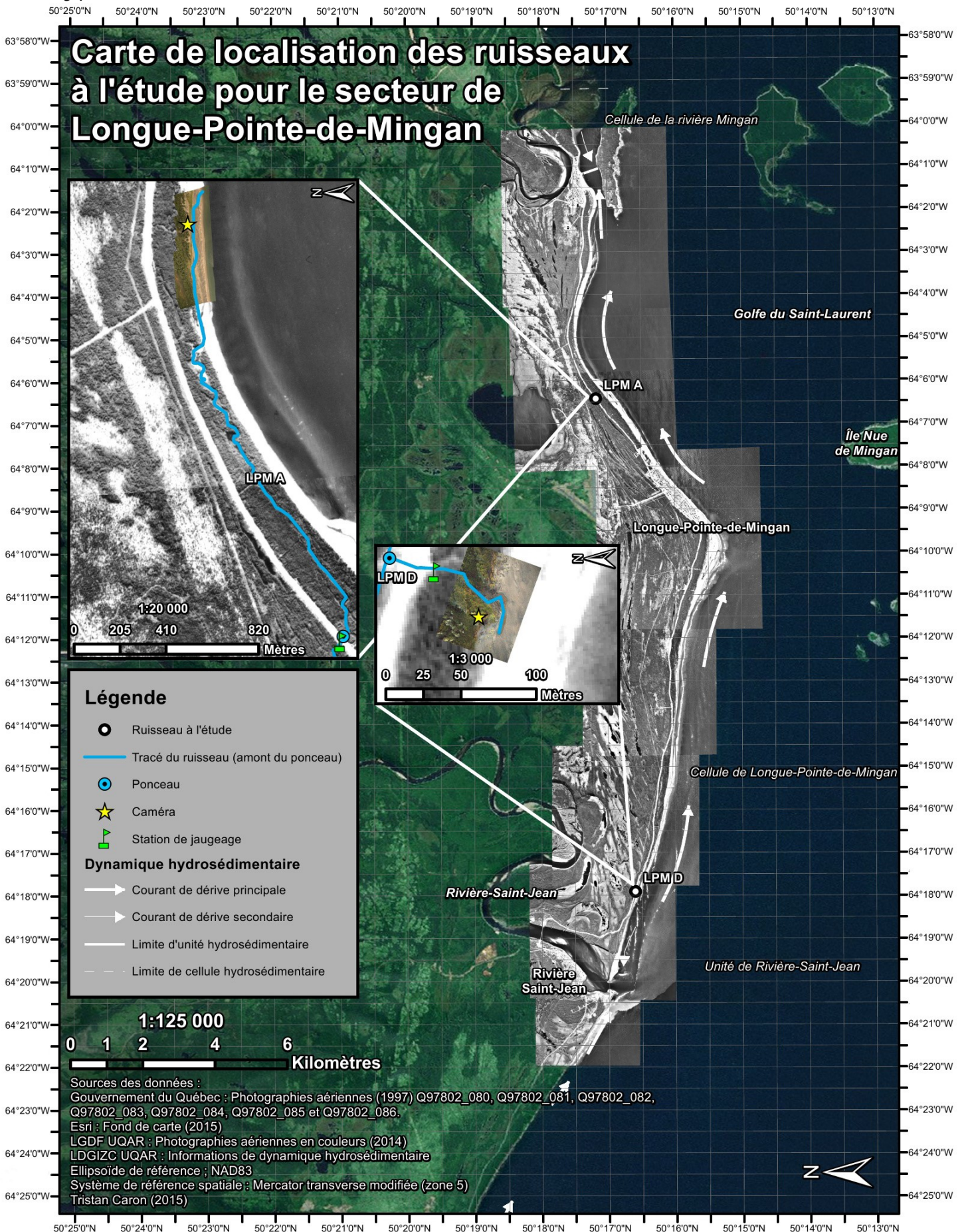


Figure 27 : Carte de localisation des ruisseaux à l'étude pour le secteur de Longue-Pointe-de-Mingan

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 (fig. 28). 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. Une station de jaugeage a été mise en place à l'amont de chacun des ponceaux. 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.



Figure 28 : 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) (crédit photo : Caron, 2013)

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 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 (fig. 29). Il finit par percoler dans les sédiments de la plage. À la plage, son tracé est assez linéaire. Toutefois, des déplacements tant vers l'ouest que vers l'est ont été observés. Le ponceau ne présente pas de problématique d'accumulation, mais la conduite est fendue près de son exutoire. Une station de jaugeage est installée en aval du ponceau.



Figure 29 : Vue sur l'embouchure du ruisseau LPM D lors d'un épisode de fort débit
(crédit photo : Caron, 2013)

3.2.2 **Domaine côtier**

En ce qui a trait au secteur de Longue-Pointe-de-Mingan, les ruisseaux étudiés se retrouvent répartis à l'ouest et à l'est du village. Le ruisseau LPM D se retrouve entre le village de Longue-Pointe-de-Mingan et la rivière Saint-Jean, où la côte correspond à un système de basses falaises meubles devant lesquelles se retrouve un estran sableux. Des barres sableuses se succèdent sur le bas estran. La côte présente une orientation nord-ouest/sud-est et les falaises y sont en proie à une érosion rapide. Le ruisseau LPM A se retrouve à l'est du village, où la côte correspond davantage à un système de terrasses de plage couplé à une plage sableuse. La côte a une orientation nord-est/sud-ouest et des cordons sableux sont présents sur le bas estran. Les marées présentent une cyclicité dite mixte semi-diurne. Sur la base des données de la station marégraphique de Mingan, le marnage caractérisant les marées moyennes est de 1.7 m. Lors des épisodes de grandes marées, il grimpe à 2.5 m. Le secteur de Longue-Pointe-de-Mingan est un milieu microtidal à mésotidal selon la classification de Davies (1980).

Le secteur de Longue-Pointe-de-Mingan pour lequel des ruisseaux sont à l'étude correspond à l'unité hydrosédimentaire de la rivière Saint-Jean (fig. 27). La dérive s'y organise de l'ouest vers l'est. Les principales sources de sédiments sont les apports de la rivière de même que les grands cordons de sédiments linéaires. Pour l'ouest de la cellule, les produits de l'érosion des falaises doivent aussi générer des volumes de sédiments considérables. Dans le secteur de Longue-Pointe-de-Mingan, aux alentours du ruisseau LPM A, le taux de recul le plus représentatif de la dynamique du secteur est de -0.44 m/an selon les données du LDGIZC de l'UQAR, entre 2000 et 2014.

CHAPITRE 4

MÉTHODOLOGIE D'ACQUISITION ET DE TRAITEMENT

Les sections suivantes exposent la méthodologie d'acquisition et de traitement de données. Dans un premier temps, il est question de la collecte de données sur les différentes variables de contrôle de la dynamique morphosédimentaire des ruisseaux côtiers et de leur embouchure. Cela concerne les conditions hydrologiques, les conditions météomarine et le contexte sédimentaire. Dans un deuxième temps, il est question de la prise de mesures et du traitement de données appliqués aux différents objectifs. Dans l'ordre, la méthodologie est présentée pour l'étude des volumes de sédiments redistribués par les cours d'eau, le suivi de la migration latérale des ruisseaux, l'analyse de l'évolution longitudinale des ruisseaux et le suivi de la migration des embouchures.

4.1 CONDITIONS HYDROLOGIQUES – DÉBIT LIQUIDE

Cette section décrit les moyens déployés pour obtenir des séries chronologiques des débits pour chacun des ruisseaux de plage à l'étude.

4.1.1 Mesure du débit

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). Cet appareil enregistre le changement de la fréquence des ultrasons au contact de particules en suspension dans l'écoulement pour mesurer une vitesse. Un programme intégré dans l'appareil permet de diviser la section transversale échantillonnée en parcelles, et de déterminer des vitesses puis des débits parcellaires. L'addition de ces débits parcellaires permet de déterminer le débit transitant dans la section complète. Les mesures de vitesse sont prises à 60 % de la profondeur sous la surface, ce qui représente la vitesse moyenne dans le profil logarithmique des vitesses. Pour les cours d'eau de moins de 0.75 mètre 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. 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, alors que la profondeur d'eau n'était pas toujours suffisante pour utiliser l'ADV. Cette technique implique de verser un volume connu d'un traceur dissout 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 (fig. 30). L'équation associée (éq. 2) permet d'obtenir le débit à partir de la conductivité (Hudson et Fraser, 2002). Pour que cette méthode soit fiable, il faut permettre une bonne distance de mélange entre le point où la solution traceur est versée et le point d'échantillonnage en aval (Dingman, 1994).

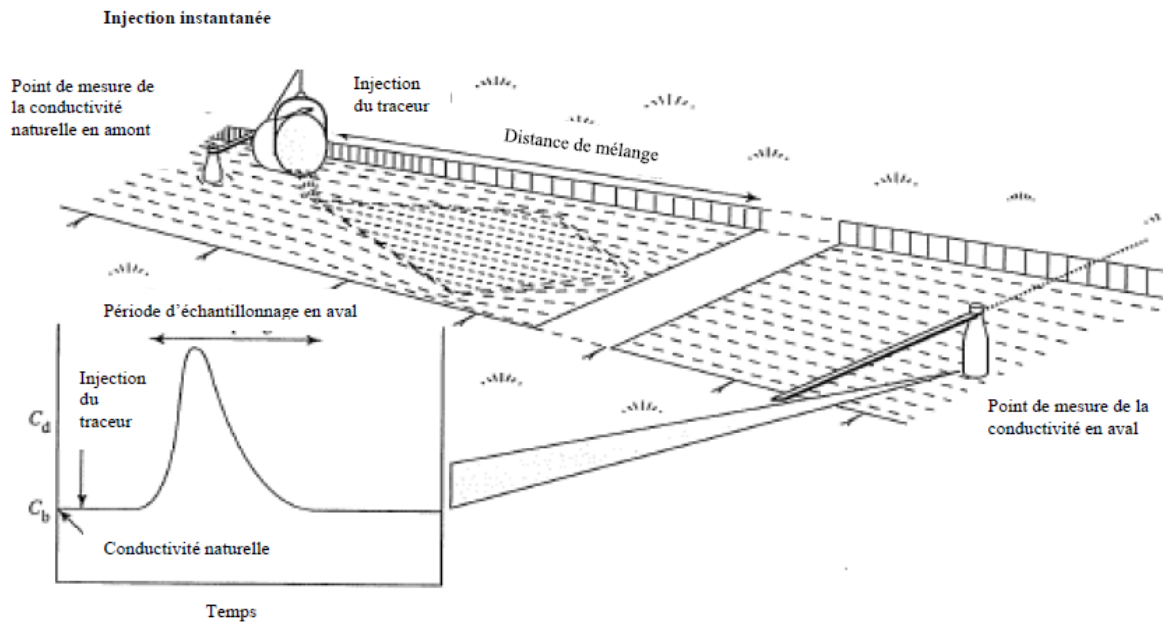


Figure 30 : Schématisation du principe de la méthode de mesure du débit par injection instantanée (traduite et modifiée de Dingman, 1994)

$$Q = \frac{(C_t - C_b)Vt}{\int_0^{\infty} [C_d(t) - C_b] dt} \quad (\text{éq. 2})$$

Où : Q = Débit liquide

V = Volume de solution traceur

C_t = Conductivité de la solution traceur

C_b = Conductivité du cours d'eau avant l'injection du traceur

C_d = 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. Les cours d'eau n'ont parfois pas assez de vitesse pour permettre un mélange efficace d'une solution traceur

et il est impossible de procéder par dissolution. Dans de tels cas, une méthode par empotement est l'option privilégiée. 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). À chaque fois, la moyenne de cinq mesures est retenue.

4.1.2 Estimation du débit en continu

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 estimé 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. Chaque station de jaugeage doit être installée dans une section idéalement stable, linéaire et étroite (RISC, 2009). Dans une section étroite, une fluctuation de débit mineure engendre un changement de hauteur d'eau plus marquée que dans une section plus large, ce qui accroît la fiabilité de la relation de tarage. Il faut choisir une section accessible à l'année et où le débit peut être mesuré aisément (RISC, 2009). Il ne doit pas y avoir de tributaires ou de zones humides entre la station de jaugeage et la plage (RISC, 2009). Les stations installées sont composées de tuyaux d'ABS (fig. 31) et ont une forme en « L ». Elles sont installées dans la berge et rejoignent le talweg afin d'enregistrer une valeur de pression même pour les plus faibles hauteurs d'eau.



Figure 31 : Capteur de pression installé dans un tuyau d'ABS rejoignant le talweg du chenal (crédit photo : Caron, 2014)

La relation mathématique entre le débit liquide (Q) et la hauteur d'eau (h) est appelée relation de tarage. Sa représentation graphique est quant à elle nommée courbe de tarage (Anonyme, 2002). L'idée est de tracer une courbe minimisant les écarts entre la courbe et chaque couple de mesures (débit/hauteur d'eau) (Jaccon, 1986). L'équation tirée de cette courbe permet de transformer toute donnée de hauteur d'eau en débit (URAEI, 2009), par extrapolation ou interpolation. Combiné à une analyse visuelle des résidus, le coefficient de détermination R^2 est un bon indicateur de la fiabilité de la relation, et aide à choisir le type de modèle (linéaire, de puissance, exponentiel ou polynomial). Il représente le pourcentage de la variabilité du débit expliquée par la hauteur d'eau. Chaque type de modèle entraîne

ses erreurs de prédiction. Le modèle polynomial n'est que rarement utilisé pour la construction de courbes de tarage. Spécifiquement, l'utilisation de ce modèle a pu engendrer des erreurs d'estimation pour les plus faibles valeurs de débits, laissant parfois croire à une légère diminution des débits avec l'augmentation de la hauteur d'eau. Si cette tendance est irréaliste, elle ne concerne que les plus faibles valeurs d'étiage et dans plusieurs cas, des valeurs inférieures à l'étendue des données mesurées au cours du projet. Pour cette raison, cette erreur d'estimation associée au modèle polynomial n'a pas été jugée problématique d'autant plus que le choix de ce modèle permettait d'accroître considérablement les coefficients de détermination et de réduire les résidus pour les valeurs moyennes ou importantes de débits. Dans un autre ordre d'idées, il est recommandé d'utiliser des symbologies différentes pour chacune des méthodes de mesure de débits. Dans le cadre du projet, une symbologie adaptée permet de distinguer les mesures de débit faites à l'ADV de celles faites par dissolution ou par empotement. Certains auteurs pondèrent leur courbe selon la fiabilité qu'ils accordent à certaines mesures en tentant de limiter les écarts de la courbe aux valeurs auxquelles ils ont davantage confiance (Jacon, 1986). Ultimement, l'idée est d'obtenir une relation claire et univoque. Toutefois, certaines dynamiques fluviales ou certaines configurations de chenaux peuvent brouiller cette relation. Ainsi, il est possible de voir apparaître des courbes multiples, par exemple si les conditions dans le chenal sont changeantes (Jacon, 1986) (mobilité des chenaux, transport important en charge de fond qui reconfigure le lit, etc.). Il arrive parfois qu'une relation distincte se dessine lors de la crue ou de la décrue. Cette situation est appelée hystérésis (Benoist et Birgand, 2002).

Il importe de spécifier que, pour des écoulements passant par des ponceaux, il aurait été possible de calculer des valeurs de débits plus précises en utilisant les multiples abaques fournis dans le manuel de conception des ponceaux de la direction des structures du ministère des Transports du Québec (2004). Ces méthodes avaient d'ailleurs été étudiées pour le projet. Dans ce cas-ci, l'élaboration de courbe de tarage standard a été privilégiée aux méthodes de l'ingénierie hydraulique de par la simplicité de la mise en œuvre de la méthode. Cela a aussi été jugé satisfaisant pour répondre aux objectifs du projet, d'autant

plus que l'intérêt envers les débits concerne surtout les ordres de grandeur et les fluctuations plutôt que les valeurs absolues. Par ailleurs, en ce qui concerne l'ingénierie hydraulique, il aurait fallu davantage de temps pour documenter le comportement hydraulique des ponceaux (types de contrôle) pour orienter l'échantillonnage et le choix des équations. Il aurait fallu davantage de matériel pour l'échantillonnage des hauteurs d'eau à l'entrée et à la sortie des ponceaux. Les stations de jaugeage standard ont pu être installées dès les débuts du projet, ce qui permet d'allonger les séries de données.

4.1.3 Analyse hydrologique

Le débit étant connu en continu (pas de temps de 15 minutes), les valeurs ont été portées en graphiques en fonction du temps. La représentation de ces 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. La détermination de ce dernier indicateur correspond en réalité au pourcentage du nombre de jours de la période pour lesquels le 80^e percentile de l'hydrogramme a été atteint ou dépassé. Pour les ruisseaux bénéficiant d'une analyse complète (PEN B, PEN D et LPM A), ces données ont été compilées dans un tableau. L'étude événementielle a mené à la représentation des événements au-dessus du 80e percentile sur les hydrogrammes. Les résultats obtenus sont utilisés comme variables (quantitatives) dans le cadre des analyses de relation. À noter qu'il est impossible de comparer l'analyse événementielle entre les ruisseaux, car les séries hydrologiques ne sont pas de même durée. Sur les hydrogrammes, les limites de l'interpolation sont également représentées. Elle représente le domaine dans lequel des couples débit/hauteur d'eau ont été mesurés sur le terrain. Au-delà de ces limites, les débits sont extrapolés sur la base de l'équation de tarage.

Chaque mesure de débit présente une erreur selon la méthode utilisée. Pour les mesures prises avec un ADV, chaque mesure de vitesse a 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 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.

4.2 CONDITIONS MÉTÉOMARINES

Les conditions météomarines 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.

4.2.1 Dérive littorale

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 (fig. 18 et 27). Les données disponibles au LDGIZC de l'UQAR ont aussi été utilisées pour la représentation cartographique.

4.2.2 Climat des vagues

Hauteur des vagues

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 ce sens, 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. De cette façon, il est possible de faire ressortir les événements ayant vraiment une influence morphologique sur les chenaux. Ce premier indicateur a été établi sur la base d'une analyse approfondie des photographies des ruisseaux acquises à l'aide de caméras automatisées. Ces caméras ont été installées en hauteur pour offrir des vues plongeantes sur les ruisseaux et leur embouchure, à un intervalle de temps de 15 minutes au cours des heures d'ensoleillement. 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. La figure 32 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. Pour chaque intervalle, il est dès lors possible d'obtenir une cote représentative de l'intensité et de la fréquence des événements de jet de rive dans les ruisseaux. Pour chaque ruisseau, une série temporelle de l'évolution de la cote de tempêtes a été produite en fonction des périodes de temps étudiées. Les résultats obtenus sont utilisés comme variable (quantitative) dans le cadre de diverses analyses de relation.

Catégorie	Cote	Photographie/modèle
Jet de rive local dans le chenal	0.33	
Jet de rive fréquent dans le chenal	0.66	
Jet de rive généralisé dans le chenal	1.00	

Figure 32 : Guide photographique d'attribution des cotes selon les conditions d'atteinte du chenal par le jet de rive (exemple du ruisseau LPM A)

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* d'analyse spectrale. 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). Pour l'analyse des événements de tempêtes, il aurait pu être pertinent de déterminer un seuil de hauteur de vagues pour lequel il y a atteinte des ruisseaux par le jet de rive. Cette option n'a pas été retenue vu le profil changeant de la plage et donc l'inconstance de cette valeur seuil dans le temps et dans l'espace, selon la configuration de la plage. Dans ce cas, il aurait été pertinent d'utiliser les valeurs de hauteur des vagues infragravitaires puisque ce sont souvent elles qui vont conditionner les événements de submersion. Cependant, l'utilisation de la cote d'occurrence et d'intensité des événements de jet de rive dans les ruisseaux a été privilégiée, car elles apportent des informations ciblées sur les événements morphogènes.

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.

Période des vagues

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 été moyennée pour une période de 17 minutes à l'aide du logiciel *Matlab*, dans la continuité du script utilisé pour la hauteur des vagues. 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 la hauteur et la période des vagues, les résultats sont utilisés comme variable (quantitative) pour des analyses de relation. Si les données se présentent comme des séries temporelles qui peuvent être portées en graphiques (fig. 33), leur analyse n'avait aucune application vers l'atteinte des objectifs. C'est plutôt à partir de ces séries que des indicateurs de hauteur et de période moyennes peuvent être calculés pour différents intervalles d'analyse.

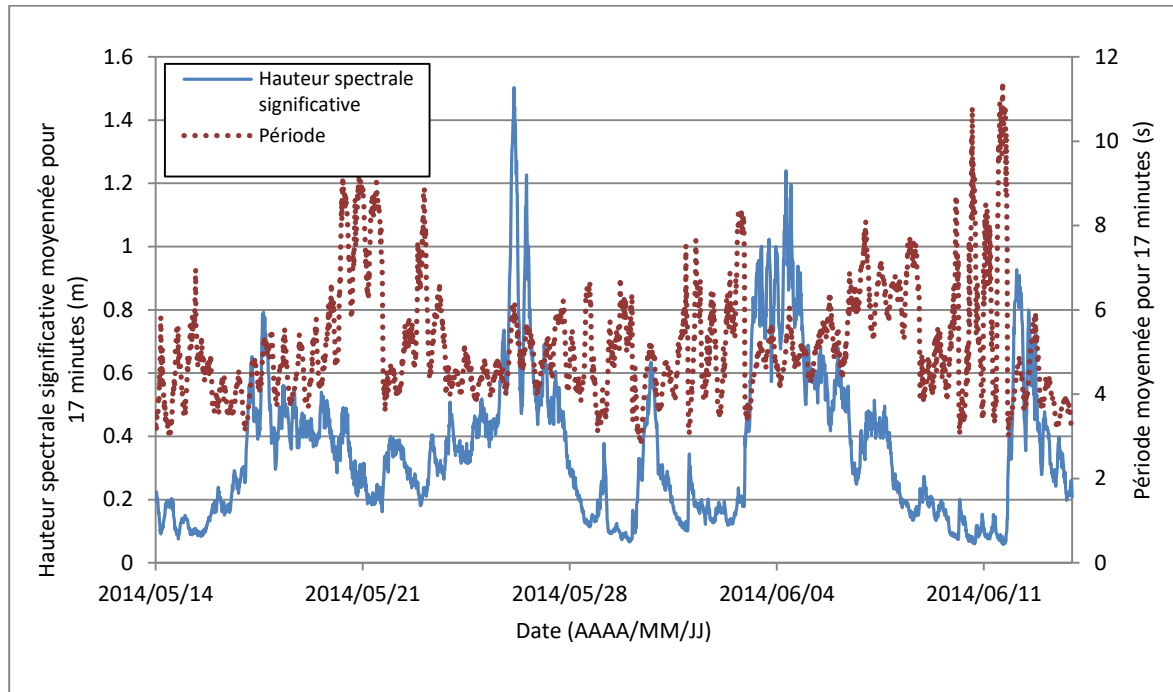


Figure 33 : Exemple de graphique de paramètres de vagues pour le secteur de Pentecôte entre mai et juin 2014

4.2.3 Marnage

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 du même script *Matlab* et est moyennée sur une période de 17 minutes. La mesure de hauteur d'eau est obtenue à l'aide de l'équation présentée ci-dessous (Cariolet, 2011, éq. 3). Il s'agit de la même équation que celle utilisée pour le calcul des hauteurs d'eau dans les cours d'eau à l'aide du logiciel. 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 (fig. 34).

$$H = \frac{P_{\text{Capteur}} - P_{\text{atmo}}}{\rho * g} \quad (\text{éq. 3})$$

Où : H = hauteur d'eau au-dessus du capteur

P_{Capteur} = pression mesurée par le capteur

P_{atmo} = pression atmosphérique

ρ = masse volumique de l'eau

g = accélération de la pesanteur (0.980665)

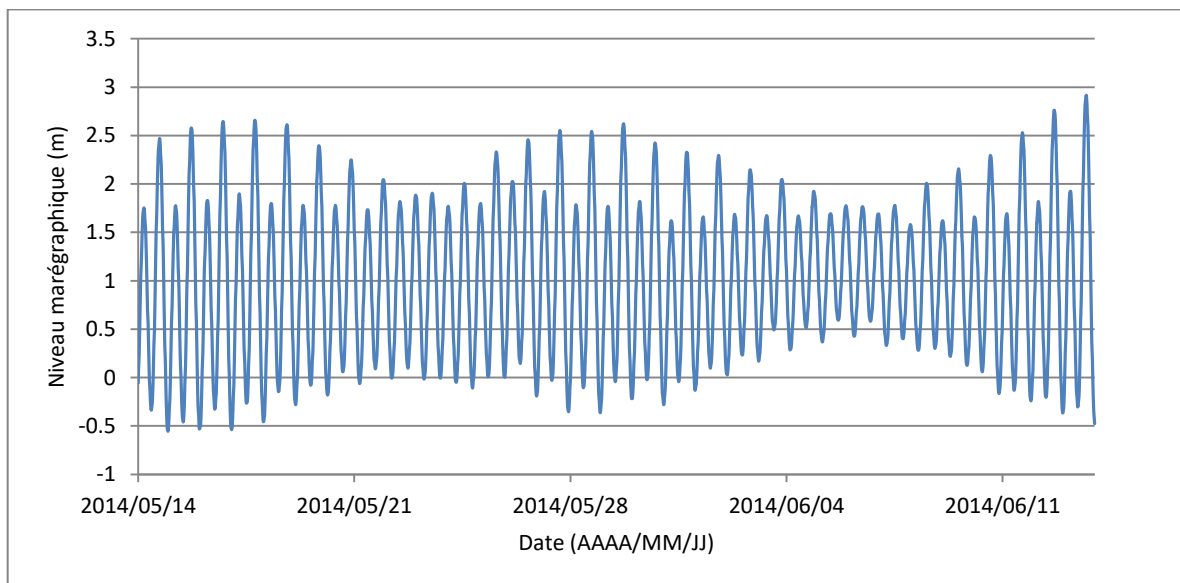


Figure 34 : Exemple de graphique de données marégraphiques pour le secteur de Pentecôte entre mai et juin 2014

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. Elle demeure négligeable relativement aux valeurs de marnage et elle a donc été volontairement omise lorsque les données ont été portées en graphiques.

4.3 CONTEXTE SÉDIMENTAIRE ET VOLUME DE PLAGES

Le volume des plages fluctue au cours de l'année en fonction des conditions environnantes. Par conséquent, dans le cadre des analyses, une certaine considération a été accordée à la variabilité des volumes de plage. Pour évaluer ces fluctuations de volumes, des profils de plage faits au D-GPS ont été réalisés à intervalle irrégulier dans le cadre d'un projet connexe (tabl. 1). Les données de l'hiver ont été ignorées en raison de la présence du pied de glace. Les mesures ont été enregistrées en mode cinématique (données topographiques en continu) avec des enregistrements aux 0.5 m. Globalement, chaque profil était espacé du précédent par une distance d'environ 50 mètres parallèlement à la côte. 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 (fig. 35). 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. Pour une surface commune, les différences d'élévation ont été multipliées par l'aire de la surface pour déterminer des différentiels 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. Pour les applications de la présente recherche, 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 été calculée et représentée en graphiques.

Tableau 1 : Date des relevés de profils de plage et nombre de jours entre les relevés

Date de la mesure	Nombre de jours écoulés depuis le dernier relevé
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

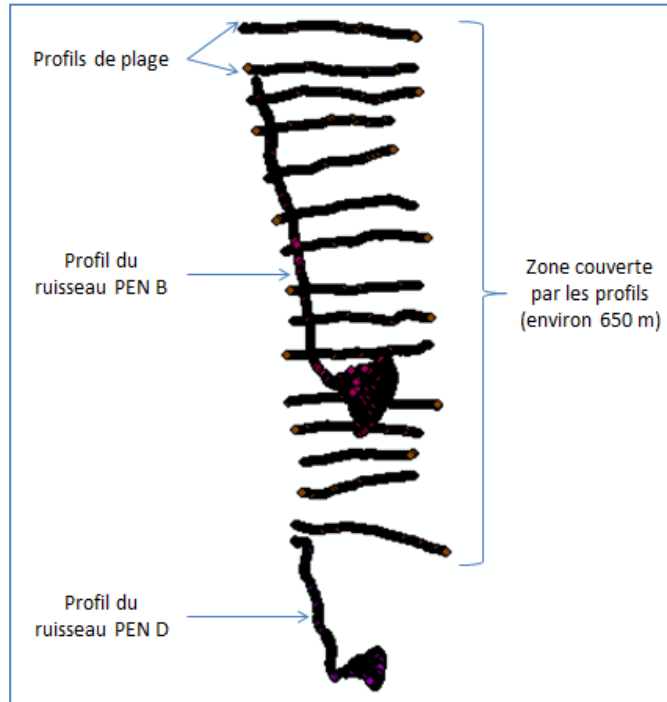


Figure 35 : Schématisation de l'espace échantillonné lors des relevés de profils de plage pour le secteur de Rivière-Pentecôte

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.

