

**DÉVELOPPEMENT D'UNE MÉTHODE
HYDROGÉOMORPHOLOGIQUE POUR MIEUX
CONSIDÉRER LES DYNAMIQUES
HYDROSÉDIMENTAIRES AUX DROITS DES TRAVERSES
DE COURS D'EAU DU BAS-SAINT-LAURENT ET DE LA
GASPÉSIE DANS LE CONTEXTE DE CHANGEMENTS
CLIMATIQUES ET ENVIRONNEMENTAUX**

PROJET R-724.1

RAPPORT FINAL

Équipe de recherche en géomorphologie et dynamique fluviale
sous la direction de Thomas Buffin-Bélanger, Ph. D.
Université du Québec à Rimouski

Réalisé pour le compte du Ministère du Transport du Québec
Direction Bas-Saint-Laurent – Gaspésie – Îles-de-la-Madeleine

Décembre 2014

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

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

COLLABORATEURS

- **Thomas Buffin-Bélanger**, Ph.D., Professeur, Laboratoire de géomorphologie et de dynamique fluviale, Université du Québec à Rimouski
- **Sylvio Demers**, M.Sc., professionnel de recherche, Laboratoire de géomorphologie et de dynamique fluviale, UQAR
- **Taylor Olsen**, B.Sc, candidat à la maîtrise, professionnel de recherche, Laboratoire de géomorphologie et de dynamique fluviale, UQAR

RÉFÉRENCE SUGGÉRÉE

Demers S., Olsen T. et Buffin-Bélanger T. 2014. Développement d'une méthode hydrogéomorphologique pour mieux considérer les dynamiques hydrosédimentaires aux droits des traverses de cours d'eau du Bas-Saint-Laurent et de la Gaspésie dans le contexte de changements climatiques et environnementaux. Laboratoire de géomorphologie et de dynamique fluviale, Université du Québec à Rimouski. Remis au ministère des Transports du Québec, décembre 2014, 202 pages.

CHARGÉ DE PROJET AU MINISTÈRE DES TRANSPORTS DU QUÉBEC

Serge Rhéaume, biologiste

Service des Inventaires et du Plan
Direction Bas-Saint-Laurent – Gaspésie – Îles-de-la-Madeleine
Ministère des Transports du Québec
92, 2^e rue Ouest, bureau 101
Rimouski (Québec) G5L 8E6
Téléphone : 418 727-3675, poste 2241
Courriel : serge.rheaume@mtq.gouv.qc.ca

RESPONSABLE DE LA COORDINATION ET DU SUIVI DU PROJET AU MINISTÈRE DES TRANSPORTS DU QUÉBEC

Michel Michaud, géog., M.ATDR

Conseiller en recherche
Service de la coordination de la recherche et de l'innovation
Direction de l'environnement et de la recherche
Ministère des Transports du Québec
930, chemin Ste-Foy, 6^e étage
Québec (Québec) G1S 4X9
Téléphone : 418 644-0986, poste 4161
Télécopieur : 418 643-0345
Courriel : michel.michaud@mtq.gouv.qc.ca

COMITÉ DE SUIVI DU PROJET

- **Michel Michaud**, géographe, conseiller en recherche, Service de coordination de la recherche et de l'innovation, DER - MTQ
- **Evelyne Arsenault**, géographe, conseillère à la recherche, Service de coordination de la recherche et de l'innovation, DER - MTQ
- **Christian Poirier**, ingénieur en hydraulique, Service de la conception DS - MTQ
- **Serge Rhéaume**, biologiste, Service de l'inventaire et du plan, DBGI – MTQ

REMERCIEMENTS

Nous remercions le ministère des Transports du Québec (MTQ) pour le financement du projet de recherche qui s'inscrit dans la Stratégie de développement durable 2009-2013 du ministère des Transports.

Nous remercions le comité de suivi ainsi que Audrey Turcotte pour leur temps et leur soutien pour la réalisation du projet. En particulier, nous remercions Evelyne Arsenault pour la coordination du comité de suivi. Nous remercions aussi plusieurs employés des centres de services du MTQ qui ont partagé leur temps et leurs connaissances du terrain. En particulier, nous remercions Jean-Philip Murray (Direction Bas-Saint-Laurent – Gaspésie – Îles-de-la-Madeleine), Annie Bourgoin (centre de service de Kamouraska) et Stéfán Poirier (centre de service de Gaspé).

TABLE DES MATIÈRES

Liste des tableaux.....	11
Liste des figures	13
Liste des symboles	19
Glossaire	21
1. Introduction.....	23
1.1 Contexte de l'étude	23
1.2 Objectifs	27
2. Méthodologie	29
2.1 La trajectoire géomorphologique	29
2.1.1 Définition du concept de trajectoire géomorphologique	29
2.1.2 Quantification des variables morphométriques.....	29
2.1.4 L'indice d'activité géomorphologique	37
2.1.5 La capacité de transport	38
2.2 Les bilans sédimentaires	39
2.2.1 Définition hydrogéomorphologique des bilans sédimentaires.....	39
2.2.2 Méthodes pour quantifier le stockage sédimentaire	42
2.2.3 Méthodes pour quantifier les taux de transport	47
2.2.4 Stratégie pour l'application du bilan sédimentaire par site d'étude .	51
3. Le Ruisseau d'Argent.....	55
3.1 Résumé.....	55
3.2 Problématique	56
3.3 Le site d'étude.....	57
3.4 Description de la dynamique hydrosédimentaire	59
3.5 Discussion et recommandations.....	63
4. Le ruisseau Kilmore	67
4.1 Résumé.....	67
4.2 Problématique	68
4.3 Le site d'étude.....	70
4.3.1 Description géographique	70
4.3.2 Historique des interventions anthropiques sur le cours d'eau.....	71
4.4 La trajectoire géomorphologique	72

4.4.1 Tendances historiques	72
4.4.2 Indice d'activité géomorphologique et capacité de transport	75
4.5 Bilan sédimentaire	79
4.5.1 Portrait général	79
4.5.2 Résultats : suivi hydrologique	84
4.5.3 Résultats : intrants sédimentaires	85
4.5.4 Résultats : stockage sédimentaire	87
4.5.5 Résultats : taux de transport	91
4.6 Discussion	92
4.6.1 Dragage de la zone d'aggradation	92
4.6.2 Impact des traverses de cours d'eau sur le stockage sédimentaire	93
4.6.3 Recommandations	94
5. La rivière de l'Anse Pleureuse	97
5.1 Résumé	97
5.2 Problématique	97
5.3 Le site d'étude	99
5.4 La trajectoire géomorphologique	99
5.4.1 Tendances historiques	99
5.4.2 Contrôle de la dynamique sédimentaire	101
5.5 Bilan sédimentaire	106
5.5.1 Portrait général	106
5.5.2 Résultats	107
5.6 Effets de la tempête Arthur	111
5.7 Discussion	112
5.7.1 Implication pour la traverse P-02775	112
5.7.2 Recommandations	114
6. La rivière Marsoui	115
6.1 Résumé	115
6.2. Problématique	115
6.3 Le site d'étude	118
6.4 La trajectoire géomorphologique	118
6.4.1 Tendances historiques de l'activité géomorphologique	118
6.4.2 Historique du style fluvial et de la sinuosité	121
6.4.3 Organisation spatiale du dynamisme hydrosédimentaire	124

6.5 Discussion.....	125
6.5.1 Impact de la traverse P-10065 sur le transit des sédiments	125
6.5.2 Impacts de la crue Arthur de juillet 2014	127
6.5.3 Recommandations	129
7. La rivière Ouelle.....	131
7.1 Résumé.....	131
7.2 Problématique	132
7.3 Site d'étude	134
7.4 La trajectoire géomorphologique	135
7.4.1 Capacité et compétence de transport.....	135
7.4.2 Tendances historiques.....	136
7.5 Le bilan sédimentaire	142
7.5.1 Portrait général	142
7.5.2 Résultats : apports sédimentaires par le Bras-de-la-rivière-Ouelle.....	146
7.5.3 Résultats : apports sédimentaires des falaises en érosion	150
7.5.4 Résultats : stockage sédimentaire	155
7.6 Discussion.....	158
7.6.1 Implications du bilan sédimentaire de 2013-2014	158
7.6.2 La crue de 1981 : au centre de la trajectoire géomorphologique ..	159
7.6.3 Quelles sont les principales sources de sédiments?	161
7.6.4 Recommandations.....	161
8. La rivière Matane	163
8.1 Résumé.....	163
8.2 Problématique	163
8.3 Site d'étude	164
8.3.1 Description géographique	164
8.3.2 Historique des interventions anthropiques sur le cours d'eau.....	165
8.4 La trajectoire géomorphologique	168
8.4.1 Tendances historiques.....	168
8.4.2 Contrôle de la dynamique sédimentaire	172
8.5 Bilan sédimentaire.....	175
8.5.1 Portrait général	175
8.5.2 Résultats : intrants sédimentaires	178
8.5.3 Résultats : stockage sédimentaire	179

8.5.4 Résultats : taux de transport	180
8.6 Discussion.....	182
8.6.1 Implications pour les traverses de cours d'eau.....	182
8.6.2 Recommandations	182
9. Discussion et recommandations générales.....	185
9.1 Discussion.....	185
9.2 Recommandations générales	186
10. Références	191
Annexe : Article de vulgarisation.....	197

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Ouvrages de géomorphologie et de dynamique fluviale.	28
Tableau 2. Variables morphométriques analysées pour les différents cours d'eau.....	30
Tableau 3. Critères pour choisir la méthode pour le calcul du stockage sédimentaire.....	43
Tableau 4. Équations pour l'estimation de la profondeur de la couche active	50
Tableau 5. Méthodes pour l'application d'un bilan sédimentaire par site d'étude.....	53
Tableau 6. Synthèse des relevés sur le terrain pour l'analyse hydrosédimentaire sur le Ruisseau d'Argent.....	59
Tableau 7. Distribution des débits dans le cône du Ruisseau d'Argent.	61
Tableau 8. Relevés topographiques pour l'évaluation du stockage sédimentaire sur le Ruisseau Kilmore.....	82
Tableau 9. Synthèse des relevés de terrain pour la production du bilan sédimentaire sur le Ruisseau Kilmore.....	84
Tableau 10. Bilan des relevés de terrain pour la réalisation du bilan sédimentaire sur la rivière Ouelle.....	144
Tableau 11. Volumes de sédiments érodés dans les falaises par périodes..	154
Tableau 12. Variables pour calculer les intrants sédimentaires par l'équation de transport de Parker	179
Tableau 13. Initiatives pertinentes pour l'acquisition de connaissances sur les cours d'eau de l'Est du Québec.	188

LISTE DES FIGURES

Figure 1. La balance de Lane/Borland (1960).	24
Figure 2. Formes fluviales typiques des cours d'eau de l'Est-du-Québec.	25
Figure 3. Localisation des sites d'études.	27
Figure 4. Concept de trajectoire géomorphologique.....	29
Figure 5. Séries de photographies aériennes analysées par cours d'eau.	30
Figure 6. Exemples du tracé au niveau plein bord (NPB).....	32
Figure 7. Méthodes de calcul pour la migration latérale du cours d'eau.	34
Figure 8. Estimation de la marge d'erreur dans les rivières Matane et Marsoui.	35
Figure 9. Relations de géométrie hydraulique calculées à partir des photographies aériennes pour la correction de la superficie des bancs d'accumulation.....	37
Figure 10. Exemple d'un indice d'activité géomorphologique sur la rivière Matane.	38
Figure 11. Relations entre le transport solide ($Q_{\text{BIN}}-Q_{\text{BEX}}$) et le stockage de sédiments (ΔV) pour un site donné pendant la période Δt	40
Figure 12. Exemple de calcul du bilan sédimentaire pour des cellules contiguës de l'amont vers l'aval.	41
Figure 13. Classification du calibre des sédiments en fonction des mécanismes de transport, principes de mesures et de son association à la morphologie du chenal.....	42
Figure 14. Polygones des changements morphologiques sur la rivière Matane de 2001 à 2009.....	44
Figure 15. Schéma illustrant a – les limites verticales associées aux matériaux du lit et b – l'épaisseur des matériaux du lit mobilisés par les processus d'érosion et de dépôt du temps t_1 au temps t_2	45
Figure 16. Différences d'élévation sur la rivière de l'Anse Pleureuse entre 2009 et 2013 mises en évidence par la comparaison de modèles numériques de terrain.	47
Figure 17. Approche géomorphologique pour l'estimation d'un taux de transport à partir de l'érosion des berges entre deux séries de photographies aériennes.....	48
Figure 18. Systèmes pour le suivi de la mobilité de la couche active du lit.	50
Figure 19. Localisation du site d'étude du Ruisseau d'Argent.	56

Figure 20. Dépôts meubles dans le bassin versant du Ruisseau d'Argent.	58
Figure 21. Schéma de cône alluvial.	58
Figure 22. Avulsion sur le cône alluvial du Ruisseau d'Argent.	60
Figure 23. Embâcle total sur le Ruisseau d'Argent.	60
Figure 24. Accumulation de sédiments dans le secteur de la traverse P-02804.	62
Figure 25. Puissance spécifique de l'amont vers l'aval dans le secteur de la traverse P-02804.	63
Figure 26. Trajet alternatif de la route 198.	64
Figure 27. Bassin versant du Ruisseau Kilmore et localisation des traverses P-17925, P-17926 et P-10089.	69
Figure 28. Styles fluviaux sur le Ruisseau Kilmore.	71
Figure 29. Localisation des interventions anthropiques sur le Ruisseau Kilmore.	72
Figure 30. Trajectoire géomorphologique du Ruisseau Kilmore entre 1948 et 2010 par style fluvial : divagant (rouge), linéaire (noir) et à méandres (bleu).	74
Figure 31. Évolution récente de la puissance spécifique et de l'indice de sinuosité dans la section relocalisée.	75
Figure 32. Organisation spatiale de la dynamique sédimentaire dans la vallée fluviale du Ruisseau Kilmore.	77
Figure 33. Cartographie hydrogéomorphologique sur le Ruisseau Kilmore.	78
Figure 34. Composantes du bilan sédimentaire sur le Ruisseau Kilmore et stratégies pour leur quantification.	79
Figure 35. Localisation des sources sédimentaires et des sections transversales pour l'estimation du stockage sédimentaire.	81
Figure 36. Stratégie d'échantillonnage pour le suivi de la mobilité de la couche active du lit sur le Ruisseau Kilmore.	83
Figure 37. Séries hydrologiques sur le Ruisseau Kilmore pendant la période de suivi.	84
Figure 38. Mobilité de la couche active du lit du Ruisseau Kilmore.	86
Figure 39. Taux annuels d'incision ou d'aggradation du lit (m/année) selon la période des relevés topographiques.	89
Figure 40. Volumes stockés annuellement (m ³ /année) par sections (•) et cumul du stockage de l'amont vers l'aval (courbe grise) pour deux périodes d'observations.	90
Figure 41. Taux de transport (m ³ /année) de l'amont vers l'aval du Ruisseau Kilmore.	91

Figure 42. Largeurs du cours d'eau mesurées à des intervalles de 10 m et indication de la portée des traverses de cours d'eau (+).....	94
Figure 43. Localisation du bassin versant de la rivière de l'Anse-Pleureuse et du site d'étude.....	98
Figure 44. Trajectoire morphologique de la rivière de l'Anse-Pleureuse (1963-2004).....	102
Figure 45. Organisation spatiale de la dynamique sédimentaire dans la vallée fluviale de la rivière de l'Anse-Pleureuse.....	103
Figure 46. Tracés de la rivière de l'Anse-Pleureuse dans le secteur de la traverse P-02775 entre 1948 et 2004.....	105
Figure 47. Synthèse des relevés topographiques sur la rivière de l'Anse-Pleureuse de 2009 à 2013.....	106
Figure 48. Suivis topographiques de la rivière de l'Anse-Pleureuse.....	107
Figure 49. Changements morphologiques suite au dragage de sédiments sur la rivière de l'Anse-Pleureuse (2009 à 2013).....	108
Figure 50. Changements morphologiques suite au dragage de sédiments sur la rivière de l'Anse-Pleureuse (2009 à 2013) (suite).....	109
Figure 51. Série de débits de la rivière York (station 20404) pour la période des suivis topographiques.....	111
Figure 52. Photographie aérienne de la rivière de l'Anse-Pleureuse prise par une caméra aéroportée (août 2014). Le 1 ^{er} novembre 2014, le nouveau chenal canalisait 55% du débit total ($Q_{total} = 2.48 \text{ m}^3/\text{s}$).....	112
Figure 53. Érosion régressive (vers l'amont) et érosion en aval de la zone de dragage.....	113
Figure 54. Localisation de la traverse P-10065 dans le bassin versant de la rivière Marsoui.....	116
Figure 55. Progression de l'érosion et enrochement de la berge droite de l'approche menant à la traverse P-10065 de 2008 à 2014.....	117
Figure 56. Trajectoire géomorphologique de la rivière Marsoui entre 1927 et 2004.....	120
Figure 57. Évolution du style fluvial de la rivière Marsoui de 1927 à 2004. ..	122
Figure 58. Analyse par ondelettes de la sinuosité du tracé de la rivière Marsoui.....	123
Figure 59. Indice d'activité géomorphologique en relation avec la puissance spécifique sur la rivière Marsoui.....	125
Figure 60. Géométrie hydraulique de la largeur au niveau plein bord du chenal des tronçons stables (noirs) et actifs (rouges).....	126

Figure 61. Érosion de la route Notre-Dame-Ouest à la confluence entre la rivière Marsoui (branche Ouest) et Petite Marsoui (branche Est) par la crue Arthur.....	128
Figure 62. Tracés à la confluence des rivières Marsoui (branche Ouest) et Petite Marsoui (branche Est) en 1939 et en 2004.	129
Figure 63. Localisation du bassin versant de la rivière Ouelle et des traverses de l'autoroute 20 (P-13888 N-S).	132
Figure 64. La puissance spécifique (PS) de la rivière Ouelle de l'amont vers l'aval.	136
Figure 65. Tracé de la rivière Ouelle de la fin du XIX ^e siècle à 2011.	138
Figure 66. Élévation du lit depuis 1970 en relation avec l'hydrologie (stations 022702, 022703 et 022704) et les interventions de dragage.....	139
Figure 67. Trajectoire géomorphologique de la rivière Ouelle.	140
Figure 68. Localisation des composantes du bilan sédimentaire de la rivière Ouelle et méthodes pour leur quantification.	143
Figure 69. Localisation des sections transversales pour l'analyse du stockage sédimentaire dans la rivière Ouelle selon les dates de relevés.	145
Figure 70. Site pour le suivi de la mobilité de la couche active du lit sur le Bras-de-la-rivière-Ouelle.	146
Figure 71. Diamètre des particules échantillonnées par rapport au diamètre représentatif du lit de la rivière.	147
Figure 72. Déplacement des particules du lit sur le Bras-de-la-rivière-Ouelle.	149
Figure 73. Calcul des volumes de sédiments érodés des falaises selon la mobilité du pied et de la crête de la falaise.	150
Figure 74. Déplacement des particules transportées entre octobre 2013 et juillet 2014 sur le Bras-de-la-rivière-Ouelle.	151
Figure 75. Falaise de till en érosion présentant deux unités stratigraphiques composées de sédiments hétérométriques.....	152
Figure 76. Fréquence cumulative de la taille granulométrique des sédiments caractéristiques du substrat de la rivière et des falaises de till en érosion....	153
Figure 77. Retrait de deux des sept falaises en érosion entre 1961 et 2009 en amont des gorges de la Cavée.	155
Figure 78. Taux d'incision et d'aggradation du lit de la rivière Ouelle par sections transversales et par tronçons homogènes selon la période d'observation.	157
Figure 79. Historique des changements géomorphologiques dans la zone des barrages démantelés du village de Saint-Pacôme.	160

Figure 80. Régime annuel des débits de la rivière Matane (10e; 50e; 90e percentile pour la période 1927-2009).	164
Figure 81. Localisation du site d'étude dans le bassin versant de la rivière Matane.	166
Figure 82. Tronçons homogènes de la rivière Matane.	167
Figure 83. Trajectoire géomorphologique de la rivière Matane (1963-2009).	169
Figure 84. Trajectoire géomorphologique des surfaces érodées (a) et de la surface des bancs d'accumulation par tronçons (b).....	171
Figure 85. Indice d'activité géomorphologique en relation avec la puissance spécifique et le style fluvial.	174
Figure 86. Activité géomorphologique associée à une saillie rocheuse.....	175
Figure 87. Localisation du tronçon visé par l'analyse du bilan sédimentaire ainsi que la délimitation des cellules 1 à 31.	177
Figure 88. Composantes du bilan sédimentaire pour une section de la rivière Matane et stratégies pour leur quantification.....	178
Figure 89. Volumes de sédiments stockés par cellule de l'amont vers l'aval.	180
Figure 90. Taux de transport par cellules (m ³ /année) de l'amont vers l'aval de la rivière Matane.	181
Figure 91. Localisation des sites ciblés par les recommandations spécifiques sur la rivière Matane.	184
Figure 92. Classification des outils hydrogéomorphologiques pour considérer les dynamiques hydrosédimentaires aux droits des traverses de cours d'eau.	189

LISTE DES SYMBOLES

A (m ²)	: aire de la section du chenal
d (m)	: profondeur du cours d'eau
d_b (m)	: profondeur de la couche active du lit
D_i (m)	: taille des sédiments transportés
D_{50} (m)	: taille médiane des sédiments
ΔE (m)	: changement dans l'élévation du lit
g (m/s ²)	: accélération gravitationnelle (9.81 m/s ²)
L_b (m)	: distance de déplacement des sédiments
L_e (m)	: distance pour le calcul de V_e
p	: porosité des matériaux
ρ (kg/m ³)	: densité de l'eau (1000 kg/m ³)
ρ_s (kg/m ³)	: densité des sédiments (2650 kg/m ³)
q_b (kg/m/s)	: débit spécifique de la charge de fond
q^*	: débit spécifique de la charge de fond sans dimension
Q (m ³ /s)	: débit liquide
Q_b (m ³ /s)	: débit solide des matériaux du lit
S (m/m)	: pente d'énergie du cours d'eau
τ (N/m ²)	: cisaillement au lit
τ^*	: cisaillement au lit sans dimension
v_b (m/s)	: vitesse virtuelle de déplacement des sédiments
ΔV (m ³)	: volume de sédiments stockés
V_b (m ³)	: volume de sédiments transportés
V_d (m ³)	: volume de sédiments déposés
V_e (m ³)	: volumes de sédiments érodés
w (m)	: largeur du cours d'eau au niveau plein bord
w_b (m)	: largeur de la couche active du lit
ω (W/m ²)	: puissance spécifique
ω^*	: puissance spécifique sans dimension

GLOSSAIRE

Accrétion : Accumulation verticale de sédiments.