4.4 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 (fig. 36 et 37). 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. Pour chaque ruisseau, ce tracé central a été automatiquement déterminé par le tracé d'une ligne médiane entre les berges du chenal. 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 (éq. 4) 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.

$$\text{Taux horaire} : \frac{(\text{Élévation}_{\text{temps 2}} - \text{Élévation}_{\text{temps 1}})}{\text{Temps écoulé}} \quad (\text{éq. 4})$$

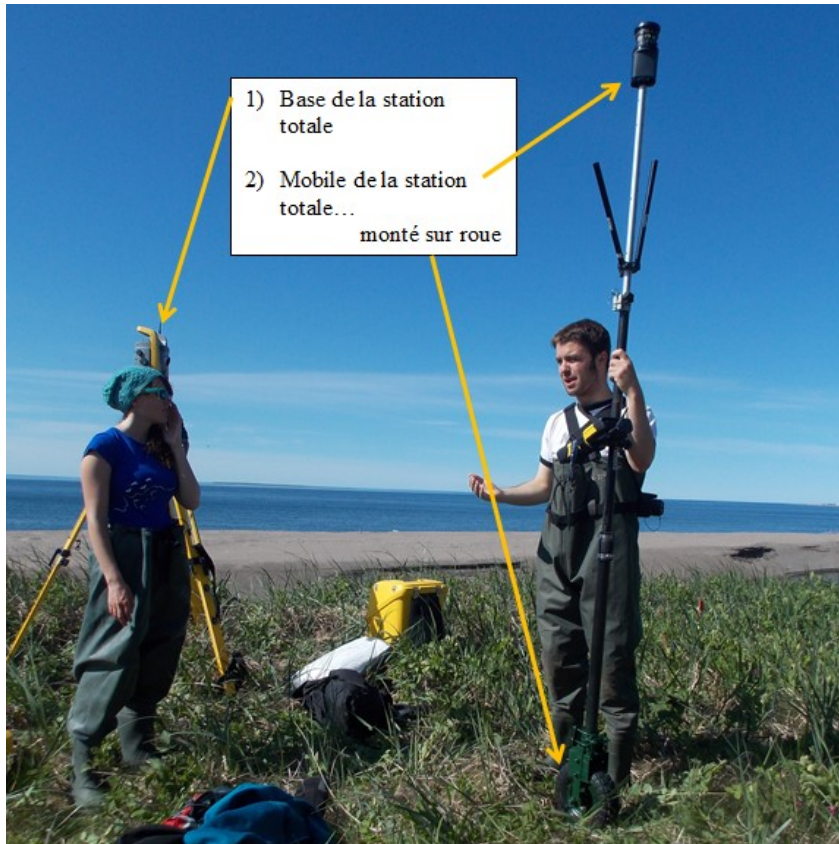


Figure 36 : Station totale avec mobile monté sur roue (crédit photo : Van-Wierst, 2013)



Figure 37 : Tracé des profils de talweg à la station totale (crédit photo : Delorme, 2013)

Les profils peuvent être portés en graphiques (fig. 38), 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. Pour l'estran, il s'agit principalement de sa portion supérieure. Par contre, les profils se poursuivaient aussi sur le bas estran et sur le delta, lorsque ceux-ci étaient accessibles. Les taux ont été calculés sur la portion commune à l'ensemble des profils pour une même séquence d'échantillonnage. 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. Dans un premier temps, l'analyse se penche sur la comparaison des valeurs pour les différents étages de la plage, sur la base d'une simple représentation graphique. Pour chacun des ruisseaux, cela permet de déterminer s'il y a une explication spatiale aux

divergences entre les valeurs d'incision et/ou d'accumulation. Les données sont représentées graphiquement afin de permettre de déterminer la variabilité des taux en fonction de la période dans la phase de marée descendante. Pour ce faire, les données entre les taux d'incision et/ou d'accumulation pour l'ensemble des ruisseaux ont été compilées sur un même graphique afin de représenter visuellement les écarts. Cet exercice a été accompli tant pour la section du ruisseau s'écoulant sur la haute plage que pour celle s'écoulant sur l'estran. Dans un deuxième temps, des droites/courbes de relation ont été tracées entre les taux d'incision et/ou d'accumulation et les indicateurs associés aux différentes variables testées : le débit liquide moyen sur la phase de marée descendante, la hauteur significative et la période de vagues moyennées pour la phase de marée descendante (pour la section s'écoulant sur l'estran uniquement) et le marnage, par définition pour l'ensemble de la période. À cet effet, un effort a été fait pour échantillonner sous un large éventail de conditions. Ces relations ont été étudiées pour chaque section de la plage, puis en fonction de chacun des trois intervalles de temps. 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 R 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. Une régression aurait été utilisée dans une optique de modélisation afin de prévoir quantitativement le comportement du profil selon l'évolution de certaines variables. L'idée n'est pas de modéliser les relations, mais bien de cerner les facteurs d'influence. Par le fait même, avec un peu plus d'une année d'échantillonnage, la plupart des séries de données ne comportaient pas assez de valeurs pour assurer une modélisation fiable. Une simple corrélation permet de déterminer les facteurs d'influence, de même que le sens et l'intensité des relations de corrélation, ce qui répond aux objectifs

du projet. Cette réflexion et cette décision méthodologique s'appliquent d'ailleurs à l'ensemble des analyses de relation menées dans le cadre du projet.

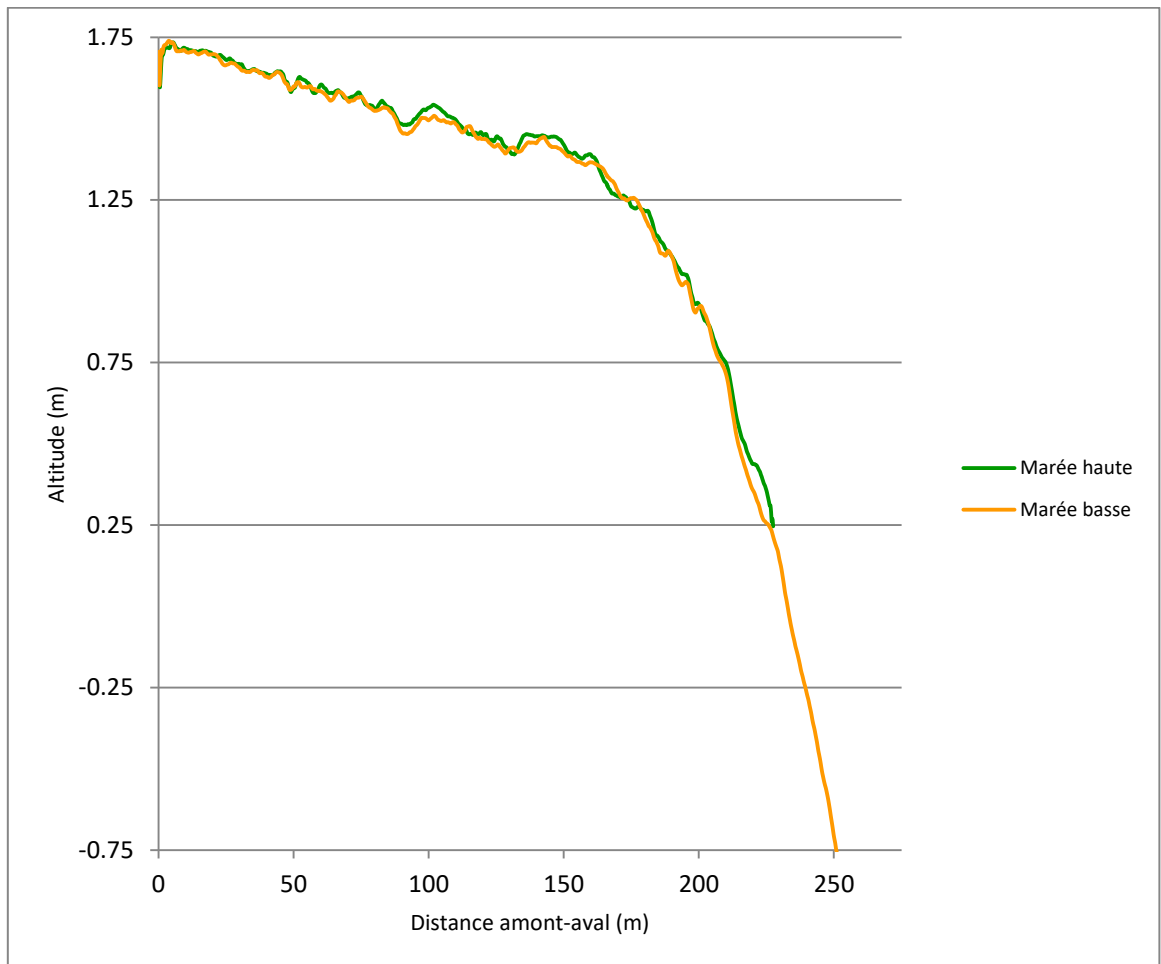


Figure 38 : Exemple de profils en long comparatifs entre la marée haute et la marée basse pour le ruisseau PEN D (2014/07/21)

L'erreur associée à 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.

4.5 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.

4.5.1 Suivi historique

Dans le cadre de l'analyse historique, le positionnement des embouchures a été suivi par photo-interprétation des couvertures de photographies aériennes disponibles (tabl. 2) pour les trois principaux ruisseaux. Ces photographies ont été géoréférencées à l'aide d'un système d'informations géographiques (SIG), sur la base d'indicateurs stables retrouvés sur les couvertures de photographies orthorectifiées. 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, en utilisant l'outil d'ajustement spatial du logiciel *ArcMap*®. 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. Une migration dans la direction de la dérive littorale principale est considérée comme un déplacement positif, ce qui correspond à une augmentation de la distance par rapport au ponceau. La même logique s'applique également au taux de mobilité. La position retenue pour la migration de l'embouchure est

toujours la plus distante par rapport au ponceau. Trois situations ont été rencontrées (fig. 39). La première (A) est un tracé simple pour lequel la position maximale de l'embouchure est sans équivoque. La seconde (B) correspond à un tracé similaire, mais pour lequel il y a présence d'un delta. La position de l'embouchure est prise en amont du delta. La troisième situation (C) implique que la portion aval du chenal est davantage distancée du ponceau en un point précis qu'elle ne l'est au point précis où le ruisseau rejoint le golfe du Saint-Laurent. Dans le cas de cette rare situation, la position maximale atteinte par le chenal et l'embouchure a été retenue.

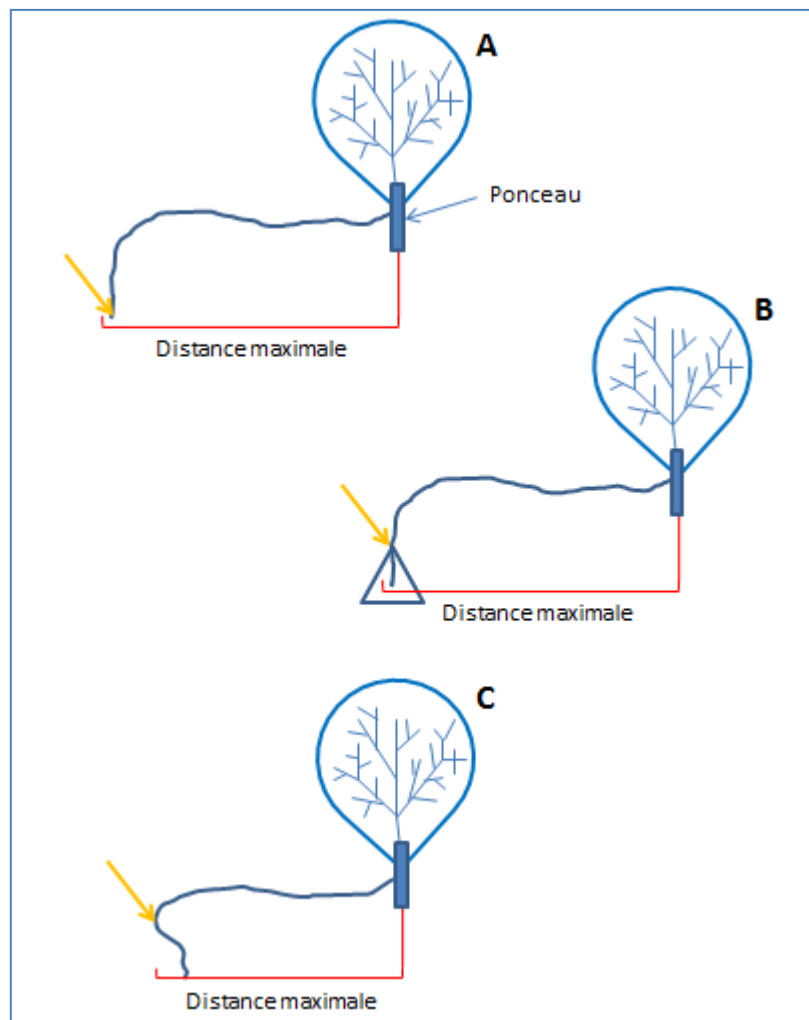


Figure 39 : Identification du point de distance maximale de l'embouchure selon différentes configurations

Tableau 2 : 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			
		PEN B	PEN D	LPM A	
Date de couverture	# intervalle				
	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. Cette idée a été abandonnée puisqu'aucun changement notable de la direction des courants parallèles n'a été observé.

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. 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 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 été ajoutées au graphique afin de suivre la position historique de l'embouchure. Cette position évolue positivement dans la direction de la dérive littorale.

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 D-GPS qui est d'environ 0.008 m. Ultiment, 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.

4.5.2 Suivi actuel

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 3. 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.

Tableau 3 : Date de collectes des données de positionnement de l'embouchure

		Ruisseaux		
		PEN B	PEN D	LPM A
Date de collecte		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

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 également 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.

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. L'analyse relationnelle se base sur la représentation graphique et sur la valeur du coefficient de corrélation. Cependant, l'utilisation du coefficient de corrélation implique une certaine prudence vu le faible nombre de points. Une analyse identique est menée entre les taux de migration des embouchures et le volume sédimentaire de la plage, mais uniquement pour les ruisseaux PEN B et PEN D puisque les données sur le volume sédimentaire de la plage n'ont pas été acquises pour le ruisseau LPM A. À l'échelle saisonnière, une étude qualitative des photographies des caméras automatisées a permis de déterminer si des événements extrêmes ont influencé les taux de mobilité de façon événementielle. 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 caméras ayant été placées pour cadrer une vue d'ensemble du chenal, elles sont souvent distantes des embouchures et ne permettent pas nécessairement des observations très précises sur la dynamique à l'embouchure. 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 crue. 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 D-GPS, 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 mètre 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.

4.6 MIGRATION LATÉRALE DES RUISSEAUX

4.6.1 Suivi historique

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 (tabl. 4). Les tracés des positions de la berge ont été déterminés à partir des photographies aériennes, sur le premier talus rencontré derrière les ruisseaux (fig. 40). La berge suivie correspond donc à celle qui se retrouve directement derrière le ruisseau, vers la route. 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 erratique 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 mobilité, appelés EPR (*end point rate*), ont été déterminés pour chaque intervalle. L'outil détermine une valeur de mobilité 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 (décrochements ou passage des véhicules tout-terrain). Un taux négatif signifie une tendance à l'érosion (contre le trait de côte) alors qu'une valeur positive correspond à une distanciation du cours d'eau par rapport au trait de côte. 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.

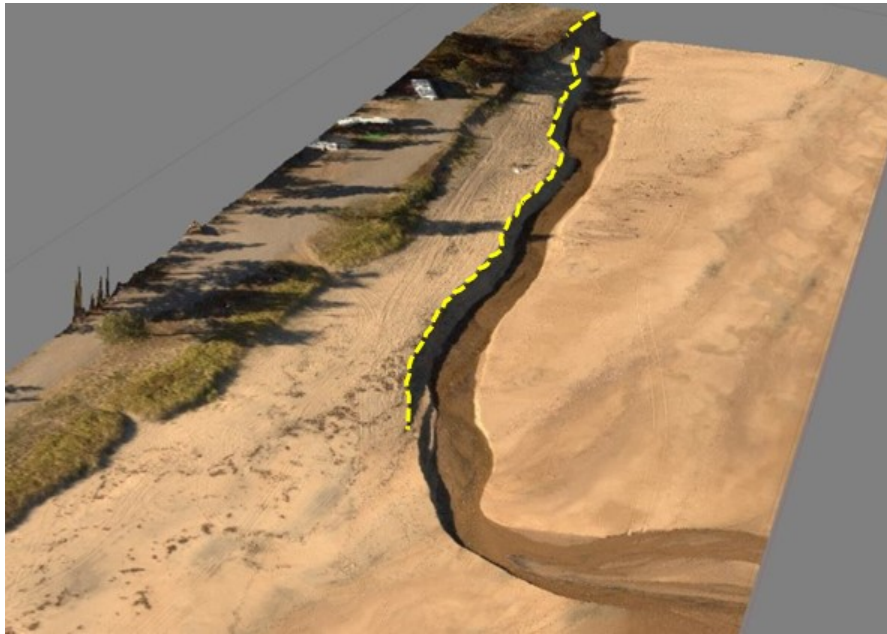


Figure 40 : Représentation de la berge à l'étude à la première rupture de pente rencontrée du ruisseau vers la route

Tableau 4 : 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		
		PEN B	PEN D	LPM A
Date de couverture	# intervalle			
	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 mètre 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 mètre pour l'enveloppe de mobilité. Pour les valeurs de taux mobilité latérale, elle ne fut pas représentée sur le graphique pour éviter de l'alourdir.

4.6.2 Suivi actuel (saisonnier)

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 (tabl. 3). 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 (fig. 40). Si dans la majorité des cas la rupture de pente est facile à identifier (fig. 41; A), certaines configurations particulières invitent à la prudence. Par exemple, lorsqu'il y a présence d'un débord organique (B), le front du talus a été investigué afin d'assurer le bon positionnement de la mesure. Certaines berges présentaient aussi des talus plus adoucis (C et D). Dans ces cas, un microtalus se trouvait parfois au sommet (C). Sinon (D), la mesure a été prise au niveau de l'inflexion. 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 davantage 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 (décrochements 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 mobilité 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.

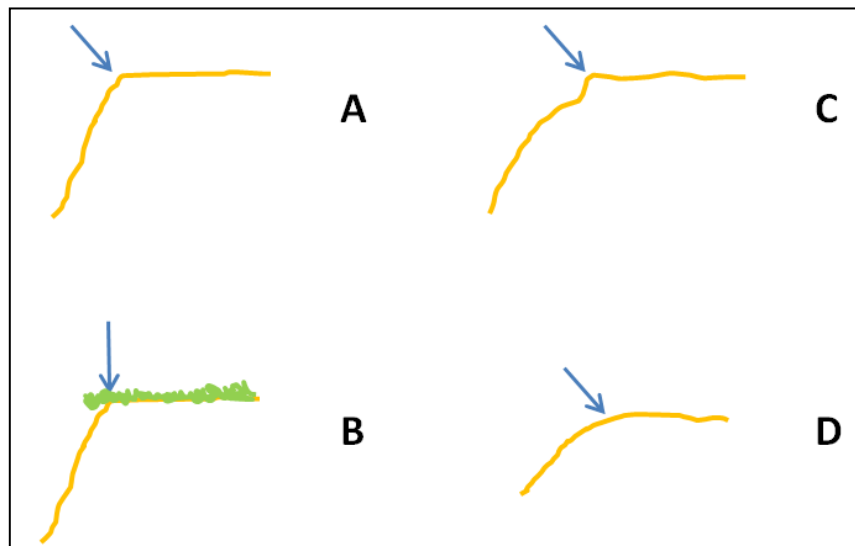


Figure 41 : Schéma de positionnement de la mesure de la rupture de pente pour différentes configurations de berge

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 tempêtes pour la durée de l'intervalle (variables quantitatives). La représentation graphique des données sert comme outil d'analyse. Le coefficient de corrélation est 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 mètre à laquelle doit être ajoutée celle du géoréférencement au D-GPS, 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.

4.7 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.

4.7.1 **Évaluation par l'incision dans les chenaux**

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.

4.7.2 Évaluation par l'évolution deltaïque

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. Il s'agit de profils topographiques faits à la station totale en mode cinématique, enregistrant des points en continu à tous les déplacements de 20 cm. 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 (fig. 42). À partir de ces points, une surface interpolée est générée par krigeage non directionnel. Toutefois, considérant que le delta progresse au niveau de son front (fig. 43), le profil de la plage a aussi été estimé au front du delta au temps 1. 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 comparer la surface du delta au temps 2 à la surface du delta et 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 mètre 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.

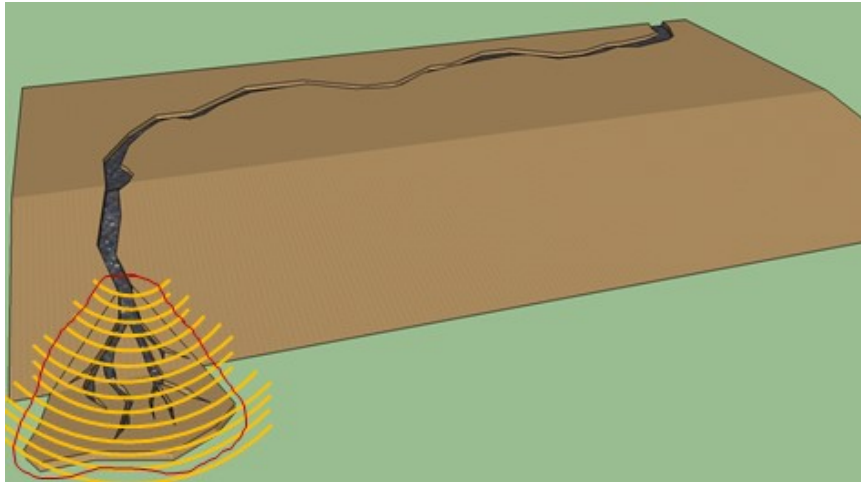


Figure 42 : Exemple des tracés à la station totale suivis sur la surface du delta

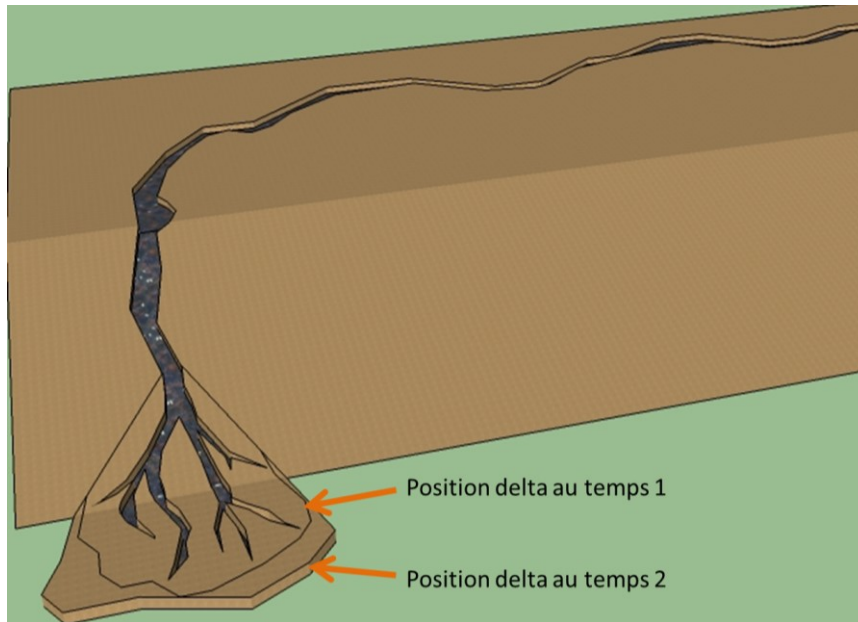


Figure 43 : Exemple de progression du front deltaïque entre deux temps

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. Comme il est impossible de la déterminer, une erreur d'interpolation moyenne calculée 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 maximale vu l'augmentation de la pente et de la puissance spécifique. 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.

En raison des incertitudes présentées pour chaque méthode, il est impossible d'obtenir une valeur exacte de débit solide évacué de la plage vers le large par le 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. Une estimation du volume de sédiments évacués suffit pour définir si les ruisseaux constituent des éléments à considérer pour la compréhension de la dynamique des volumes sédimentaires des basses côtes sablonneuses de la Côte-Nord. Il n'est pas pertinent de ramener les unités des valeurs calculées en m^3/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.

À cet effet, les données de volume de plage acquises dans le cadre du projet connexe mené par Stéfanie Van-Wierts pour les mêmes secteurs d'étude serviront au ministère des Transports du Québec pour juger de l'influence relative des ruisseaux sur le bilan

sédimentaire. 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 spectrale significative et la période des vagues moyennées 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.

CHAPITRE 5

RÉSULTATS

5.1 CONDITIONS HYDROLOGIQUES – DÉBIT LIQUIDE

Les données concernant le régime hydrologique sont divisées en deux volets. Dans un premier temps, les courbes de tarage pour chacun des cours d'eau sont présentées. La qualité de chacune des courbes est aussi analysée. Dans un deuxième temps, le régime hydrologique de chaque ruisseau est décrit sur la base des hydrogrammes et de différents indicateurs de même que sur l'analyse des événements de crue et d'étiage.

5.1.1 Courbes de tarage

La figure 44 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 détermination qui renseigne sur le pourcentage de variabilité des débits s'expliquant par la hauteur d'eau. Le choix de l'équation de tarage provient de l'optimisation du coefficient de détermination. Les courbes de tarage (fig. 44) 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 détermination, les relations sont jugées satisfaisantes considérant que dans le cadre du projet, ce sont surtout les grandes tendances des hydrogrammes qui présentent un intérêt. 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 décrochements à proximité.

Le ruisseau PEN B résulte de la confluence du tributaire PEN B1 et du ruisseau PEN B2, qui résulte lui-même d'une confluence entre un ruisseau forestier et un fossé routier. Les débits des deux ruisseaux sont additionnés afin de déterminer le débit effectif à la plage. Le coefficient de détermination R^2 de la relation de tarage du ruisseau PEN B1 est de 0.970 (n=12). Pour le ruisseau PEN B2, la première courbe de tarage présente un coefficient de détermination relativement faible avec 0.541 pour une fonction de puissance. Cette courbe comporte peu de points (n=4), notamment en raison de problèmes matériels. Elle couvre la période de mai à décembre 2013. La seconde courbe de tarage, qui couvre de décembre 2013 à septembre 2014, présente quant à elle un coefficient de détermination plus élevé avec 0.871. La courbe polynomiale de second ordre comporte aussi davantage d'observations (n=8). Il importe de spécifier que les courbes de tarage du ruisseau PEN B2 représentent en réalité la relation du débit avec la hauteur d'eau pour le ruisseau forestier, en amont de sa confluence avec le fossé routier. Comme il était impossible d'installer une station de jaugeage au niveau du fossé routier, une relation entre son débit et celui du ruisseau forestier a été déterminée. Pour établir cette relation, des mesures de débits avaient été prises dans les deux ruisseaux. Le coefficient de détermination de cette relation est de 0.820 (n=10).

La courbe exponentielle de la relation de tarage du ruisseau PEN C a un coefficient de détermination de 0.853. Les points sont bien répartis sur la courbe de tarage (n=8). L'erreur est maximale pour les événements de fort débit, pour lesquels les résidus sont supérieurs.

Dans le cas du ruisseau PEN D, les coefficients de détermination des deux courbes de tarage sont de 0.829 (n=6) et de 0.886 (n=6). Les relations de tarage sont respectivement représentées par une fonction polynomiale de deuxième ordre et par une fonction exponentielle. La première couvre la période de mai à septembre 2013, alors que la seconde correspond à la période de septembre 2013 à septembre 2014.

La courbe de tarage du ruisseau LPM A est de type polynomial. Elle présente un coefficient de détermination élevé de 0.957. Toutefois, les points ($n=7$) sont relativement mal répartis sur la courbe. Il peut donc survenir des erreurs d'interpolation pour les valeurs médianes.

Pour le ruisseau LPM D, la courbe de tarage respecte un modèle polynomial de second ordre. Son coefficient de détermination est de 0.981, mais les points ($n=13$) sont mal répartis sur la courbe. L'interpolation de valeurs de débit médiane est plus sujette à des erreurs d'estimation.

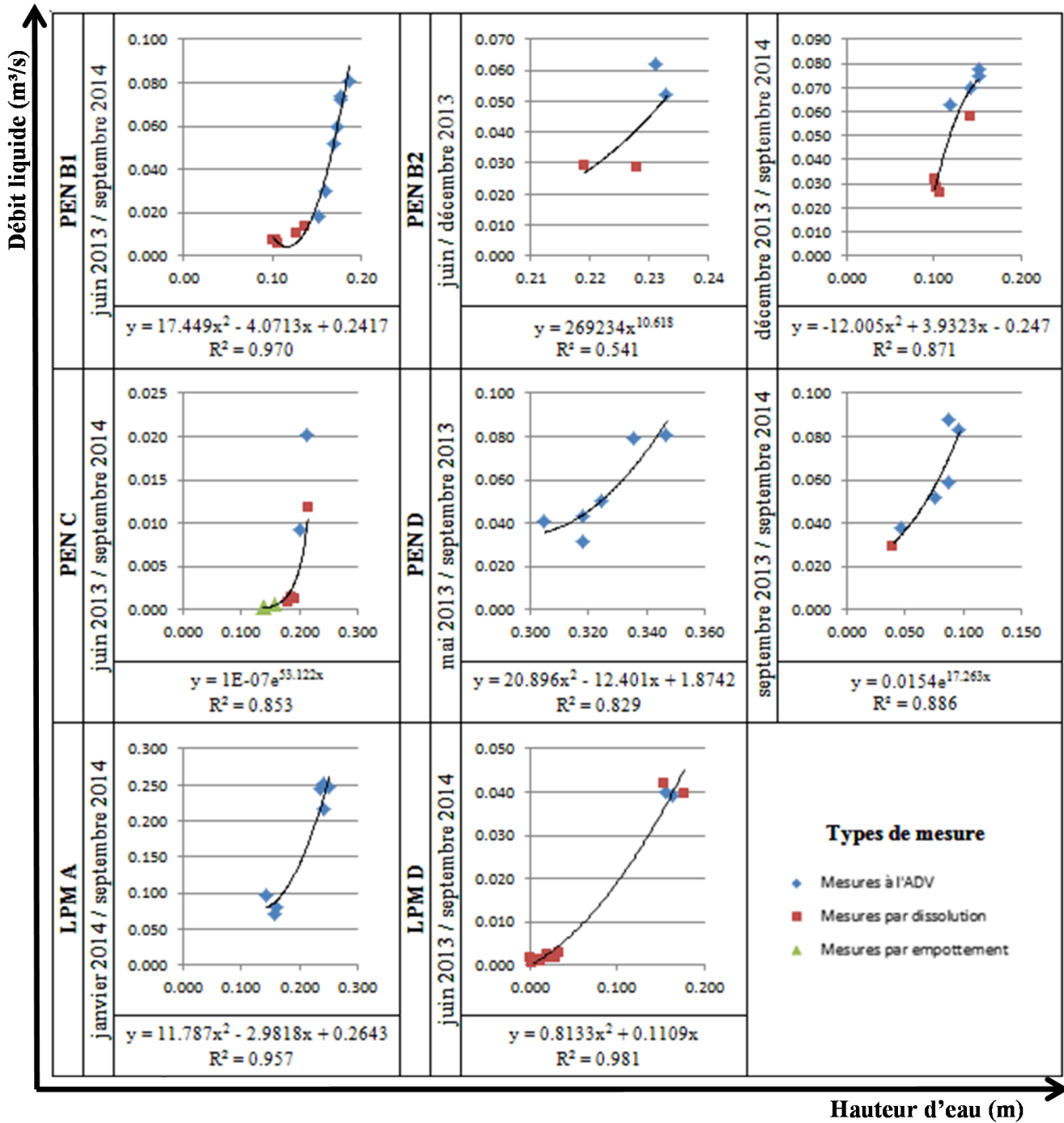


Figure 44 : Courbes de tarage pour les différents ruisseaux à l'étude

5.1.2 Hydrogrammes

Les hydrogrammes pour chaque ruisseau et un tableau récapitulatif pour les ruisseaux ayant été suivis par un échantillonnage complet sont présentés. Sur ces hydrogrammes (fig. 45 et 46), les événements de débit supérieur 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 hydrogrammes des ruisseaux du secteur de Rivière-Pentecôte (fig. 45) et de Longue-Pointe-de-Mingan (fig. 46) ont été compilés dans les différentes figures.