Anabranches : Style fluvial constitué de plusieurs chenaux.

Avulsion : Processus naturel de relocalisation du tracé du cours d'eau.

Axe B : Appliqué à la géométrie des particules, l'axe B est la longueur maximale mesurée de façon perpendiculaire à l'axe le plus long de la particule (axe A).

Capacité de transport : Quantité maximale de sédiments transportés pour des conditions données.

Cellule : Unité spatiale qui segmente le site d'étude de l'amont vers l'aval où un stockage de sédiments est mesuré dans le cadre du bilan sédimentaire.

Charge de fond : Quantité de sédiments qui se déplacent à proximité du lit (traction et saltation).

Charge en suspension : Quantité de sédiments qui se déplace dans la colonne d'eau (suspension et saltation).

Cisaillement au lit : Force par unité de surface exercée par un écoulement sur le lit du cours d'eau (Newton/m²). Le cisaillement au lit est un paramètre représentatif des conditions hydrauliques et permet de prédire le taux de transport en sédiments.

Compétence de transport : Calibre maximal de sédiments pouvant être transporté pour des conditions données.

Cône alluvial : Formation sédimentaire située à la jonction entre les versants et la plaine alluviale. Est caractérisé par l'accumulation de sédiments, des processus d'avulsion et la présence d'anabranches.

Couche active du lit : La partie des matériaux du lit qui est mobile lors des épisodes de transport. Les dimensions de la couche active fluctuent en fonction des conditions hydrauliques.

Incision : Érosion verticale.

Indice d'activité géomorphologique : Intensité de la dynamique fluviale de l'amont vers l'aval. C'est la moyenne d'une ou plusieurs variables morphométriques (mobilité, écart-type des largeurs et écart-type de la superficie des bancs d'accumulation). L'indice est représenté sur une courbe cumulée sur un axe de 0 à 1.

Matériaux du lit : Les matériaux qui caractérisent le lit du chenal et le bas des berges. Le transport des matériaux du lit détermine la géométrie du chenal.

Niveau plein bord : Niveau d'eau qui correspond à l'amorce des débordements sur la plaine alluviale. Est associé au débit effectif qui détermine la taille et la géométrie du cours d'eau sur le long terme.

Plaine alluviale : Unité sédimentaire qui borde le chenal et qui a été construite par des processus fluviaux (migration et débordements).

Puissance spécifique : Mesure d'énergie fournie par l'écoulement d'un cours d'eau par unité de surface (W/m^2). La puissance spécifique est un paramètre représentatif des conditions hydrauliques et permet de prédire le taux de transport en sédiments.

Saltation : Mode de transport sédimentaire où le déplacement des particules se fait par des bonds successifs dans l'écoulement. C'est un mode de transport intermédiaire entre le transport par charriage et le transport en suspension.

Surlargeur : Largeur localisée qui est supérieure à la valeur prédite par la relation de géométrie hydraulique du cours d'eau.

Thalweg : Axe du cours d'eau en son point le plus profond.

Tronçon : Unité spatiale qui réfère à une partie du cours d'eau ou du réseau de drainage. Traduction du terme « reach » communément employé en géomorphologie fluviale anglo-saxonne.

1. INTRODUCTION

1.1 Contexte de l'étude

Les pluies abondantes associées au passage de la tempête post-tropicale Arthur les 5-6 juillet 2014 ont causé des dommages aux infrastructures routières dans une dizaine de municipalités sur tout le pourtour de la Gaspésie. Pour les cours d'eau avec une forte charge de fond, l'absence d'outils pour évaluer la dynamique hydrosédimentaire à l'échelle des bassins versants nuit à la mise en place d'une stratégie d'intervention globale pour minimiser les coûts de réparation lors d'événements sévères, comme Arthur, mais aussi pour minimiser les coûts de gestion liés à la dynamique naturelle de ce type de cours d'eau. Ces cours d'eau sont en effet conditionnés par une dynamique hydrosédimentaire qui contribue à la mobilité, mais aussi à l'incision ou à la sédimentation.

Une description adéquate de l'évolution des cours d'eau s'appuie sur les trois composantes fondamentales de la dynamique fluviale : (1) la structure de l'écoulement, (2) la morphologie du lit et (3) le transport sédimentaire (Leeder, 1983). Actuellement, les études hydrauliques classiques réalisées par le ministère des Transports, confrontées à des problèmes d'érosion et de mobilité des cours d'eau, s'appuient principalement sur les deux premières composantes par le biais de la modélisation hydraulique. La troisième composante est peu considérée. Quelques notions sur le transport de sédiments et la dynamique hydrosédimentaire sont présentes à travers des ouvrages tels que le manuel de conception des ponceaux (p.ex : MTQ, 2004, section 2.3). Par contre, ces références à la dynamique hydrosédimentaire restent timides et souvent disséminées à travers un contenu plutôt focalisé sur les composantes hydrauliques et hydrologiques.

Pourtant, le transport de sédiments est une composante inhérente au fonctionnement des cours d'eau. Une représentation aujourd'hui célèbre illustre le rôle central exercé par les débits liquides et solides sur l'équilibre des cours d'eau et leur propension à l'incision ou l'accumulation (figure 1, de Borland, 1960). Cette illustration montre que les changements géomorphologiques sont le produit des interactions entre la structure des écoulements (débit liquide) et le transport de sédiments (débit solide). Pour des raisons de convenances sur la mesure, une emphase est portée sur la dimension hydraulique des cours d'eau (débits liquides). Les débits solides sont notoirement difficiles à quantifier. Or, sans sédiments, les crues hydrologiques initient peu de changements géomorphologiques. Une charge de fond en déplacement implique des échanges de sédiments entre des unités de stockage et force les cours d'eau à se déplacer et à ajuster leur géométrie. Le débit solide suscite par conséquent un travail géomorphologique et est un moteur du dynamisme des cours d'eau.

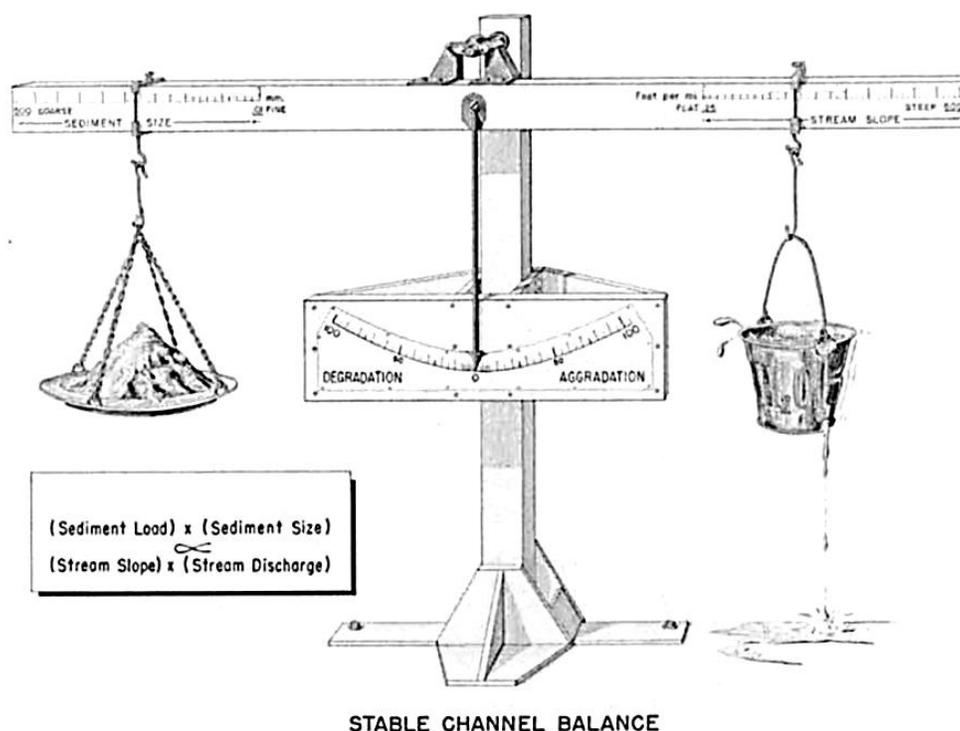


Figure 1. La balance de Lane/Borland (1960).

La prise en compte des débits liquides et solides est particulièrement essentielle pour expliquer la dynamique des cours d'eau de la Gaspésie et du Bas-Saint-Laurent, ainsi que plusieurs des cours d'eau du sud du Québec s'écoulant en partie dans les Appalaches. D'abord, les cours d'eau sont alimentés par des bassins versants de petite et moyenne tailles dont les pentes sont souvent très prononcées, ce qui implique des réponses hydrologiques rapides et parfois très intenses (régime torrentiel). Ensuite, les vallées fluviales sont caractérisées par des dépôts quaternaires de grande dimension contribuant à alimenter les cours d'eau en sédiments granulaires. Ces deux facteurs contribuent à produire une charge sédimentaire élevée qui se traduit par des cours d'eau avec une signature géomorphologique caractéristique. Les nombreuses morphologies à l'interface entre les versants et les vallées (les cônes alluviaux), les styles divagants et les rivières à méandres actifs sont évocatrices de la charge sédimentaire en transit et de l'ampleur de l'activité hydrogéomorphologique (figure 2).

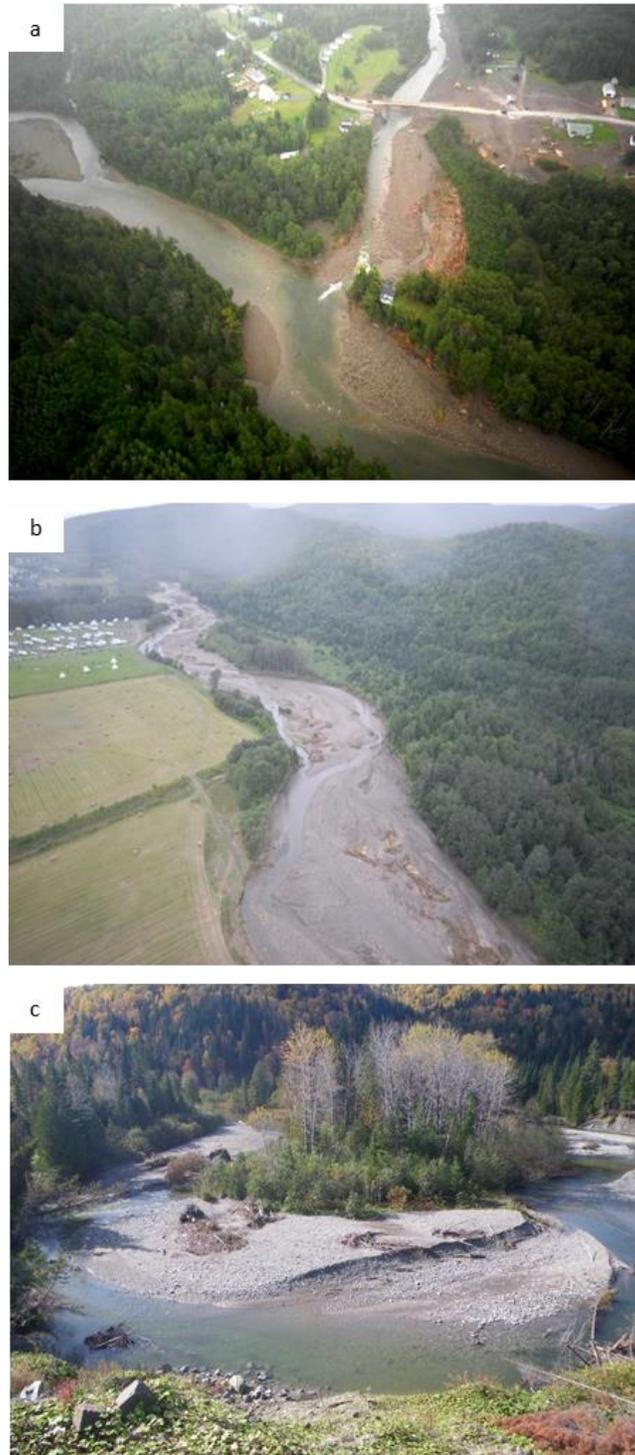


Figure 2. Formes fluviales typiques des cours d'eau de l'Est-du-Québec.
a – cône alluvial à Corte-Réal; b – style divagant de la Rivière-au-Renard et; c – style à méandres actifs sur la rivière Petite Cap-Chat.

La gestion des traverses de cours d'eau est constamment confrontée à la dynamique hydrosédimentaire. L'érosion des berges peut menacer les remblais routiers ou les approches de traverses. Elle peut aussi provoquer l'affouillement au pied des structures de protection et des assises de ponts. Un transit sédimentaire inefficace peut initier la formation de bancs de graviers en amont des traverses, un exhaussement généralisé du lit et ainsi menacer la stabilité des structures et alimenter les problèmes d'inondation. Ces ajustements morphologiques sont critiques puisqu'ils modifient les paramètres pour lesquels les traverses ont été conçues. Certains cours d'eau demandent alors un entretien régulier des lits par excavation du lit et des bancs. L'érosion active des berges exige des aménagements supplémentaires, ce qui implique des interventions (stabilisation des berges et du lit, réalignement du cours d'eau), nécessite de nouvelles études et des demandes d'autorisations environnementales. Ces entretiens périodiques engrangent des coûts additionnels, souvent mal anticipés, qui sont inhibitifs sur le long terme. Souvent, ces coûts surgissent par à-coups lors d'événements extrêmes comme ce fut le cas les 5-6 juillet dernier lors du passage de la tempête post-tropicale Arthur responsable de dommages aux infrastructures routières estimés à plus de 5 millions de dollars (Michel Michaud, communication personnelle). Ces événements extrêmes ont été nombreux dans les dernières années en Gaspésie (septembre 2005 [*Katrina/Rita*], août 2007 [*Rivière-au-Renard*], mai et juin 2009, décembre 2010 [*les grandes marées*], juillet 2014 [*Arthur*]). Il apparaît ainsi un besoin de mieux intégrer les notions relatives à la dynamique hydrosédimentaire pour optimiser la gestion des traverses de cours d'eau dans l'Est-du-Québec et ainsi prévenir ou limiter les dommages associés à ces événements.

Le développement d'une méthode hydrogéomorphologique pour l'évaluation de la dynamique hydro-sédimentaire vise une complémentarité avec les études plus spécifiquement dirigées sur les composantes hydrologiques/hydrauliques, géotechniques et biologiques. L'intégration de la charge solide et de la dynamique fluviale dans les études hydrauliques permettrait de mieux anticiper les ajustements fluviaux et de fait, de réaliser des ouvrages et des interventions qui s'harmonisent mieux aux types de cours d'eau et à leurs dynamiques. Nous avançons l'hypothèse qu'une meilleure intégration des dynamiques hydrosédimentaires dans la prise de décision permettra d'augmenter la longévité des ouvrages et de diminuer leur entretien, amortissant ainsi les coûts à long terme associés à la gestion des traverses de cours d'eau.

1.2 Objectifs

Le projet consiste à développer des méthodologies pour mieux considérer les dynamiques hydrosédimentaires aux droits des traverses de cours d'eau et de les appliquer à des cours d'eau du Bas-Saint-Laurent et de la Gaspésie pour lesquels des problématiques liées à la dynamique du transport des sédiments ont été identifiées.

Les objectifs spécifiques du projet de recherche sont :

1. évaluer la dynamique et la réponse hydrogéomorphologique du corridor fluvial sur une période de 50 ans ou plus à l'aide de photographies aériennes pour déterminer la trajectoire géomorphologique des cours d'eau;
2. examiner et quantifier des processus actuels contribuant à la dynamique sédimentaire;
3. à la lumière des objectifs 1 et 2, discuter des scénarios d'évolution des débits solides et proposer des recommandations pour optimiser la gestion des traverses de cours d'eau.

Le rapport présente six études de cas appliqués pour lesquels une problématique hydrosédimentaire a été définie : le Ruisseau d'Argent et le Ruisseau Kilmore ainsi que les rivières de l'Anse-Pleureuse, Marsoui, Ouelle et Matane (figure 3).

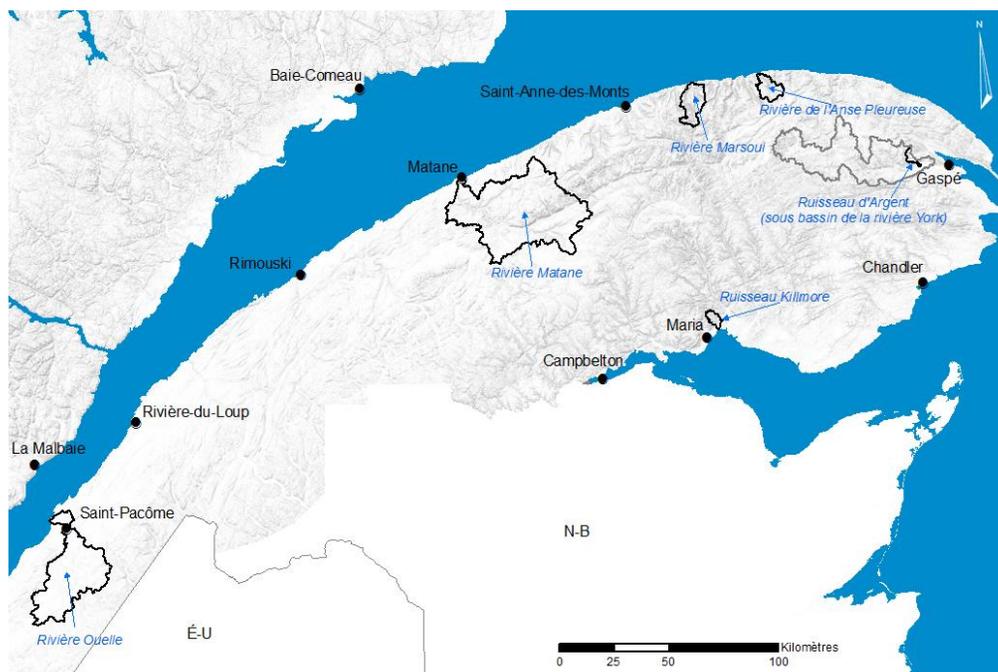


Figure 3. Localisation des sites d'études.

Les sites ciblés correspondent à des environnements fluviaux dynamiques et souvent problématiques pour le ministère du Transport du Québec, Direction Bas-Saint-Laurent — Gaspésie — Îles-de-la-Madeleine. Ils sont représentatifs d'une variabilité au niveau de la taille des bassins versants, des styles fluviaux ainsi que des problématiques hydrosédimentaires qui ont été définies. Il y a aussi des écarts significatifs au niveau de la disponibilité des données (stations de jaugeage, relevés topographiques ou documentation spécialisée).

D'une part, le contraste entre les études de cas permet d'étayer et de mettre en valeur la variabilité des outils d'analyses pertinents pour aborder la dynamique hydrosédimentaire des cours d'eau. D'autre part, cette diversité pose également un défi pour la formalisation et la systématisation des méthodes à privilégier dans le contexte très large de la gestion des traverses de cours d'eau. D'emblée, cela suggère la nécessité de développer un cadre d'analyse flexible et adaptatif. Un tel cadre est introduit en discussion et décrit dans un guide émanant de ce rapport : *Diagnostic hydrogéomorphologique pour mieux considérer les dynamiques hydrosédimentaires aux droits des traverses de cours d'eau*.

Les méthodes sélectionnées dans ce rapport font appel à des connaissances fondamentales dans la discipline de la géomorphologie fluviale. L'objectif n'est pas de revisiter ces notions, mais plutôt de les arrimer au contexte de la gestion des traverses de cours d'eau. Le lecteur intéressé peut se familiariser avec les notions de base en se référant à plusieurs ouvrages de géomorphologie et de dynamique fluviale (tableau 1). Ceux-ci font souvent le pont entre les principes fondamentaux et leur application dans le cadre de la gestion des cours d'eau.

Tableau 1. Ouvrages de géomorphologie et de dynamique fluviale.

Références	Langue	Contenu
Bravard et Petit. 2000. Les cours d'eau : dynamique du système fluvial.	F	❶
Brierly et Fryirs, 2005. Geomorphology and river management: applications of the river styles framework.	A	❶❷
Degoutte, 2012. Diagnostic, aménagement et gestion des rivières : hydraulique et morphologie fluviales appliquées	F	❶❷
Downs et Gregory. 2004. River channel management. Towards sustainable catchment hydrosystems.	A	❷
Knighton 1998. Fluvial forms and processes: a new perspective.	A	❶
Kondolf et Piégay, 2005. Tools in fluvial geomorphology.	A	❶❷
Sear et al. 2010. Guidebook of applied fluvial geomorphology.	A	❶❷❸

F : français; A : anglais

❶ principes fondamentaux en géomorphologie et dynamique fluviale

❷ géomorphologie appliquée, outils, diagnostic et gestion

❸ géomorphologie appliquée : diagnostic de la dynamique hydrosédimentaire

2. MÉTHODOLOGIE

2.1 La trajectoire géomorphologique

2.1.1 Définition du concept de trajectoire géomorphologique

Le concept de trajectoire morphologique réfère à l'analyse de la morphologie d'un cours d'eau dans le temps (figure 4). Cette trajectoire historique est mise en évidence par l'évolution de variables morphométriques associées à la géométrie du chenal (largeur, superficie des bancs d'accumulation) ou de variables associées à la dynamique sédimentaire (volumes de sédiments mobilisés). L'analyse de la trajectoire morphologique et de sa dynamique sédimentaire implique aussi une mise en relation avec les facteurs de contrôles (conditions hydroclimatiques, activation de sources sédimentaires, interventions anthropiques). L'identification des variables de contrôle permet de cibler les options adéquates pour optimiser la gestion de la dynamique sédimentaire aux droits de traverses des cours d'eau.