L'hydrogramme du ruisseau PEN B (compilation des débits de PEN B1 et PEN B2) met en évidence un régime pluvionival. Les plus forts débits de crue se présentent à l'automne. Pour l'automne 2013, les débits sont maximums entre le début de septembre et la mi-novembre. Ensuite, avec les premières neiges et le gel, il n'y a pratiquement plus de circulation d'eau dans le chenal. Il faut noter que le débit n'est pas nécessairement nul, bien qu'il soit très faible à un point où la profondeur d'eau n'est pas suffisante pour que le capteur de pression soit inondé. La dynamique est différente entre des petits ruisseaux, qui sont souvent complètement bloqués par la neige et la glace, en comparaison avec des cours d'eau plus compétents qui maintiennent tout de même un écoulement d'étiage au cours de l'hiver. Pour les régimes pluvionivaux, les débits liquides augmentent rapidement au printemps, lorsque la neige accumulée dans les bassins versants se met à fondre. Pour le ruisseau PEN B, l'augmentation des débits est visible dès les premiers jours du mois d'avril. Par ailleurs, en 2014, le printemps a été relativement tardif, ce qui fait que la hausse des débits réellement associés à la fonte du couvert de neige s'accroît davantage autour de la mi-mai. Les débits diminuent ensuite à partir de juin pour progressivement atteindre les valeurs d'étiage estival. Les débits sont alors relativement faibles malgré l'occurrence de quelques événements de précipitations qui gonflent les débits. Le débit augmente de façon progressive à l'automne en raison de la diminution de l'évapotranspiration et de quelques événements de précipitations. Par contre, les crues automnales de 2014 n'étaient pas encore débutées à la fin de la série. Les débits de crue de l'automne et du printemps sortent au-delà

des limites de l'interpolation, tout comme les plus faibles débits d'étiage. Pour les différentes périodes d'échantillonnage, le débit moyen était maximal entre mai et juillet 2014 (0.191 m³/s), alors qu'il était à son plus faible sous le couvert de neige (0.018 m³/s). Le débit liquide moyen était aussi relativement important entre septembre et décembre 2013 (0.127 m³/s) puis entre juillet et septembre 2014 (0.127 m³/s). Le débit maximal atteint était élevé lors de la fonte entre mai et juillet 2014 (1.153 m³/s), mais il était encore plus important lors des crues automnales en 2013 (1.222 m³/s). C'est à l'automne 2013 et au printemps 2014, avec la fonte des neiges, que le débit du ruisseau était le plus souvent au-dessus du 80e percentile. Les valeurs étaient supérieures au 80e percentile pour 43 % du temps entre septembre et décembre 2013 puis pour 29 % entre mai et juillet 2014. Les indicateurs de débits sont aussi compilés dans un tableau (tabl. 5).

Pour l'hydrogramme du ruisseau PEN C, les débits sont globalement moindres que pour les ruisseaux PEN B et PEN D. Toutefois, l'hydrogramme fait ressortir un régime fluvial similaire. Les débits sont particulièrement faibles au cours de l'été 2013. À l'automne 2013, les débits augmentent considérablement à partir de la fin septembre jusqu'au mois de novembre, ce qui correspond aux crues automnales. Ensuite, le ruisseau devient totalement inactif en raison de la neige et la glace. Les maximums de débit sont atteints lors du printemps 2014, ce qui correspond à la fonte du couvert nival au mois de mai. Les débits diminuent à leur niveau d'étiage dès le début de juin. Au cours de l'été 2014, quelques événements de précipitations sont visibles sur l'hydrogramme. La collecte de données s'est terminée avant les débits de crue de l'automne 2014. Les plus forts débits du printemps et certains événements ponctuels excèdent les limites de l'interpolation.

L'hydrogramme du ruisseau PEN D présente aussi un régime pluvionival. Les débits diminuent à la fin de mai 2013, suite aux crues printanières. Ils atteignent leurs valeurs d'étiage de l'été à partir des premiers jours de juin. Les débits augmentent progressivement dès la fin de septembre 2013, marquant les crues d'automne. Ils vont diminuer en novembre jusqu'au gel à la mi-décembre. L'absence de données à l'hiver s'explique par un

dysfonctionnement du capteur. Cela n'a que peu d'impact puisque les débits se seraient situés sous le 80e percentile, par analogie avec les autres ruisseaux instrumentés. Dès la fin avril 2014, les débits commencent à augmenter en raison de la fonte de la neige. Les maximums sont atteints vers la fin du mois de mai. Par la suite, les débits diminuent au début de juin 2014 pour atteindre l'étiage. Au cours de l'été 2014, seuls quelques événements de précipitations forcent ensuite des hausses ponctuelles du débit. Les débits des plus forts épisodes de crue ont dû être extrapolés. Pour les différentes périodes d'échantillonnage, c'est entre mai et juillet 2014 que le débit liquide moyen a été le plus élevé (0.050 m³/s). Il était relativement élevé entre septembre et décembre 2013 (0.044 m³/s) puis entre juillet et septembre 2014 (0.038 m³/s). C'est au cours de cette dernière période que le débit maximal atteint a été le plus élevé (0.395 m³/s). Pour les différentes périodes d'échantillonnage, c'est entre septembre et décembre 2013 puis entre mai et juillet 2014 que le débit a été le plus souvent au-dessus du 80e percentile, respectivement pour 35 et 26 % de la période temporelle. Les limites de l'interpolation sont dépassées lors de nombreux épisodes de crue. Les indicateurs de débits sont compilés dans un tableau (tabl. 6). Les régimes hydrologiques des ruisseaux du secteur sont cohérents entre eux, les épisodes de crue et d'étiage étant relativement synchrones.

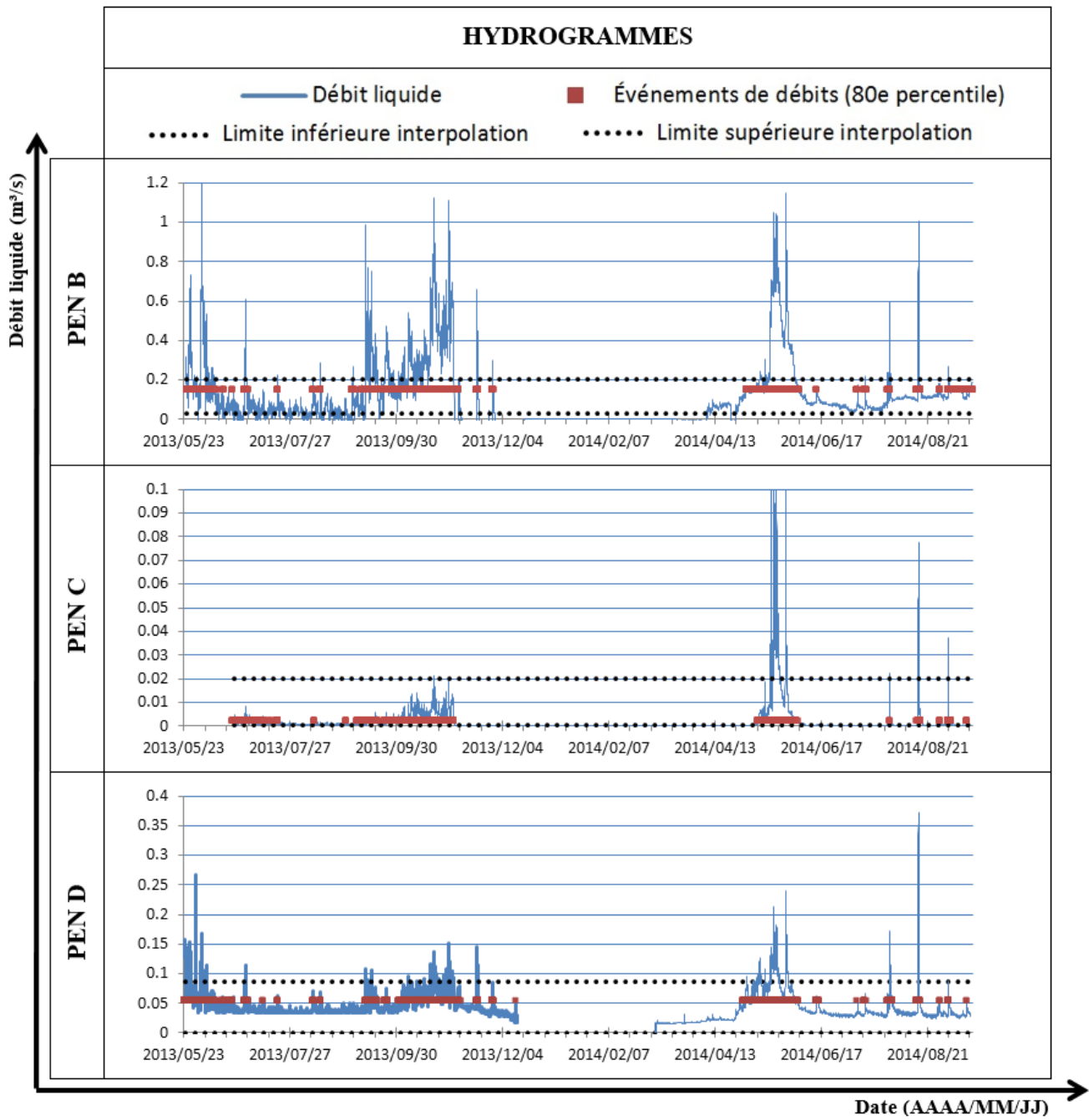


Figure 45 : Hydrogrammes pour les ruisseaux du secteur de Pentecôte

Tableau 5 : Synthèse de l'évolution du débit par période d'échantillonnage pour le ruisseau PEN B

Périodes d'échantillonnage	Débit liquide moyen (m ³ /s)	Débit liquide maximum (m ³ /s)	Pourcentage de jours où le débit a dépassé le 80e percentile
2013-06-25 2013-09-27	0.084	1.052	15.39
2013-09-27 2013-12-17	0.127	1.222	43.85
2013-12-17 2014-05-15	0.018	0.318	6.22
2014-05-15 2014-07-22	0.191	1.153	29.01
2014-07-22 2014-09-17	0.127	1.050	13.03

Tableau 6 : Synthèse de l'évolution du débit par période d'échantillonnage pour le ruisseau PEN D

Périodes d'échantillonnage	Débit liquide moyen (m ³ /s)	Débit liquide maximum (m ³ /s)	Pourcentage de jours où le débit a dépassé le 80e percentile
2013-06-23 2013-09-26	0.039	0.123	5.18
2013-09-26 2013-12-17	0.044	0.044	35.18
2013-12-17 2014-05-16	0.032	0.138	9.56
2014-05-16 2014-07-21	0.050	0.266	26.17
2014-07-21 2014-09-16	0.038	0.395	5.65

Les données présentées sur l'hydrogramme du ruisseau LPM A débutent à l'hiver, en 2014. La série hydrologique est considérablement plus courte que celles des autres ruisseaux. Il y aura un fort événement de débit à la mi-avril. Toutefois, c'est vers le début du mois de mai 2014 que les débits augmentent rapidement avec la fonte du couvert nival. Le débit maximum est d'ailleurs rencontré au cours de cette période s'étalant de décembre 2013 à mai 2014 (2.332 m³/s). Les débits diminuent ensuite rapidement jusqu'au début juin. Ensuite, la série de débit est ponctuée par de nombreux événements de crue jusqu'au début de juillet 2014. C'est au cours de cette période s'étalant de mai à juillet 2014 que le débit liquide moyen est le plus élevé (0.113 m³/s). Le ruisseau atteint alors son débit d'étiage. Le débit liquide est ensuite beaucoup plus constant malgré une légère hausse dès la mi-août. Les débits moyens (0.092 m³/s) et maximums (0.141 m³/s) sont au plus bas au cours de l'été 2014, entre juillet et août. Les crues d'automne 2014 n'étaient pas encore débutées à la fin de la période d'échantillonnage. Pour les différentes périodes d'échantillonnage, le débit moyen oscille autour de 0.1 m³/s. Le débit maximal explose cependant lors de l'événement de la mi-avril 2013. C'est entre juillet et septembre 2014 qu'un maximum de temps est passé où le débit est au-dessus du 80e percentile (43.31 %). Les limites de l'interpolation ne sont que ponctuellement dépassées lors des crues printanières. Les indicateurs de débits sont aussi compilés dans un tableau (tabl. 7).

L'hydrogramme du ruisseau LPM D ressemble beaucoup à celui du ruisseau PEN C. Les débits d'étiage de l'été sont très faibles. Ils finissent par augmenter à l'automne 2013, soit autour du début du mois de septembre. L'écoulement est par la suite complètement contraint par la neige et la glace, dès le début de décembre 2013. Les débits explosent ensuite avec un événement marqué à la mi-avril 2014. Par contre, c'est à la fin d'avril 2014 que les débits augmentent drastiquement avec la fonte du couvert de neige. Les débits diminuent ensuite à leur niveau d'étiage, et sont à nouveau pratiquement nuls dès la mi-juillet. La crue du printemps est le seul événement qui, momentanément, excède les limites de l'interpolation.

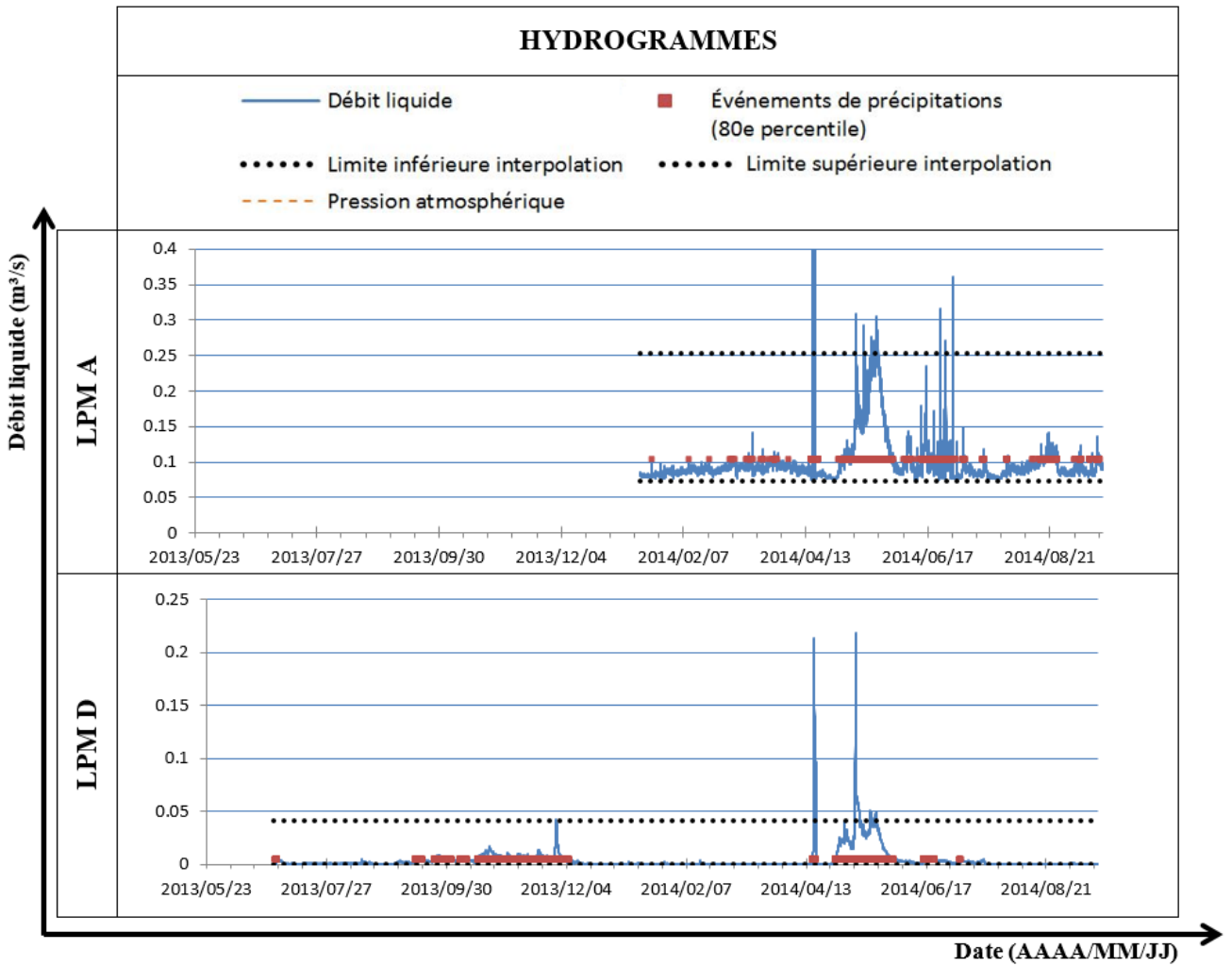


Figure 46 : Hydrogrammes pour les ruisseaux du secteur de Longue-Pointe-de-Mingan

Tableau 7 : Synthèse de l'évolution du débit par période d'échantillonnage pour le ruisseau LPM A

Périodes d'échantillonnage	Débit liquide moyen (m ³ /s)	Débit liquide maximum (m ³ /s)	Pourcentage de jours où le débit a dépassé le 80e percentile
2013-07-03 2013-09-24	x	x	x
2013-09-24 2013-12-18	x	x	x
2013-12-18 2014-05-17	0.109	2.332	23.55
2014-05-17 2014-07-19	0.113	0.361	31.55
2014-07-19 2014-09-18	0.092	0.141	43.31

5.2 CONDITIONS MÉTÉOMARINES

Les conditions météomarines ont été échantillonnées selon trois volets : la dérive littorale, l'énergie des vagues à la côte et le marnage.

5.2.1 Dérive littorale

La direction de la dérive littorale a été constante pour chacune des deux régions à l'étude. Tant pour l'analyse historique que pour l'analyse actuelle (saisonnière), la direction des courants parallèles est demeurée la même. Pour le secteur de Rivière-Pentecôte, la dérive littorale s'organise du nord vers le sud. En ce qui a trait à la région de Longue-Pointe-de-Mingan, les courants parallèles vont plutôt de l'ouest vers l'est. Les résultats de la direction de la dérive littorale ont été inclus sur les cartes de localisation présentées initialement.

5.2.2 Climat des vagues

Hauteur des vagues

Les résultats obtenus par le calcul de la cote de fréquence et d'intensité des tempêtes et événements d'atteinte du ruisseau par le jet de rive ont été compilés pour les trois principaux ruisseaux (fig. 47). Des patrons similaires ressortent lorsque les cotes d'occurrence et d'intensité sont comparées entre les cours d'eau. Sur la base de cette cote, de juin/juillet à la fin de septembre 2013, il y a quelques événements de tempêtes pour lesquels le jet de rive a atteint les ruisseaux, surtout dans le secteur de Longue-Pointe-de-Mingan. Les tempêtes ont un impact morphogène moindre sur le tracé des ruisseaux entre septembre et décembre 2013 pour les ruisseaux PEN B et LPM A, mais les événements pour lesquels le jet de rive atteint les chenaux sont plus fréquents et intenses pour le ruisseau PEN D par rapport à l'intervalle précédent. Il n'y a pas d'épisode de jet de rive atteignant les ruisseaux entre décembre 2013 et juillet 2014. Les images des caméras automatisées confirment qu'il y a eu présence de pied de glace ou d'accumulations de glace jusqu'en mai 2014, ce qui a contraint le jet de rive à une certaine distance du chenal. Entre mai et juillet 2014, il n'y a pas eu d'événements de tempêtes suffisamment importants pour permettre au jet de rive d'atteindre les ruisseaux. Il y a ensuite d'autres occurrences pour lesquelles le jet de rive atteint les cours d'eau entre juillet et septembre 2014.

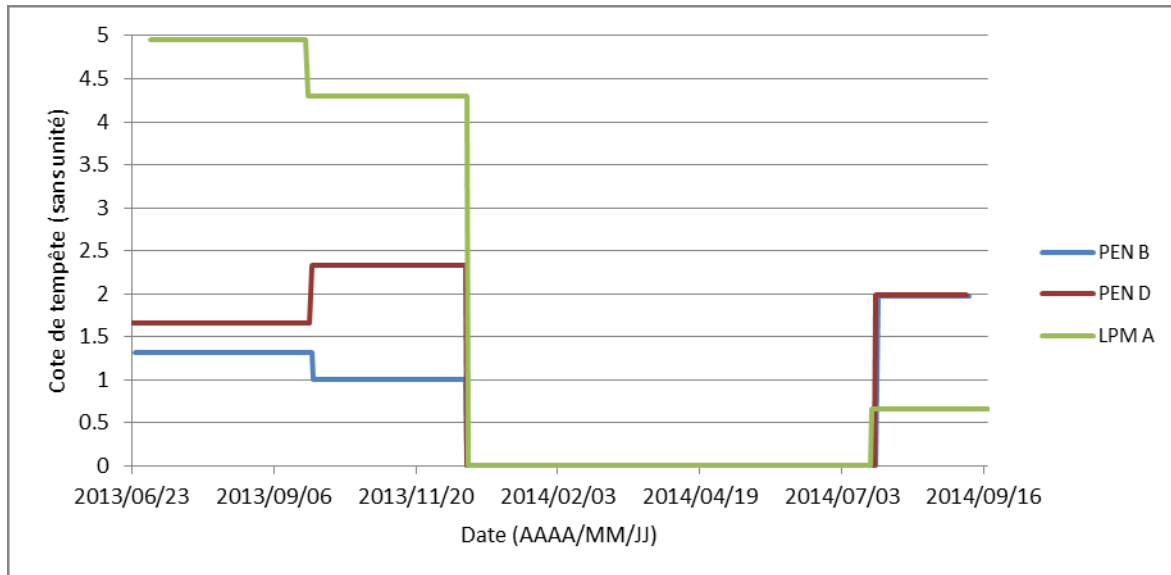


Figure 47 : Évolution de la cote de tempêtes pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A

Les données de hauteur spectrale significative de vagues utilisées pour calculer les moyennes pour les intervalles d'échantillonnage se présentent comme des séries temporelles. Elles peuvent être portées en graphiques, mais pour les raisons décrites dans la méthodologie, les séries temporelles des données de hauteur de vagues n'ont pas été analysées indépendamment. Les données ont plutôt été utilisées dans le cadre des analyses de relation avec d'autres variables.

Période des vagues

Tout comme pour les données mesurées de hauteur spectrale significative des vagues, les données sur la périodicité des vagues sont utilisées pour calculer les moyennes pour les intervalles d'échantillonnage. Elles se présentent comme des séries temporelles qui peuvent être portées en graphiques. Ceci étant dit, pour les raisons décrites dans la méthodologie,

l'analyse de ces séries prises séparément n'a pas été faite. Les données de période de vagues ont plutôt été utilisées dans le cadre des analyses de relation avec d'autres variables.

5.2.3 Marnage

Les données de niveau d'eau peuvent être portées en graphiques. Pour les raisons expliquées précédemment, l'utilisation des données de niveau marégraphique a été priorisée afin de calculer des données de marnage pour des séquences d'échantillonnage. Ces valeurs mesurées servent dans le cadre d'analyses de relation à titre de variable explicative.

5.3 CONTEXTE SÉDIMENTAIRE ET VOLUME DE PLAGE

Les données de volume de plage n'étant pas disponibles pour le secteur de Longue-Pointe-de-Mingan, elles ont été compilées pour le secteur de Rivière-Pentecôte (fig. 48). Pour la région de Pentecôte, le volume sédimentaire augmente entre mai 2013 et août 2013, ce qui témoigne de l'engraissement de la plage. Les valeurs d'accumulation sont supérieures entre juin et août par rapport à l'intervalle de mai à juin. C'est entre juin et août 2013 que les valeurs d'accumulation par unité de surface sont maximales pour un intervalle à $0.03 \text{ m}^3/\text{m}^2$, mais la prudence est de mise considérant que les intervalles n'ont pas tous la même durée. Par la suite, sous l'effet des tempêtes automnales, le volume sédimentaire de la plage diminue jusqu'en novembre 2013 alors que la plage est en érosion. Le volume sédimentaire relatif de la plage augmente légèrement entre novembre et décembre 2013, avant de diminuer rapidement jusqu'en janvier 2014, passant ainsi d'une tendance à l'accumulation à une phase d'érosion. Il y a par la suite érosion de la plage jusqu'en septembre 2014, mais la diminution du volume sédimentaire est davantage marquée entre juin et septembre, le différentiel étant de $-0.07 \text{ m}^3/\text{m}^2$. Sur la base d'un peu plus d'une

année de données, il ne ressort pas de tendance saisonnière dans la cyclicité des volumes de plage, si ce n'est que les grandes marées de l'automne et du printemps sont marquées par des phases d'érosion. Toutefois, il est évident que la disponibilité de données au printemps 2014 aurait permis d'accroître la qualité des valeurs entre décembre et juin. Malheureusement, la présence tardive des glaces côtières a empêché de documenter le volume de la plage au printemps. Par contre, cela n'affecte pas la qualité des analyses de relation, car les valeurs analysées en relation avec le volume de plage n'ont pas été enregistrées en présence du pied de glace. À une date précise, une valeur de volume sédimentaire relative de la plage peut être déterminée sur la base d'une interpolation entre les dates d'échantillonnage.

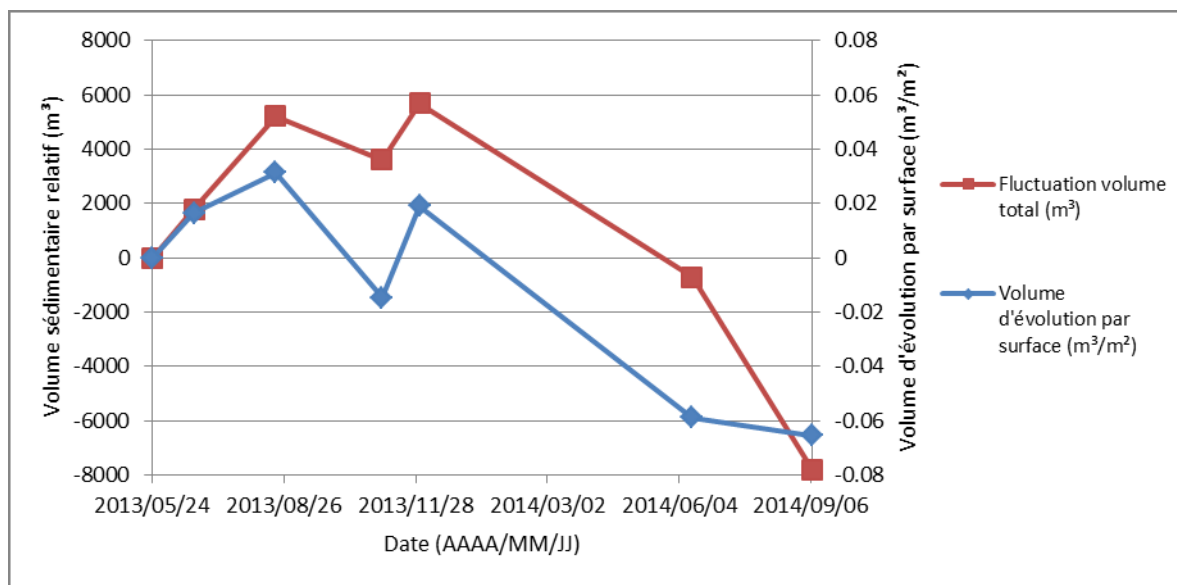


Figure 48 : Fluctuations du volume sédimentaire de la plage pour le secteur de Rivière-Pentecôte entre mai 2013 et septembre 2014

5.4 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 davantage 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 (fig. 49). Cette tendance est évidente pour les trois premières heures de la phase de marée descendante (A). Il ressort 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.

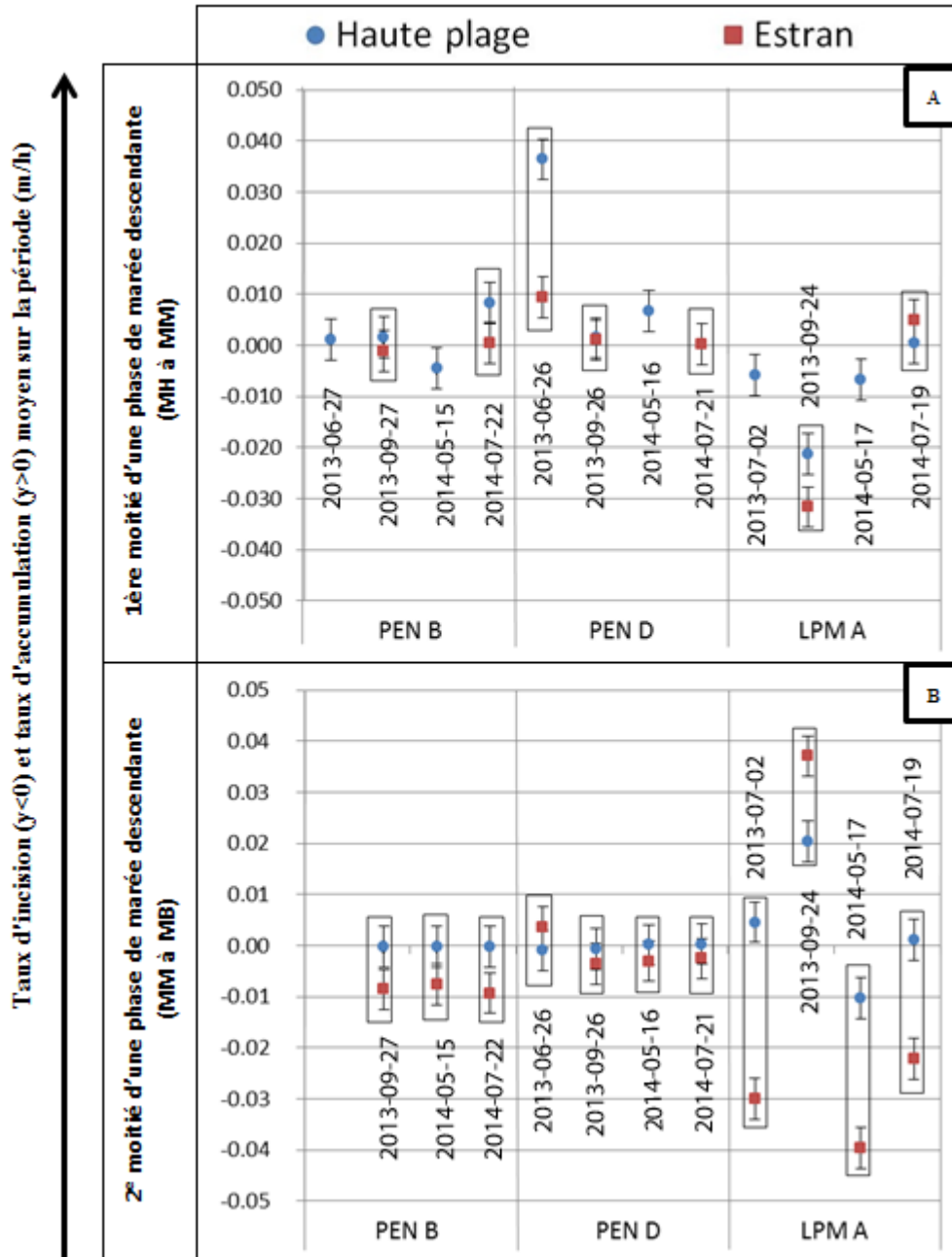


Figure 49 : Comparaison des taux d'incision ou d'accumulation par ruisseau selon la position sur le profil de plage pour chaque moitié de la phase de marée descendante (les encadrés noirs représentent des couples de points pour une même séquence d'échantillonnage, les codes MH, MM et MB signifient respectivement 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 (fig. 50). 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.