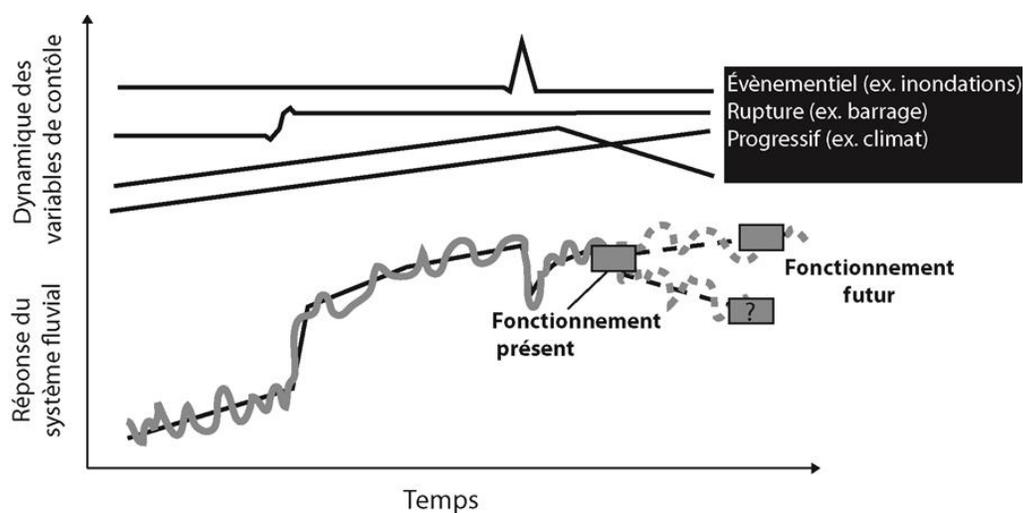


Figure 4. Concept de trajectoire géomorphologique.
(modifié de Dufour et Piégay, 2009)

2.1.2 Quantification des variables morphométriques

La trajectoire géomorphologique s'attarde à plusieurs variables morphométriques : la sinuosité du tracé, la largeur et la mobilité du chenal ainsi que la superficie des bancs d'accumulation. Le choix des variables et les méthodes de calcul dépendent en grande partie de la taille du système fluvial, mais il est aussi fonction des problématiques propres à chaque cours d'eau (tableau 2). L'analyse de la superficie des bancs d'accumulation est limitée aux cours d'eau qui disposent de séries hydrologiques (Matane et Ouelle).

Tableau 2. Variables morphométriques analysées pour les différents cours d'eau.

	*Ruisseau d'Argent	Ruisseau Kilmore	Anse-Pleureuse	Marsoui	Ouelle	Matane
sinuosité du tracé						
largeur du chenal						
mobilité latérale	thalweg					
	superficies érodées					
superficie des bancs d'accumulation						

* La taille du chenal du Ruisseau d'Argent est insuffisante pour l'analyse de la trajectoire géomorphologique par photographies aériennes.

L'analyse diachronique des variables morphométriques nécessite le géoréférencement des photographies aériennes et la vectorisation des caractéristiques géomorphologiques du cours d'eau. Les photographies aériennes sont reportées sur des images récentes orthorectifiées et géoréférencées à partir d'un système d'information géographique (Arc GIS). Le choix des séries de photographies aériennes pour l'analyse diachroniques est propre à chaque cours d'eau (figure 5). L'utilisation des photographies anciennes (antérieures à 1960) est souvent limitée par la mauvaise qualité des images, ce qui permet parfois de voir le tracé du cours d'eau, mais pas de départager les berges du chenal. Ceci explique que certaines séries de photographies aériennes sont utilisées que pour l'analyse entourant le thalweg (sinuosité et mobilité).

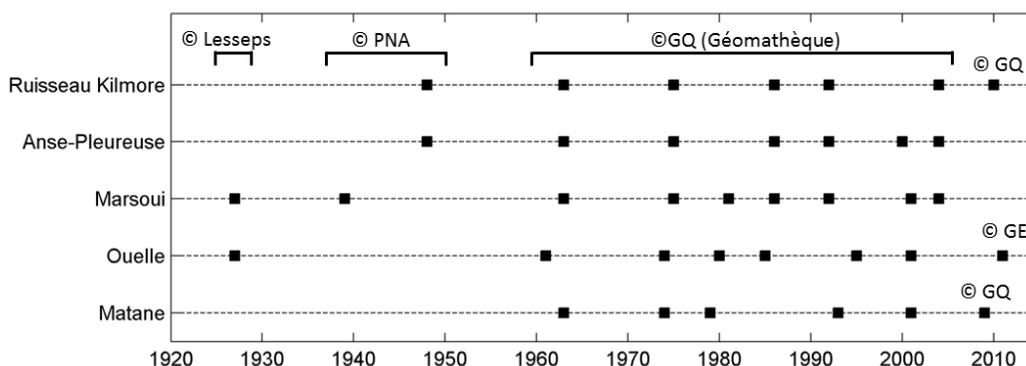


Figure 5. Séries de photographies aériennes analysées par cours d'eau.
Sources : Lesseps : Jacques de Lesseps, tirée de la Bibliothèque de l'Université Laval; GQ : Gouvernement du Québec; PNA : Photothèque Nationale de l'Air; GE : images tirées du logiciel Google Earth.

Les objets géomorphologiques vectorisés incluent les limites au niveau plein bord et le thalweg du chenal. Le thalweg réfère à l'axe du cours d'eau en son point le plus profond ou à l'axe central du cours d'eau si la visibilité est limitée.

Le niveau plein bord (NPB) définit les limites géomorphologiques du chenal principal – ou le lit mineur – et correspond à un niveau d'eau qui précède le début des débordements dans la plaine alluviale. Le niveau plein bord est couramment associé à un débit de récurrence de 1.5 an, mais parfois plus (Wolman et Leopold, 1957; Leopold *et al.*, 1964; Kilpatrick et Barnes, 1964; Williams, 1978). L'équivalence au niveau hydraulique est influencée par plusieurs facteurs, tels que la pente du cours d'eau, l'équilibre dynamique au niveau de la trajectoire géomorphologique et sa définition opérationnelle. Aussi, le niveau plein bord est souvent assimilé au débit le plus efficace au niveau du transport de sédiments (Wolman et Miller, 1960; Andrews, 1980; Emmett et Wolman, 2001); c'est par conséquent ce débit qui détermine la taille et la géométrie du chenal sur le long terme.

La définition du niveau plein bord correspond à peu près à la limite des hautes eaux, mais est plutôt basée sur des critères géomorphologiques plutôt que botaniques. Plusieurs critères opérationnels peuvent intervenir dans la définition du niveau plein bord (Navratil *et al.*, 2006). Dans le cadre de ce rapport, la limite du niveau plein bord est fixée au sommet d'une berge alluviale ou, en présence de bancs d'accumulation, à la limite de végétation arbustive (figure 6). Dans le cas des falaises ou des infrastructures de protection artificielles (muret, enrochements), la limite est située au pied de la berge ou du talus. À l'échelle d'une section transversale, la définition opérationnelle du niveau plein bord peut se traduire par des écarts significatifs au niveau de la cote d'élévation et, par conséquent, sa correspondance au niveau de la récurrence hydrologique. Par contre, dans une analyse planimétrique, cette variabilité reste marginale par rapport aux autres sources d'erreur (géoréférencement et visibilité sur les photographies aériennes).

La limite du niveau plein bord est idéalement tracée à partir de photographies aériennes. Les modèles numériques de terrain ne sont pas idéals pour identifier un niveau plein bord en raison de l'absence de limites de végétation sur les bancs d'accumulation. Néanmoins, si la topographie du chenal est suffisamment bien définie, il reste possible de délimiter un niveau plein bord sur les bancs d'accumulation à partir d'une extrapolation des observations faites sur les berges environnantes.

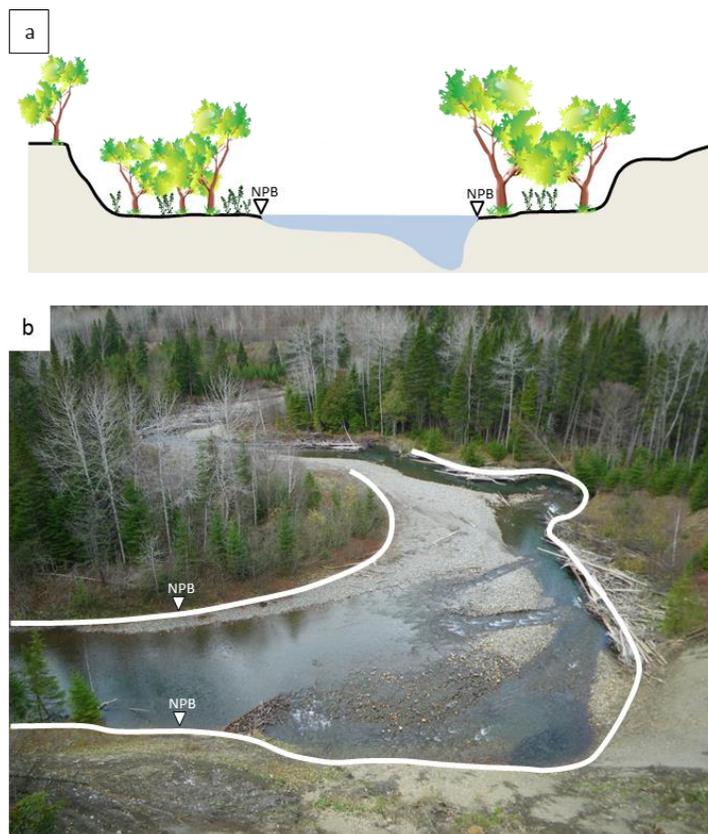


Figure 6. Exemples du tracé au niveau plein bord (NPB).
a – Niveau plein bord illustré sur une coupe schématique de cours d'eau et; b – sur un tronçon de la rivière Marsoui.

Le calcul des variables morphométriques est appliqué soit sur l'ensemble du site d'étude (ou par style fluvial) ainsi que par intervalles de distance systématique le long du tracé du cours d'eau. L'intervalle est généralement entre 10 m et 50 m, soit à peu près une fois la largeur du cours d'eau. Ce choix adapté à la taille de chaque cours d'eau permet de générer une autocorrélation dans les séries de données et par conséquent de représenter l'intégralité de la variabilité spatiale.

Indice de sinuosité

L'indice de sinuosité est le rapport entre la longueur du thalweg et la longueur de l'axe central de la vallée. L'axe central de la vallée est délimité en fonction des limites de la plaine alluviale ou des versants de la vallée.

Largeurs du chenal

La largeur du chenal est égale à l'aire du chenal au niveau plein bord divisé par la longueur (la longueur est déterminée par l'axe central du cours d'eau ou la moyenne de la longueur des deux tracés de berges).

Mobilité du chenal principal

La mobilité est quantifiée de deux façons selon la visibilité du chenal et de sa géométrie : (1) par la mesure des superficies érodées par le déplacement des berges du chenal (si les berges sont visibles) ou (2) par la distance de déplacement du thalweg dans un axe perpendiculaire à l'ensemble des tracés historiques du cours d'eau (si les berges sont peu visibles).

- Approche par superficies érodées : La migration des berges entre deux dates définit des polygones d'érosion. L'information est ensuite agrégée par polygones de longueurs fixes qui délimitent l'espace occupé par l'ensemble des tracés historiques du chenal (figure 7a). Les valeurs de superficies sont converties en mètre de migration en divisant par la longueur des polygones.
- Approches par distance de déplacement du thalweg : Le déplacement du thalweg est mesuré par le logiciel DSAS, lequel est une extension gratuite du système d'information géographique ArcGIS (Thieler *et al.*, 2009). Cette extension est disponible sur le site <http://woodshole.er.usgs.gov/project-pages/dsas/>. Ce logiciel permet de générer des sections transversales à une ligne de référence qui est tracée de façon parallèle à l'ensemble des tracés fluviaux. La mobilité est calculée en mesurant les distances entre la ligne de référence et les tracés historiques dans l'axe de ces sections transversales (figure 7b). Dans le cadre du rapport, le déplacement du thalweg est calculé à des intervalles systématiques de 10 m le long du tracé le plus récent.

Si les berges du chenal sont visibles, la méthode basée sur les superficies érodées est privilégiée puisqu'elle est intégratrice de l'ensemble de la variabilité spatiale. L'approche de DSAS repose sur un échantillonnage ponctuel de la mobilité; aussi, la mesure est produite sur un axe qui n'est pas systématiquement perpendiculaire à l'ensemble des tracés. Ainsi, le recours au logiciel DSAS est limité aux sites de plus petite taille où seul le thalweg peut être identifié avec confiance (<~15 m de largeur, selon les conditions).

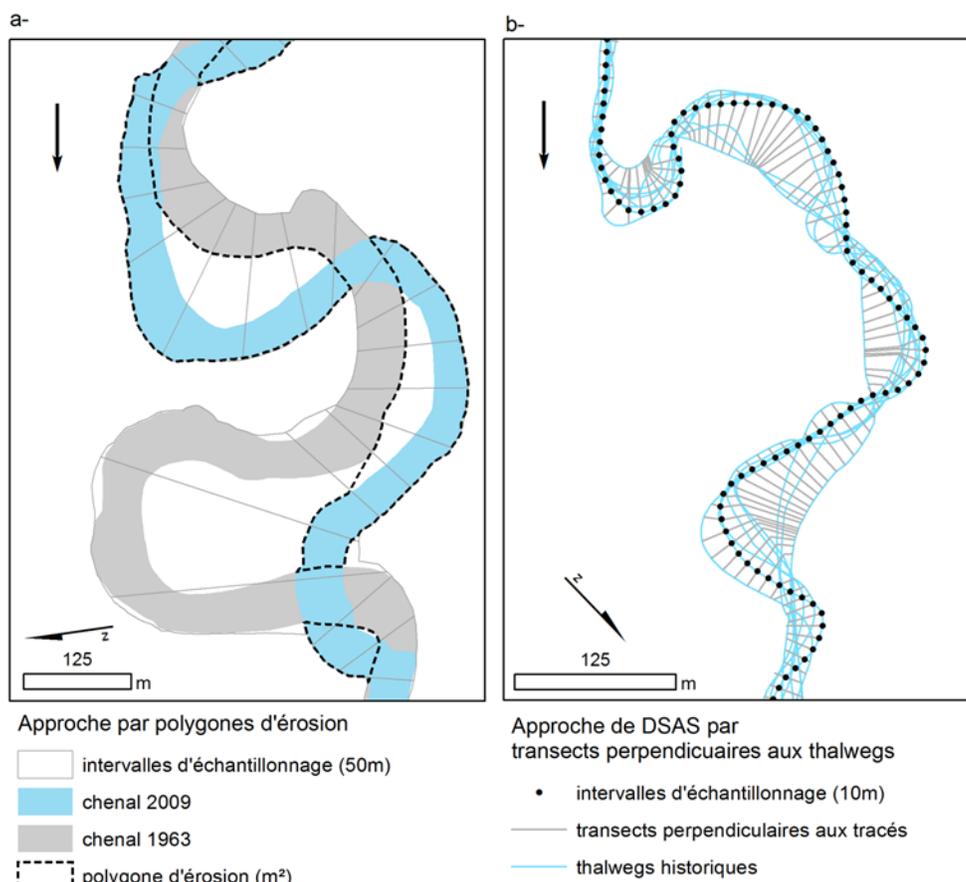


Figure 7. Méthodes de calcul pour la migration latérale du cours d'eau.
a – Approche par polygones d'érosion illustrée par le cas de la rivière Matane et;
b – approche par sections perpendiculaires à l'ensemble des thalwegs illustrée
par le cas de la rivière Marsoui.

La marge d'erreur pour le calcul de la mobilité latérale a été estimée sur deux cours d'eau : la rivière Matane dont la mobilité est calculée à partir des surfaces érodées, et la rivière Marsoui, dont la mobilité est calculée par le déplacement du thalweg avec le logiciel DSAS. La mobilité apparente a été évaluée dans des tronçons fluviaux stables dont la mobilité réelle est jugée nulle en raison de la présence d'infrastructures de protection ou de contrôles par la lithologie. Cet exercice permet de prendre en compte l'erreur totale rattachée à la fois au géoréférencement des images et à la vectorisation du tracé de la rivière (berges ou thalweg). L'erreur est calculée sur des intervalles de 50 m et 10 m pour les rivières Matane et Marsoui respectivement (~ 1x la largeur du cours d'eau). Les mesures d'erreur sont appliquées sur 6 séries de photographies aériennes de dates différentes, pour un total de 45 et 20 photographies aériennes pour les rivières Matane et Marsoui respectivement.

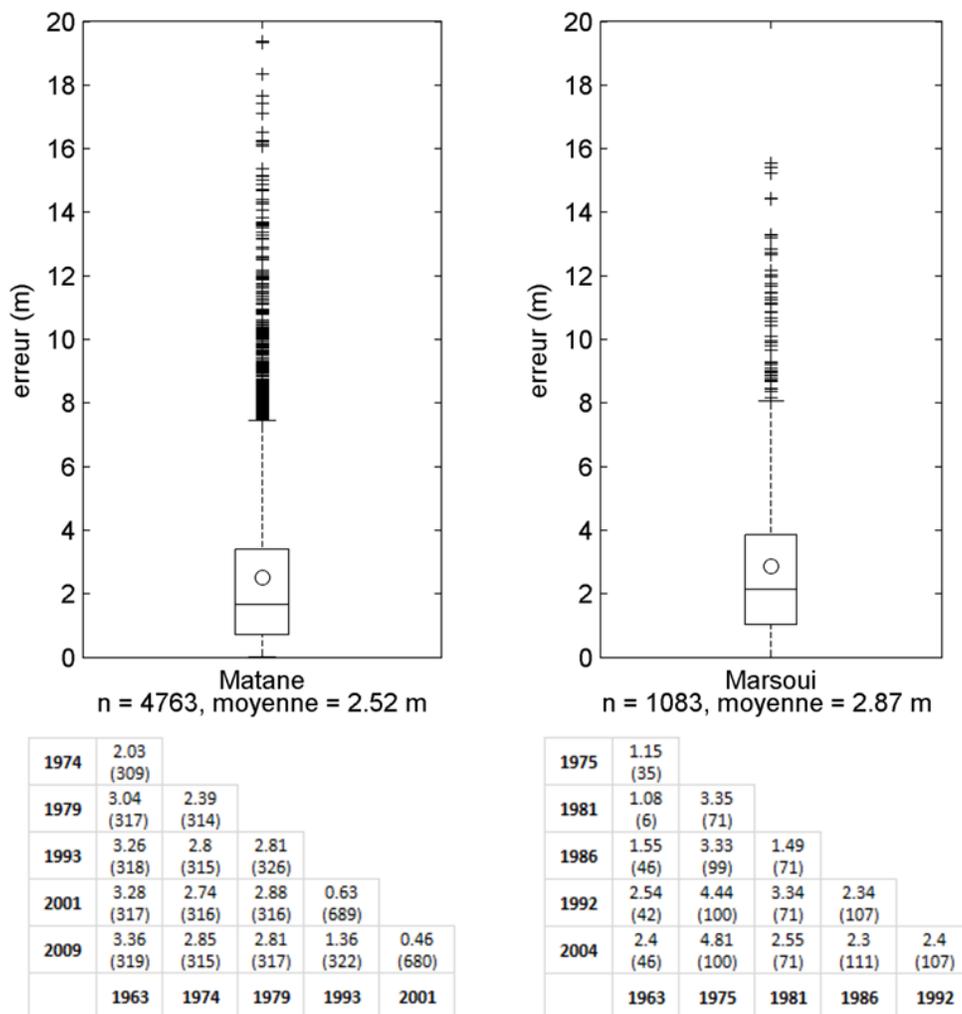


Figure 8. Estimation de la marge d'erreur dans les rivières Matane et Marsoui. Les matrices présentent les valeurs moyennes et le nombre de mesures pour chaque combinaison de photographies aériennes.

La figure 8 montre que 50 % des erreurs sont plus petites que 2 m et que les écarts moyens sont similaires avec 2.5 et 2.9 m pour les rivières Matane et Marsoui respectivement. Des écarts allant jusqu'à près de 20 mètres sont observés, mais 75 % des erreurs sont inférieures à 3.4 m et 3.9 m pour les rivières Matane et Marsoui respectivement. Puisque les résultats sont représentés par des valeurs moyennes, les erreurs moyennes ont été sélectionnées pour représenter la marge d'erreur. Ceci correspond à une valeur de 3 mètres (erreurs moyennes arrondies à l'unité supérieure, équivaut à 64 % et 63 % des erreurs pour les rivières Matane et Marsoui respectivement). Pour rendre compte de l'erreur associée à une migration annuelle (m/année), cette mesure de distance est divisée par l'intervalle de

temps entre deux séries de photographies aériennes successives. Par exemple, la marge d'erreur pour une mesure de migration sur un intervalle de 10 ans est de 0.3 m/année.

Cette marge d'erreur de 3 mètres est appliquée à tous les sites d'études traités dans le cadre de ce rapport, mais ne représente pas nécessairement une valeur universelle. La marge d'erreur est très sensible au contexte, par exemple en raison de la présence et de la qualité des repères pour le géoréférencement, du niveau de déformation due à la topographie et de l'expérience de l'analyste dans l'interprétation des photographies aériennes.