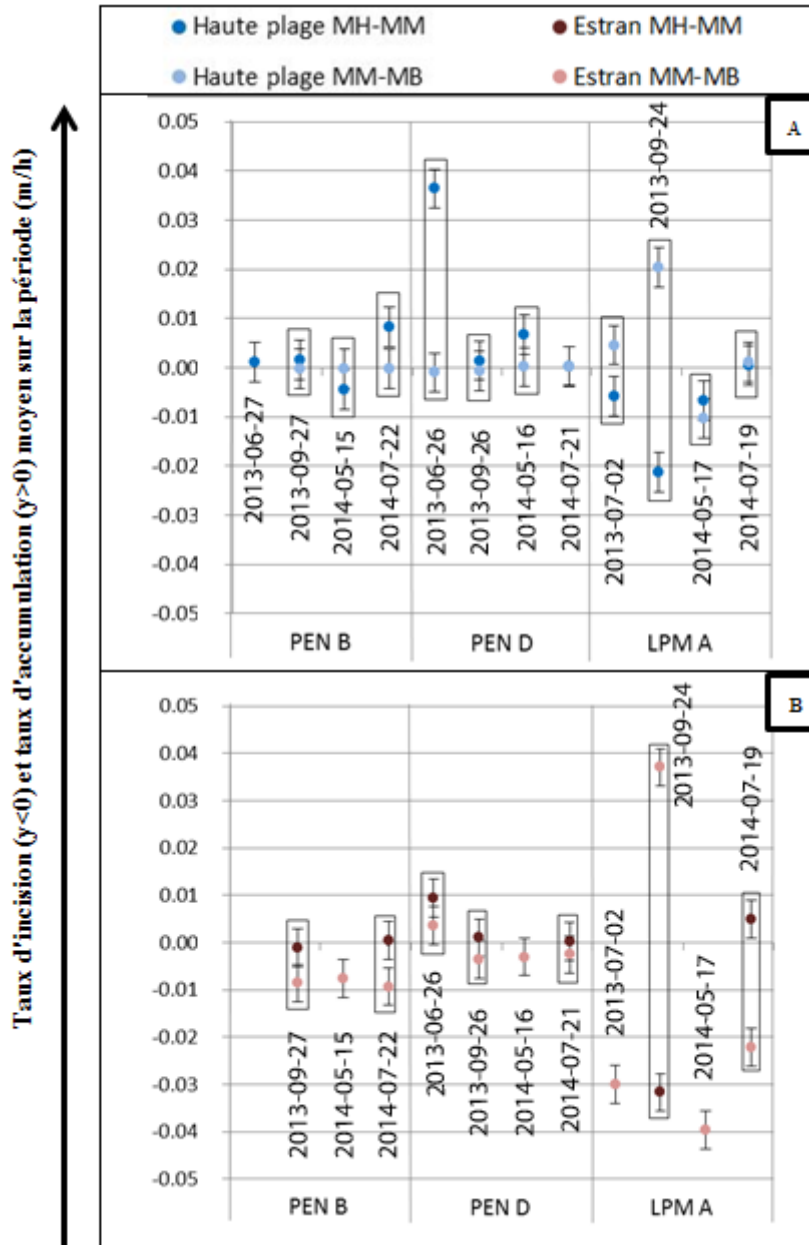


Figure 50 : Comparaison des taux d'incision ou d'accumulation par ruisseau selon la période de la phase de marée descendante pour chaque portion du profil de plage (les encadrés noirs représentent des couples de points pour une même séquence d'échantillonnage, les codes MH, MM et MB signifient respectivement 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 temporelle sur les taux d'ajustement longitudinal. Pour les ruisseaux à l'étude, l'ajustement longitudinal a été étudié en fonction du débit liquide, du marnage et du climat de vagues. Pour chaque ruisseau pour lesquels la quantité de données était suffisante, 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.

5.4.1 Taux d'incision et d'accumulation et débit liquide

La figure 51 présente les taux d'accumulation ou d'incision pour la section du ruisseau s'écoulant sur la haute plage en fonction du débit liquide. Pour l'entièreté de la phase de marée descendante, les tendances semblent diverger. 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 relations de corrélation apparaissent comme faibles considérant les marges d'erreur. En observant les valeurs de taux d'incision ou d'accumulation de la première moitié du jusant, 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. Toujours pour la section du ruisseau s'écoulant sur la haute plage, les données pour la deuxième moitié de la phase de marée descendante 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.

Pour la section des cours d'eau qui s'écoulent sur l'estran, les tendances entre les taux d'accumulation et d'incision dans les ruisseaux et le débit liquide (fig. 52) sont toutes aussi floues lorsque les données pour l'entièreté de la phase de jusant sont présentées. 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. La tendance est relativement peu claire au cours de la première partie de la phase de jusant. 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 permet d'ailleurs de confirmer l'absence de tendance réelle. Pour la portion du cours d'eau s'écoulant sur l'estran, au cours des 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.

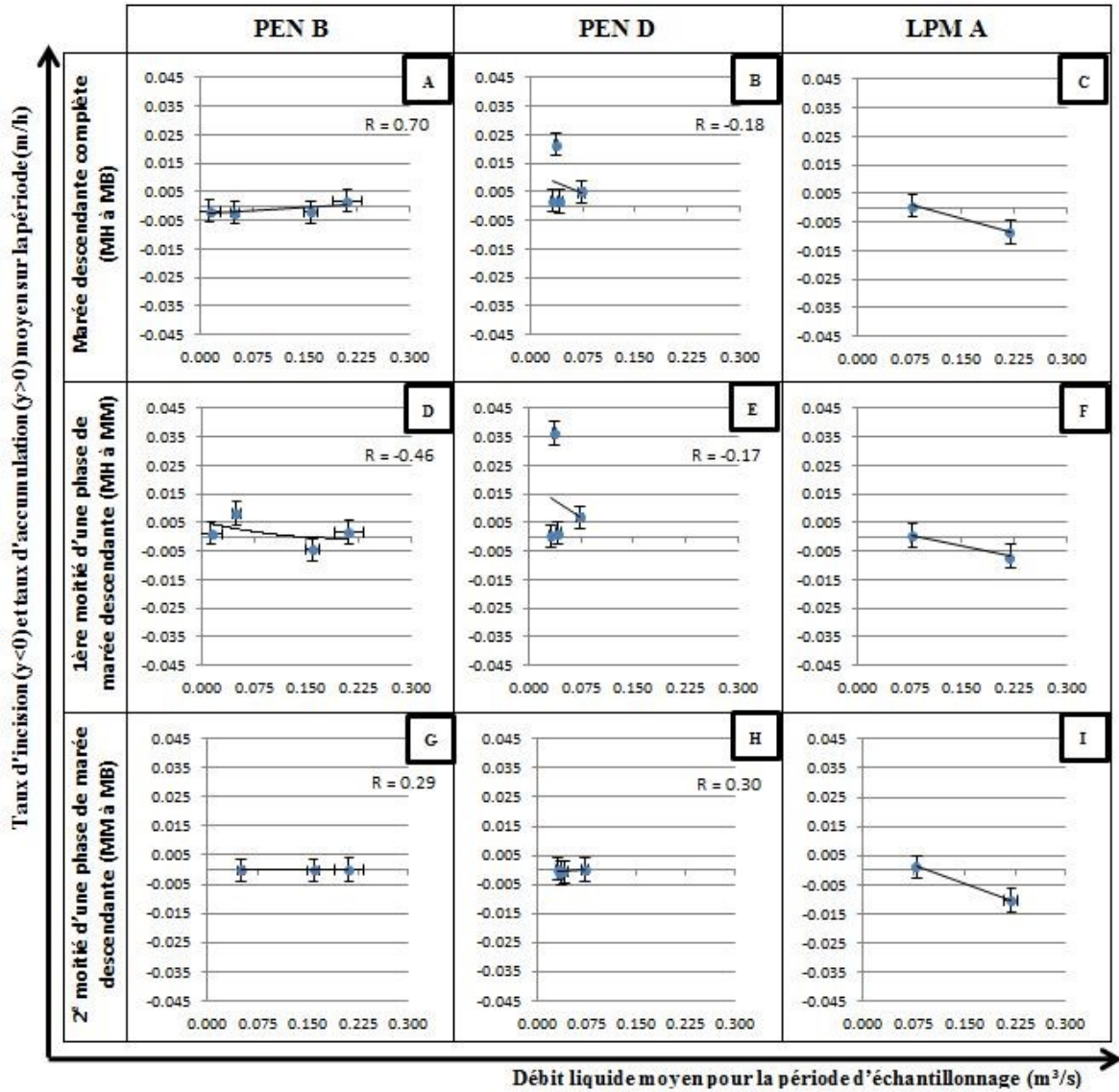


Figure 51 : Analyse relationnelle entre le débit liquide et les taux d'incision ou d'accumulation pour la section des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A s'écoulant sur la haute plage selon la phase de marée

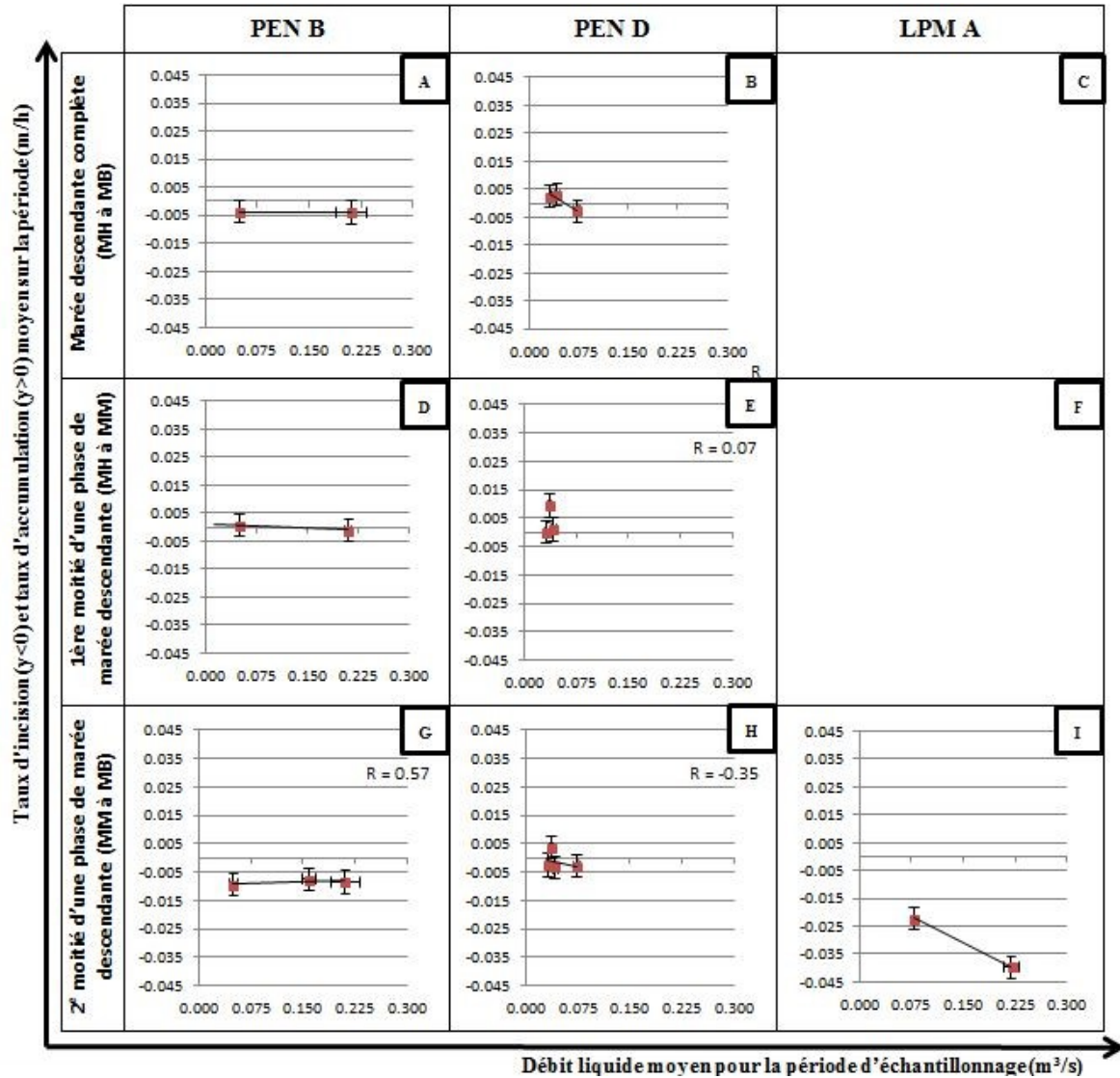


Figure 52 : Analyse relationnelle entre le débit liquide et les taux d'incision ou d'accumulation pour la section des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A s'écoulant sur l'estran selon la phase de marée

5.4.2 Taux d'incision et d'accumulation et conditions météomarines

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 (fig. 53), 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.

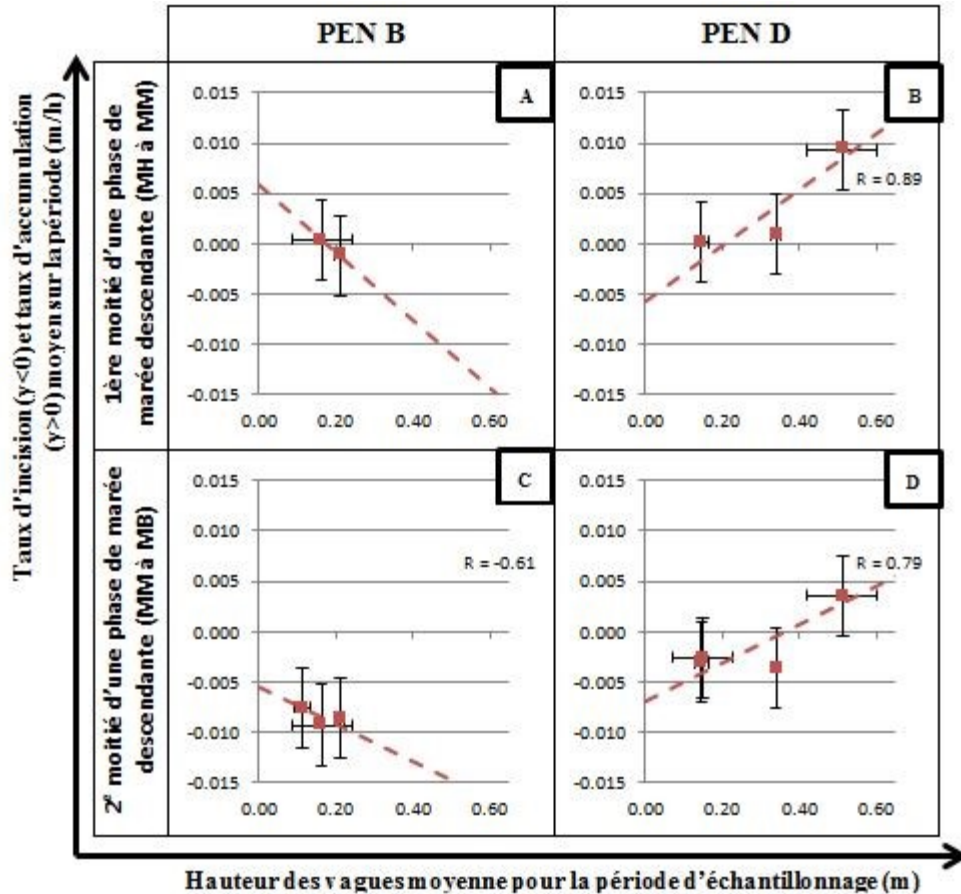


Figure 53 : Analyse relationnelle entre la hauteur significative des vagues et les taux d'incision ou d'accumulation pour la section des ruisseaux PEN B et PEN D s'écoulant sur l'estran selon la phase de marée

L'analyse de la relation entre les taux d'incision et la période des vagues (fig. 54) 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. Un plus grand laps 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.

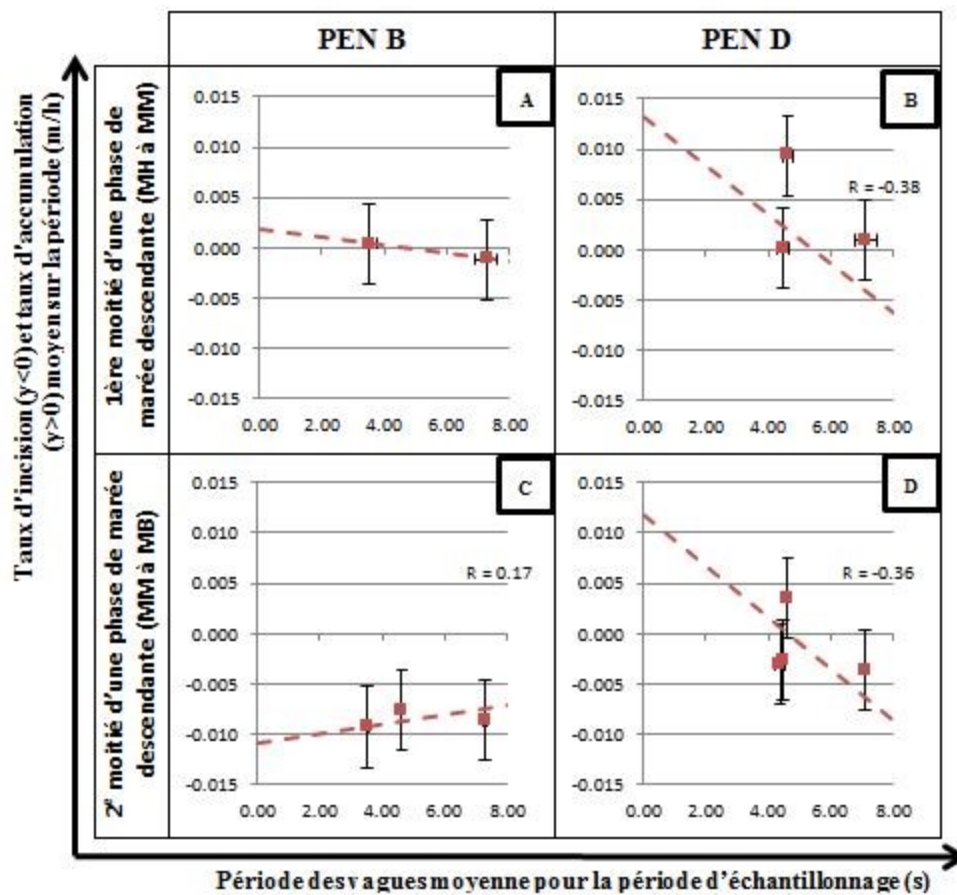


Figure 54 : Analyse relationnelle entre la période des vagues et les taux d'incision ou d'accumulation pour la section des ruisseaux PEN B et PEN D s'écoulant sur l'estran selon la phase de marée

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 (fig. 55), 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 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 (fig. 56), 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 démontrait 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.

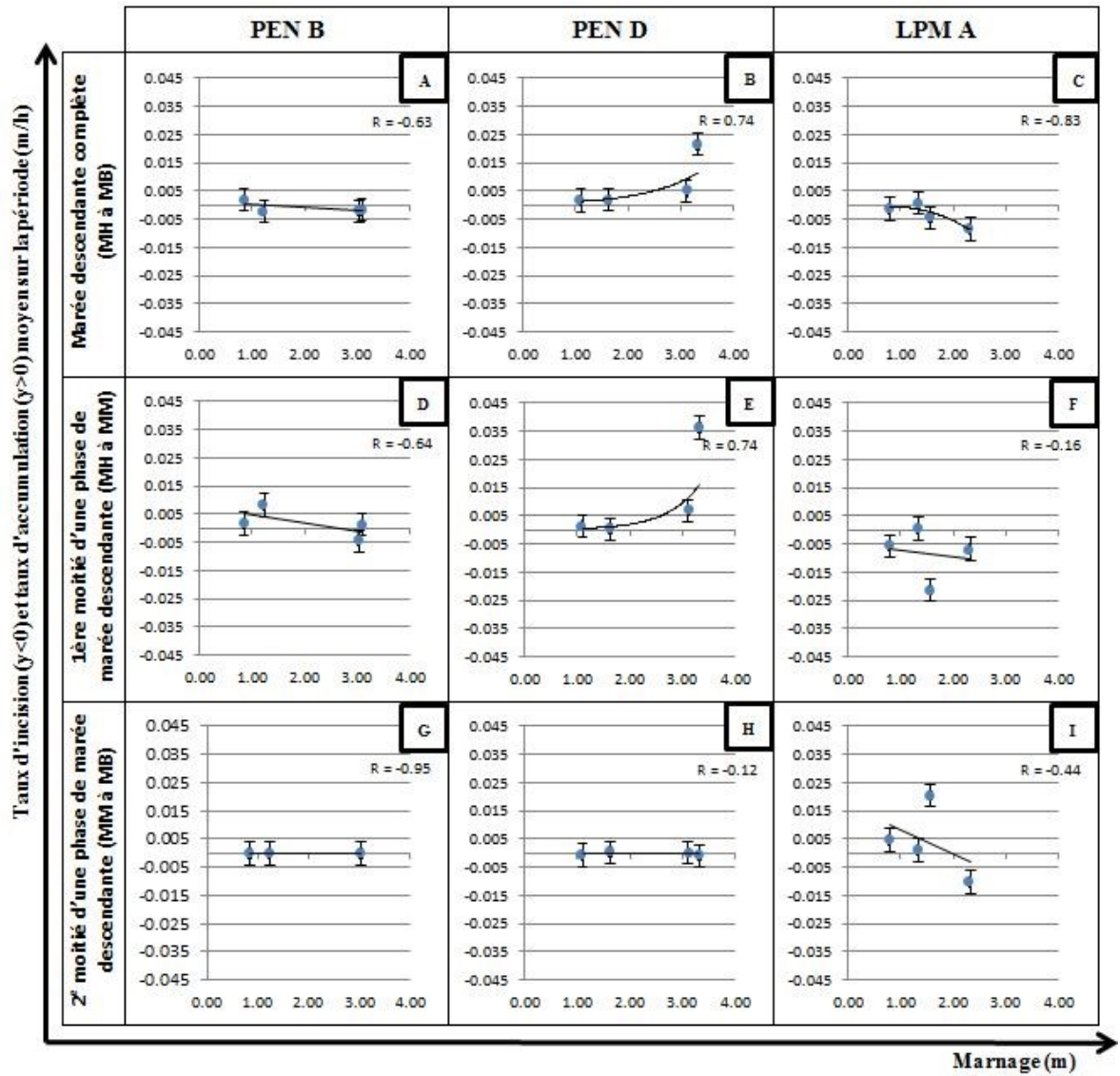


Figure 55 : Analyse relationnelle entre le marnage et les taux d'incision ou d'accumulation pour la section des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A s'écoulant sur la haute plage selon la phase de marée

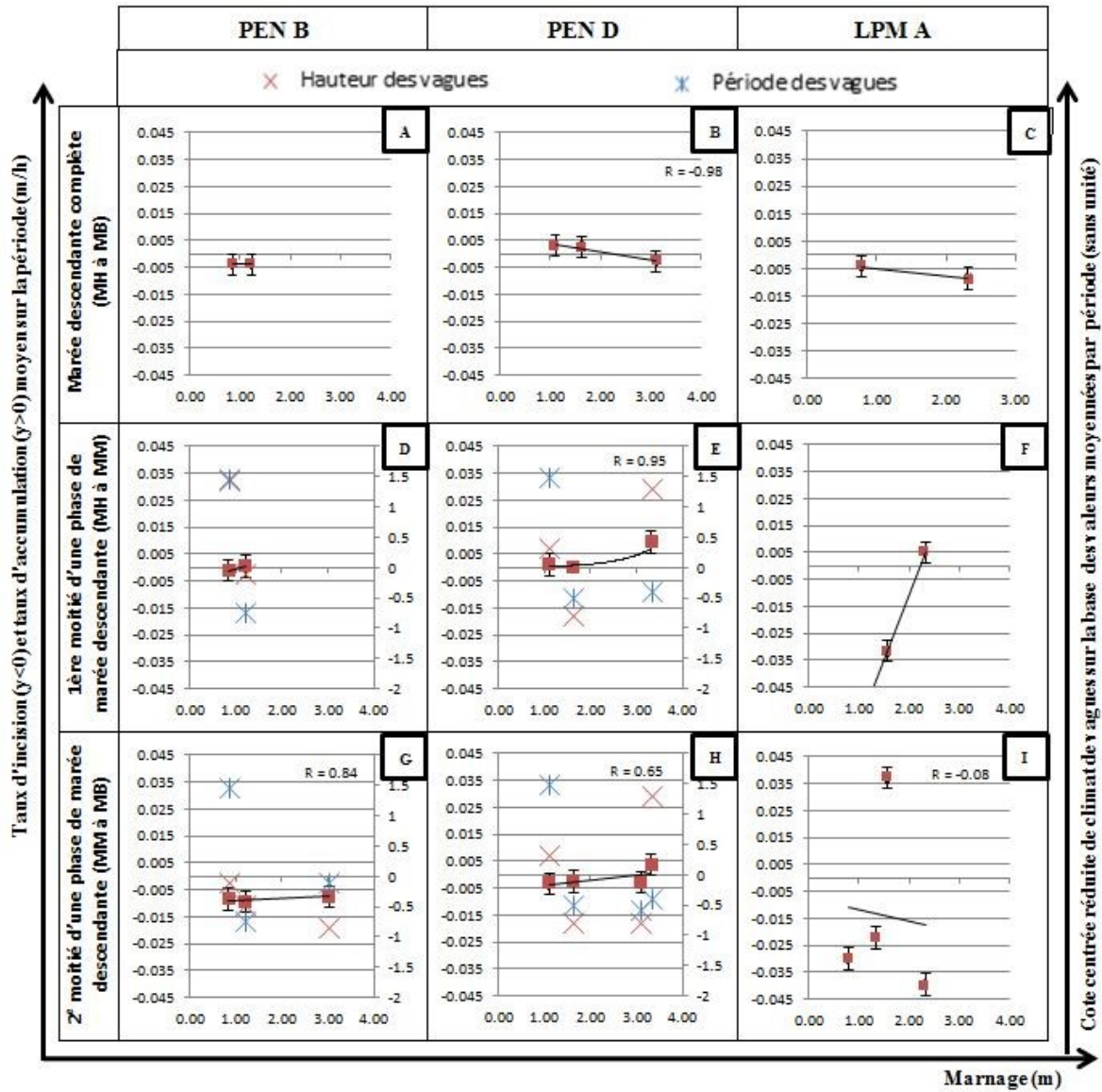


Figure 56 : Analyse relationnelle entre le marnage et les taux d'incision ou d'accumulation pour la section des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A s'écoulant sur l'estran selon la phase de marée (avec compilation des conditions météomarines)

5.5 MIGRATION DE L'EMBOUCHURE DES RUISSEAUX

5.5.1 Suivi historique

Les embouchures des ruisseaux se sont révélées très mobiles par le passé. Pour les trois principaux ruisseaux, des déplacements importants ont eu lieu au fil du temps. 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. Pour l'analyse de la mobilité de l'embouchure, une valeur positive de taux de mobilité ou de déplacement net signifie que l'embouchure s'éloigne du ponceau. À l'inverse, une valeur négative signifie un mouvement en direction du ponceau (un retrait). Pour le ruisseau PEN B (tabl. 8 et fig. 57), en ce qui a trait au déplacement net, il y a reculé entre 1930 et 1950, entre 1972 et 1982 puis entre 1987 et 1996. Il y a avancé dans la direction de la dérive littorale entre 1950 et 1965, entre 1965 et 1972, entre 1982 et 1987, puis entre 1996 et 2001 et entre 2001 et 2013. L'embouchure a reculé un maximum en 1950, par rapport à sa position de 1930, soit sur plus de 200 m. L'avancée maximale au cours d'un intervalle a été mesurée en 2001, par rapport à 1996, alors que l'embouchure a progressé sur plus de 145 m. Les taux de mobilité présentent les mêmes tendances que les déplacements nets, mais ils permettent de quantifier la vitesse de la migration de l'embouchure. 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. La position de l'embouchure a connu des épisodes d'avancée et des épisodes de recul en alternance. Elle a toujours été plus reculée que la position initiale de 1930, sauf à partir de 2001 où elle progresse pour atteindre sa position la plus distale, en 2013 à environ 80 m de sa position initiale. Au cours de la période étudiée, la dérive littorale a toujours été vers le sud.

Tableau 8 : 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)

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)
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

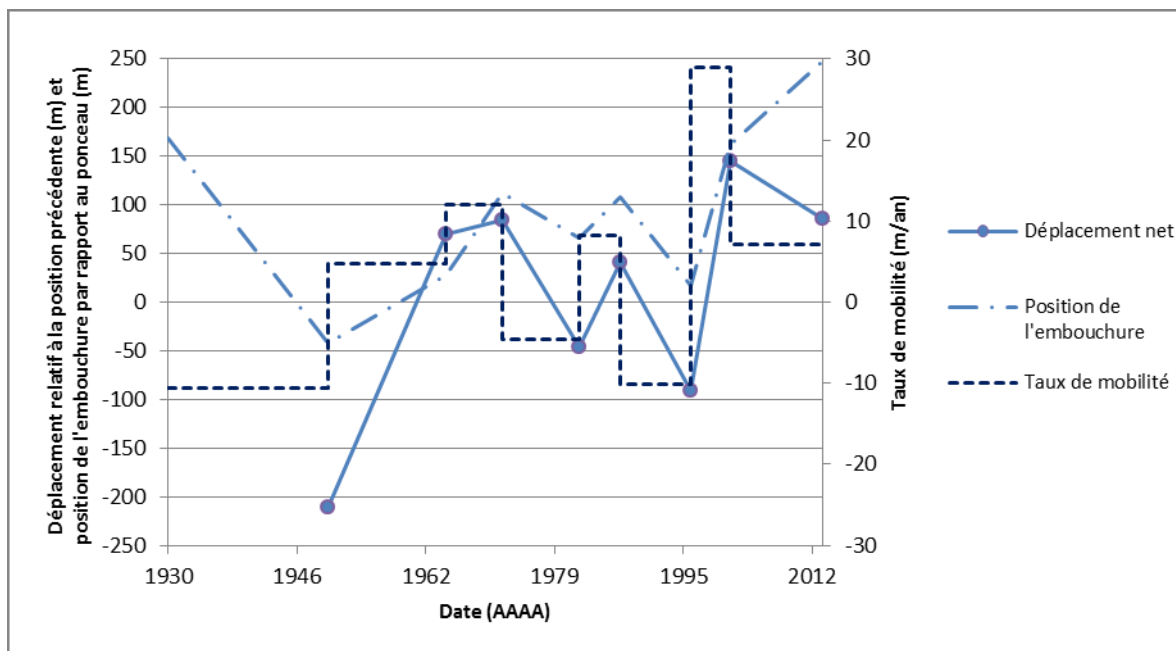


Figure 57 : Déplacement net, position et taux de mobilité en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau PEN B (dans la direction de la dérive littorale)

Pour le ruisseau PEN D (tabl. 9 et fig. 58), les valeurs de déplacements nets ne respectent aucune tendance. Il y a recul entre 1930 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'un intervalle a été mesurée en 1982, par rapport à 1972, avec près de 150 m de progression entre les positions. Le maximum de recul de l'embouchure mesuré au cours d'un intervalle est de près de 142 m en 1987 par rapport à 1972. 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. Tout comme pour le ruisseau PEN B, la dérive littorale a toujours été en direction du sud.