Superficie des bancs d'accumulation

La superficie des bancs d'accumulation correspond à la surface émergée des bancs d'accumulation de graviers libre de végétation. La superficie apparente des bancs d'accumulation est fonction du niveau de l'eau au moment de la prise de vue des photographies aériennes. Un débit plus élevé tend à masquer l'étendue des bancs de graviers et vice-versa pour un débit plus faible. Le débit de la rivière associé à chaque prise de photo doit être connu de manière à appliquer une correction pour compenser l'effet associé au niveau de l'eau (Ham et Church, 2000).

La correction est basée sur l'espace occupé par l'eau dans le chenal en fonction du débit. La relation entre la largeur du chenal occupé par un écoulement (w) en fonction du débit (Q) est représentée par la relation de géométrie hydraulique de la forme $w = aQ^b$ (Leopold et Maddock, 1953). Cette relation empirique est construite à partir de la mise en relation des largeurs moyennes occupées par l'eau (superficie/longueur) et les débits correspondants lors de la prise de vue des photographies aériennes (exemple pour deux tronçons de la rivière Ouelle à la figure 9). Cette procédure doit être appliquée sur des tronçons qui présentent une section transversale à peu près homogène. Les résidus autour du modèle s'expliquent notamment par des variations de la forme de la section transversale dans le temps.

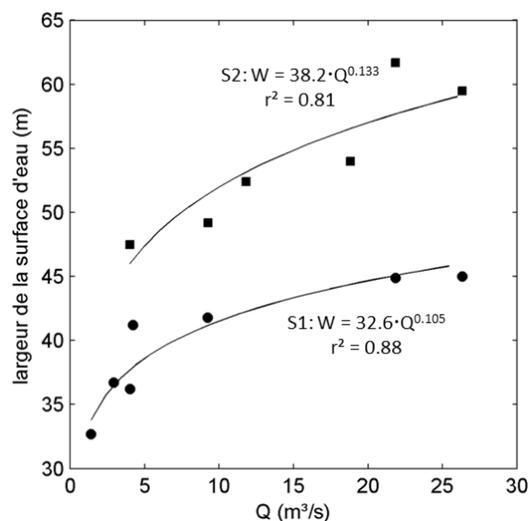


Figure 9. Relations de géométrie hydraulique calculées à partir des photographies aériennes pour la correction de la superficie des bancs d'accumulation. Exemple tiré de la rivière Ouelle.

La correction de la superficie des bancs d'accumulation est fonction de l'écart entre les débits par rapport à une valeur (Q_1) qui est la référence vers laquelle les autres photographies aériennes sont ajustées (Q_2) :

$$\Delta w = a(Q_2^b - Q_1^b)$$

où Δw est positif lorsque Q_2 est supérieur au débit de la période de référence Q_1 . Le produit de Δw et de la longueur de chaque tronçon est égal à la valeur de correction qui doit être appliquée aux surfaces préidentifiées sur les photographies aériennes. Cette démarche est aussi appliquée dans le cadre du calcul des bilans sédimentaires par l'analyse des photographies aériennes (voir plus loin).

2.1.4 L'indice d'activité géomorphologique

Un indice d'activité géomorphologique est utilisé de façon à représenter de l'amont vers l'aval l'intensité des changements géomorphologiques survenus dans le temps. Cet indice est dérivé de l'une ou plusieurs variables morphométriques : la mobilité latérale; l'écart-type de la largeur et l'écart-type de la superficie des bancs d'accumulation. Le choix des variables est fixé selon leur disponibilité, mais aussi selon leur représentativité de la dynamique géomorphologique du cours d'eau. L'indice d'activité géomorphologique correspond à la moyenne des courbes cumulées de l'amont vers l'aval de

chaque variable ramenée sur une échelle de 0 à 1 (figure 10). La pente de la courbe est donc indicatrice de l'intensité des ajustements historiques observés pour ces variables (pente faible = peu d'activité géomorphologique; pente forte = grande activité géomorphologique).

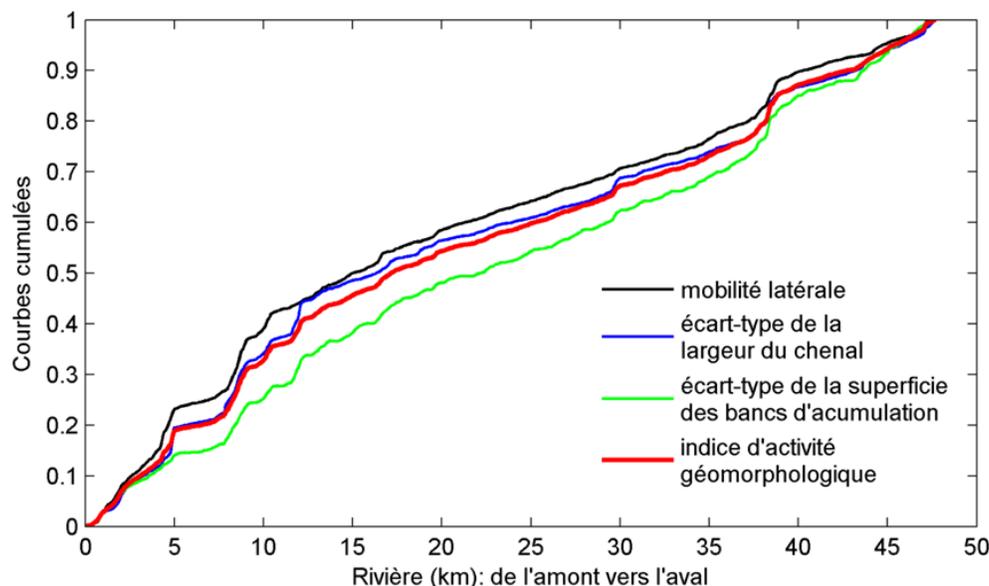


Figure 10. Exemple d'un indice d'activité géomorphologique sur la rivière Matane.

L'indice est dérivé des courbes cumulées de mobilité latérale, d'écart-type de la largeur du chenal principal et d'écart-type de la superficie des bancs d'accumulation mesurés de l'amont vers l'aval à des intervalles systématiques de 50 m.

2.1.5 La capacité de transport

La capacité de transport est une estimation de la quantité maximale de sédiments qui peut être transportée pour des conditions données. Ces conditions sont généralement représentées à partir d'un paramètre rattaché à l'hydraulique des écoulements, soit le débit (Q), le cisaillement au lit (τ) ou la puissance spécifique (ω). Dans le cadre de ce rapport, la capacité de transport est évaluée à partir du paramètre de la puissance spécifique (Bagnold, 1966). La puissance spécifique est une mesure d'énergie fournie par l'écoulement d'un cours d'eau par unité de surface (W/m^2) :

$$\omega = \frac{\rho g Q S}{w}$$

où ρ est la densité de l'eau (1000 kg/m^3), g est l'accélération gravitationnelle (9.81 m/s^2), Q est le débit (m^3/s), S est la pente d'énergie (m/m), estimée par la

pente du cours d'eau et w est la largeur du chenal (m). Le débit d'intérêt géomorphologique est assimilé à la crue de récurrence 2 ans, lequel est souvent coïncidant avec le niveau plein bord du chenal ou à la limite des hautes eaux. La puissance spécifique est un paramètre de plus en plus répandu en géomorphologie pour l'estimation des taux de transport de sédiments et l'évaluation du travail géomorphologique (Eaton et Church, 2011; Parker *et al.*, 2011).

Les valeurs de puissance spécifique sont initialement définies à des intervalles systématiques variant de 10 à 50 m (fonction de la taille du chenal). Ceci permet de représenter la capacité de transport à l'échelle locale. Ces valeurs sont ensuite segmentées en fonction de leur similitude à partir d'un algorithme automatisé. Basé sur le concept de séparation de la variance (ANOVA), l'algorithme de Gill (1970) cherche à maximiser la variance de la moyenne des valeurs de puissance spécifique entre les tronçons par rapport à la variance des valeurs de puissance spécifique à l'intérieur des tronçons. Pour la définition de chaque segment, l'algorithme calcule de façon itérative toutes les séparations possibles et retient celle qui permet de maximiser la variance entre les tronçons. Aucun seuil n'a été fixé pour définir le nombre optimal de tronçons; ce choix est resté à la discrétion de l'analyste de manière à s'adapter à l'échelle du site d'étude et à la problématique.

Cette segmentation automatisée permet de définir des tronçons homogènes qui correspondent à plusieurs fois la largeur du chenal (Parker *et al.*, 2012). La moyenne des valeurs de puissance spécifique est attribuée à chacun des tronçons homogènes. Ceci permet une interprétation des tendances lourdes qui sont inhérentes au fonctionnement du système fluvial sur le long terme.

2.2 Les bilans sédimentaires

2.2.1 Définition hydrogéomorphologique des bilans sédimentaires

Les bilans sédimentaires s'attardent à la quantification des entrées, stockages et sorties de sédiments solides qui caractérisent un site pendant une période de temps donnée. La relation entre le transport des matériaux et les changements morphologiques du chenal peut être exprimée par l'équation de continuité sédimentaire :

$$Q_{bIN} - Q_{bEX} = (1 - p) \Delta V / \Delta t$$

ou

$$\Delta V = V_{IN} - V_{EX}$$

où Q_{bIN} et Q_{bEX} sont les débits solides intrants et extrants (matériaux du lit) pour un site donné, p est la porosité des matériaux et ΔV est le stockage

(érosion/accumulation) de sédiments observé pendant la période Δt (Ashmore et Church, 1998; Church, 2006). Par convention, les débits solides (Q_b) sont exprimés en volume minéral et le stockage sédimentaire (ΔV) en volume géomorphologique, c'est-à-dire incluant la porosité des matériaux. La porosité n'est pas directement mesurée; elle est estimée à partir de relations empiriques basées sur le calibre des matériaux du lit (Carling et Reader, 1982). Dans le cadre de ce rapport, toutes les composantes du bilan sédimentaire sont exprimées en quantité volumétrique de stockage; ceci permet une comparaison plus directe entre les flux sédimentaires et la morphologie du lit. Si le bilan sédimentaire est intégré sur une période de temps, le stockage des sédiments ΔV peut aussi être exprimé par la différence entre les volumes de sédiments intrants (V_{IN}) et extrants (V_{EX}). Ces volumes sont exprimés par une valeur totale ou par une moyenne annuelle pour la période spécifiée.

L'équation de continuité sédimentaire formalise la relation intuitive qui lie l'érosion/accumulation à l'équilibre entre les entrées et les sorties de sédiments pour un site donné (figure 11). Par exemple, l'érosion du lit survient parce que, pour un site donné, les entrées en sédiments sont inférieures aux quantités qui sortent; vice-versa pour un cas d'aggradation. Aussi, une absence de changements morphologiques n'est pas nécessairement indicative de l'absence de transport en sédiments, mais plutôt d'un équilibre entre les entrées et les sorties en sédiments. La fermeture du bilan sédimentaire fait par conséquent appel à des mesures géomorphologiques du stockage (ΔV) et des estimations indépendantes des entrées (V_{IN}) et sorties (V_{EX}) en sédiments.

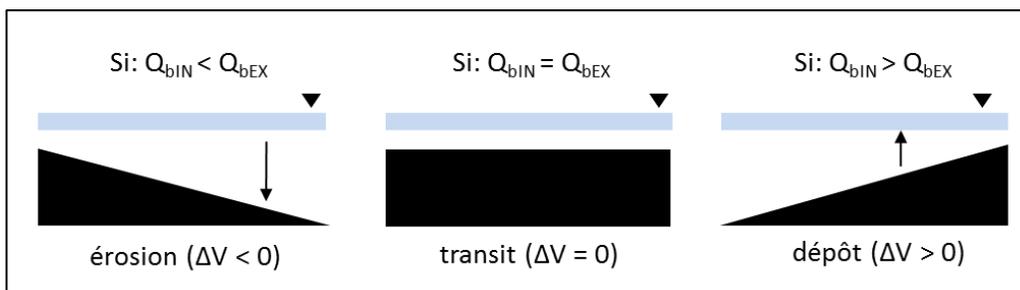


Figure 11. Relations entre le transport solide ($Q_{bIN}-Q_{bEX}$) et le stockage de sédiments (ΔV) pour un site donné pendant la période Δt .

L'approche géomorphologique est dite « inverse » au sens où un taux de transport est déduit à partir des changements observés dans la morphologie du chenal, c'est à dire à l'inverse de la relation de cause à effet entre le transport de sédiments et le résultat géomorphologique (Ashmore et Church, 1998). Elle est opposée à l'approche « directe » où un bilan géomorphologique est déduit à partir d'estimations portées sur la mesure des entrées et sorties en sédiments. Le calcul des taux de transport par l'approche géomorphologique repose sur la prémisse que les foyers d'érosion et d'accumulation restent

distincts entre les différents relevés géomorphologiques. Les cycles d'érosion/accumulation survenant à l'intérieur de deux relevés successifs ne sont pas détectés. Par conséquent, les taux de transport sont interprétés comme des valeurs minimales.

L'équation de continuité sédimentaire peut être appliquée en cascades sur plusieurs « cellules » qui segmentent le site d'étude de l'amont vers l'aval (figure 12). Les volumes de sédiments qui sortent d'une cellule correspondent aux volumes qui entrent dans la cellule voisine située en aval ($V_{EX[CELLULE\ AMONT]} = V_{IN[CELLULE\ AVAL]}$), et ainsi de suite de cellule en cellule vers l'aval. Cette approche donne ainsi une compréhension de la variabilité spatiale dans le stockage sédimentaire et des taux de transport. Surtout, cela permet de cibler la localisation des principaux apports en sédiments qui ont un impact sur le stockage sédimentaire. Les sources sédimentaires externes au chenal principal (tributaire et falaises en érosion) peuvent aussi être intégrées au calcul du bilan sédimentaire (figure 12). La taille des cellules est fixée de manière à représenter une dynamique homogène; ceci peut impliquer des cellules avec des tailles différentes. Aussi, leur disposition est choisie de manière à tenir compte des sources sédimentaires anticipées.

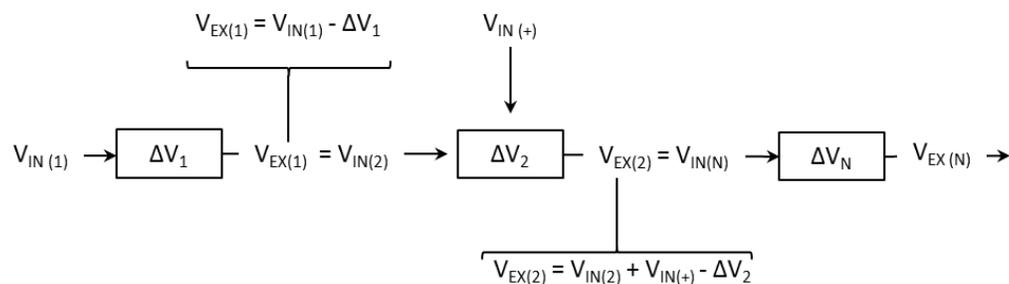


Figure 12. Exemple de calcul du bilan sédimentaire pour des cellules contiguës de l'amont vers l'aval.

$V_{IN(+)}$ représente des sources sédimentaires externes au chenal principal (p. ex. tributaire ou falaise en érosion).

Dans le cadre d'une analyse géomorphologique, on s'intéresse spécifiquement au transit des matériaux grossiers qui composent le lit et la partie inférieure des berges. Le transport des matériaux du lit détermine la forme du chenal par opposition aux matériaux fins qui, lorsque mobilisés, sont soit immédiatement expulsés du système ou stockés sur la plaine alluviale lors des épisodes de débordements. Cette classification basée sur la morphologie n'est pas tout à fait équivalente à la classification des mécanismes de transport ou à la notion de charge de fond (figure 13).

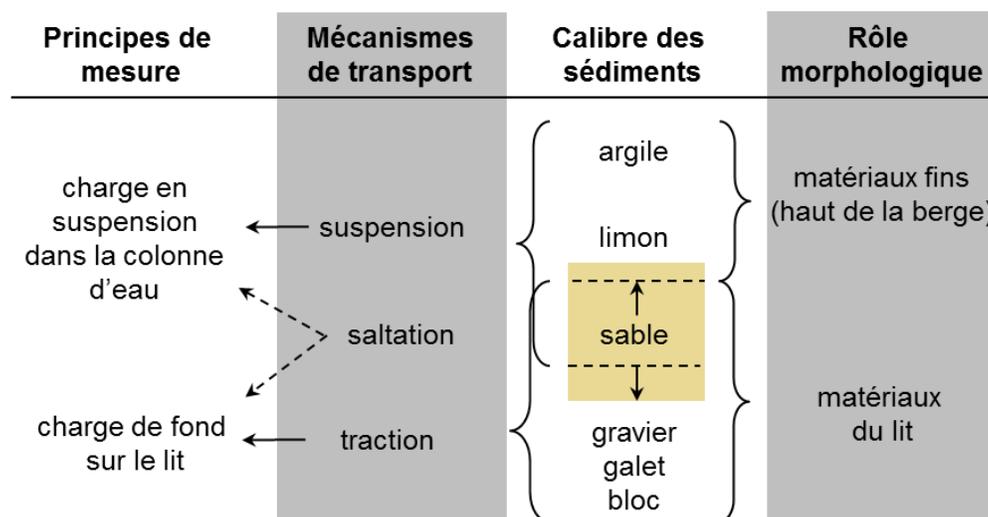


Figure 13. Classification du calibre des sédiments en fonction des mécanismes de transport, principes de mesures et de son association à la morphologie du chenal.

Modifié de Church, 2006.

Les matériaux du lit peuvent se déplacer selon plusieurs modes de transport (traction, saltation, suspension). En particulier, le mode de transport de la fraction granulométrique sableuse est sensible à la variabilité des conditions hydrauliques. Par conséquent, une fraction des matériaux du lit peut se déplacer en suspension et ne pas être liée à la notion de charge de fond. Dans les rivières à lit graveleux (>2 mm), les matériaux qui composent le lit sont en majorité transportés par traction ou saltation. Il y a donc une forte convergence entre les matériaux du lit et le transport en charge de fond. Dans le cadre de ce rapport, les méthodes visent spécifiquement à rendre compte du transport des matériaux du lit. Seules les équations de transport sont plus spécifiquement liées à la charge de fond.

2.2.2 Méthodes pour quantifier le stockage sédimentaire

Les changements volumétriques du stockage de sédiments sont estimés par une comparaison des formes à des dates successives, soit par photographies aériennes (Ham et Church, 2000), par sections transversales (2D) (Martin et Church, 1995) ou par l'utilisation de modèles numériques de terrain (McLean et Church, 1999). Les critères qui orientent le choix des méthodes appropriées sont présentés au tableau 3.

Tableau 3. Critères pour choisir la méthode pour le calcul du stockage sédimentaire.

	photographies aériennes	relevés topographiques	
Données	photographies aériennes + débits épaisseurs des unités de graviers transportés	sections transversales	modèles numériques de terrain
Dynamisme	planimétrique* (mobilité latérale)	vertical (incision/aggradation)	aucune restriction
Taille du chenal	changements + grands que la marge d'erreur	aucune restriction	aucune restriction

* Basé sur la prémisse que l'épaisseur de la couche active peut être définie (pas d'incision ou d'aggradation).

Approche par photographies aériennes

L'analyse du bilan sédimentaire par photographies aériennes est l'approche la plus accessible en raison de la disponibilité des données. Elle peut être appliquée sur une grande échelle spatiale et permet d'estimer un taux de transport intégré sur de longues périodes de temps (plusieurs années à plusieurs décennies). Les taux de transport sont déduits de la mesure des changements géomorphologiques. Ceci implique que le stockage sédimentaire doit être conséquent avec une déformation en plan du chenal. Aussi, la longueur du site d'étude doit être supérieure à la distance de transport des sédiments de manière à éviter que ceux-ci puissent traverser le site sans interagir avec le lit et rester non détectés. Enfin, la taille du chenal doit être suffisante pour que les changements géomorphologiques soient supérieurs à la marge d'erreur associée à la mobilité du chenal (~3 mètres).

La méthodologie présentée ici est tirée de Ham et Church (2000). Sur chaque photographie, quatre unités fluviales sont cartographiées : la section mouillée du chenal, les bancs d'accumulation, les îlots végétalisés et la plaine alluviale. La superposition de ces unités fluviales à deux dates successives mène à une cartographie des changements géomorphologiques (figure 14). Ces changements géomorphologiques sont associés à différents processus : soit l'érosion par la mobilité du chenal, du décapage (érosion de la calotte de sédiments fins sur la plaine alluviale), de stabilité (absence de changements), de rétablissement de la plaine alluviale (aggradation verticale et végétalisation) ou de stockage de nouveaux sédiments dans le chenal.

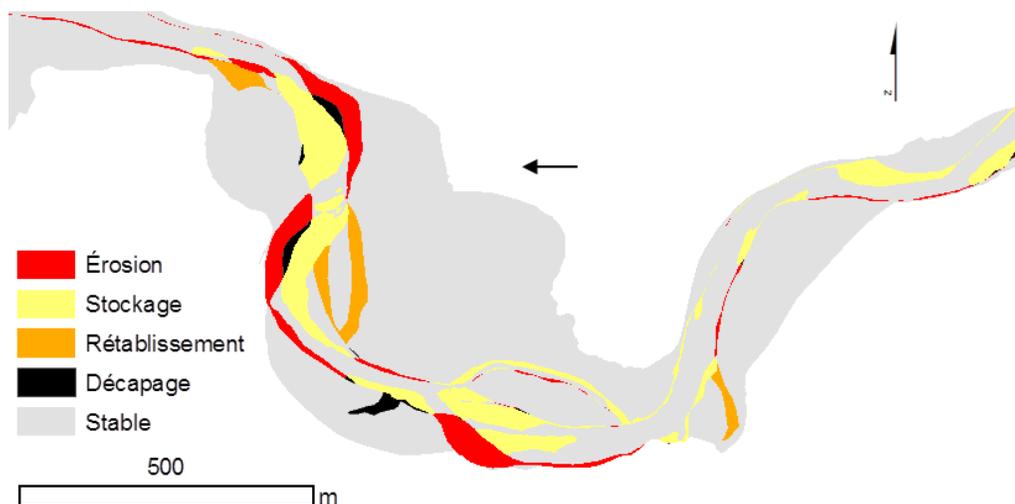


Figure 14. Polygones des changements morphologiques sur la rivière Matane de 2001 à 2009.

Le stockage sédimentaire (ΔV) est la différence entre les volumes de sédiments déposés (V_d) et érodés (V_e) pour chaque cellule prédéfinie ($\Delta V = V_d - V_e$). Les processus de décapage et de rétablissement de la plaine impliquent surtout le transport de sédiments fins et ne sont donc pas inclus dans le calcul du stockage sédimentaire. Les volumes V_e et V_d sont donc exclusivement associés aux processus d'érosion et de stockage respectivement. Les volumes de sédiments stockés (bancs d'accumulation) nécessitent l'application d'une correction qui est fonction du débit lors de la prise de vue des photographies aériennes (voir section sur les superficies de banc d'accumulation).

L'estimation des volumes à partir de la cartographie des superficies d'érosion et de stockage nécessite une estimation de l'épaisseur de la couche de sédiments mobilisés lors des épisodes de transport. Encore une fois, on s'intéresse à la mobilisation des matériaux du lit par opposition aux sédiments fins situés au sommet des berges (sédiments de débordement). Une fois mobilisés, les sédiments fins sont transportés sur de grandes distances par un transport en suspension et n'interagissent plus avec le lit. L'épaisseur de sédiments mobilisés lors des épisodes de transport correspond à l'écart entre le thalweg et la limite supérieure occupée par les matériaux du lit, soit au sommet des bancs d'accumulation situés en berge concave ou au sommet de l'unité graveleuse située dans la partie inférieure de la berge convexe (figure 15).

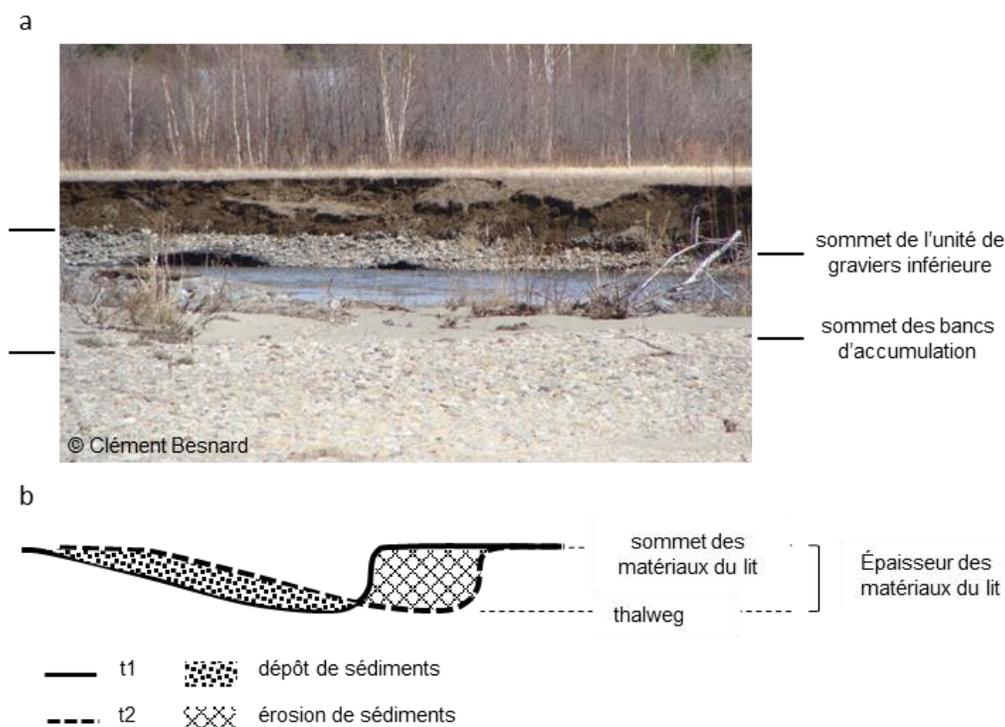


Figure 15. Schéma illustrant a – les limites verticales associées aux matériaux du lit et b – l'épaisseur des matériaux du lit mobilisés par les processus d'érosion et de dépôt du temps t1 au temps t2.

Approche par relevés topographiques

La mesure du stockage par des relevés topographiques est nécessaire lorsque les ajustements géomorphologiques sont associés à des variations verticales du lit. Deux stratégies d'échantillonnage peuvent être envisagées, soit par des sections transversales espacées de l'amont vers l'aval du cours d'eau ou par des relevés sur le lit, les berges et la plaine alluviale de manière représenter la géométrie du chenal par un modèle numérique de terrain. Au Québec, l'accès à des relevés topographiques historiques est plutôt rare. À moins de disposer de relevés historiques, l'utilisation des relevés topographiques pour l'analyse du bilan sédimentaire est limitée à la période de suivi (2013-2014).

Dans le cas des mesures par sections transversales, l'acquisition des données est faite par des relevés à la station totale (tachéomètre) pour reproduire la géométrie du chenal, des berges et la transition avec la plaine alluviale. En principe, la distance entre les sections transversales devrait introduire une autocorrélation spatiale pour représenter l'intégrité de la variabilité spatiale dans les processus d'érosion et d'accumulation. Dans les faits, la taille du site à relever et les ressources financières et en temps influencent aussi le choix de l'espacement entre les sections. Par exemple, l'espacement des sections

est de $1/3w$ et $1/5w$, où w est la largeur du cours d'eau, pour le Ruisseau Kilmore et la rivière Ouelle respectivement.

Le stockage sédimentaire (ΔV) est initialement calculé par section transversale :

$$\Delta V = \Delta E \cdot A$$

où ΔE est le changement d'élévation moyen de la section transversale (m) et A_i est la superficie de la cellule représentée par la section transversale (m^2). Il y a aggradation lorsque ΔE_i est positif. Les limites de la cellule sont situées à mi-chemin de chacune des sections transversales. Les changements d'élévation sont calculés par une ré-interpolation de la section transversale à des intervalles systématique de 0.01 m pour la section comprise entre les deux pieds de berges. Par conséquent, cette méthode de calcul ne prend pas en compte l'érosion des berges, mais seulement les variations de hauteur dans le chenal (incision/aggradation). Selon l'espacement entre les sections transversales et du niveau d'autocorrélation entre les données, la taille des cellules peut être redéfinie dans un deuxième temps de manière à intégrer plusieurs sections transversales par cellules. Ces décisions sont spécifiques à chaque étude de cas.

Dans le cas des mesures par modèles numériques de terrain, l'acquisition des données peut combiner des relevés à la station totale, mais aussi des relevés à haute densité par un LiDAR terrestre pour les zones émergées libres de végétation. Cette stratégie d'échantillonnage permet une représentation plus fidèle de la géométrie du chenal et des changements qui se produisent dans le temps. Par contre, cette approche nécessite un échantillonnage plus compact de la topographie du lit. Pour chaque relevé topographique, une interpolation des points est appliquée (TIN) et un modèle numérique de terrain est généré de manière à représenter la topographie du lit, des berges et de la plaine alluviale à une résolution optimale (cas de la rivière de l'Anse Pleureuse, densité moyenne des points au sol = 1 point / $3.7 m^2$, résolution du MNT = 0.50 m). Pour chaque intervalle de temps, la différence d'élévation est calculée par pixel (relevé récent – relevé ancien). Un écart positif correspond à de l'accumulation sédimentaire. Un exemple de comparaison de MNT est présenté pour la rivière de l'Anse Pleureuse (figure 16).

Chaque valeur de différence d'élévation est multipliée par la taille des pixels pour faire la conversion en volumes sédimentaires (m^3). Le stockage total de sédiments correspond à la somme des pixels pour le site couvert par les relevés topographiques. Cette approche rend compte autant des changements apportés par la mobilité (érosion des berges) et des fluctuations verticales du lit (incision/aggradation). Les volumes qui correspondent à des interventions anthropiques sont supprimés pour le calcul du stockage (par exemple, l'ajout d'enrochements et de remblais).

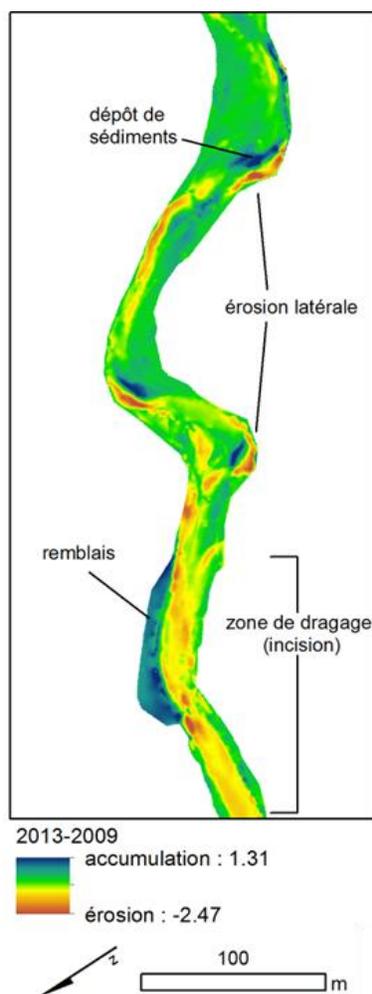


Figure 16. Différences d'élévation sur la rivière de l'Anse Pleureuse entre 2009 et 2013 mises en évidence par la comparaison de modèles numériques de terrain.

2.2.3 Méthodes pour quantifier les taux de transport

La fermeture du bilan sédimentaire implique des méthodes indépendantes de mesures de taux de transport. Des taux de transport peuvent parfois être déduits lors de circonstances particulières. Par exemple, un taux de transport nul peut être présumé lorsque l'entrée de sédiments dans le système est hermétique au passage de sédiments grossiers (barrage, lac). Dans le cadre de ce rapport, trois méthodes différentes ont été appliquées selon les circonstances : 1 – approche géomorphologique par distance de transport, 2 – suivi de la mobilité de la couche active du lit et 3 – une équation de transport.

Approche géomorphologique par distance de transport

L'approche géomorphologique consiste à déduire un taux de transport par des changements dans la morphologie du chenal (l'approche inverse). Le principe de base est qu'un taux de transport de sédiments peut être déduit si la distance de transport associée à un volume de sédiments mobilisé est connue (figure 17). Par conséquent, ceci requiert la prémisse que les taux de transport sont conséquents avec des changements observés dans la morphologie du chenal. Un débit solide (Q_b) ou un volume de sédiments transporté (V_b) peut être évalué suivant l'équation :

$$Q_b = (1 - p) \cdot V_e \cdot (L_b / L_e) / t$$

ou

$$V_b = V_e \cdot (L_b / L_e)$$

où V_e est un volume de sédiments mobilisés, L_e la distance sur laquelle V_e est mesurée, L_b est la distance de transport des sédiments mobilisés pendant la période de temps t . Si le débit est intégré sur une période de temps définie, un volume de sédiments (V_b) peut aussi être estimé pour le calcul du bilan sédimentaire.

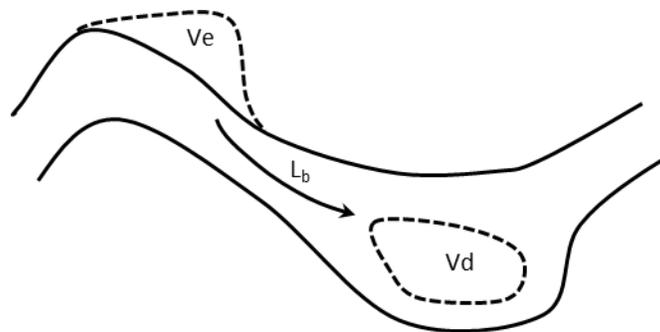


Figure 17. Approche géomorphologique pour l'estimation d'un taux de transport à partir de l'érosion des berges entre deux séries de photographies aériennes.

Un volume de sédiments mobilisé peut être évalué à partir de la migration des berges sur les photographies aériennes (voir figure 7). La superficie érodée est multipliée par l'épaisseur des matériaux du lit mobilisés par les processus d'érosion et d'accumulation (figure 15). Le défi de cette approche est l'estimation adéquate de la distance de transport (L_b). Cette distance n'est pas mesurée directement. Elle est tirée d'hypothèses relatives au lien entre le transport de sédiments et la morphologie des cours d'eau. La méthode optimale pour estimer la distance de transport est fonction du style fluvial et du mode d'ajustement du cours d'eau. Par exemple, la distance de transport peut être assimilée à la distance moyenne entre les seuils et les mouilles ou la

distance entre les foyers d'érosion et d'accumulation (Neil, 1971; 1987; Pырce et Ashmore, 2003; Gaeuman *et al.*, 2003).

Suivi de la mobilité de la couche active du lit

Le transport des matériaux du lit peut être estimé en fonction de la mobilité de la couche active du lit. Cette approche est fondamentalement équivalente à l'approche géomorphologique, mais elle s'attarde au suivi des sédiments qui sont présents sur le lit du chenal. Le volume de sédiments mobilisés est associé à la couche active du lit, c'est-à-dire la fraction du lit qui est mobile pendant les épisodes de crues. Un débit solide peut être estimé par l'équation :

$$Q_b = (1-p) \cdot v_b \cdot d_b \cdot w_b$$

ou

$$V_b = L_b \cdot d_b \cdot w_b$$

où v_b est la vitesse virtuelle (m/s) des matériaux du lit dont les dimensions de la couche active est w_b de largeur (m) et d_b de profondeur (m) (Haschenburger et Church, 1998). Le concept de vitesse virtuelle est associé à la distance de déplacement total des sédiments, incluant les épisodes de transport et d'immobilité. Si cette équation est intégrée sur la période de temps définie pour le calcul du bilan sédimentaire, le volume géomorphologique transporté (V_b) peut aussi être exprimé par la distance moyenne de déplacement (L_b) de la couche active de dimension d_b par w_b . La distance de déplacement est déterminée à partir de transpondeurs passifs intégrés aux particules du lit (Lamarre et Roy, 2005). Chaque transpondeur possède un code identifiant, ce qui permet de retracer sa position sur le lit à l'aide d'une antenne (figure 18-b). Des relevés successifs permettent ainsi de reconstituer son déplacement dans le cours d'eau.

La taille des transpondeurs passifs est de 23 mm (figure 18-a). D'un point de vue pratique, la taille minimale des particules qu'il est possible d'échantillonner est de ~ 40-50 mm (axe B). Ceci limite la capacité à faire le suivi des particules de plus petit calibre. L'équation qui évalue la mobilité de la couche active réfère à l'ensemble des matériaux du lit sans distinction sur la taille granulométrique et les modes de transport. Dans les faits, le biais associé à l'échantillonnage des particules implique que la distance de déplacement est déterminée par les sédiments qui se déplacent en charge de fond.

Au début du suivi, les particules sont positionnées sur des lignes de départ qui traversent le chenal de part en part (figure 18-c). Les particules restées immobiles à la périphérie du chenal permettent de définir la largeur de la couche active (w_b).

La profondeur de la couche active n'est pas directement mesurée sur le terrain. Deux équations ont été utilisées selon les conditions hydrauliques et le mode de transport qui ont prévalu pendant la période de suivi (tableau 4). Des stations de jaugeages ont été installées de manière à mesurer les profondeurs d'eau et les pentes de la ligne d'eau nécessaires pour l'estimation du cisaillement sans dimension ($\tau^* = \rho g R S / (\rho_s - \rho) g D_{50}$).

Tableau 4. Équations pour l'estimation de la profondeur de la couche active

Conditions de transport	Équations	Références
mobilité partielle	$d_b/D_{50} = 7968 \tau^{*2.61}$	Wilcock, 1997
mobilité totale	$d_b = 1.25 \cdot D_{90}$	DeVries, 2002



Figure 18. Systèmes pour le suivi de la mobilité de la couche active du lit.
a – Aperçu d'un transpondeur passif; b – système pour la détection (antenne) et le positionnement (station totale) des particules de graviers implémentées de transpondeurs passifs et; c – positionnement des particules par sections transversales de part en part du cours d'eau.

Équation de transport

Les équations de transport permettent de prédire une quantité de sédiments transportés à partir d'un minimum de paramètres. Par contre, la performance des équations de transport pour la prédiction du transport sédimentaire est, au mieux, une approximation (Gomez et Church, 1989; Barry *et al.*, 2004). Par conséquent, le recours aux équations de transport est minimisé le plus possible.

Plusieurs grandes familles d'équations de transport existent, notamment au niveau du paramètre qui représente les conditions hydrauliques (débit, cisaillement au lit, puissance spécifique). Dans le cadre de ce rapport, un choix a été porté sur l'équation de transport de Parker (2010) basé sur le paramètre de puissance spécifique. Ce paramètre performe de façon consistante pour la prédiction du transport de sédiments en charge de fond dans les rivières graveleuses (Gomez et Church, 1989; Parker *et al.*, 2011). La particularité de l'équation de Parker est la simplicité des paramètres requis (ω ; D_i : taille des sédiments transportés). C'est une formulation spécifiquement développée pour l'estimation des bilans sédimentaires à l'échelle du bassin versant.

L'équation générale de transport de Parker (2010) est une relation fonctionnelle basée sur des données empiriques présentant deux phases de transport entre la puissance spécifique (ω^*) et le transport de la charge de fond (q_b^*) exprimée sans dimension :

$$q_b^* = \begin{cases} 100 \cdot \omega^{*6} & \text{si } \omega^* < 0.25 \\ 0.2 \cdot \omega^{*1.5} & \text{si } \omega^* \geq 0.25 \end{cases}$$

La puissance spécifique et le transport de la charge de fond sans dimension (ω^*) sont exprimés selon les deux équations suivantes :

$$\omega^* = \frac{\omega}{g \cdot (\rho_s - \rho) \cdot \sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho} \cdot g \cdot D_i^3}}$$

$$q_b^* = \frac{q_b}{g \cdot (\rho_s - \rho) \cdot \sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho} \cdot g \cdot D_i^3}}$$

où g est l'accélération due à la gravité (9.81 m/s^2), ρ_s et ρ sont respectivement la densité des sédiments (2650 kg/m^3) et de l'eau (1000 kg/m^3), D_i est la taille des sédiments en transport, représentée par la taille des sédiments de surface qui caractérisent le lit du chenal ou les bancs d'accumulation (D_{50}) et q_b est le débit spécifique de la charge de fond exprimée par le poids des sédiments submergés (kg/m/s). Les données présentées dans ce rapport sont toutes converties en volumes de sédiments incluant une estimation de la porosité pour une période de temps spécifiée.

2.2.4 Stratégie pour l'application du bilan sédimentaire par site d'étude

Le tableau 5 présente un aperçu des méthodes appliquées pour la réalisation d'un bilan sédimentaire pour chacun des sites d'étude. Le choix des méthodes est fonction de la problématique spécifique à chacun des cours d'eau, du style

fluvial ainsi que des données historiques disponibles. Il y a aussi mention des méthodes privilégiées pour estimer les apports sédimentaires additionnels, soit par les tributaires qui se joignent au chenal principal ou par les falaises en érosion. Chaque site d'étude traite plus en détail des motifs qui justifient le choix des méthodes privilégiées.

Aucun bilan sédimentaire n'a été quantifié sur le Ruisseau d'Argent. Les cônes alluviaux sont des environnements où la dynamique sédimentaire est diffuse dans l'espace (transport de sédiments grossiers survenant hors des limites du chenal), ce qui rend difficile d'appliquer un suivi géomorphologique. Un bilan hydrologique a permis de retracer les principaux axes d'écoulements et d'activité géomorphologique sur le cône.

Le suivi géomorphologique sur la rivière Ouelle est appliqué sur un tronçon de 6 km, de la municipalité de Saint-Pacôme jusqu'aux traverses de l'autoroute 20 et au-delà. Il n'y a pas de continuité spatiale entre le secteur du suivi géomorphologique et les sources sédimentaires quantifiées. Les apports du bassin versant sont quantifiés à partir d'un suivi de la mobilité de la couche active du lit sur le Bras-de-la-rivière-Ouelle. Les apports des falaises en érosion sont quantifiés à partir de photographies aériennes. Ceci implique la présence d'inconnus dans la fermeture du bilan sédimentaire.

Tableau 5. Méthodes pour l'application d'un bilan sédimentaire par site d'étude.

Rivières (style fluvial)	Site du suivi géomorphologique	Calcul du stockage (ΔV)	Périodes de mesures	Taux de transport (V_{IN} ou V_{EX})	Sources sédimentaires additionnelles
Ruisseau d'Argent (cône alluvial)	aucun	aucun	aucun	Aucun	aucun
Ruisseau Kilmore (style divagant en aggradation)	~1 km (P-17925; P-17926 et P-10089)	37 sections transversales	2010/2011*-2013 2013-2014 * BPR (2012); MTQ (2011)	suivi de la couche active du lit	aucun
de l'Anse Pleureuse (style divagant avec anabranches)	800 mètres (P-02275)	modèles numériques de terrain	2009-2013 (5 années successives)	Aucun	aucun
Marsoui (transition style divagant/à méandres)	aucun	aucun	aucun	Aucun	aucun
Ouelle (style linéaire/divagant en aggradation)	6 km (P-13888 N-S)	24 sections transversales	2003*-2013 2013-2014 * CEHQ (2004)	Spécial (pas de continuité spatiale dans le bilan sédimentaire) : <ul style="list-style-type: none"> ▪ Érosion des falaises : photographies aériennes (1961-2009) ▪ Apports par le réseau de drainage : suivi de la couche active du lit (Bras-de-la- Rivière-Ouelle). 	
Matane (rivière à méandres)	20 km	photographies aériennes	1963-2009	approche géomorphologique de distance de transport	tributaires : équations de transport

3. LE RUISSEAU D'ARGENT

3.1 Résumé

À l'ouest du dépotoir de la municipalité de Gaspé, la route 198 traverse le Ruisseau d'Argent au niveau d'un cône alluvial. L'apex de ce cône se situe à environ 700 m en amont de la route. À cet endroit, des apports sédimentaires relativement récents (2008-2013) ont comblé le chenal principal et forcé une avulsion à l'est du chenal principal. L'accrétion du lit est notamment exacerbée par la présence de nombreux embâcles. L'écoulement est maintenant diffus et dirigé dans la forêt dans différents chenaux ayant érodé la litière forestière et dénudé le système racinaire. Des relevés hydrologiques à l'été 2014 ont montré que l'écoulement sous la traverse P-02804 représente au plus 50 % du volume d'eau drainé par le cône alluvial; jusqu'à 43 % de l'eau traverse la route 198 dans deux ponceaux situés à l'est de la traverse P-02804 (pc1 et pc2).