Tableau 9 : 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)

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)
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

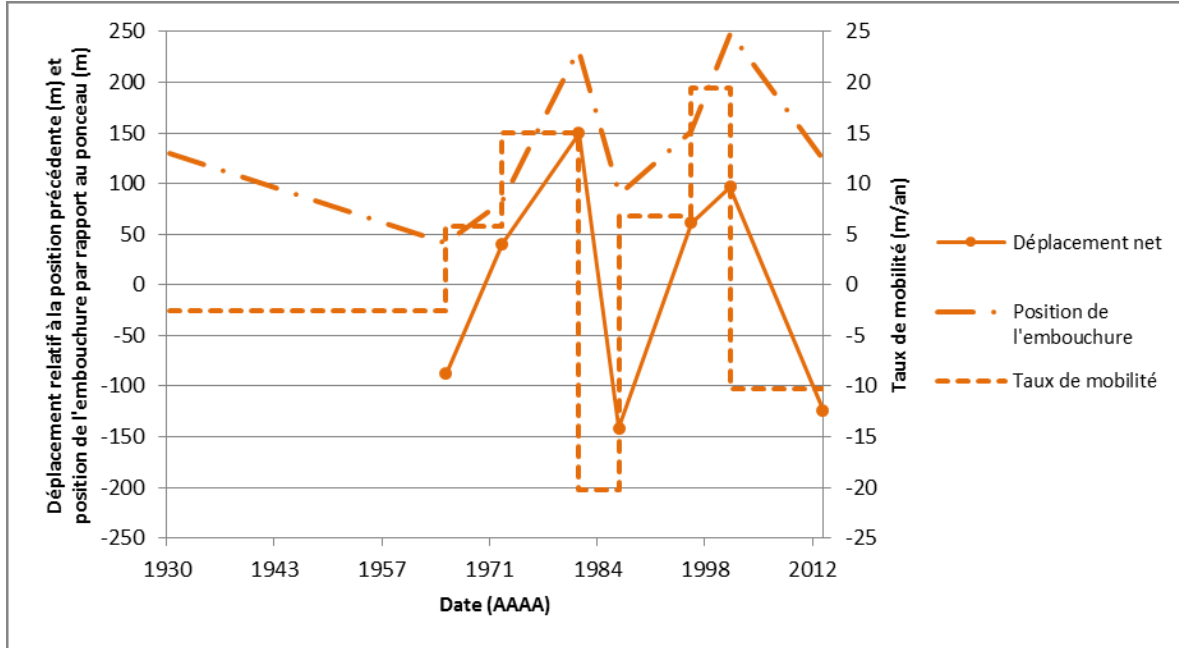


Figure 58 : Déplacement net, position et taux de mobilité en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau PEN D (dans la direction de la dérive littorale)

Pour le ruisseau LPM A (tabl. 10 et fig. 59), la représentation des déplacements nets montre un recul important en 1976 par rapport à 1967 puis d'un léger recul pour 1983 par rapport à 1976, l'embouchure a ensuite progressé de façon continue jusqu'en 2013. Le déplacement maximal de l'embouchure au cours d'un intervalle 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. La dérive littorale s'est organisée de l'ouest vers l'est pour l'entièreté de la période étudiée.

Tableau 10 : 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

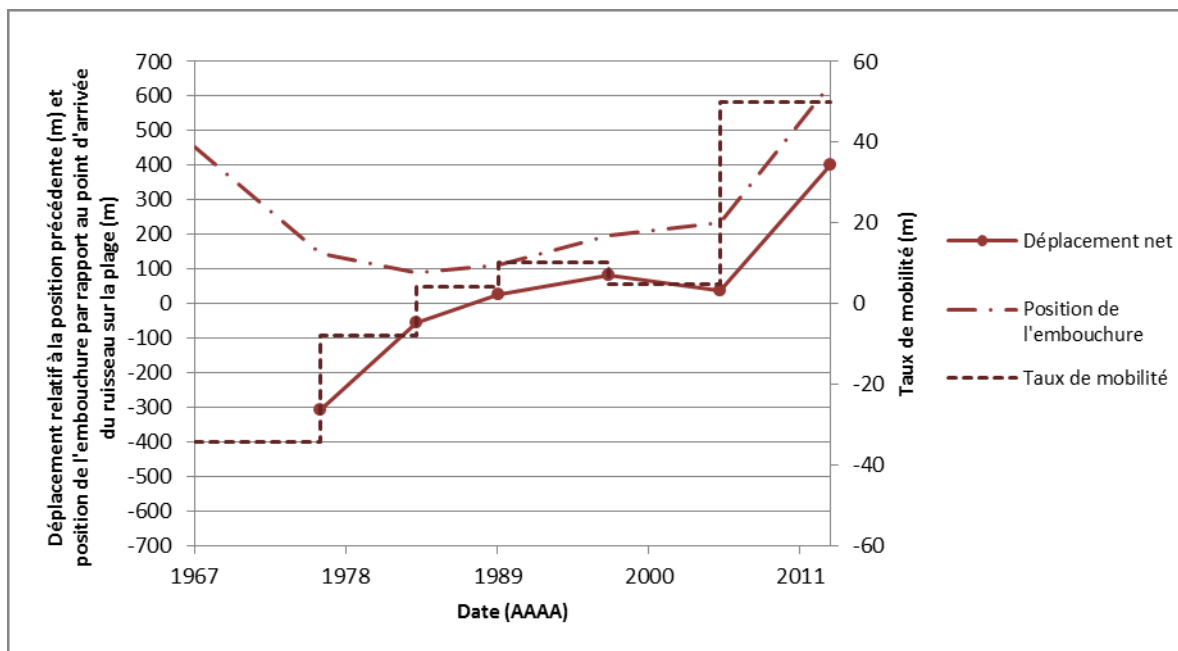


Figure 59 : Déplacement net, position et taux de mobilité en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau LPM A (dans la direction de la dérive littorale)

En superposant les taux de mobilité pour les embouchures des différents ruisseaux (fig. 60), il apparaît que les embouchures des ruisseaux PEN B et PEN D, malgré leur proximité géographique, ne se comportent pas exactement de façon similaire. À cet effet, lorsque les mêmes intervalles 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 ralentie, 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. La comparaison de la mobilité des embouchures des ruisseaux de Pentecôte avec le comportement de l'embouchure du ruisseau LPM A est quant à elle impertinente.

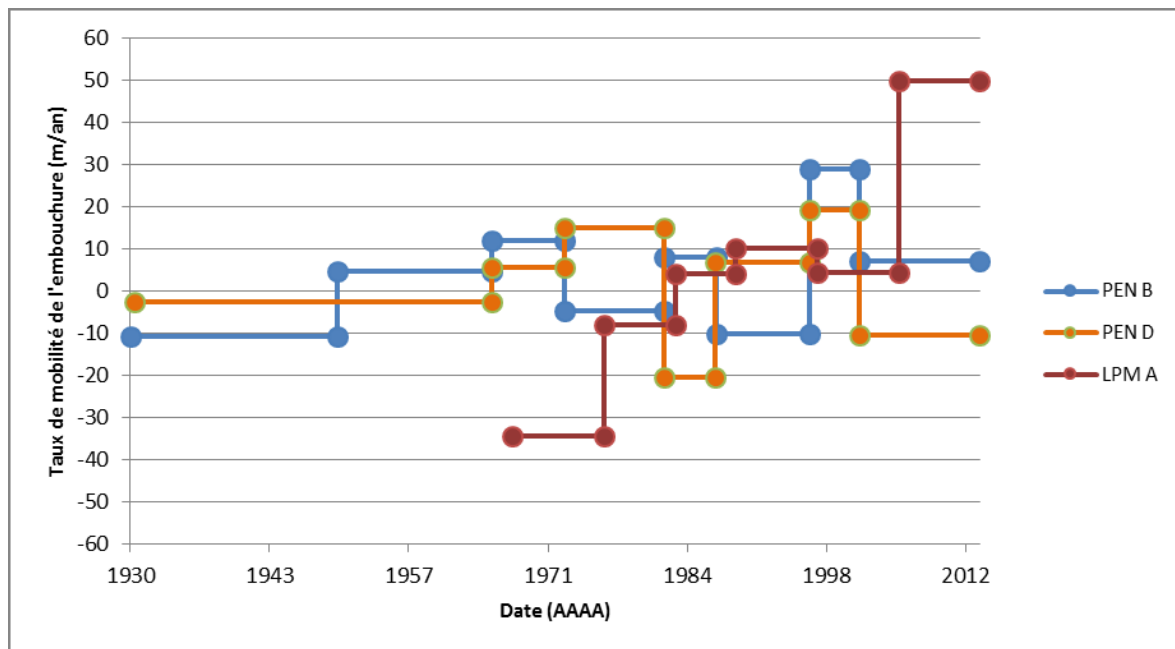


Figure 60 : Taux de mobilité de l'embouchure des ruisseaux en fonction du temps pour chacun des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A (dans la direction de la dérive littorale)

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 (fig. 61). 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 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.

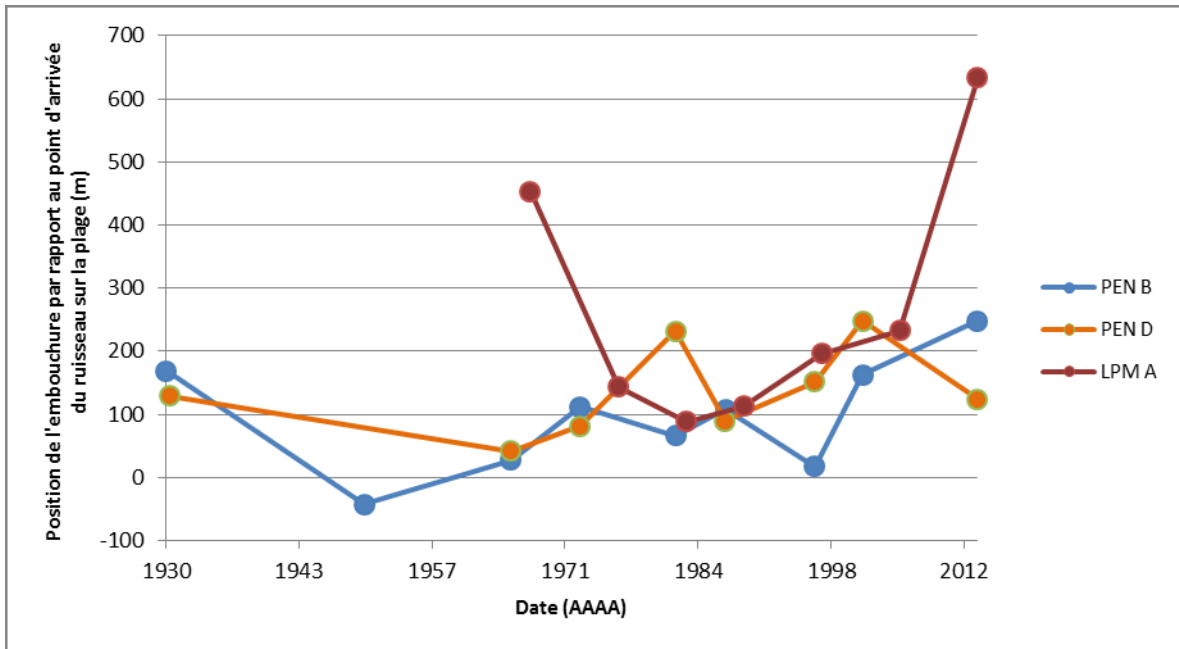


Figure 61 : Position de l'embouchure en fonction du temps pour chacun des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A (dans la direction de la dérive littorale)

5.5.2 Suivi actuel et facteurs de contrôle

En ce qui concerne le suivi actuel, pour le ruisseau PEN B (fig. 62), 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 septembre 2013 par rapport à juin, puis de 25 m pour décembre 2013 par rapport à septembre. 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.

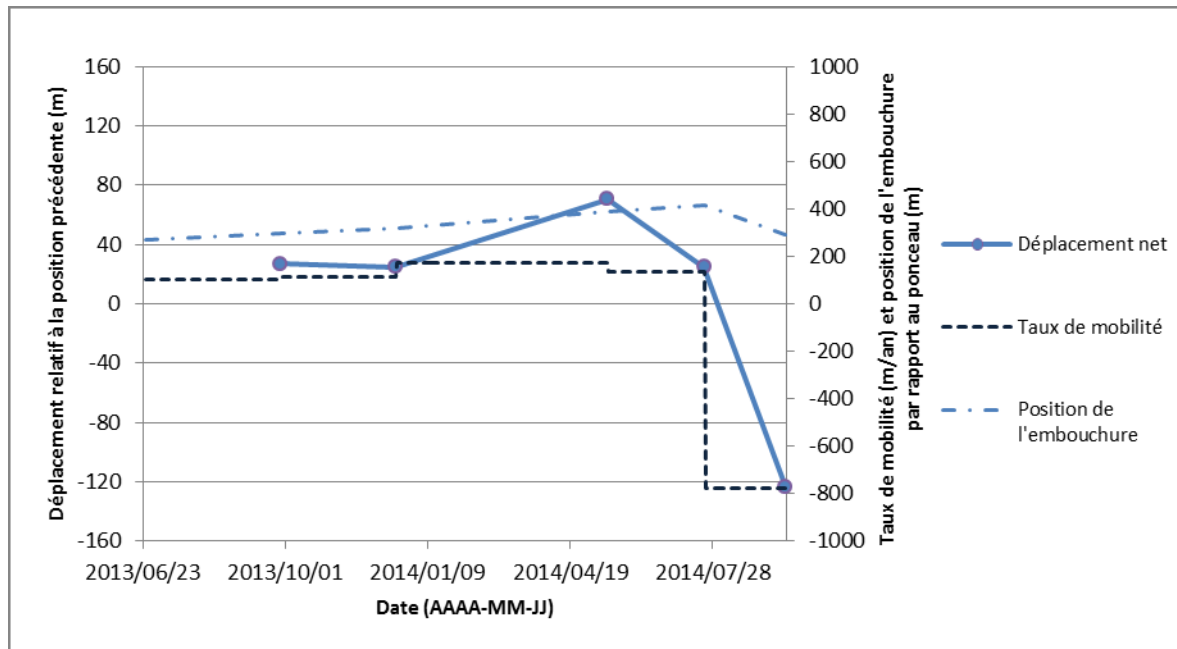


Figure 62 : Déplacement net, taux de mobilité et position en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau PEN B (dans la direction de la dérive littorale)

Pour le ruisseau PEN D (fig. 63), 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.

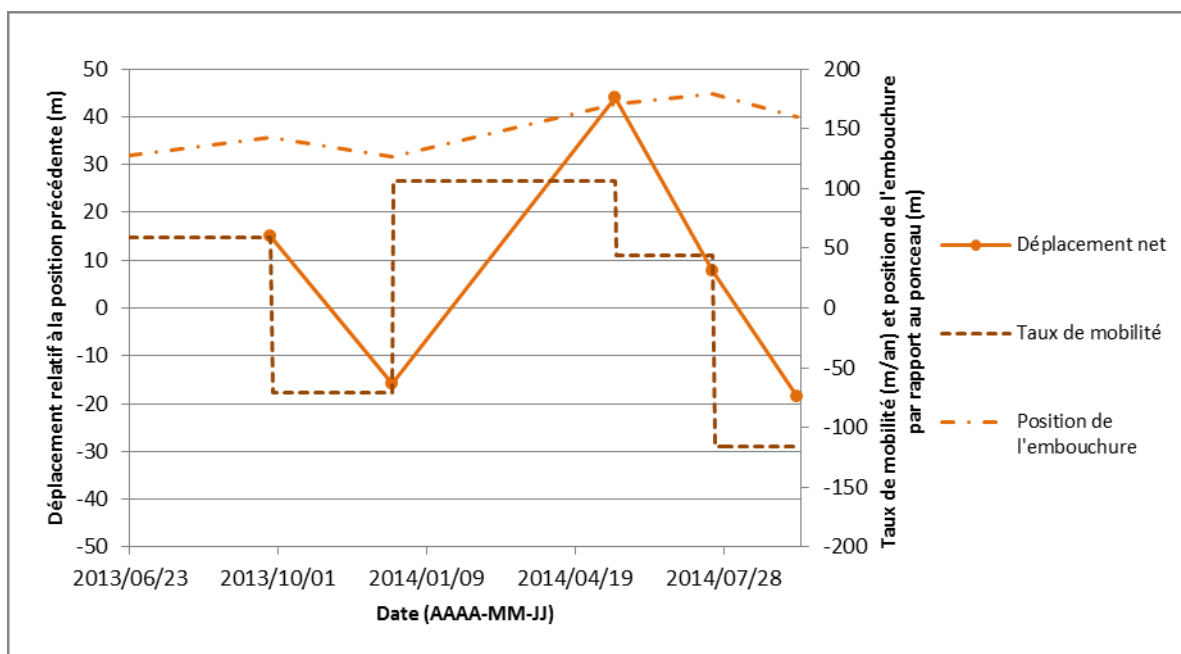


Figure 63 : Déplacement net, taux de mobilité et position en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau PEN D (dans la direction de la dérive littorale)

Le ruisseau LPM A (fig. 64) 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.

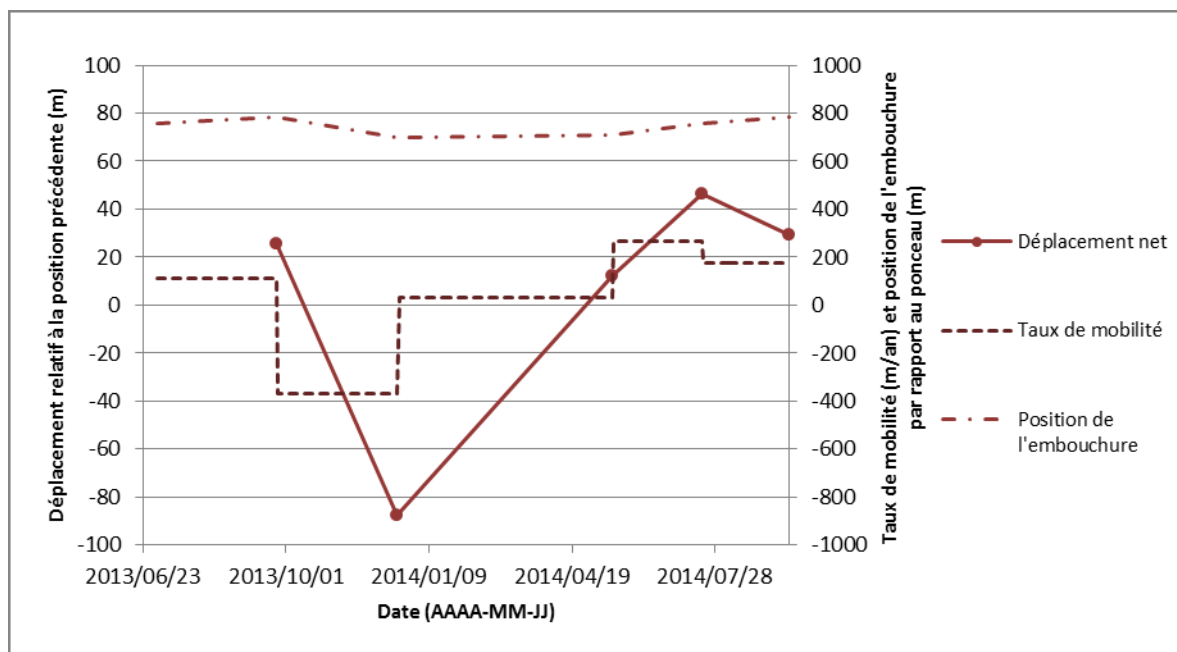


Figure 64 : Déplacement net, taux de mobilité et position en fonction du temps pour l'embouchure du ruisseau LPM A (dans la direction de la dérive littorale)

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 (fig. 65). 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.

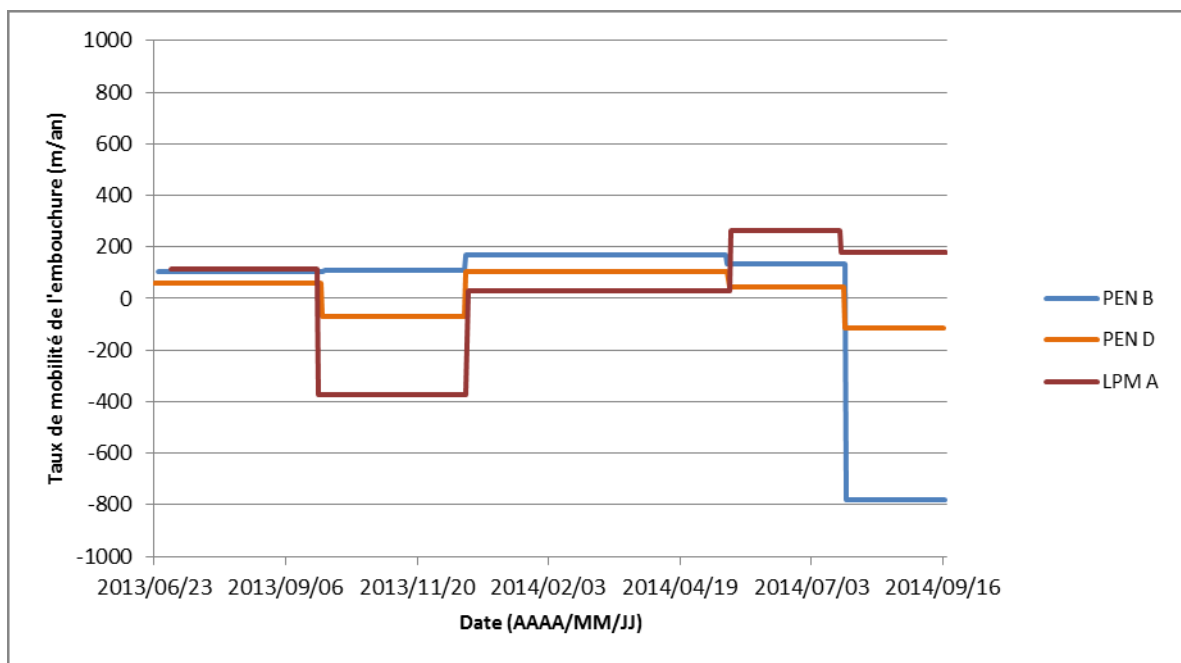


Figure 65 : Taux de mobilité de l'embouchure des ruisseaux en fonction du temps pour chacun des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A

La progression des embouchures des ruisseaux n'est pas un phénomène continu (fig. 66). 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.

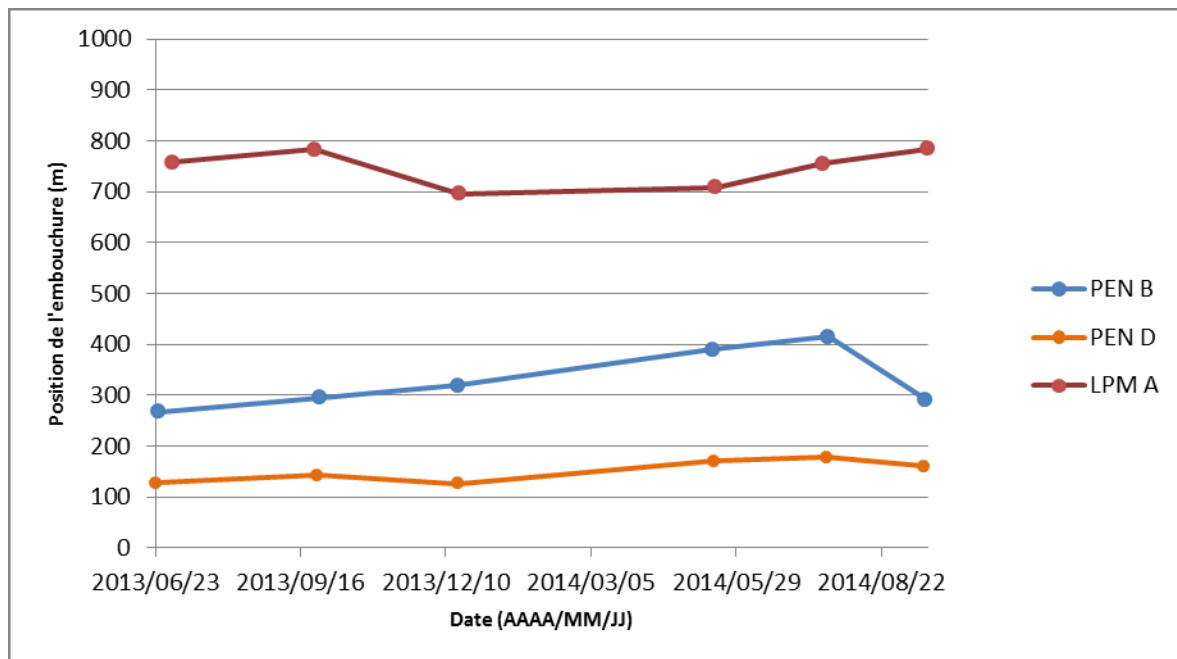


Figure 66 : Position de l'embouchure en fonction du temps pour chacun des ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A (dans la direction de la dérive littorale)

La position saisonnière de l'embouchure a été étudiée en fonction du débit liquide et du volume sédimentaire relatif des plages. L'analyse des relations est faite à partir de la représentation graphique et des coefficients de corrélation.

Migration de l'embouchure et débit liquide

Différents indicateurs ont été utilisés pour caractériser le débit liquide entre les périodes où la position des embouchures a pu être mesurée. Ces indicateurs ont été mis en relation avec le positionnement de l'embouchure par rapport à son ponceau (fig. 67). Le débit liquide moyen sur la période entre chaque mesure a été le premier indicateur utilisé. Les résultats vont dans le sens 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. La tendance demeure tout de même faible. Cette relation s'est confirmée pour les ruisseaux PEN B ($R = 0.90$, $n = 4$, A) et LPM A ($n = 2$, C). Toutefois, pour 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 événementiel. 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 a atteint un maximum 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. La position de l'embouchure par rapport au ponceau a aussi été corrélée avec le pourcentage de temps passé dans la période au-dessus du 80e percentile de l'hydrogramme. Pour le ruisseau PEN B ($R = 0.38$, $n = 4$, G), la relation va dans le sens que plus le débit est souvent au-dessus du 80e percentile de l'hydrogramme pour une période, 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.

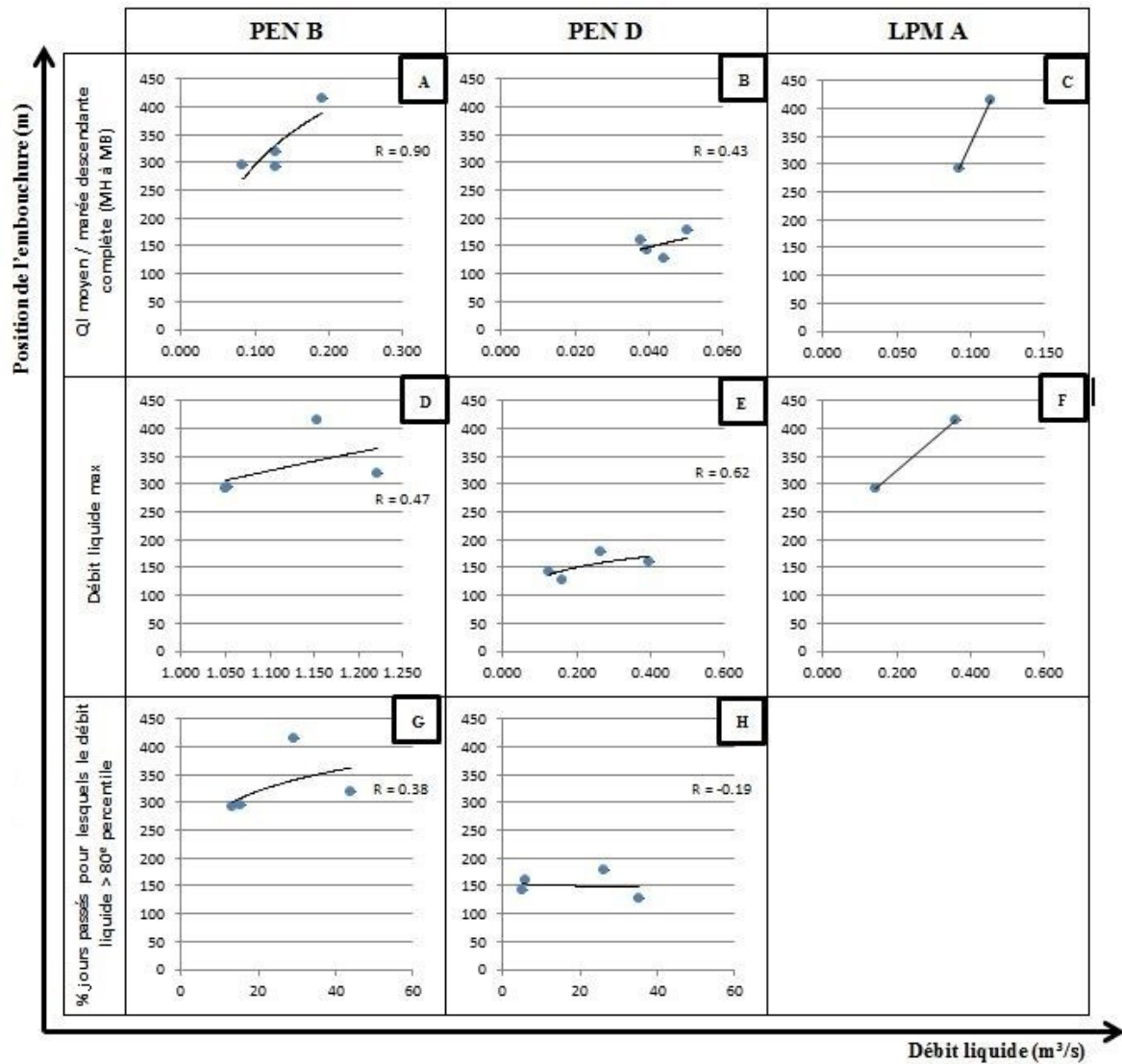


Figure 67 : Analyse relationnelle entre différents indicateurs de débit liquide et la position des embouchures pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A (dans la direction de la dérive littorale)

Migration de l'embouchure et 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 (fig. 68). 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).




Détails	Date	Photographie
Position de la berge au temps 1 (trait jaune)	2013/10/19 – 6 :30	
Position de la berge au temps 2 (trait rouge) suite à l'invasion par la marée haute	2013/10/19 – 13 :45	
Position de la berge au temps 3 suite au retrait de la marée (trait mauve, le lendemain)	2013/10/20 – 9 :00	

Figure 68 : Évolution d'un tracé de berge à l'embouchure face à l'action des vagues à l'embouchure

Migration de l'embouchure et volume de plage

La relation entre la position de l'embouchure et le volume sédimentaire de la plage (fig. 69) 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 ponton.

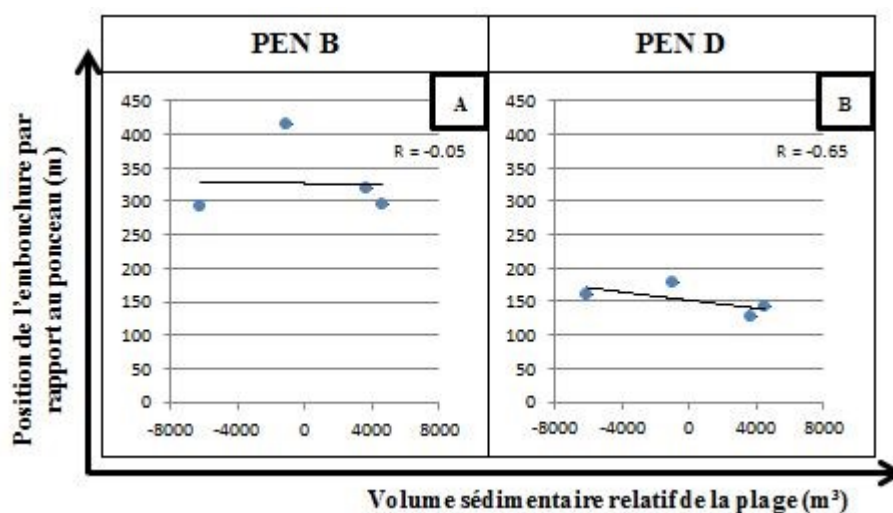


Figure 69 : Analyse relationnelle entre le volume sédimentaire relatif de la plage et la position des embouchures pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A (dans la direction de la dérive littorale)

5.5.3 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 (fig. 70), 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 (fig. 71). 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 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.