L'état actuel (diffus) du système fluvial le rend inefficace pour le transport en charge de fond. Des traceurs visuels ont permis de constater la quasi-absence de transport sous la traverse P-02804 entre l'automne 2013 et l'automne 2014. Pour la même période, l'écoulement dans la forêt s'est incisé davantage et a par endroits formé un chenal qui concentre l'eau de surface.

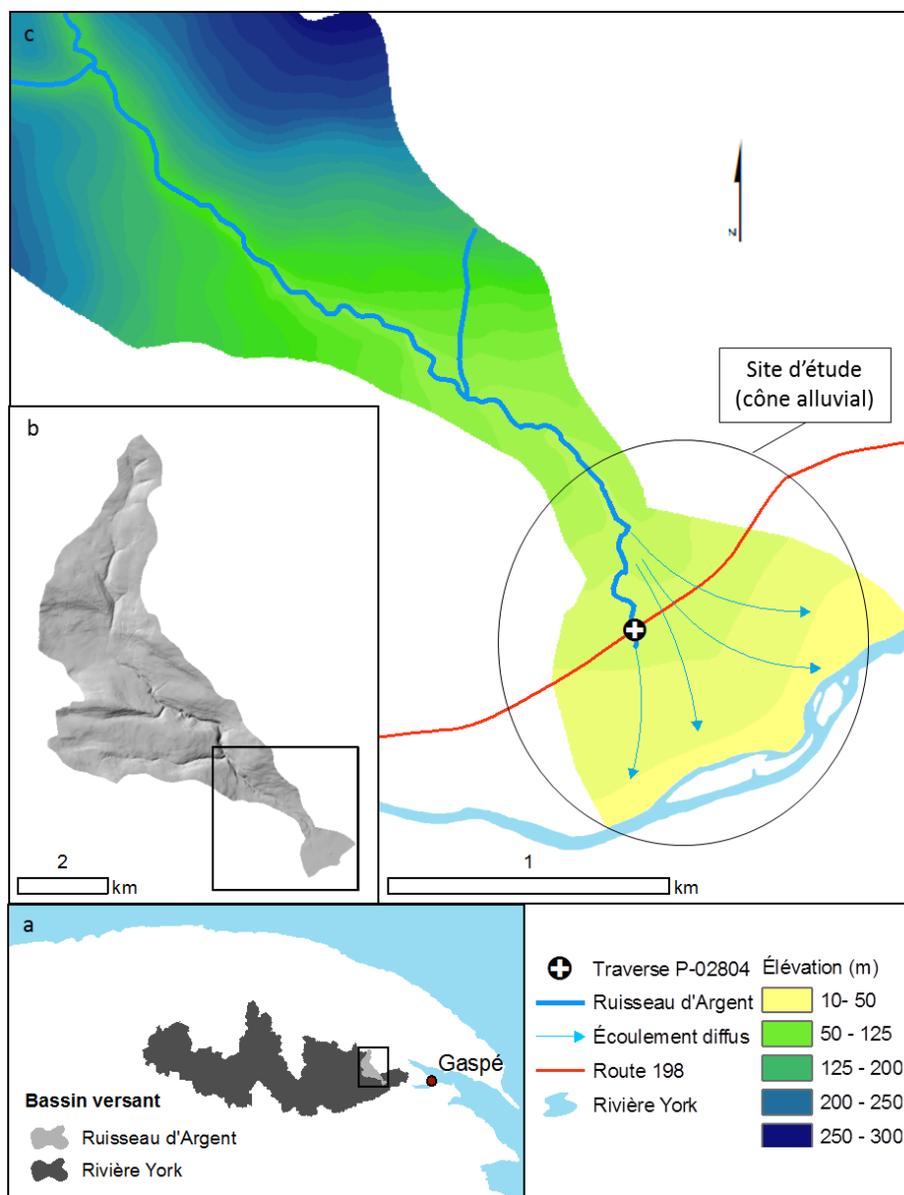
L'incision et la formation d'un chenal plus compétent s'opèrent rapidement. Des observations en octobre 2014 ont permis de constater que les changements morphologiques dans les chenaux forestiers concentrent davantage d'eau vers les ponceaux pc2 et pc3 tandis que l'écoulement de surface était absent sous la traverse P-02804 et dans pc1. Si la tendance de capture de l'écoulement par les chenaux qui alimentent pc2 et pc3 se maintient, ces infrastructures seront fortement sous-dimensionnées pour évacuer l'eau lors de crues, ce qui risque d'éroder le talus de la route 198 (haut des ponceaux) et de solliciter davantage l'accotement et le pavage de la route.

La dynamique de cône alluvial (accumulation-avulsion) pose un grand défi pour la durabilité des traverses de cours d'eau. Quatre options sont présentées dont chacune comporte des avantages et des limites :

1. le déplacement de la traverse à l'apex du cône alluvial;
2. le dragage sur plus d'un kilomètre pour concentrer l'écoulement dans le chenal principal et permettre son évacuation efficace jusqu'à la rivière York – et impliquant aussi des dragages périodiques dans le futur;
3. une étude pour trouver le tracé optimal pour évacuer les sédiments jusqu'à la rivière York;
4. dans les deux cas précédents, un retrait préventif des embâcles de bois mort dans le chenal devrait être envisagé.

3.2 Problématique

La route 198 traverse le cône alluvial du Ruisseau d'Argent (figure 19). Depuis 1997, l'alluvionnement dans le secteur de la traverse P-02804 a nécessité quatre dragages de sédiments pour permettre l'évacuation de l'eau, soit en 1997, 2002, 2006 et 2011.



Plus récemment, une avulsion près de l'apex du cône (~700 m en amont de la traverse) a fait dévier l'écoulement au nord-est du chenal principal. L'écoulement se déplace dans de multiples petits chenaux forestiers avant de déboucher sur la route 198. À cet endroit, trois ponceaux ont été construits en 2010 pour permettre l'évacuation de l'eau vers la rivière York. La portion forestière en aval de la traverse P-02804 est une zone pratiquement infranchissable pour les sédiments. Ceci s'explique par la présence d'un bassin immédiatement en aval de la traverse formé par le plus récent dragage en 2011 qui présente une pente quasiment nulle et la présence de multiples petits chenaux diffus qui se comblent de bois et de sédiments.

3.3 Le site d'étude

Le Ruisseau d'Argent est un tributaire de la rivière York situé sur le territoire de la municipalité de Gaspé (figure 19). Son bassin versant a une superficie de 21 km² et culmine à 676 m d'altitude. Le Ruisseau d'Argent prend sa source dans le plateau gaspésien. Le système de drainage a une forte connectivité avec des versants abrupts qui alimentent le cours d'eau en sédiments. Le bassin versant est principalement recouvert de colluvions et d'un manteau résiduel de sédiments produits par la météorisation et l'altération de la roche en place (figure 20). Le cours d'eau principal est encaissé dans une vallée étroite sans plaine alluviale. Le style fluvial alterne entre des cascades et un style en marches et cuvettes sur la majorité du tracé. À la sortie de sa vallée étroite, le cours d'eau coule dans des dépôts d'origines glaciaires, le matériel granulaire est alors abondant et alimente fortement la charge de fond. Le Ruisseau d'Argent forme alors un cône alluvial. Les embâcles de bois y sont nombreux et favorisent l'accumulation de sédiments sur le lit.

Les cônes alluviaux sont des formes d'accumulation de sédiments à l'interface d'un relief accidenté et d'une plaine alluviale (figure 21). Ils se forment lorsque la pente d'un cours d'eau diminue abruptement. Les sédiments transportés dans la portion en amont sont déposés sur le cône en raison de la perte de capacité de transport occasionnée par la diminution de la pente du cours d'eau. Les sédiments déposés s'accumulent sur le lit, souvent en amont d'embâcles de bois morts, et peuvent combler le chenal. Cela occasionne des débordements, lesquels peuvent entraîner de l'incision et former de nouveaux chenaux. L'érosion préférentielle d'un chenal peut former un nouveau chenal principal, ce qui correspond à un processus d'avulsion (Buffin-Bélanger et Hétu, 2008).

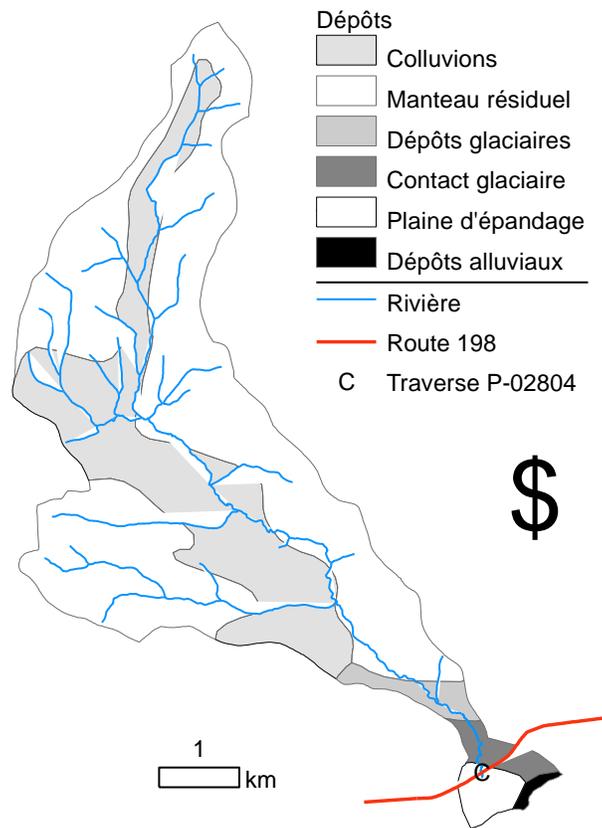


Figure 20. Dépôts meubles dans le bassin versant du Ruisseau d'Argent. (Veillette et Cloutier 1993)

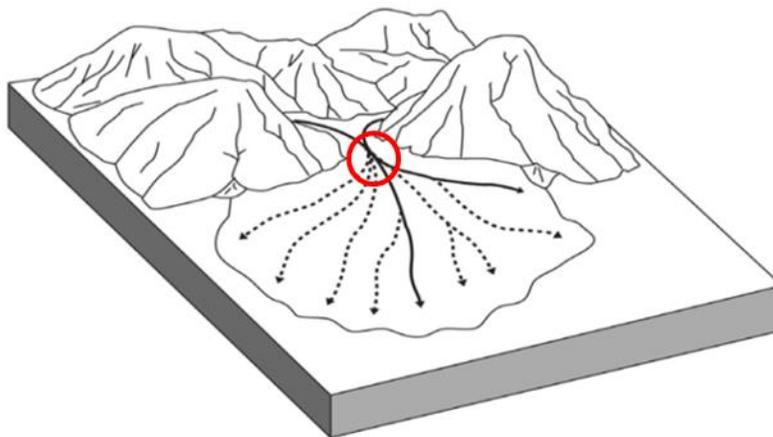


Figure 21. Schéma de cône alluvial. Le cercle rouge situe l'apex du cône. Modifié de Buffin-Bélanger et Hétu, 2008.

3.4 Description de la dynamique hydrosédimentaire

La problématique hydrosédimentaire du Ruisseau d'Argent est inhérente au fonctionnement d'un cône alluvial. La dispersion des processus hydrosédimentaires à l'extérieur des limites du chenal principal pose un défi pour la quantification des changements géomorphologiques et des flux sédimentaires. La documentation de la dynamique hydrosédimentaire fait ici appel à une approche de reconnaissance plus descriptive. Le tableau 6 fait la synthèse des relevés de terrain pour l'analyse de la dynamique hydrosédimentaire du Ruisseau d'Argent.

Tableau 6. Synthèse des relevés sur le terrain pour l'analyse hydrosédimentaire sur le Ruisseau d'Argent.

Dates	Relevés
15 juillet 2013	repérage des sources sédimentaires (2km vers l'amont) et des zones d'accumulation (jusqu'à la rivière York vers l'aval) installation d'une station de jaugeage
6-9 novembre 2013	relevés topographiques sur une longueur de 350 m (LiDAR terrestre) profil longitudinal du chenal principal (1000m) au DGPS cartographie des chenaux secondaires du cône alluvial en amont de la route 198
23 avril 2013	relevés de débit (suivi hydrologique)
12 mai 2013	relevés de débit (suivi hydrologique)
25 octobre 2014	évaluation des impacts de la tempête post-tropicale Arthur

Avulsion

La figure 22-a montre le profil longitudinal du Ruisseau d'Argent. Le replat suivi d'une augmentation abrupte de la pente – à une distance d'environ 300 m sur l'axe de la figure 22-a – correspond à l'accumulation de sédiments dans le chenal qui a mené à l'avulsion et à la diffusion de l'écoulement dans la forêt. Il y a la présence de nombreux embâcles sur le chenal principal (figure 23). Les embâcles totaux sont des obstacles infranchissables pour la charge de fond. Les sédiments s'accumulent derrière les embâcles et causent une rupture dans la pente du lit. Le profil en long prend alors une forme d'escalier. La présence de ces embâcles a pu contribuer au stockage sédimentaire et à l'avulsion du chenal. La diffusion de l'écoulement a eu pour effet de réduire considérablement la quantité d'eau qui coule dans le chenal principal et, par le fait même, le transport de sédiments dans le chenal principal.

En amont du cône alluvial, il y a de hautes falaises abruptes constituées de dépôts glaciaires qui alimentent le cours d'eau en granulats hétérométriques (figure 20). L'abondance des sources sédimentaires disponibles pour le transport alimente de façon soutenue le cône alluvial en sédiments. La dynamique d'accumulation est par conséquent une tendance qui est susceptible de se maintenir dans le futur.

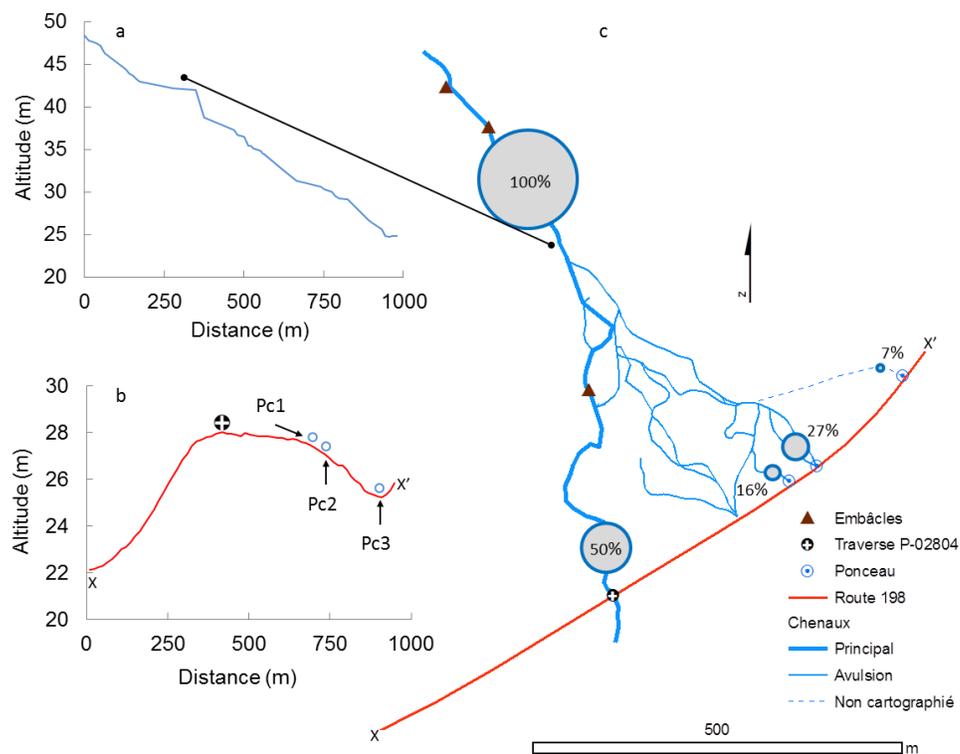


Figure 22. Avulsion sur le cône alluvial du Ruisseau d'Argent.
a – Profil en long du chenal principal (relevé au DGPS, novembre 2013); b – profil transversal du cône du Ruisseau d'Argent (route 198); c – distribution des débits dans le réseau de drainage.

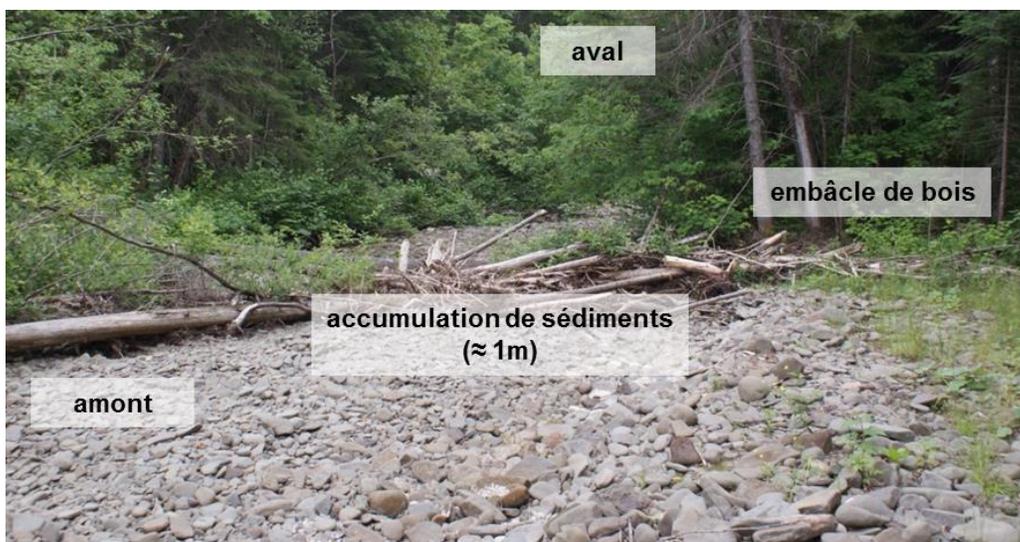


Figure 23. Embâcle total sur le Ruisseau d'Argent.

Dynamique hydrologique

Deux séries de relevés ont été effectuées pour déterminer le ratio de débit qui est dérivé vers les ponceaux de la route 198 qui drainent les axes d'écoulements secondaires du cône alluvial. Des débits sont mesurés à chaque traverse de cours d'eau (P-02804, pc1, pc2 et pc3) et comparés à une valeur de référence qui est mesurée à l'apex du cône alluvial et qui correspond à la totalité des écoulements introduits dans le cône alluvial.

Le relevé du 23 avril 2014 a été effectué lors d'un écoulement d'étiage (0.46 m³/s). Le débit mesuré à la traverse P-02804 représentait seulement 21.7 % du débit mesuré à l'apex du cône alluvial. La somme des débits pour l'ensemble des traverses totalise 68.2 %. Une part de l'écoulement dans le secteur du pont est intergranulaire et peut expliquer la proportion manquante de 0.15 m³/s.

Le relevé du 12 mai 2014 a été effectué lors d'une petite crue (3.11 m³/s). L'écoulement à la traverse P-02804 comptait pour 50.3 %. Lors des deux relevés, l'écoulement dans les ponceaux comptait pour près de 50 % du débit; le ponceau pc2 canalise à lui seul environ 25 % du débit (tableau 7).

Tableau 7. Distribution des débits dans le cône du Ruisseau d'Argent.

Site	23 avril 2014		12 mai 2014	
	Q (m ³ /sec)	%	Q (m ³ /sec)	%
P-02804	0.10	21.7	1.56	50.3
ponceau 1	0.09	20.3	0.49	15.9
ponceau 2	0.11	24.2	0.83	26.9
ponceau 3	0.01	2.0	ND	6.8 ^a
Total pour les traverses	0.31	68.2	2.88	100
Apex du cône alluvial	0.46	100	3.11	100
Débit intergranulaire (écoulement souterrain)	0.15 ^a	31.8		

^a valeur déduite en fonction du débit mesuré à l'apex du cône alluvial.

Ces relevés hydrologiques sont évocateurs de la dispersion actuelle des écoulements sur le cône alluvial. Des observations en octobre 2014 ont permis de constater que les changements morphologiques dans les chenaux forestiers concentrent encore davantage d'eau vers les ponceaux pc2 et pc3 tandis que l'écoulement était absent sous la traverse P-02804 et dans pc1. Si la tendance de capture de l'écoulement par les chenaux qui alimentent pc2 et pc3 se maintient, ces infrastructures seront fortement sous-dimensionnées pour évacuer l'eau des crues, ce qui pose un risque pour la route 198.

Accumulation de sédiments dans le secteur de la traverse P-02804

La figure 24 montre un lobe de sédiments sous la traverse P-02804. L'accumulation de sédiments à cet endroit est principalement expliquée par une diminution importante de la capacité de transport associée à une faible pente du lit (figure 25). Un seuil critique sépare généralement la dynamique d'ajustement d'un tronçon linéarisé, soit par érosion ($> 25-35 \text{ W/m}^2$) ou par aggradation du lit ($< 15-25 \text{ W/m}^2$) (Brookes, 1987; Thorne *et al.*, 2011). La puissance spécifique chute sous ce seuil de 25 W/m^2 juste après la traverse P-02804. Les valeurs de puissances spécifiques sont d'autant plus faibles si on considère qu'il y a une diminution approximative de 50 % du débit dans le chenal principal lié à la séparation des écoulements dans la zone d'avulsion. Des observations sur le terrain (traceurs visuels localisés sur le lit) à l'été 2013 ont permis de constater l'absence de transport de sédiments à la traverse P-02804 lors de la crue printanière de 2014 et lors de la tempête post-tropicale Arthur en juillet 2014.