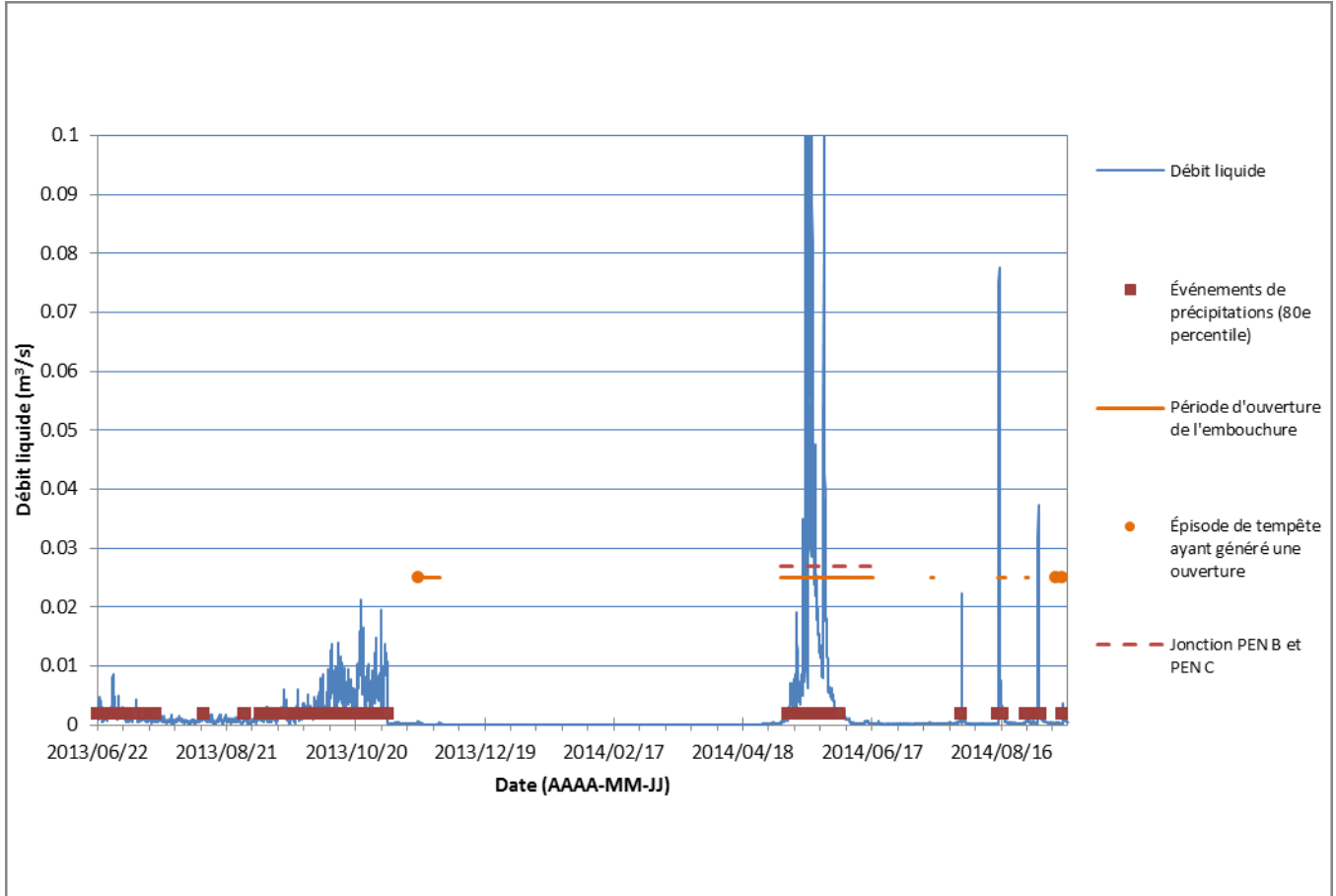


Figure 70 : Hydrogramme pour le ruisseau PEN C de juin 2013 à septembre 2014 et données de dynamique d'embouchure



Figure 71 : Confluence entre les ruisseaux PEN B et PEN C à la mi-mai 2014
(crédit photo : Caron, 2014)

5.6 MIGRATION LATÉRALE DES RUISSEAUX

5.6.1 Suivi historique

Enveloppe de mobilité

Les cartes représentant les résultats de l'enveloppe de mobilité pour les ruisseaux PEN B (fig. 72), PEN D (fig. 73) et LPM A (fig. 74). Tel que mentionné dans la section méthodologie, les photographies aériennes présentées sur les cartes de la section 4.6 ne servent que pour la visualisation du contexte dans lequel les chenaux évoluent. Effectivement, il faut prendre en considération que la position des embouchures telles que représentées sur les cartes n'est pas statique dans le temps. Les données suggèrent des comportements qui ne respectent aucun patron, de même que des modifications majeures

dans le tracé des ruisseaux. 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.

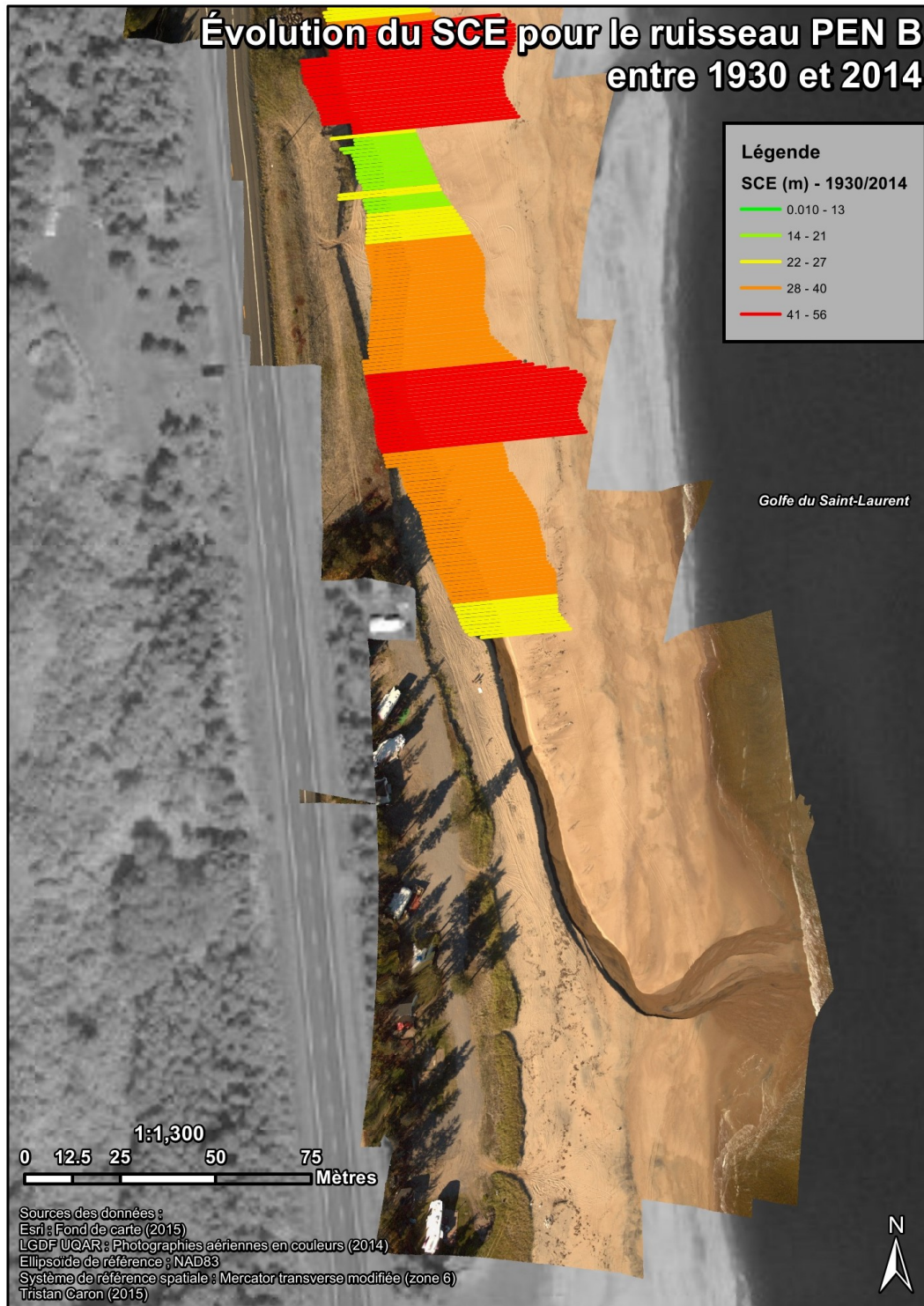


Figure 72 : Représentation de l'indice SCE-historique pour le ruisseau PEN B entre 1930 et 2014

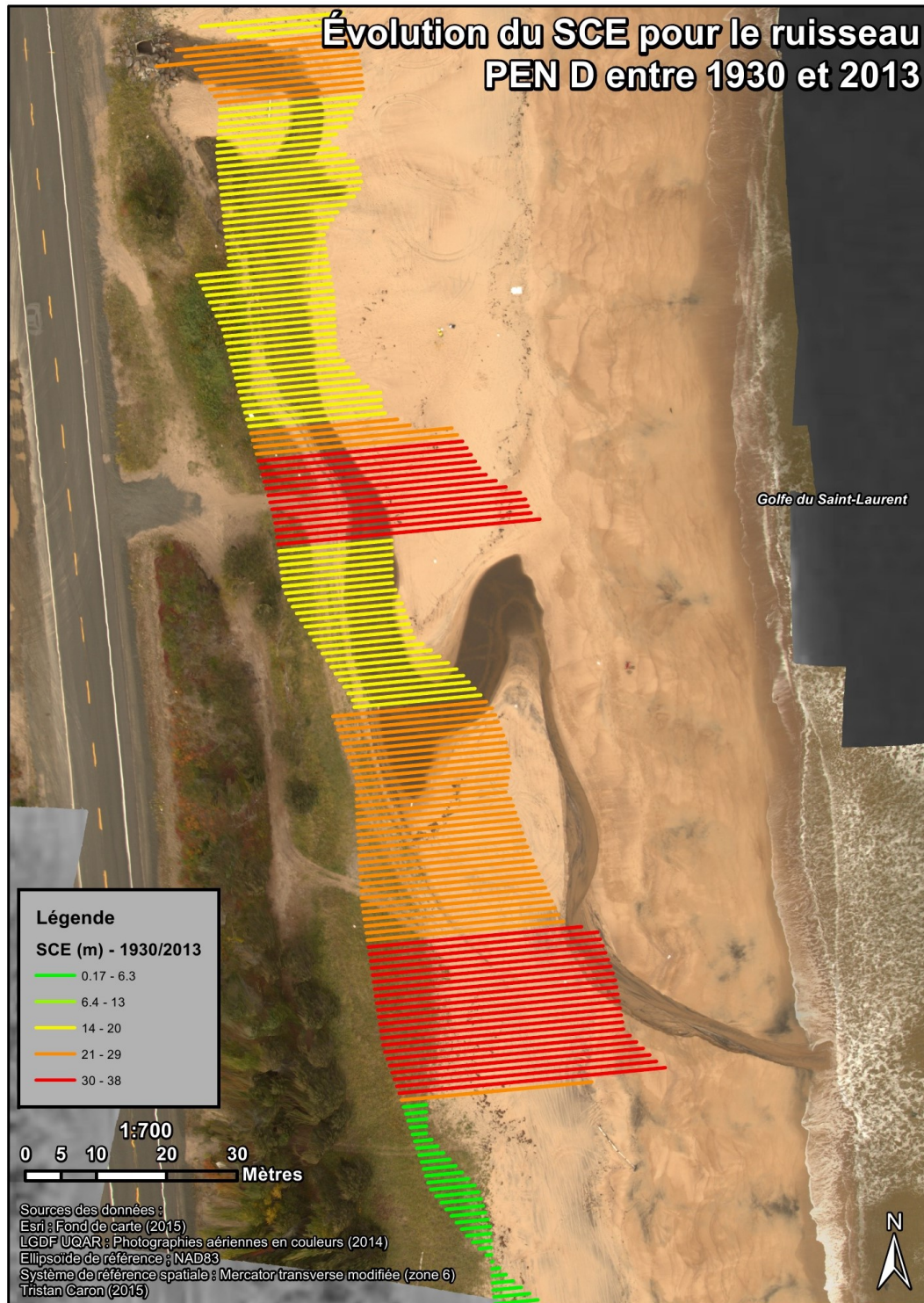


Figure 73 : Représentation de l'indice SCE-historique pour le ruisseau PEN D entre 1930 et 2013

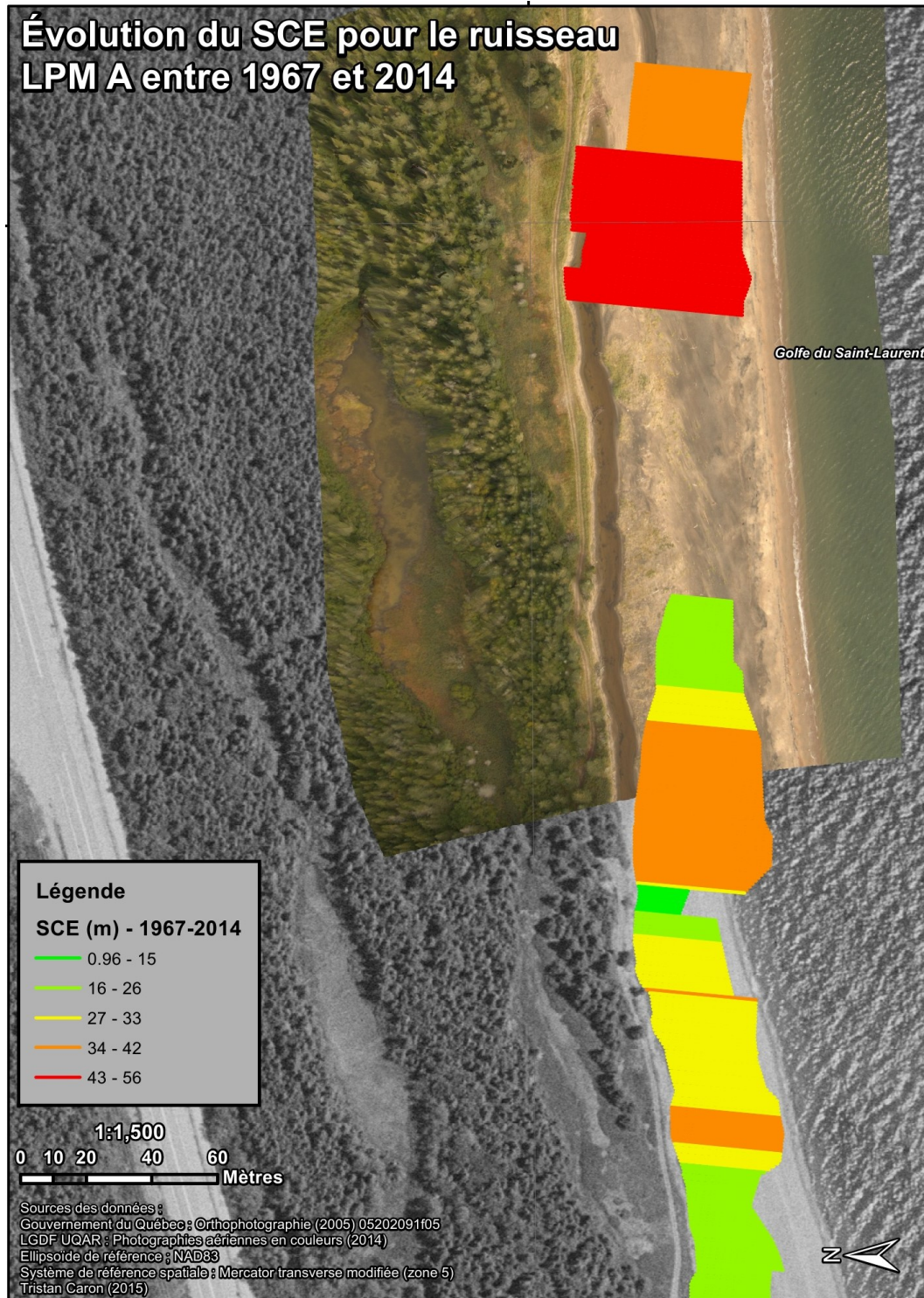


Figure 74 : Représentation de l'indice SCE-historique pour le ruisseau LPM A entre 1967 et 2014

Taux de migration latérale

Les données des taux médians de mobilité ont été compilées dans un unique graphique (fig. 75). À titre de rappel, les valeurs négatives correspondent à des taux d'érosion (contre le trait de côte). À l'inverse, les valeurs positives équivalent à une distanciation par rapport au trait de côte. Pour les ruisseaux de Pentecôte, il y a certaines tendances communes aux deux ruisseaux. 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. Il importe de rappeler que les deux ruisseaux sont rapprochés et évoluent dans un contexte similaire. 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 intervalles, malgré quelques divergences.

Le ruisseau LPM A tend quant à lui à se distancer 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. Il y a quelques divergences, mais certaines tendances communes transparaissent.

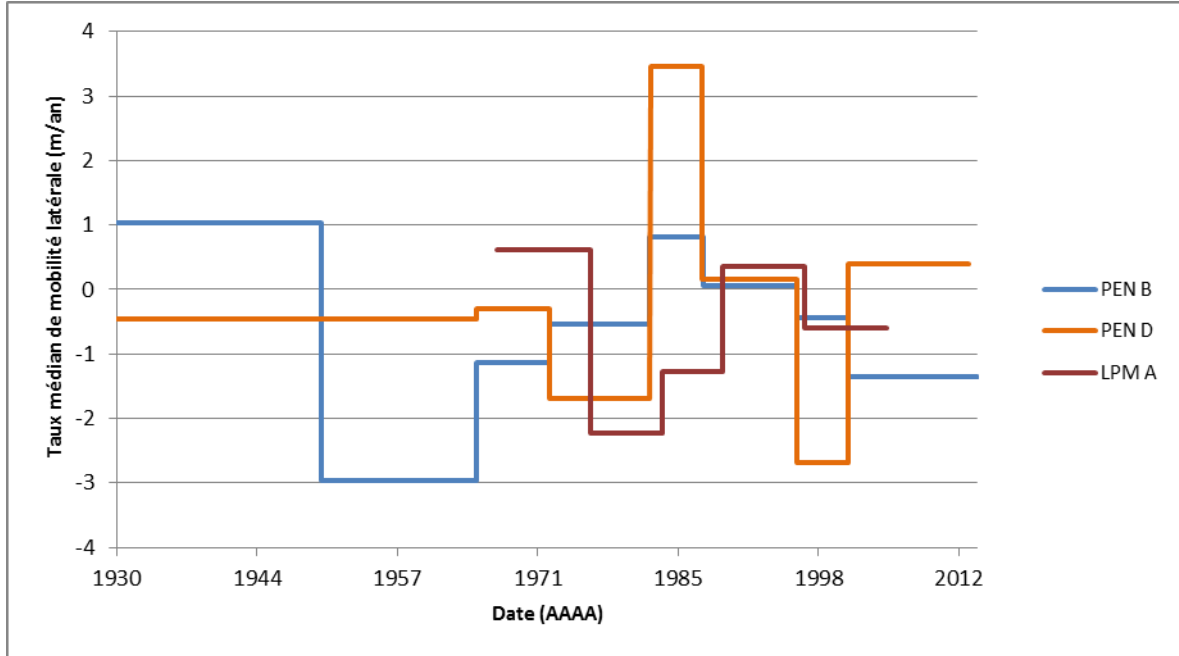


Figure 75 : Taux de mobilité latérale en fonction du temps pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A

5.6.2 Suivi actuel (saisonnier) et facteurs de contrôle

Enveloppe de mobilité

En ce qui a trait à l'indice SCE pour le ruisseau PEN B, entre juin 2013 et septembre 2014 (fig. 76), 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 (fig. 77), 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 (fig. 78), 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.

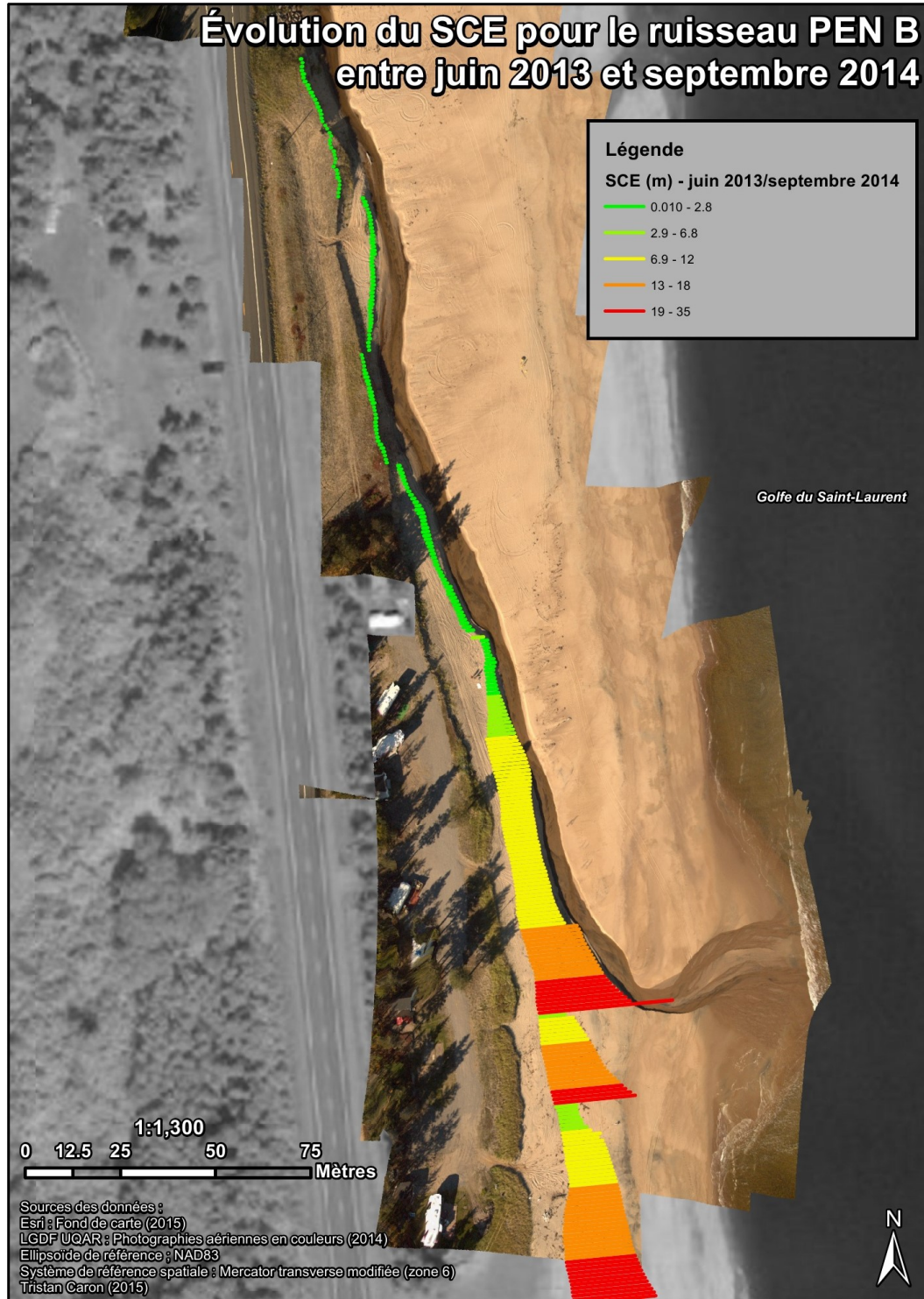


Figure 76 : Schématisation de l'enveloppe de mobilité SCE-actuelle le long du ruisseau PEN B et de son embouchure entre juin 2013 et septembre 2014



Figure 77 : Schématisation de l'enveloppe de mobilité SCE-actuelle le long du ruisseau PEN D et de son embouchure entre juin 2013 et septembre 2014

Évolution du SCE pour le ruisseau LPM A entre juillet 2013 et juillet 2014

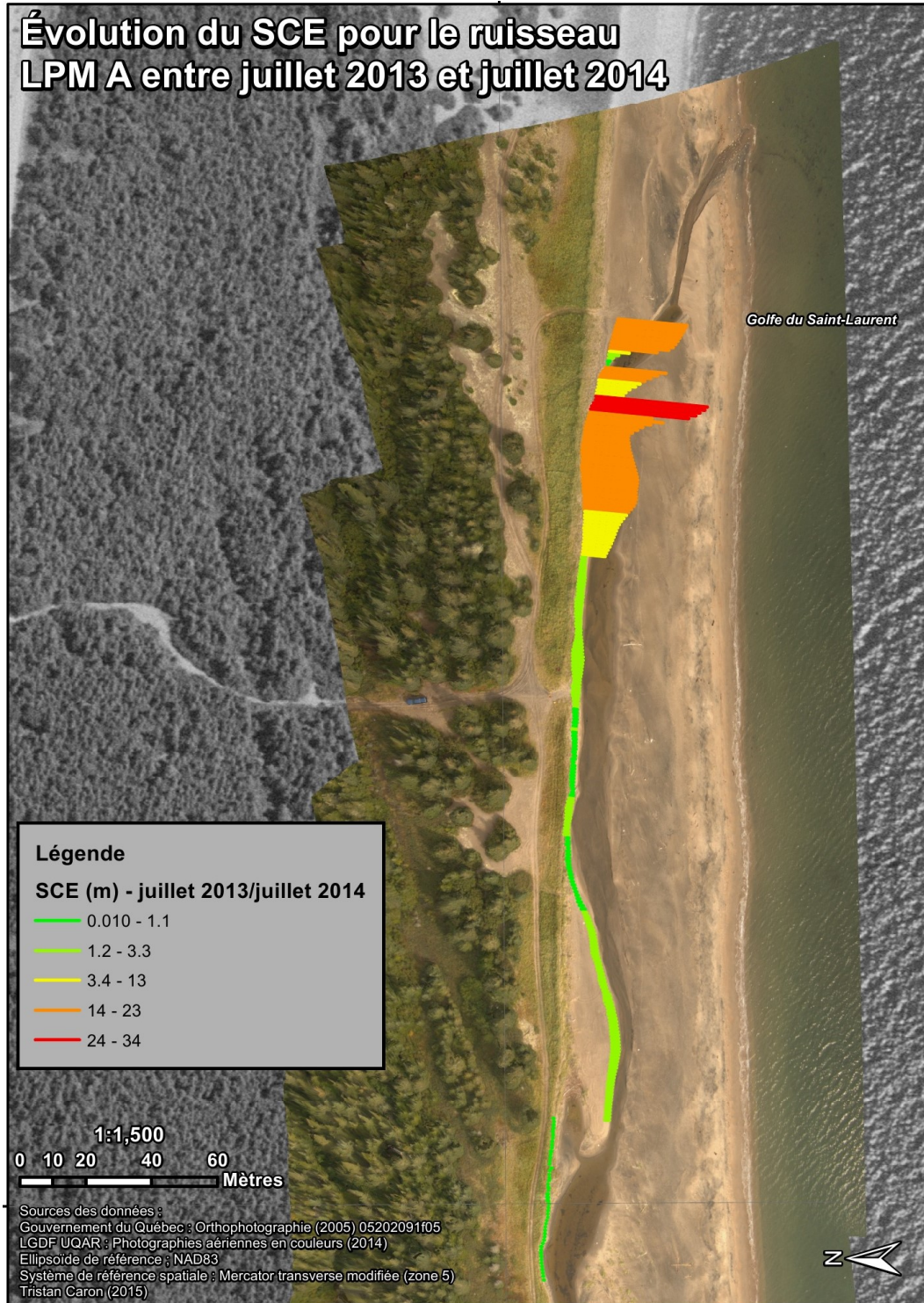


Figure 78 : Schématisation de l'enveloppe de mobilité SCE-actuelle le long du ruisseau LPM A et de son embouchure entre juillet 2013 et juillet 2014

Taux de migration latérale

L'analyse de l'indice EPR pour le ruisseau PEN B (fig. 79), 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.