Figure 24. Accumulation de sédiments dans le secteur de la traverse P-02804. (Ruisseau d'Argent, été 2013)

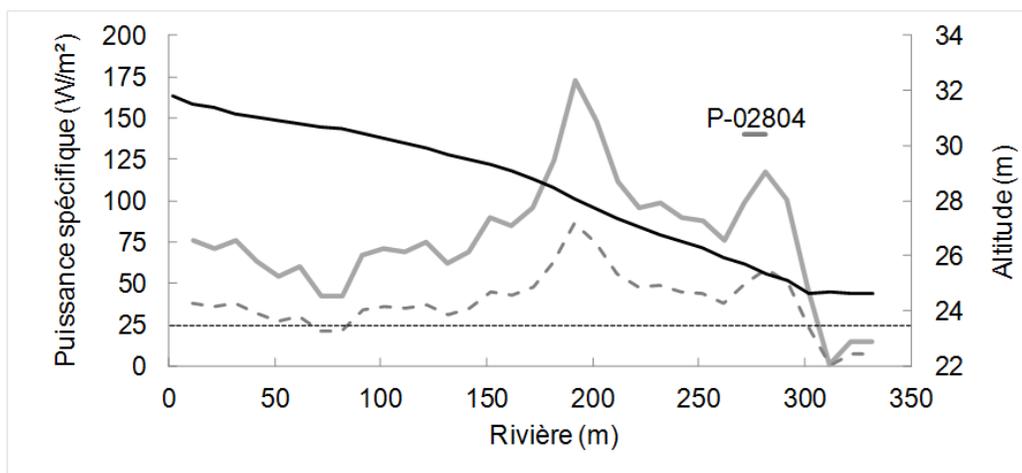


Figure 25. Puissance spécifique de l'amont vers l'aval dans le secteur de la traverse P-02804.

Trait noir : profil en long du chenal principal (relevés au LiDAR terrestre); trait gris : puissance spécifique; trait gris pointillé : puissance spécifique réduite de 50 % pour tenir compte de la séparation des écoulements; pointillé noir : seuil de 25 W/m².

3.5 Discussion et recommandations

Option 1 : relocalisation du tracé de la route 198

Nous proposons d'évaluer la possibilité d'un trajet alternatif près de l'apex du cône alluvial (figure 26). L'apex est l'endroit le plus stable sur un cône en regard à la mobilité latérale du cours d'eau. On peut comparer l'apex du cône à un axe de pivot à partir duquel peut prendre origine une avulsion. Toutefois, la présence des parois de vallées limite le déplacement du chenal. Une traverse située à l'apex d'un cône ne devrait donc pas subir les inconvénients d'un changement subit de tracé du cours d'eau. Il en demeure que l'accumulation de sédiments sous la traverse demeure probable. Cependant, l'intervention de dragage pour permettre le libre écoulement de l'eau serait ciblée aux environs immédiats de la traverse comparativement à la situation actuelle qui nécessite un dragage de plus de 700 m, soit la distance entre la traverse et la zone d'avulsion située en amont. Une étude avantage-coûts entre, d'une part, les frais de la relocalisation du tracé de la route et, d'autre part, les frais encourus par le dragage périodique des sédiments cumulés sur le long terme (option 2), permettrait d'évaluer la pertinence de cette option.

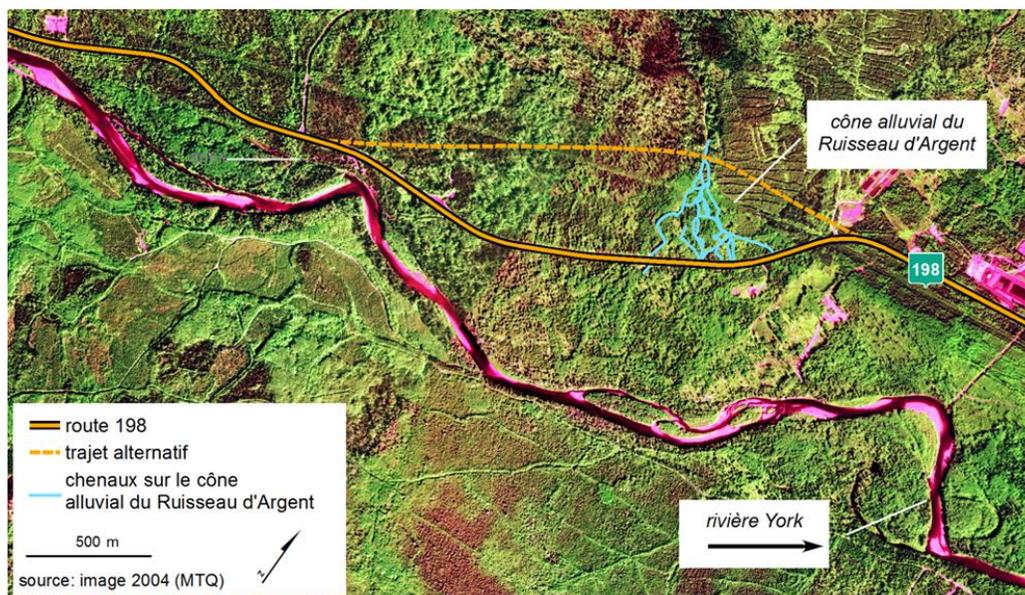


Figure 26. Trajet alternatif de la route 198.

Option 2 : statu quo – dragage du chenal principal, de la zone d'avulsion jusqu'à la rivière York.

Situé à environ 700 m en amont de la traverse, l'endroit où est survenue l'avulsion est marqué par une accumulation très importante qui a rempli la quasi-totalité du chenal. L'accumulation de sédiments généralisée dans tout le tronçon justifierait un dragage sur toute la longueur. Si un dragage est entrepris, il serait souhaitable de s'assurer que le lit du cours d'eau ne soit pas perché par rapport aux surfaces adjacentes. Il est également souhaitable d'amener les sédiments extraits hors de l'emprise du cours d'eau. Une partie des sédiments pourrait être utilisée pour combler les chenaux initiés par l'avulsion.

Un autre 500 m (à vol d'oiseau) sépare la traverse P-02804 de la rivière York. Par le passé, le chenal bifurquait vers l'ouest puis vers le sud en direction de la rivière York. Par suite des interventions de dragage, le chenal est plus rectiligne, l'écoulement est diffus et il y a la présence de nombreux embâcles de bois qui contribuent au dépôt de sédiments et à l'accrétion du lit. Ceci limite la capacité à faire cheminer la charge sédimentaire jusqu'à la rivière York. Un retour à 100 % de l'écoulement dans le chenal principal réactivera le transport de sédiments en provenance de l'amont et l'accrétion de sédiments dans le secteur de la traverse. L'ouverture d'un chenal unique jusqu'à la rivière York favoriserait sans doute l'évacuation de l'eau, mais il est possible que la capacité de transport reste insuffisante pour évacuer la charge de fond.

Option 3 : identification du tracé optimal

L'analyse de la distribution des débits indique qu'il y a environ 50 % de l'eau qui est évacuée par les ponceaux annexés à l'est de la traverse P-02804. Ce ratio peut augmenter et atteindre 100 % si l'incision forme un nouveau chenal principal. En ce sens il pourrait être souhaitable d'installer une ou des traverses capables d'évacuer la totalité du débit du Ruisseau d'Argent en remplacement des ponceaux actuels.

Toutefois, avant d'investir dans la construction d'une nouvelle infrastructure, il serait primordial de déterminer le tracé optimal pour limiter le dépôt de sédiments au niveau de la traverse. Des relevés topographiques couvrant la totalité du cône alluvial du Ruisseau d'Argent jusqu'à la rivière York permettraient d'identifier le tracé qui limite la présence d'une rupture de pente au contact du cône et de la plaine alluviale de la rivière York. Une analyse longitudinale de la capacité de transport permettrait d'évaluer la capacité à faire transiter les sédiments jusqu'à la rivière York. Par contre, il demeure possible qu'aucun tracé ne présente suffisamment de dénivelé pour limiter la sédimentation au niveau d'une traverse localisée le long de la route 198.

Étant donné un dynamisme accru au niveau du transport de sédiments, une nouvelle traverse devrait avoir une portée qui reflète au minimum la largeur au niveau plein bord. À titre indicatif, la largeur au plein bord est en moyenne de 12.1 m sur les 300 m en amont de la traverse P-02804.

Option 4 : retrait préventif des embâcles de bois mort

Dans tous les cas, il est suggéré de faire un retrait préventif du bois mort et des embâcles à une échelle périodique (annuelle). L'effet des embâcles de bois est de temporairement stocker des sédiments dans le chenal. À court ou moyen terme, leur effet est de réduire le transit sédimentaire. Les embâcles contribuent à provoquer des mécanismes d'avulsion en obstruant le transit sédimentaire en favorisant l'accumulation de sédiments sur le lit. Aussi, la rupture d'embâcles peut réintroduire une grande quantité de sédiments dans l'écoulement et engendrer des changements morphologiques imprévisibles. Le retrait du bois mort permettrait de favoriser des taux de transport plus en phase avec l'écoulement, en plus de réduire les probabilités d'une avulsion.

4. LE RUISSEAU KILMORE

4.1 Résumé

Trois traverses routières (P-17925; P-17926 et P-10089) de la route Patrickton croisent le tracé du Ruisseau Kilmore dans la municipalité de Cascapédia-Saint-Jules en Gaspésie. Ce secteur est situé à la sortie de la zone des hauts plateaux et le cours d'eau présente un style divagant puis à anabranche qui reflète l'importance de la charge de fond en transit. Dans une section spécifique du cours d'eau située entre les traverses P-17926 et P-10089, une aggradation du lit accentue la problématique des inondations sur la chaussée et chez les riverains. À l'automne 2014, la municipalité a procédé au dragage du chenal sur 300 m (1224 m³) et à la construction de digues sur la bande riveraine avec pour objectif de diminuer la sévérité des inondations dans ce secteur.

Le bilan sédimentaire indique que le stockage en sédiments dans la zone de dragage est évalué à 230 m³/année, selon les observations de 2010-2014, et de 107 m³/année selon les observations de 2013-2014. Le retour des quantités draguées dans cette section est prévu pour un horizon de temps de 5 à 11 ans. Une source proximale en sédiments a été identifiée dans une zone occupée par un barrage de castor démantelé à l'automne 2013 (entre les traverses P-17925 et P-17926). De 2004 à 2010, la réponse géomorphologique à une linéarisation (élargissements et re-reconfiguration du chenal) influence les apports en sédiments dans la section occupée par les trois traverses. Les estimations actuelles ne sont pas nécessairement représentatives d'un contexte en équilibre.

La largeur de la traverse P-10089 est sous-dimensionnée par rapport à la largeur plein bord du chenal. Cependant, aucune aggradation soutenue n'est observée en amont de cette infrastructure entre 2010 et 2014. Il est possible que l'aggradation soit décalée vers l'amont en raison de l'endiguement de la section du cours d'eau qui mène à la traverse. Par contre, les causes de l'aggradation du chenal dans la section de dragage sont avant tout liées à une diminution de la capacité de transport à l'échelle de la vallée. Une constriction naturelle limite l'évacuation des sédiments et génère une grande zone d'accumulation caractérisée par un style à anabranche (plusieurs chenaux mobiles et instables).

Considérant ce contexte où l'aggradation est un processus conséquent avec la dynamique attendue pour ce secteur, des dragages périodiques seront nécessaires pour limiter l'aggradation du lit. Aussi, pour une gestion à long terme de la problématique d'inondation, il est recommandé d'appliquer la réglementation appropriée pour une zone à risque d'inondation. Nous proposons une cartographie hydrogéomorphologique pour l'application du cadre normatif prévu pour les zones de grands courants; ce cadre normatif est

décrit dans la Politique de protection des rives, du littoral et des plaines inondables (MDDEFP, 2012).

4.2 Problématique

Dans la municipalité de Cascapédia-Saint-Jules, trois traverses de cours d'eau se succèdent sur une courte distance le long du tracé du Ruisseau Kilmore (figure 27). De l'amont vers l'aval, le tracé du ruisseau croise la traverse P-17925 située sur le chemin Sexton et les traverses P-17926 et P-10089 situées sur le chemin Patrickton. Les traverses P-17925 et P-17926 sont des infrastructures récentes (2011); les infrastructures précédentes ont été remplacées en raison de leur détérioration et de leur capacité hydraulique insuffisante (BPR, 2011). Selon l'étude hydraulique, les anciennes traverses généraient un refoulement évalué à 0.16 m (P-17925) et 0.69 m (P-17926) pour la crue de conception de récurrence 25 ans. Ce secteur est par ailleurs touché par des inondations fréquentes qui surviennent sur la chaussée et à proximité de résidences riveraines.

Suite au remplacement de ces deux infrastructures, des résidents riverains ont souligné que l'absence de refoulement en amont de la traverse P-17926 diminue la dérivation d'une partie des écoulements par un canal longeant la route Patrickton. Toujours selon les riverains, l'augmentation de la capacité hydraulique de la traverse force maintenant une plus grande concentration des écoulements dans le chenal principal, ce qui a pour effet d'accentuer la problématique d'inondation en aval.

À l'été 2012, un avis hydraulique produit par BPR (2012) documente cette problématique d'inondation en lien avec la présence et le remplacement des traverses de cours d'eau. Cet avis s'attarde aussi à la problématique posée par les débordements sur la route de Patrickton en amont de la traverse P-10089. Les simulations hydrauliques confirment que le canal de dérivation avait initialement pour effet de diriger une quantité non négligeable des écoulements hors du secteur d'inondation pour des crues de récurrence 10 ans et plus, contribuant jusqu'à 1/3 du débit total pour une crue de récurrence 100 ans. Cette proportion des écoulements dérivés est de fait diminuée de ~15 % (4 m³/s) par la présence de la nouvelle traverse P-17926 et la diminution du refoulement. Aussi, cet avis montre que l'influence du ponceau P-10089 se limite à une distance de 200 mètres en amont, ce qui influence les débordements sur la chaussée, mais pas dans le secteur des résidences riveraines.

Dans cet avis, plusieurs pistes de solution sont proposées de manière à mieux gérer la problématique d'inondation dans ce secteur, dont le dragage de sédiments sur une profondeur de 0.6 m et l'aménagement d'une digue en rive gauche pour canaliser les écoulements de crue. Ces recommandations ont été retenues et les travaux ont été pratiqués à l'automne 2014. Cet avis soulève

toutefois une mise en garde quant à la pertinence de travaux de dragage
considérant la forte charge de fond qui transite par ce cours d'eau.

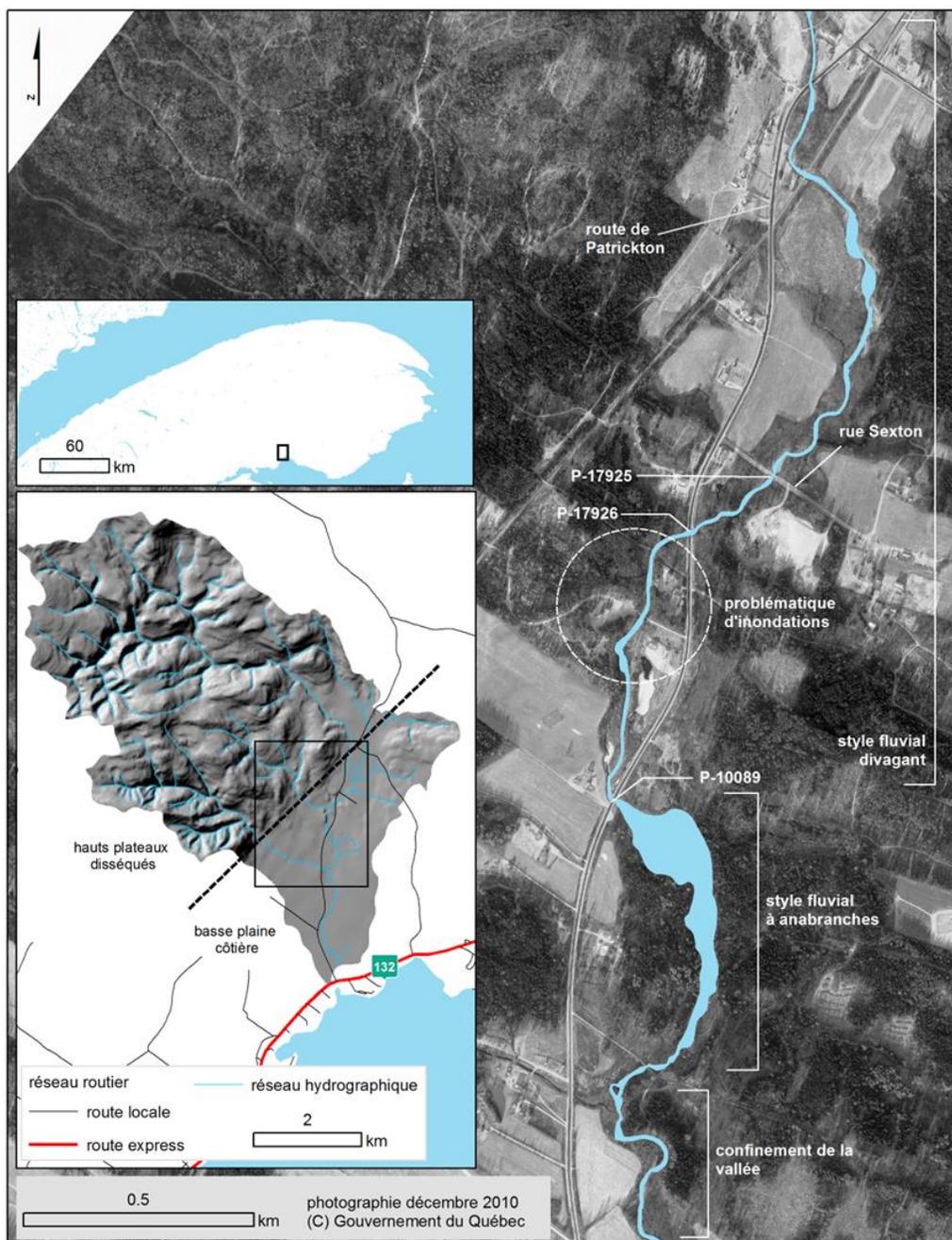


Figure 27. Bassin versant du Ruisseau Kilmore et localisation des traverses P-17925, P-17926 et P-10089.

Ce rapport aborde plusieurs questions relatives à la dynamique hydrosédimentaire de ce secteur. L'analyse de la trajectoire géomorphologique aborde la compréhension du transit sédimentaire à l'échelle du bassin versant et sur une échelle de temps élargie. L'analyse du bilan sédimentaire permet de quantifier le transport en charge de fond et à identifier les sources qui contribuent au stockage de sédiments dans ce secteur. Cette quantification permet notamment d'estimer la durée de vie utile de la zone d'excavation. Enfin, ceci permet d'apporter un éclairage sur les facteurs explicatifs de cette dynamique hydrosédimentaire, notamment en ce qui concerne l'impact spécifique de la traverse P-10089 sur le transit sédimentaire et la problématique d'aggradation du lit.

4.3 Le site d'étude

4.3.1 Description géographique

La superficie totale du bassin versant du Ruisseau Kilmore est de 34 km² (figure 27). Le réseau de drainage traverse deux régions physiographiques très contrastées : en amont, les hauts plateaux disséqués et, en aval, une vallée fluviale qui rejoint rapidement les basses plaines côtières. Cette division se reflète dans l'organisation du réseau de drainage; en amont il présente des arborescences très denses et profondément incisées dans les hauts plateaux. Les pentes du bassin sont abruptes et les versants sont connectés directement avec le réseau. En aval, dans la vallée, le réseau de drainage est plus simple, très peu dense, et se caractérise par le regroupement progressif des tiges du réseau.

La tête du réseau de drainage est une zone de production sédimentaire qui alimente massivement les tronçons situés dans la vallée fluviale. À la sortie de la zone des plateaux, le cours d'eau est incisé dans un cône alluvial construit par les apports massifs de sédiments par le passé. Le cours d'eau présente un style divagant qui reflète la forte charge sédimentaire qui est en transit et il aboutit jusqu'à un secteur à anabranches (plusieurs chenaux). Ce secteur indique le point d'arrêt d'une part importante de la charge sédimentaire apportée par le Ruisseau Kilmore. Ce piège à sédiments est produit par la présence d'un étranglement de la vallée plus en aval. Le secteur à anabranches est caractérisé par de multiples chenaux très mobiles et des lobes de sédiments graveleux sur la plaine alluviale. En aval, dans la zone encaissée, le ruisseau présente un style fluvial linéaire ou faiblement sinueux qui est contraint par la présence des affleurements rocheux sur le lit et les berges du chenal. En aval de la zone de confinement, la plaine alluviale devient plus large et le style fluvial est à méandres. La figure 28 présente une illustration de chacun des styles fluviaux rencontrés de l'amont vers l'aval de la vallée fluviale. Les traverses de cours d'eau visées par cette étude se situent dans la vallée fluviale et occupent la zone de transition entre un style divagant et un style à anabranches.



Figure 28. Styles fluviaux sur le Ruisseau Kilmore.
a – Style fluvial divagant; b – style fluvial à anabranches; c – style fluvial linéaire et; d – style fluvial à méandres.