Évolution du EPR pour le ruisseau PEN B entre juin 2013 et septembre 2014

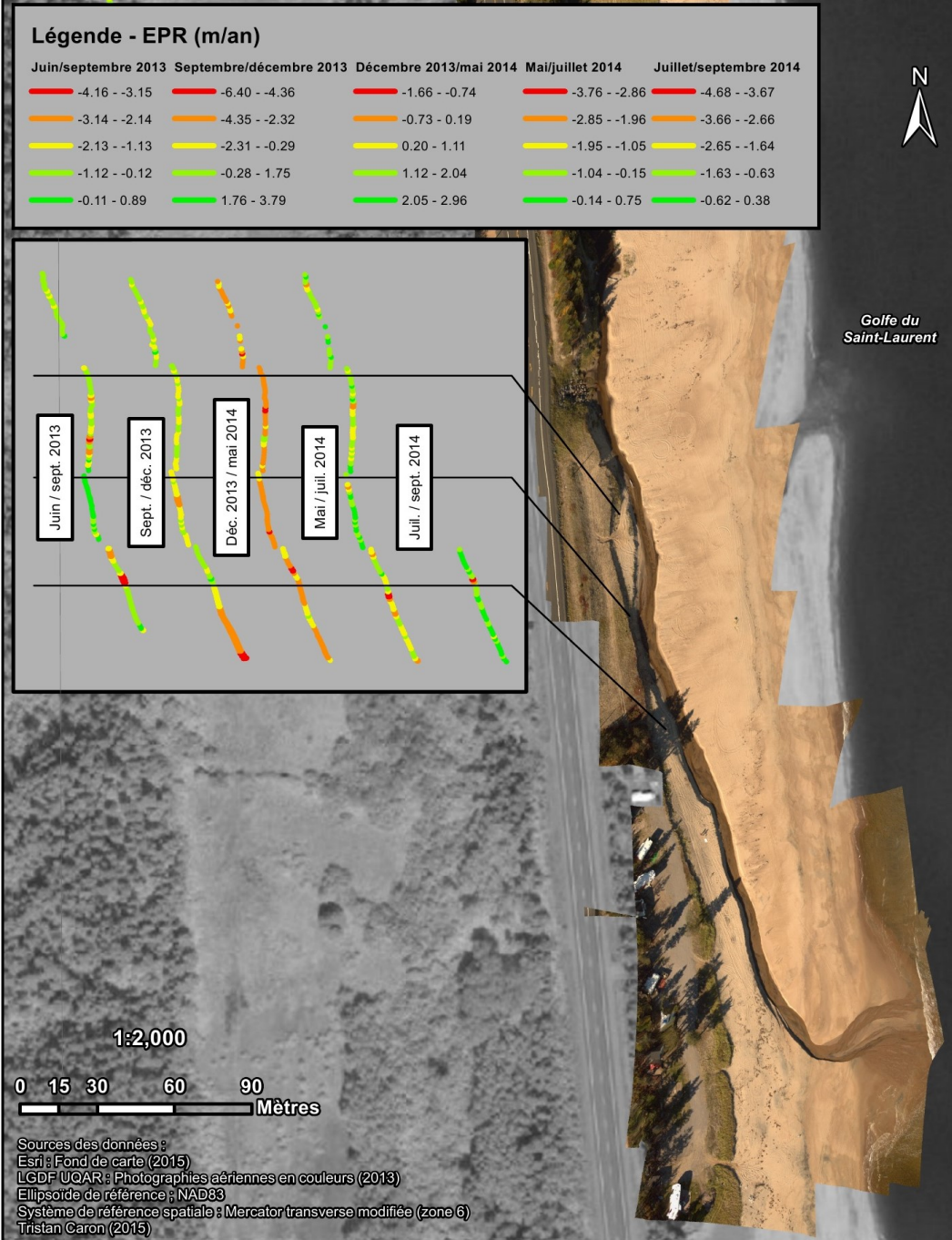


Figure 79 : Représentation des taux de migration EPR le long du ruisseau PEN B entre juin 2013 et septembre 2014

Pour le ruisseau PEN D (fig. 80), 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

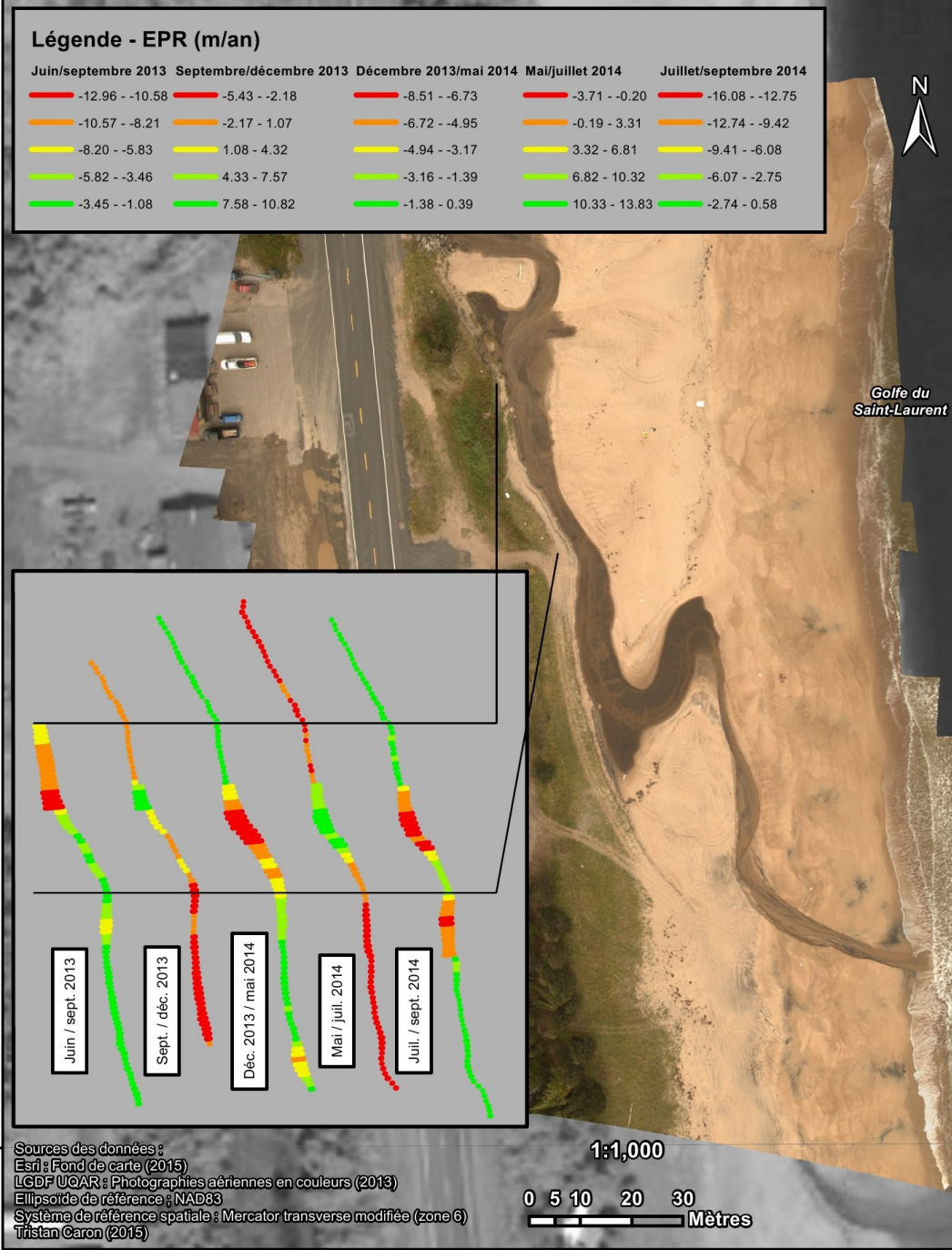


Figure 80 : Représentation des taux de migration EPR le long du ruisseau PEN D entre juin 2013 et septembre 2014

Pour le ruisseau LPM A (fig. 81), 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.

Évolution du EPR pour le ruisseau LPM A entre juillet 2013 et juillet 2014



Figure 81 : 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 (fig. 82), 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 accrétion), 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.

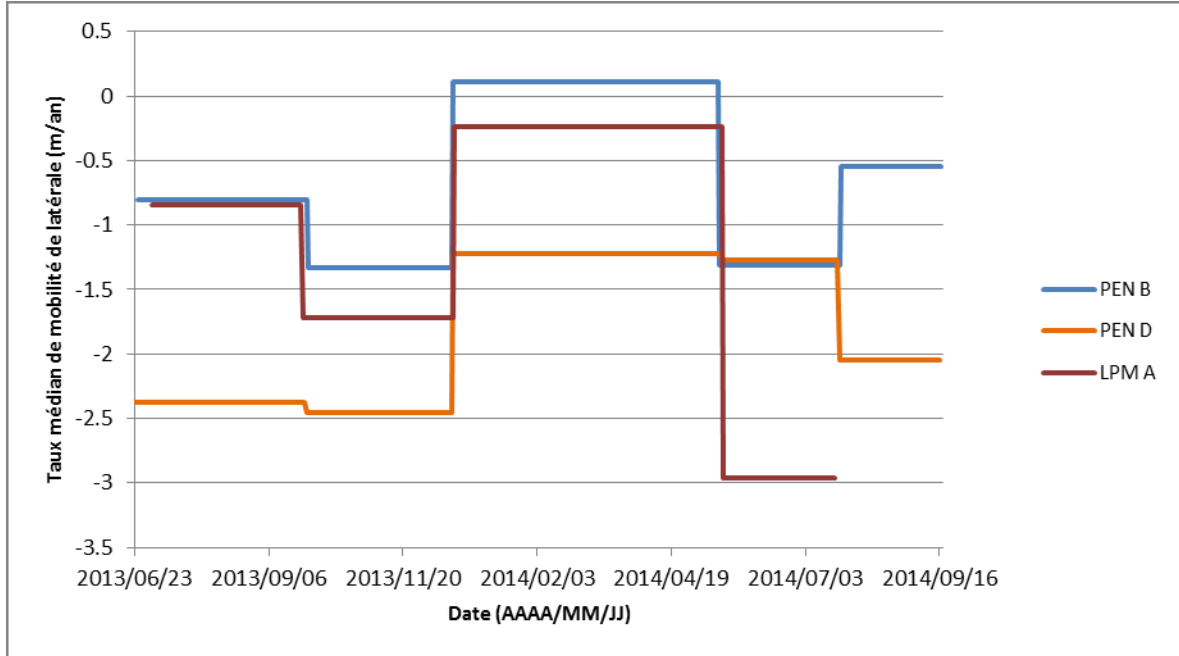


Figure 82 : Taux de mobilité latérale en fonction du temps pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A

Migration latérale et 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 (fig. 83), 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.

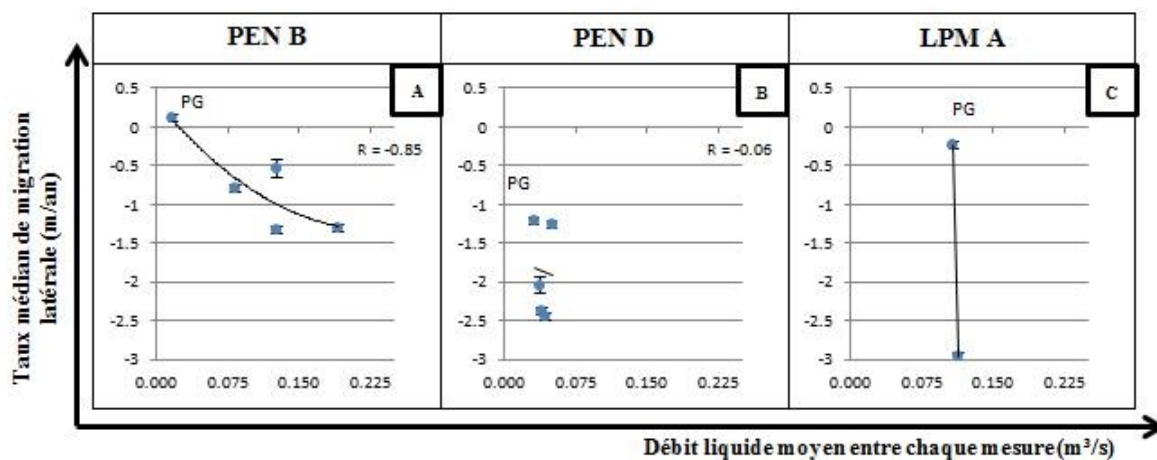


Figure 83 : Analyse relationnelle entre le débit liquide moyen entre chaque mesure et les taux d'érosion latérale pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A

Migration latérale et cote de 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 (fig. 84). 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.

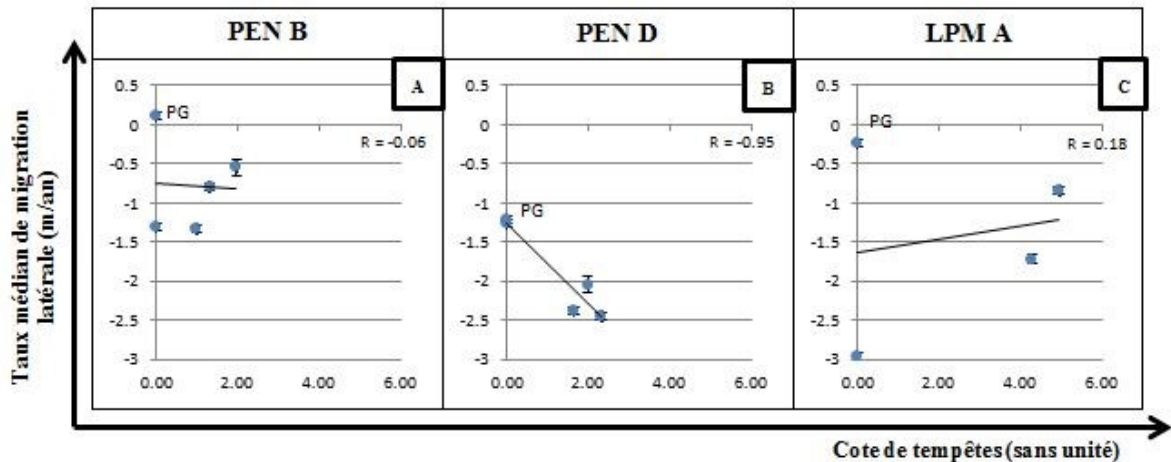


Figure 84 : Analyse relationnelle entre la cote de tempêtes et les taux d'érosion latérale pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A

Migration latérale et volume de plage

Les taux de migration médians diminuent légèrement lorsque le volume sédimentaire des plages est maximal (fig. 85). 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 davantage 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 davantage 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.

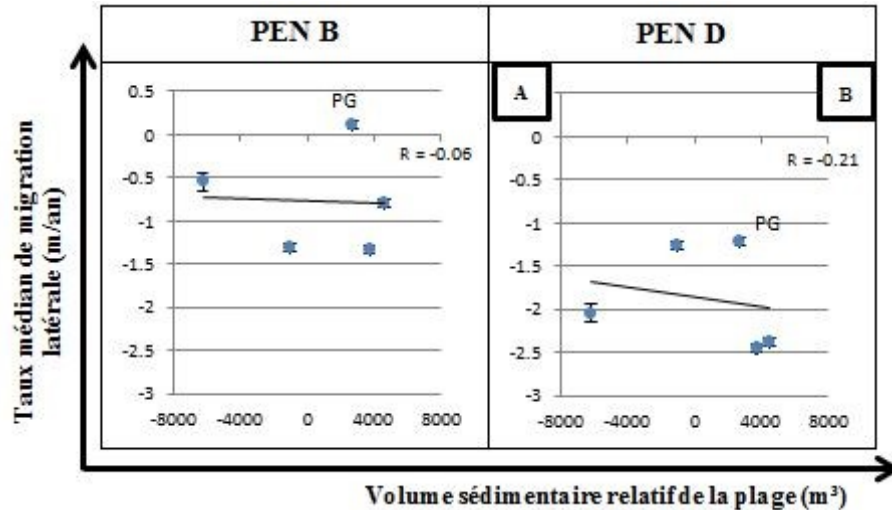


Figure 85 : Analyse relationnelle entre le volume sédimentaire relatif de la plage et les taux d'érosion latérale pour les ruisseaux PEN B et PEN D

5.7 REDISTRIBUTION DE SÉDIMENTS PAR LES RUISSEAUX

5.7.1 Évacuation de sédiments et 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 (fig. 86). 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 $5 \text{ m}^3/\text{h}$.

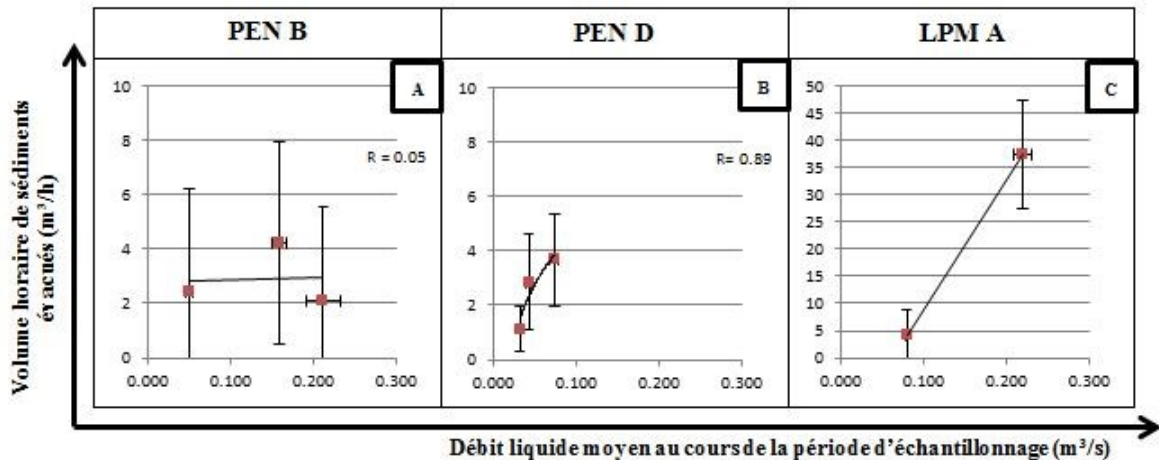


Figure 86 : Analyse relationnelle entre le débit liquide moyen et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec les taux d'incision et d'accumulation) pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A

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 (fig. 87). 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 $215.1 \text{ m}^3/\text{h}$ pour PEN B, $16 \text{ m}^3/\text{h}$ pour PEN D et $124.2 \text{ m}^3/\text{h}$ 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.

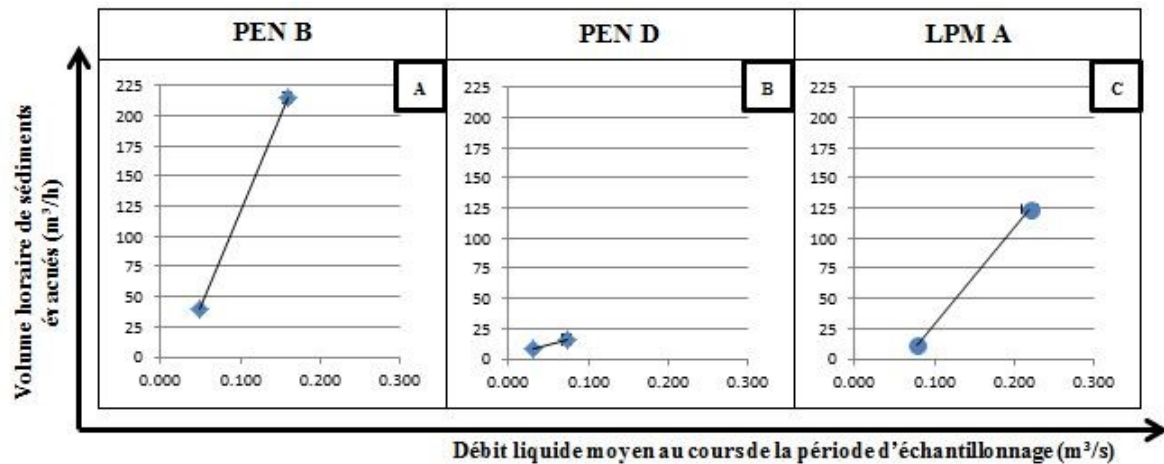


Figure 87 : Analyse relationnelle entre le débit liquide moyen et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec l'évolution du volume deltaïque) pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A

5.7.2 Évacuation de sédiments et conditions météomarines

Climat de vagues

Les relations entre les volumes de sédiments évacués et le climat de vagues (fig. 88 et 89) 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 ($n = 2$, fig. 88). À l'inverse, plus les vagues sont espacées dans le temps, plus l'évacuation de sédiments au niveau du delta est importante ($n = 2$, fig. 89). 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.

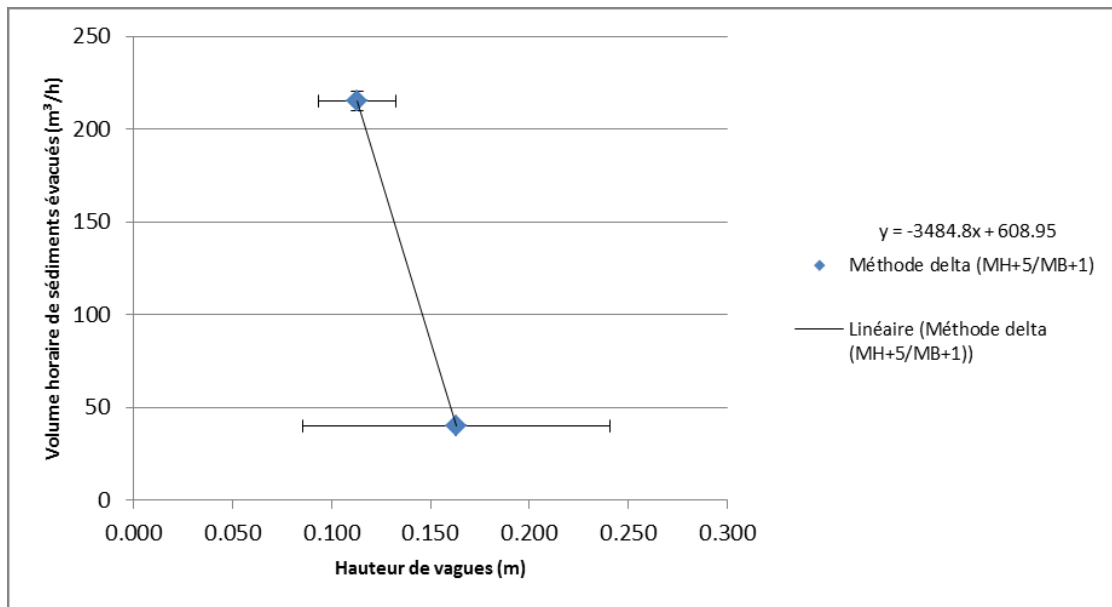


Figure 88 : Analyse relationnelle la hauteur significative des vagues et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec l'évolution du volume deltaïque) pour le ruisseau PEN B

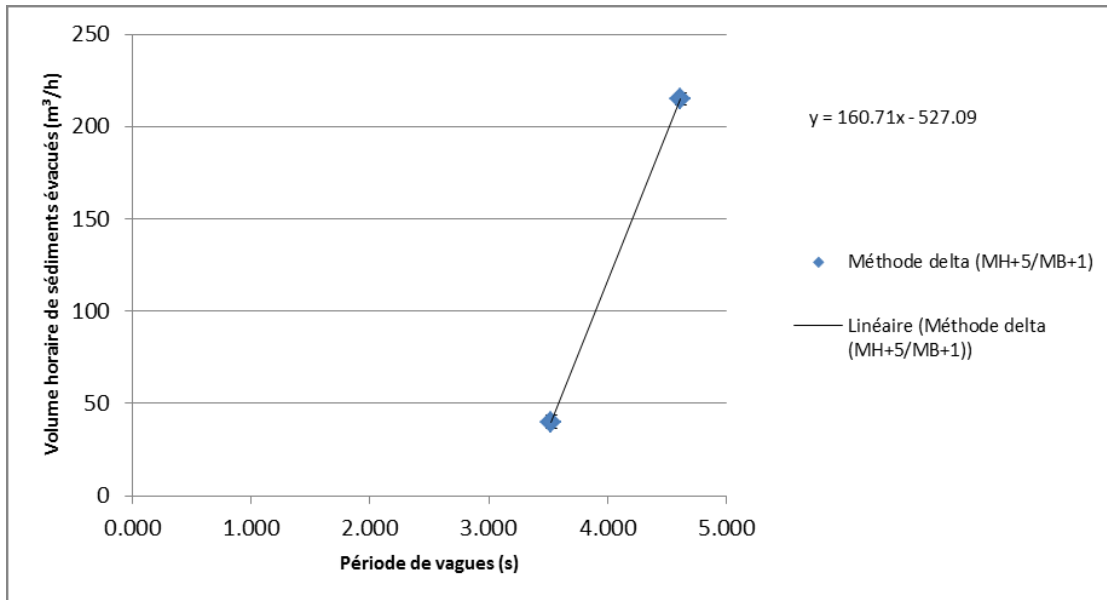


Figure 89 : Analyse relationnelle la période des vagues et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec l'évolution du volume deltaïque) pour le ruisseau PEN B

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 (fig. 90). 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.

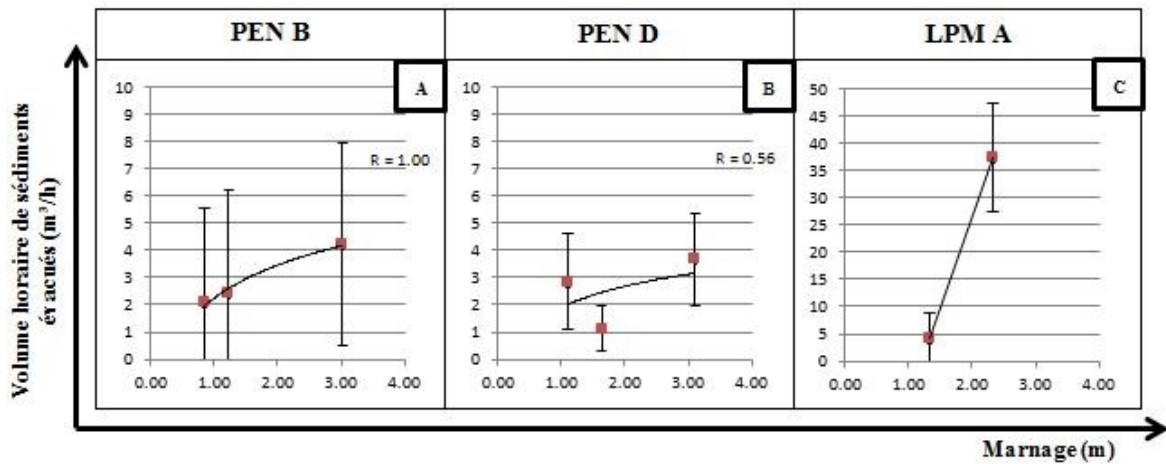


Figure 90 : Analyse relationnelle entre le marnage et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec les taux d'incision et d'accumulation) pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A

Les volumes de sédiments évacués au niveau des deltas mis en relation avec le marnage présentent une corrélation positive (fig. 91). 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).

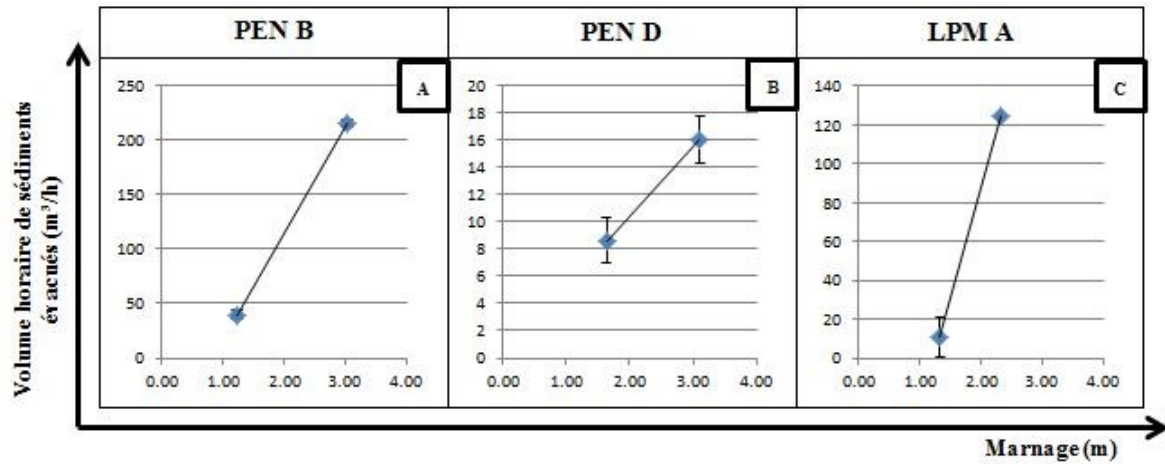


Figure 91 : Analyse relationnelle entre le marnage et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec l'évolution du volume deltaïque) pour les ruisseaux PEN B, PEN D et LPM A

5.7.3 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 (fig. 92). 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.

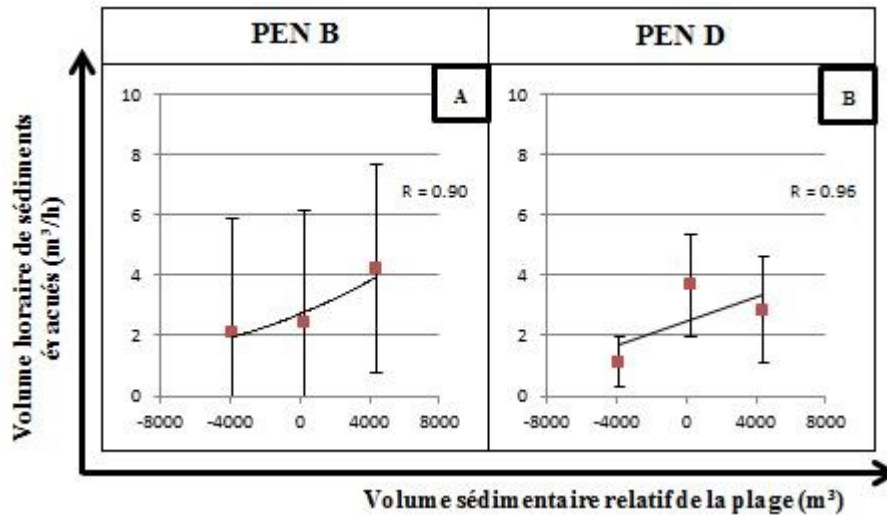


Figure 92 : Analyse relationnelle entre le volume sédimentaire relatif de la plage et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec les taux d'incision et d'accumulation) pour les ruisseaux PEN B et PEN D

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. (fig. 93). 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.

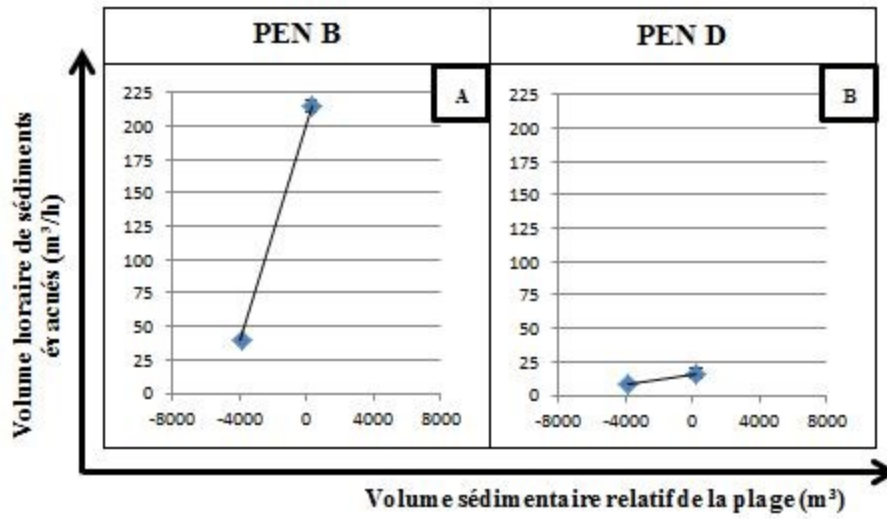


Figure 93 : Analyse relationnelle entre le volume sédimentaire relatif de la plage et le volume horaire de sédiments évacués (évalué avec l'évolution du volume deltaïque) pour les ruisseaux PEN B et PEN D

CHAPITRE 6

DISCUSSION

6.1 LA DYNAMIQUE D'EMBOUCHURE DES RUISSEAUX CÔTIERS ET LES FORÇAGES

6.1.1 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.

La phase de jusant et la position du chenal sur le profil de plage

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 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 davantage 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 (fig. 94). 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 94 : Refoulement et remontée de l'énergie hydrodynamique dans le ruisseau en opposition à l'écoulement fluvial

Facteurs de contrôle

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 importants. 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 importants.

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 jusant. En effet, l'incision accélère ou s'installe majoritairement vers la fin 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 (fig. 95). 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.

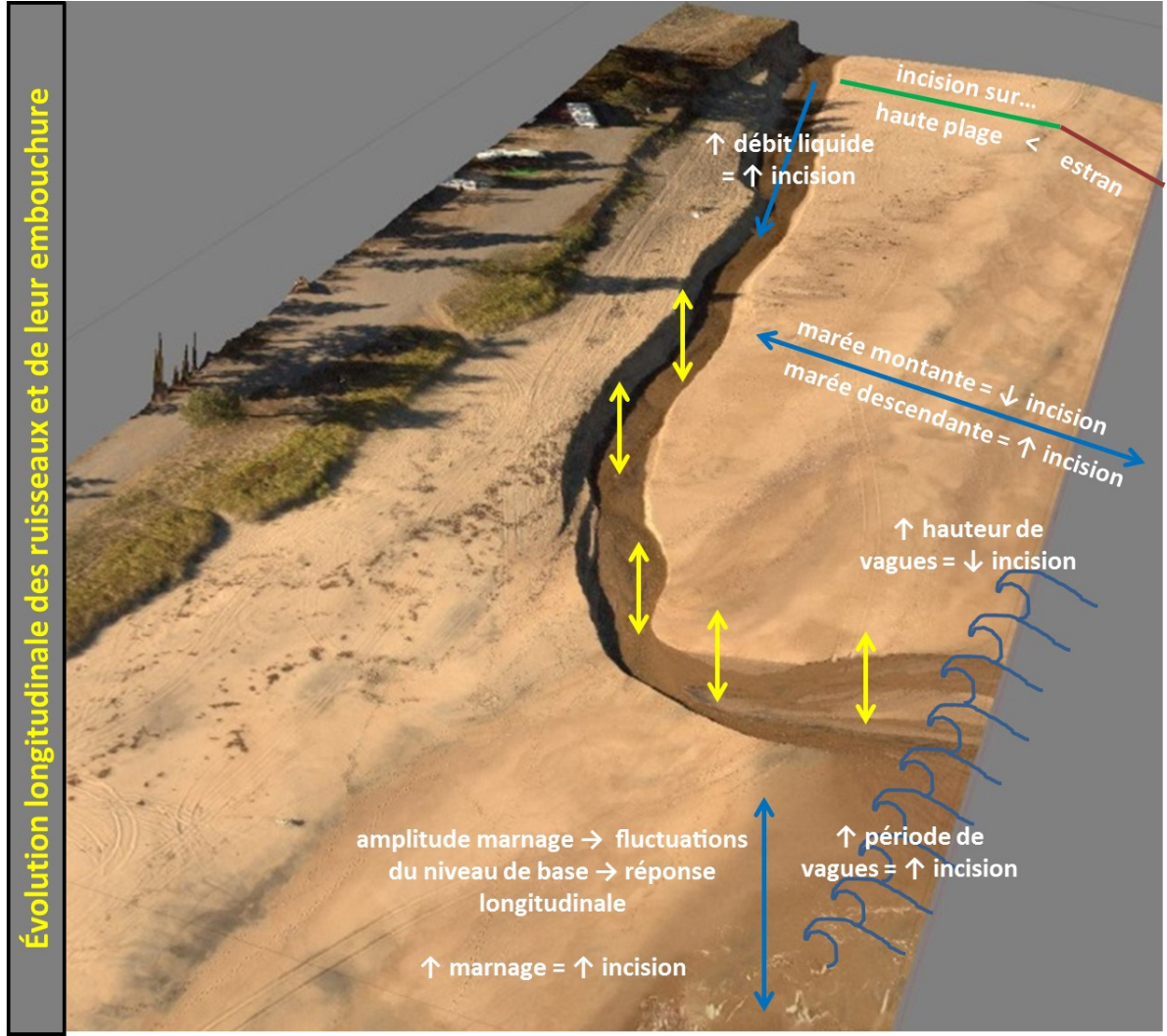


Figure 95 : Synthèse de la dynamique d'évolution longitudinale des profils des ruisseaux et de leur embouchure

6.1.2 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.

Tendances historiques

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). Ultimement, 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 secteurs d'étude.

Tendances récentes

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. Ultimement, 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.

Facteurs de contrôle

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 la durée de fort débit (au-dessus du 80^e 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 (fig. 96). Sur la figure, la flèche jaune représente la mobilité des embouchures, une progression signifiant un éloignement de l'embouchure par rapport au ponceau.

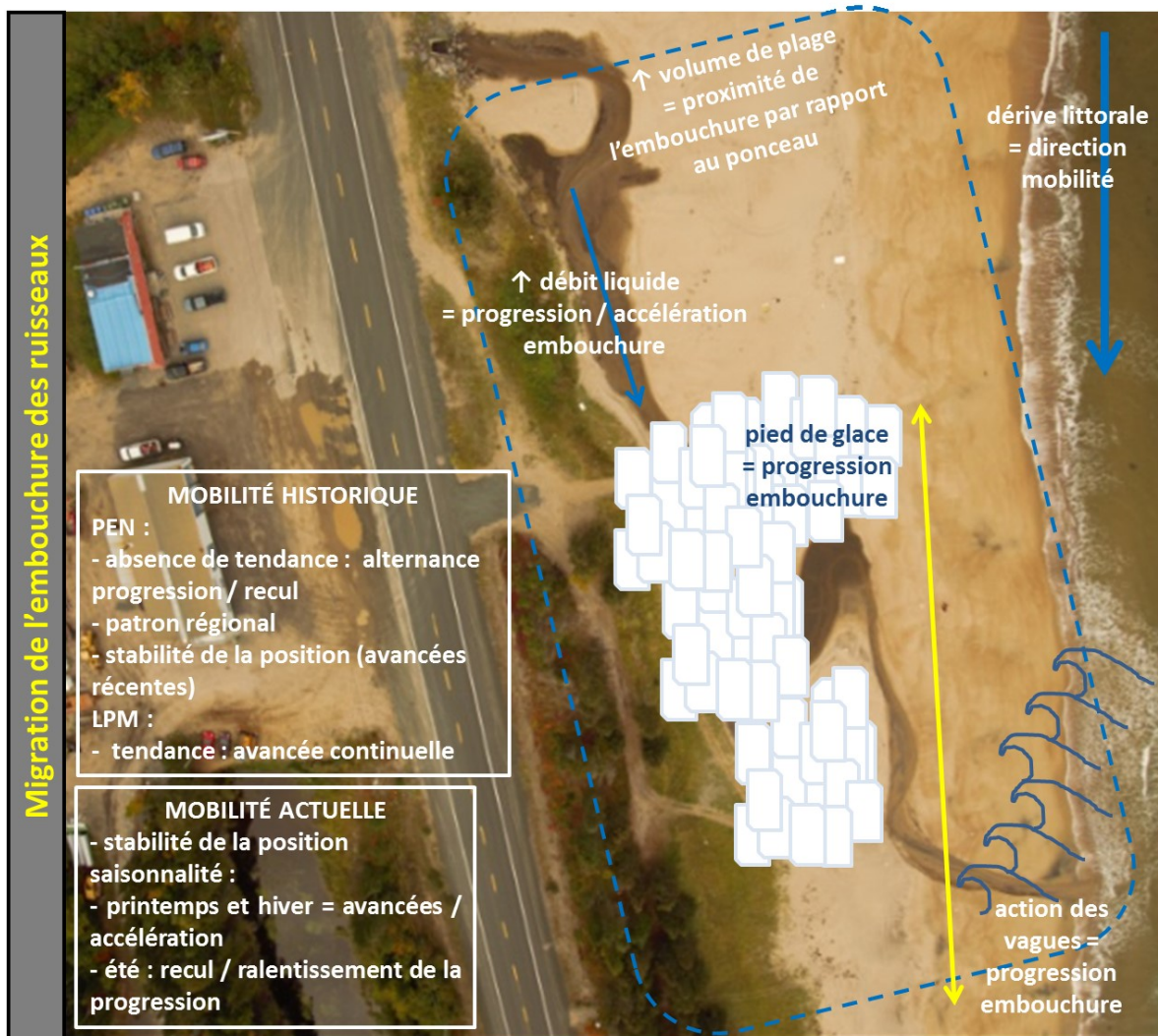


Figure 96 : Synthèse de la dynamique de migration de l'embouchure des ruisseaux

6.2 LE RÔLE DES PETITS COURS D'EAU SUR LA DYNAMIQUE MORPHOSÉDIMENTAIRE DE LA CÔTE

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.

6.2.1 Migration latérale des ruisseaux contre la berge côtière

Tendances historiques

Historiquement, les mouvements des berges des ruisseaux étaient 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 différents 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.

Tendances récentes

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 différents 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.

Facteurs de contrôle

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 (fig. 97).



Figure 97 : 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 (fig. 98). 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 distancie 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 (fig. 99). 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.

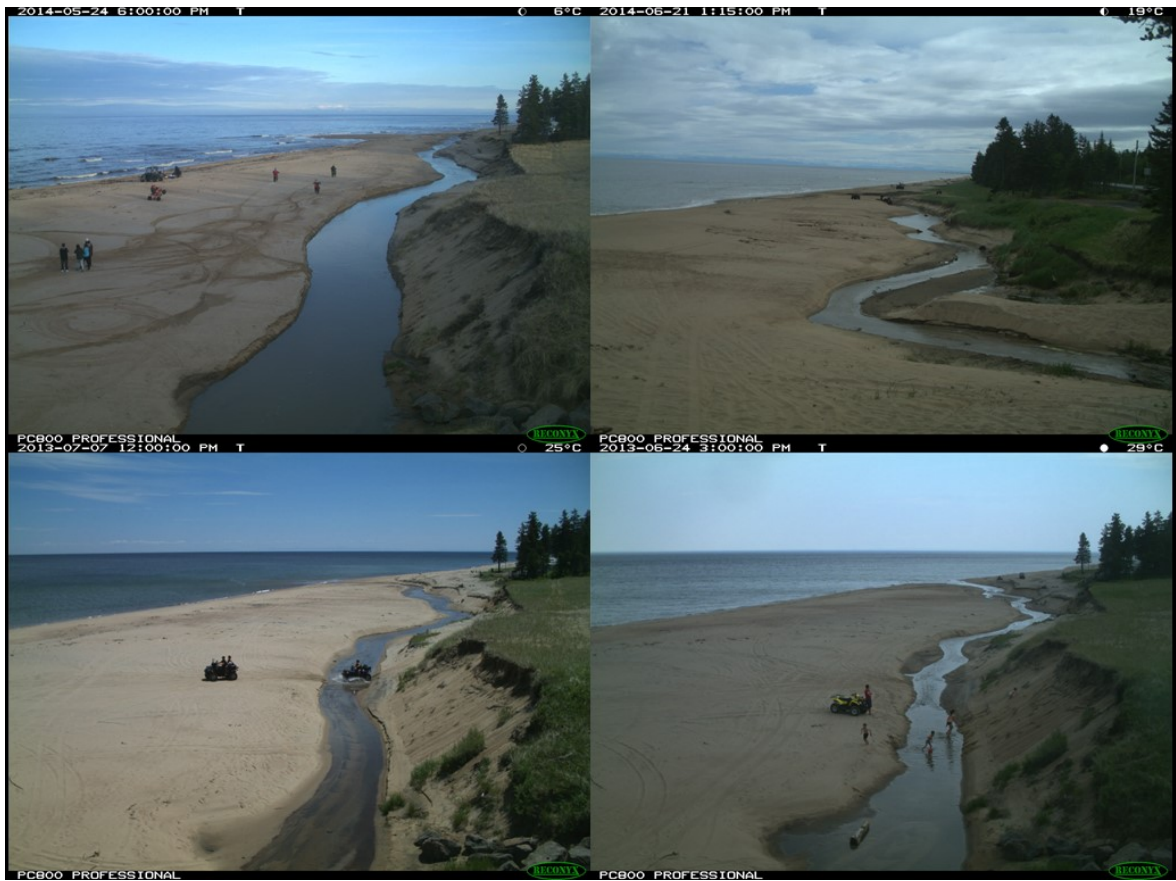


Figure 98 : Assemblage de photos du passage de divers véhicules dans le tracé des ruisseaux de Pentecôte (crédit photo : Caron, 2013)

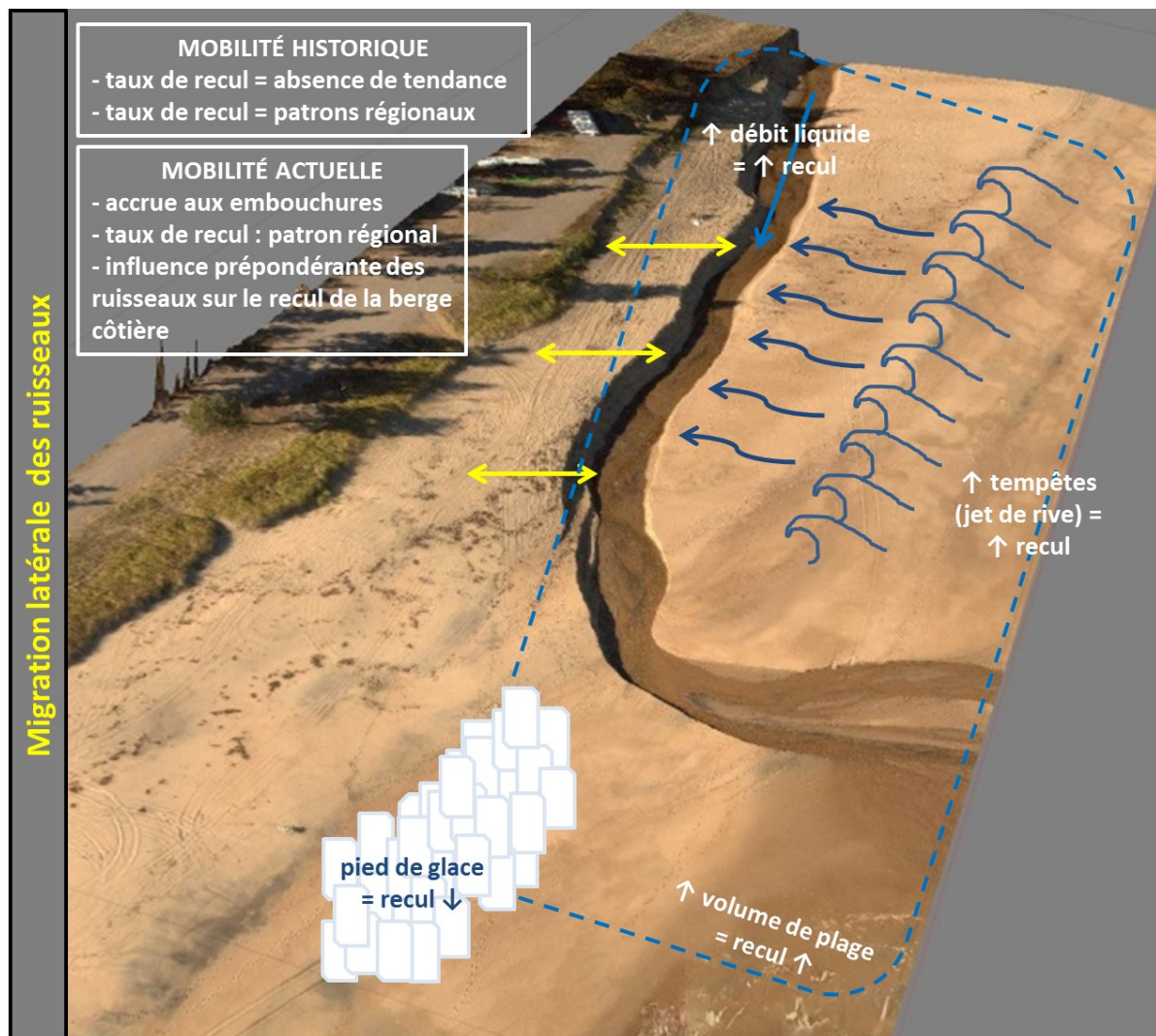


Figure 99 : Synthèse de la dynamique de migration latérale des ruisseaux

6.2.2 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 $37.5 \text{ m}^3/\text{h}$ ont été enregistrés. Toutefois, la majorité des valeurs se tenaient en dessous de $5 \text{ m}^3/\text{h}$. 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 $215.1 \text{ m}^3/\text{h}$. 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. Ultiment, la meilleure estimation est probablement celle établie sur la base des taux d'accumulation et des taux d'incision.

Facteurs de contrôle

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 (Anonyme, 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 (fig. 100). Le polygone jaune représente la zone d'évacuation des sédiments. Les données acquises dans le cadre d'un projet de recherche connexe mené pour le ministère des

Transports du Québec serviront éventuellement à juger du rôle des ruisseaux sur le bilan sédimentaire côtier en fournissant des données sur le volume absolu des plages. La figure 101 est une matrice regroupant les principales relations et corrélations étudiées et présentées dans le cadre du projet en fonction d'une évaluation relative de leur intensité.



Figure 100 : Synthèse de la dynamique de redistribution des sédiments de la plage par les cours d'eau

		Conditions hydrologiques						Conditions météomarines						Contexte sédimentaire		Dynamique glacielle			
		Débit liquide moyen		Débit liquide maximum		% jours où débit liquide > 80° 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 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		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
Évolution longitudinale des ruisseaux et de leur embouchure (taux l'ajustement longitudinal moyen, relation basée sur la tendance à l'incision)	MH/MB																		
	MH/MM																		
	MM/MB																		
Migration de l'embouchure des ruisseaux (distance / progression par rapport au ponceau)	Déplacement net																		
	Position de l'embouchure																		
	Taux de mobilité																		
Migration latérale de ruisseaux (taux de d'évolution médian, relation basée sur la tendance à l'érosion)																			
Redistribution de sédiments par les ruisseaux (débit solide 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 101 : Matrice des relations et corrélations étudiées

6.3 AVENUES ÉVENTUELLES POUR LA GESTION DES RUISSEAUX CÔTIERS PAR LE MINISTÈRE DES TRANSPORTS DU QUÉBEC

Les phénomènes étudiés sont complexes. Le présent travail permet de mettre en évidence les bases de relations entre les variables, mais la courte durée du projet et des séries des données empêchent toute modélisation complexe. 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 le ministère des Transports 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. Pour contrôler la migration latérale du chenal, différentes options ont été considérées par l'auteur afin de juger de leur efficacité face à la problématique rencontrée. 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; fig. 102). 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 (fig. 102), la structure fait obstacle au transit parallèle des sédiments. Ils se développent 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.



Figure 102 : Ruisseau « busé » sur la plage de Sainte-Anne-du-Portzic en Bretagne (Fichaut et Suanez, 2008)

À court ou moyen terme, la mobilité naturelle des ruisseaux devrait 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.

CHAPITRE 7

CONCLUSION

Les travaux présentés mettent en évidence un premier véritable effort de quantification relatif à 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.

Il importe de retenir l'importante contribution des cours d'eau à la dynamique sédimentaire des plages, particulièrement lors des épisodes de crue. Les ruisseaux évacuent certains volumes sédimentaires de la plage vers le large et contribuent directement à l'érosion du talus côtier de par leur migration latérale. Les travaux connexes menés dans le cadre de la poursuite du projet permettront d'approfondir les connaissances sur la dynamique sédimentaire des plages des secteurs à l'étude. Simultanément, le fait de comprendre comment fluctuent les volumes de sédiments évacués par les ruisseaux permet de mieux comprendre leur influence relative sur le volume de plage. Ces deux éléments mis en relation permettent une compréhension plus globale du bilan sédimentaire des plages, en incluant la composante fluviale. En définitive, cette meilleure connaissance de la dynamique des basses côtes sableuses de la Côte-Nord va permettre une gestion davantage adaptée.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Anonyme. (2002). *Hydrographs and Rating Curves*. University of Arizona, document du cours HWR 201 - Water Science And The Environment, 4 p.
- Anonyme. (2006). « Beach system ». *University of Puerto Rico – Department of geology* [en ligne]. Page consultée le 2015/03/15.
URL : <http://geology.uprm.edu/Morelock/beachsys.htm>
- Benoist, J.-C. & Birgand, F. (2002). « Les dispositifs de mesure des débits dans les bassins versants agricoles ». *Ingénieries*, (32), pp. 51–63.
- 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. & M. Dubois, J. M. (2004). « 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. & 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. & Morissette, A. (2008). *Sensibilité des côtes et vulnérabilité des communautés du golfe du Saint-Laurent aux impacts des changements climatiques*. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Rimouski, Université du Québec à Rimouski, 280 p.
- Bird, E. (2008). *Coastal Geomorphology : an Introduction*. 2^e édition. Wiley, 436 p.
- Boyé, M. (1955). *Influence des ruissellements de drainage à marée basse sur l'évolution et la granulométrie d'un cordon littoral sableux*. Institut de recherche pour le développement, 8 p.
- Bravard, J.-P. & Petit, F. (2000). *Les cours d'eau : Dynamique du système fluvial*. 2^e édition. Armand Colin, 222 p.

- Cariolet, J. M. (2011). « Quantification du runup sur une plage macrotidale à partir des conditions morphologiques et hydrodynamiques ». *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 1, pp. 95–108.
- Cartier, A. & Héquette, 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. & 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.
- Centre d'expertise hydrique du Québec (2015). *Atlas hydroclimatique du Québec méridional 2015 – Impact des changements climatiques sur les régimes de crue, d'étiage et d'hydraulicité à l'horizon 2050*. Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques, Gouvernement du Québec, 96 p.
- Charlton, R. (2008). *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Routledge, 234 p.
- Clifton, H. E., Philips, R. L. & 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.
- Coco, G., Senechal, N., Rejas, A., Bryan, K. R., Capo, S., Parisot, J. P., Brown, J. A. & MacMahan, J. H. M. (2014). « Beach response to a sequence of extreme storms ». *Geomorphology*, 204, pp. 493–501.
- 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.
- Dahm, J. & 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.
- Dalrymple, R. A. (s.d.). « Shoaling, refraction, and diffraction of waves ». *University of Delaware - Department of coastal engineering* [en ligne]. Page consultée le 2015/04/22. URL : <http://www.coastal.udel.edu/ngs/waves.html>

- Darling, J. M. (1964). « Seasonal changes in beaches of the North Atlantic coast of the United States ». *Coastal Engineering Proceedings*, (9), pp. 236–248.
- Davidson, M. A., Splinter, K. D. & Turner, I. L. (2013). « A simple equilibrium model for predicting shoreline change ». *Coastal Engineering*, 73, pp. 191–202.
- Davidson-Arnott, R. (2010). *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Edinburgh : Cambridge University press, 442 p.
- Davies, J. L. (1980). *Geographical Variation in Coastal Development*. 2^e édition. New York : Longman, 212 p.
- Davis, R. A., Goldsmith, V. & Goldsmith, Y. E. (1976). « Ice effects on beach sedimentation, examples from Massachusetts and lake Michigan ». *Revue de Géographie de Montréal*, 30(1-2), pp. 201–206.
- Desrochers, G. É., Pacher, G., Guay, F., Roy, L., Roy, R., Tapsoba, D. & Chartier, I. (2008). *Impacts des changements climatiques sur les apports en eau des bassins versants du Québec*. Présentation par affiche, 3^e symposium Ouranos, 19 et 20 novembre 2008, Montréal.
- Dingman, S. L. (1994). *Physical Hydrology*. New Jersey : Prentice Hall, 575 p.
- Dionne, J.-C. (1969). « Tidal flat erosion by ice at La Pocatière, St. Lawrence estuary ». *Journal of Sedimentary Petrology*, 39(3), pp. 1174–1181.
- Dionne, J.-C. (1973). « La notion de pied de glace (Icefoot), en particulier dans l'estuaire du Saint-Laurent ». *Cahiers de Géographie du Québec*, 17(41), pp. 221–250.
- Dionne, J.-C. (1988). « Ploughing boulders along shorelines with particular reference to the St. Lawrence Estuary ». *Geomorphology*, 1(4), pp. 297-308.
- Dionne, J.-C. (1993). « Sediment Load of Shore Ice and Ice Rafting Potential, Upper St. Lawrence Estuary, Québec, Canada ». *Journal of Coastal Research*, 9(3), pp. 628-646.
- Direction des structures (2004). *Manuel de conception des ponceaux*. Ministère des Transports du Québec (MTQ), 515 p.
- Drapeau, G. (1992). « Dynamique sédimentaire des littoraux de l'estuaire du Saint-Laurent ». *Géographie physique et Quaternaire*, 46(2), pp. 233–242.

- Dubois, R. N. (1988). « Seasonal changes in beach topography and beach volume in Delaware ». *Marine Geology*, 81(1-4), pp. 79–96.
- Fichaut, B. & 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 ». *Norois*, 208, pp. 29–44.
- Forbes, D. L. & Taylor, R. B. (1994). « Ice in the shore zone development and the geomorphology of cold coasts ». *Progress in Physical Geography*, 18(1), pp. 59–89.
- Fox, W. T. & Davis Jr., R. A. (1978). « Seasonal variation in beach erosion and sedimentation on the Oregon coast ». *Geological Society of America Bulletin*, 89(10), pp. 1541–1549.
- Fraser, C. & Bernatchez, P. (2006). *Caractérisation et évaluation des risques d'érosion et de submersion côtière pour le secteur de la pointe Verte, Maria, Québec*. Rapport de recherche remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Rimouski, Université du Québec à Rimouski, 44 p.
- Gad, L., Suanez, S., Hénaff, A., Lidou, F. & 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.
- Guérin, O. (1993). *Comprendre les marées*. Édition à compte d'auteur, 72 p.
- Hart, D. E. (2007). « River-mouth lagoon dynamics on mixed sand and gravel barriers coasts ». *Journal of Coastal Research – Proceedings of the 9th International Coastak Symposium*, SI50, Gold Coast, pp. 927-931.
- Hénaff, A., Meur-Férec, C. & Lageat, Y. (2013). « Changement climatique et dynamique géomorphologique des côtes bretonnes : l'imbrication d'échelles spatio-temporelles ». *Cybergéo : European Journal of Geography*, 15 p.
- Héquette, A. & Aernouts, D. (2010). « The influence of nearshore sand bank dynamics on shoreline evolution in a macrotidal coastal environment, Calais, northern France ». *Continental Shelf Research*, 30(12), pp. 1349–1361.
- Héquette, A., Anthony, E. J., Ruz, M.-H., Mastapaud, A., Aernouts, D. & Hemdane, Y. (2013). « The influence of nearshore sand banks on coastal hydrodynamics and sediment transport, northern coast of France ». *Coastal Dynamics*, pp. 801–810.

- Hudson, R. & 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. & 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.
- Inman, D. L. & Jenkins, S. A. (2003). *Accretion and erosion waves on beaches*. San Diego : Scripps Institution of Oceanography, 12 p.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2013). *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis*. Intergovernmental Panel on Climate Change, 1552 p.
- Jacon, G. (1996). « Tracé de la courbe et calcul des débits ». *Manuel d'Hydrométrie – Tome 5*. Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération/Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, 407 p.
- Jonsson, I. V., Skougaard, C. & Wang, J. D. (1970). « Interaction between waves and currents ». *Proceedings of the 12th Conference Engineering*, Washington, pp. 489–507.
- 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.
- Komar, P. D. (1998). *Beach Processes and Sedimentation*. 2^e édition. Upper Saddle River : Prentice Hall, 544 p.
- Koss, J. E., Ethridge, F. G. & 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 & Hall, 344 p.
- Lessard, G. L. & 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.

- Lichter, M., Zviely, D. & Klein, M. (2009). « Morphological changes in the last 200 years in the mouth of the Na'aman River, northern coastal plain, Israel ». *Israel Journal of Earth Sciences*, 58, pp. 63–80.
- Lorenzo-Trueba, J., Voller, V. R. & Paola, C. (2013). « A geometric model for the dynamics of a fluviially dominated deltaic system under base-level change ». *Computer & Geosciences*, 53, pp. 39–47.
- Masselink, G., G. Hughes, M. & Knight, J. (2011). *Introduction to Coastal Processes & Geomorphology*. 2^e édition. Londres : Hodder Education, 416 p.
- 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, Y. (1972). « Étude dynamique d'une plage subarctique : Sept-Îles ». Thèse de doctorat, Brest, Université de Bretagne Occidentale, 303 p.
- 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.
- Orviku, K., Jaagus, J. & Tõnisson, H. (2011). « Sea ice shaping the shores ». *Journal of Coastal Research*, 57, pp. 681–685.
- Parker, G. & Muto, T. (2003). « One-dimensional numerical model of delta response to rising sea-level ». *Proceedings of the Third AHR Symposium; River, coastal and estuarine morphodynamics*, Barcelone, pp. 558-570.
- 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. & Healy, T. (2001). « River mouth morphodynamics on a mixed sand-gravel coast ». *Journal of Coastal Research*, (numéro spécial 34), pp. 288–294.
- Patsch, K. & Griggs, G. (2006). *Littoral cells, sand budget, and beaches : understanding California's shoreline*. Institute of Marine Sciences, Department of Boating and Waterways, California Coastal Sediment Management Workgroup, Californie : University of California, 40 p.

- Petit, F., Hallot, E., Houbrechts, G. & 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.
- Porebski, S. J. & Steel, R. J. (2006). « Deltas and sea-level change ». *Journal of Sedimentary Research*, 76, pp. 390–403.
- Resources Information Standards Committee (RISC) (2009). *Manual of British Columbia hydrometric standards*. Ministry of Environment Service and Information, 32 p.
- Rosati, J. D. (2005). « Concepts in Sediment Budgets ». *Journal of Coastal Research*, 212, pp. 307–322.
- 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.
- Sala, M. & Long, B. (1989). « Évolution des structures deltaïques du delta de la rivière Natashquan, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, 43(3), pp. 311–323.
- Schumm, S. A. (1993). River Response to Baselevel Change: Implications for Sequence Stratigraphy. *The Journal of Geology*, 101(2), pp. 279–294.
- Schumm, S. A., Harvey, M. D. & Watson, C. C. (1984). *Incised channels : morphology, dynamics, and control : Littleton, CO*. Water Resources Publications, 200 p.
- Senneville, S., St-Onge Drouin, S., Dumont, D., Bihan-Poudec, A.-C., Belemaalem, Z., Corriveau, M., Bernatchez, P., Bélanger, S., Tolszczuk-Leclerc, S. & Villeneuve, R. (2014). *Modélisation des glaces dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent dans la perspective des changements climatiques : Rapport final*. Rapport déposé au ministère des Transports du Québec, Rimouski, Université du Québec à Rimouski/Institut des sciences de la mer de Rimouski, 384 p.
- Suarez, S., Gad, L., Hénaff, A. & 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.
- Swenson, J. B., Voller, V. R., Paola, P., Parker, G. & Marr, G. (2000). Fluvio-deltaic sedimentation: A generalized Stefan problem. *European Journal of Applied Mathematics*, 11, pp. 433–452.

- Troude, J. P. & 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.
- Unité de Recherche « Agriculture et espace insulaire » (URAEI). (2009). *Construction des courbes de tarages - Site atelier de la baie du Robert*. Lamentin : Pôle de Recherche Agro-environnementale de la Martinique, 58 p.
- Van-Wierts, S., Caron, T., Bernatchez, P. & Buffin-Bélanger, 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*. Rapport déposé au ministère des Transports du Québec, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Rimouski, Université du Québec à Rimouski, 55 p.
- Wright, L. D. (1977). « Sediment transport and deposition at river mouths: A synthesis ». *Geological Society of America Bulletin*, 88, pp. 857–868.
- Wright, L. D., Coleman, J. M. & Thom, B. G. (1973). « Processes of Channel Development in a High-Tide-Range Environment: Cambridge Gulf-Ord River Delta, Western Australia ». *The Journal of Geology*, 81(1), pp. 15–41.
- Wright, L. D., Thom, B. G. & Higgins, R. J. (1980). « Wave Influences on River-mouth Depositional Process: Examples from Australia and Papua New Guinea ». *Estuarine and Coastal Marine Science*, II, pp. 263–277.
- Zenkovich, V. P. (1967). *Processes of Coastal Development*. Interscience Publishers, 738 p.