4.3.2 Historique des interventions anthropiques sur le cours d'eau

Les réseaux routiers et ferroviaires croisent le tracé du Ruisseau Kilmore à plusieurs reprises dans le secteur divagant. La mobilité du cours d'eau a certainement motivé plusieurs interventions de façon à minimiser les risques posés aux infrastructures. Trois types d'interventions ont été relevées à partir de l'analyse des photographies aériennes historiques : 1– la chenalisation dans des secteurs à anabranches; 2– la linéarisation et 3– la relocalisation du chenal principal (figure 29). La chenalisation consiste en la redéfinition de la géométrie du chenal par le dragage des sédiments du lit et des berges sans nécessairement impliquer une redéfinition du tracé comme la linéarisation ou la relocalisation. Cette intervention vise à canaliser l'eau dans un conduit bien défini, ce qui permet un meilleur transit des débits liquides et solides. On retrouve ce type d'intervention juste en amont de la traverse P-10089. Certains tronçons fluviaux ont été rectifiés à plusieurs reprises, notamment entre les traverses P-17925 et P-17926. Une relocalisation drastique du tracé fluvial a aussi été pratiquée pendant la période 1986-1992 entre la traverse ferroviaire et la traverse P-17925.

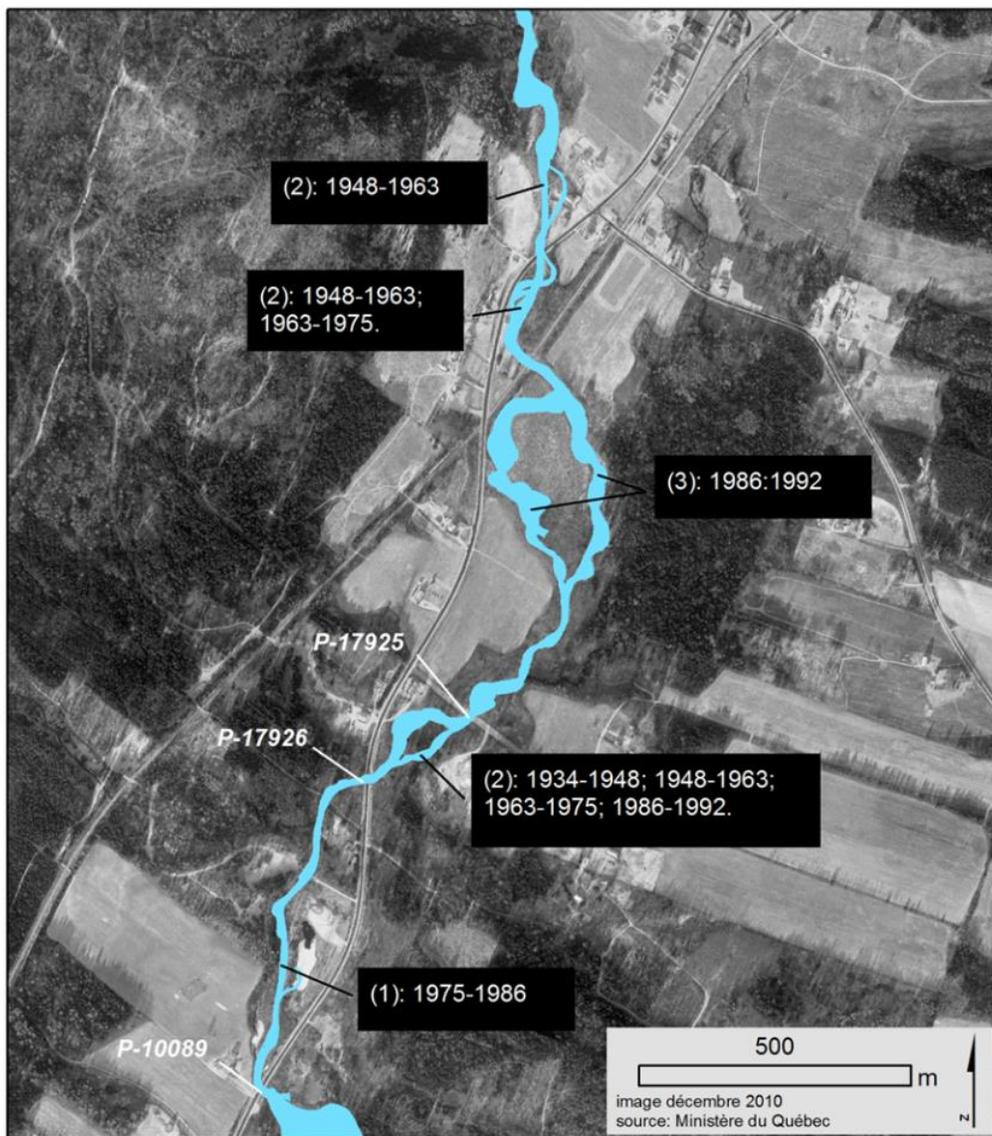


Figure 29. Localisation des interventions anthropiques sur le Ruisseau Kilmore. 1 – Chenalisation dans des secteurs à anabranches; 2 – linéarisation ou; 3 – relocalisation du chenal principal. En bleu : espace occupé par le chenal entre 1934 et 2010.

4.4 La trajectoire géomorphologique

4.4.1 Tendances historiques

La trajectoire hydrogéomorphologique du Ruisseau Kilmore est illustrée à partir des couvertures de photographies aériennes datant de 1948, 1963,

1975, 1986, 1992, 2004 et 2010 (figure 30). Les valeurs sont calculées sur l'ensemble de la vallée fluviale, à l'exception des sections à anabranches où l'absence de visibilité ne permet pas la vectorisation des chenaux. Les débits annuels maximums (QAM) standardisés représentent une moyenne régionale calculée à partir de trois rivières situées à proximité du Ruisseau Kilmore : la rivière Nouvelle (station 011201), Cascapédia (stations 011001 et 011003) et Petite rivière Cascapédia (stations 010901 et 010902).

- **Indice de sinuosité** : Dans les sections confinées et à méandres, la sinuosité est restée presque stable, quoiqu'on observe une augmentation récente de la sinuosité dans la section à méandres. Dans la section divagante, l'indice de sinuosité est passé de 1.32 à 1.14 entre 1948 et 2010. Cette diminution s'est produite par à-coups lors de la linéarisation de certaines portions du cours d'eau, soit entre 1948 et 1963 et entre 1986 et 1992.
- **Largeur du cours d'eau** : La largeur du cours d'eau ne présente aucune tendance persistante à long terme. Un épisode d'élargissement est perceptible entre 1975 et 1986 pour les sections divagantes et à méandres, autant dans la tendance centrale que dans les valeurs extrêmes. En 2010, il y a d'importants élargissements dans la section divagante.
- **Mobilité latérale** : En raison de la petite taille du cours d'eau, la mobilité latérale est souvent faible par rapport à la marge d'erreur. Les variations de taux de migration pour la section confinée reflètent assez fidèlement les variations de la marge d'erreur. La mobilité des sections divagantes et à méandres est plus marquée entre 1975 et 1986 et, pour la section divagante seulement, entre 2004 et 2010.

L'analyse historique montre qu'il y a eu un épisode entre 1975 et 1986 caractérisé à la fois par des élargissements de chenal et une forte mobilité qui coïncide avec des pics dans la série chronologique des débits maximums à l'échelle régionale (1979; 1981). Dès 1992, ces ajustements au niveau de la largeur ne sont plus apparents. Aussi, on observe des élargissements du chenal et une mobilité accrue dans la section divagante entre 2004 et 2010 sans qu'il y ait eu d'événements hydrologiques intenses pendant cette période. Ces ajustements surviennent dans la section qui a été relocalisée et canalisée entre 1986 et 1992, ce qui conduit à l'hypothèse qu'il s'agit d'ajustements survenant en réponse à la reconfiguration de la morphologie du chenal et du rétablissement de la sinuosité.

La figure 31 montre l'effet de la linéarisation sur la puissance spécifique et l'indice de sinuosité dans la section relocalisée/linéarisée. En 1992, la sinuosité décroît et la capacité de transport augmente drastiquement en réponse à la rectification du tracé. En 2004, la puissance spécifique a déjà retrouvé une valeur équivalente à la période précédant l'intervention par une récupération partielle de la sinuosité et un élargissement du chenal. Dès 2004, la capacité de transport et, donc, la quantité de sédiments acheminés vers l'aval, sont rétablies à son niveau initial. Dans un contexte plus large, cette

section présente une faible capacité de transport où les sédiments en transit sont stockés. Cette fonction de stockage en sédiments est donc rétablie dès cette période.

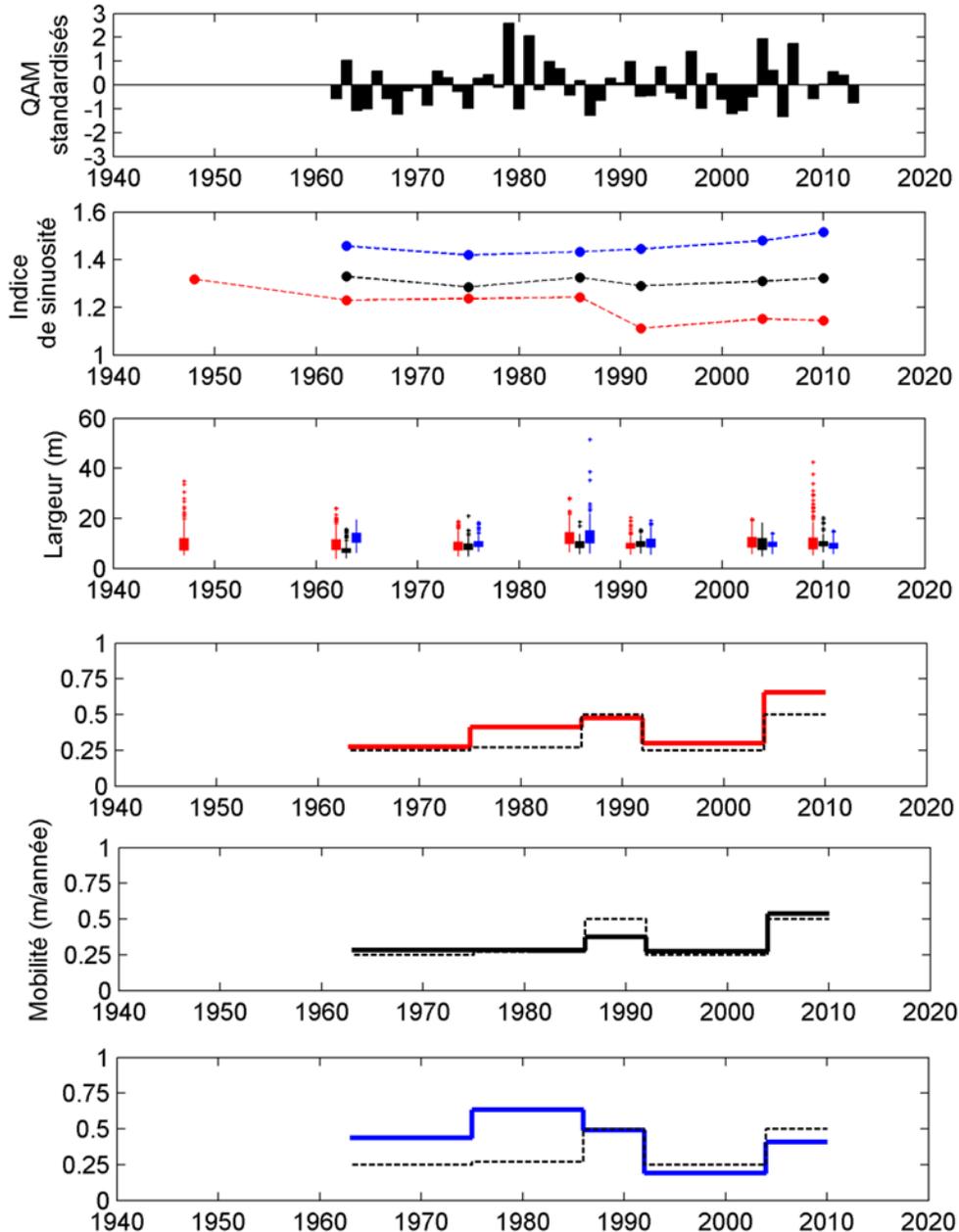


Figure 30. Trajectoire géomorphologique du Ruisseau Kilmore entre 1948 et 2010 par style fluvial : divagant (rouge), linéaire (noir) et à méandres (bleu). QAM : Débits annuels maximums régionaux (Nouvelle, Cascapédia et Petite rivière Cascapédia). Mobilité : trait plein = mobilité moyenne; trait pointillé = marge d'erreur.

L'activité géomorphologique remarquable entre 2004 et 2010 est associée à une série de recoupements de bancs d'accumulation, mécanismes fréquents dans les sections divagantes. Ceci explique que la sinuosité diminue entre 2004 et 2010, ce qui est contre-intuitif par rapport aux ajustements attendus suite à une linéarisation. Considérant l'axe actuel du tracé du cours d'eau, plusieurs épisodes de construction/destruction de la sinuosité peuvent survenir avant que le tracé adopte un alignement plus stable et que l'érosion régressive atténue la pente du chenal. Cette activité géomorphologique récente implique un remaniement massif de sédiments grossiers et leur acheminement en aval où se trouvent les traverses P-17925, P-17926 et P-10089. L'affluence de sédiments peut avoir entraîné un pic dans l'apport sédimentaire dans cette section du cours d'eau, ce qui peut avoir nourri la croissance des bancs d'accumulation et favorisé l'aggradation du lit dans la période récente.

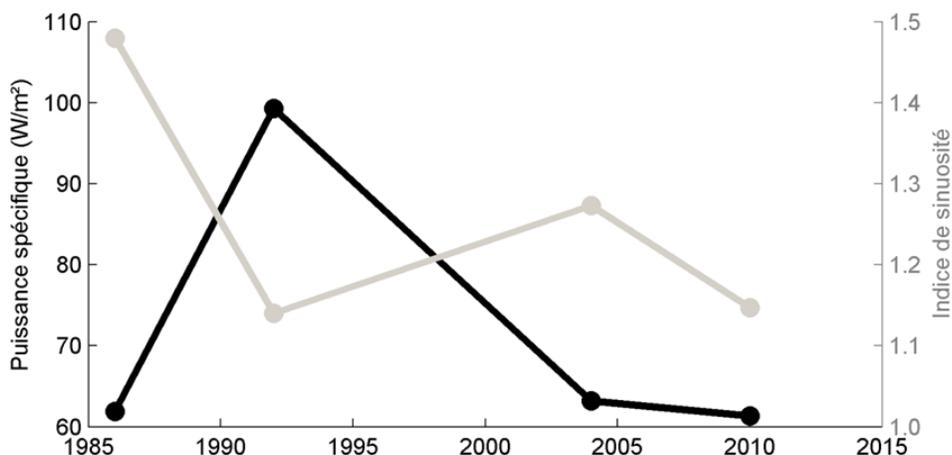


Figure 31. Évolution récente de la puissance spécifique et de l'indice de sinuosité dans la section relocalisée.

Le calcul de la puissance spécifique suppose que le dénivelé de cette section est stable pour l'ensemble des périodes.

4.4.2 Indice d'activité géomorphologique et capacité de transport

L'indice d'activité géomorphologique est basé uniquement sur la variable de mobilité, incluant les processus de recoupements de méandres et les interventions anthropiques (linéarisation, mais pas relocalisation). Ces choix visent à minimiser la représentation des taux de migration latérale, proches de la marge d'erreur, et à mettre une emphase plus spécifique sur les zones très dynamiques où surviennent des recoupements de bancs ou de méandres. Aussi, en raison du nombre d'interventions anthropiques dans le temps, le fait d'écarter ces ajustements diminuerait la représentation de l'activité géomorphologique de ces secteurs pourtant actifs.

La figure 32 montre que la succession des styles fluviaux et l'activité géomorphologique est très cohérente avec les variations de la capacité de transport. À l'échelle de la vallée, il y a une diminution progressive de la capacité de transport depuis l'amont jusqu'à la section à anabranches où il y a un dépôt massif des sédiments. En aval de cette section, la capacité de transport est plus élevée en raison du confinement exercé par les affleurements rocheux sur le lit et les berges ainsi que par la présence d'un tributaire. Ce tributaire est aussi un lien sédimentaire (Rice et Church, 1998); il apporte une charge de sédiments avec un calibre plus grossier qui redéfinit la granulométrie du lit ainsi que la géométrie du chenal vers l'aval. Cette section étroite exerce probablement une restriction au transit des sédiments et est à l'origine de la zone d'accumulation située en amont.

Dans la section divagante, les pics d'activité géomorphologique surviennent à des endroits où il y a une diminution de la capacité de transport (points indiqués A-B et C). Ces sections ont toutes été linéarisées par le passé; la section B correspond à la zone où le chenal a été relocalisé entre 1986 et 1992 (voir section sur les tendances historiques).

La traverse P-17925 est située à la sortie d'une section où la capacité de transport est localement plus élevée. Antérieurement à sa réfection, une restriction partielle au transit sédimentaire est perceptible en raison d'une plus forte mobilité latérale juste en amont de cette traverse entre 1948 et 2010 (~0,5 m/année).

Les traverses P-17926 et P-10089 sont toutes deux situées dans des secteurs associés à une diminution de la capacité de transport. En particulier, la traverse P-10089 est située dans un secteur où la capacité de transport est inférieure à ~25.5 W/m². Un seuil critique sépare généralement la dynamique d'ajustement d'un tronçon linéarisé, soit par érosion (> 25-35 W/m²) ou par aggradation du lit (< 15-25 W/m²) (Brookes, 1987; Thorne *et al.*, 2011). Ce segment du Ruisseau Kilmore se situe à la limite de la transition entre ces deux types d'ajustements. La traverse P-10089 est de fait située sur un replat où débute le style fluvial à anabranches. Les photographies aériennes anciennes révèlent des vecteurs d'écoulements de surface qui sont associés à l'amorce du style anabranché (figure 33-a). La multiplicité des chenaux n'est probablement plus apparente aujourd'hui en raison des interventions anthropiques successives entourant la construction de la route de Patrickton (avant 1934) et aussi par la chenalisation récente de la section située en amont de la traverse entre 1975 et 1986. Cette transition est aussi perceptible sur le profil en long du cours d'eau (figure 33-b). À la hauteur de la traverse P-10089, le profil en long présente un long replat, suivi en aval par une pente plus élevée qui indique le front de la zone de dépôt. Ce lobe de sédiments est le vestige géomorphologique d'une dynamique d'aggradation qui persiste depuis longtemps et qui est probablement antérieure aux interventions anthropiques.

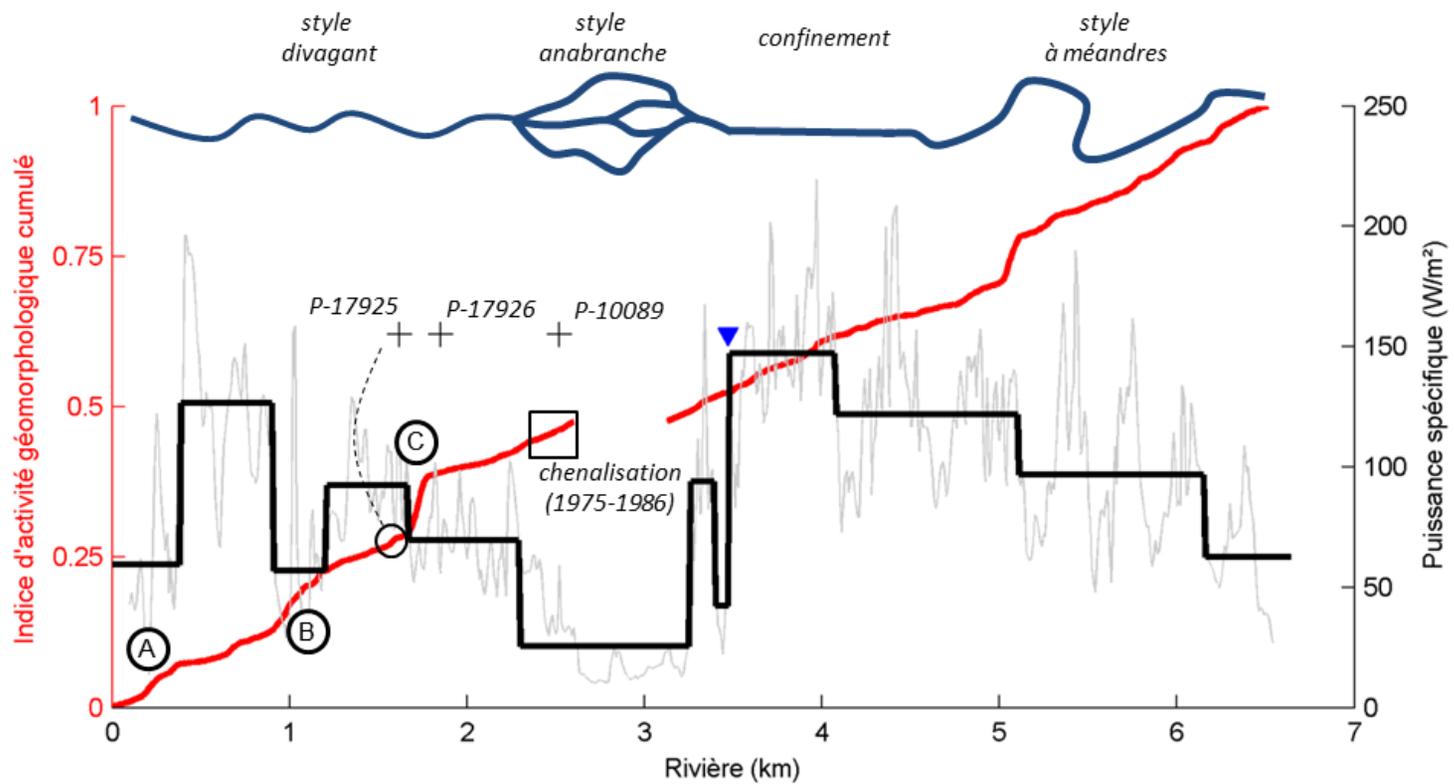


Figure 32. Organisation spatiale de la dynamique sédimentaire dans la vallée fluviale du Ruisseau Kilmore. Gris : valeurs mesurées à des intervalles de 10 m; noir : valeur moyenne par segments homogènes définis par l'algorithme de Gill (1970); ▼ : indique la présence d'un tributaire.

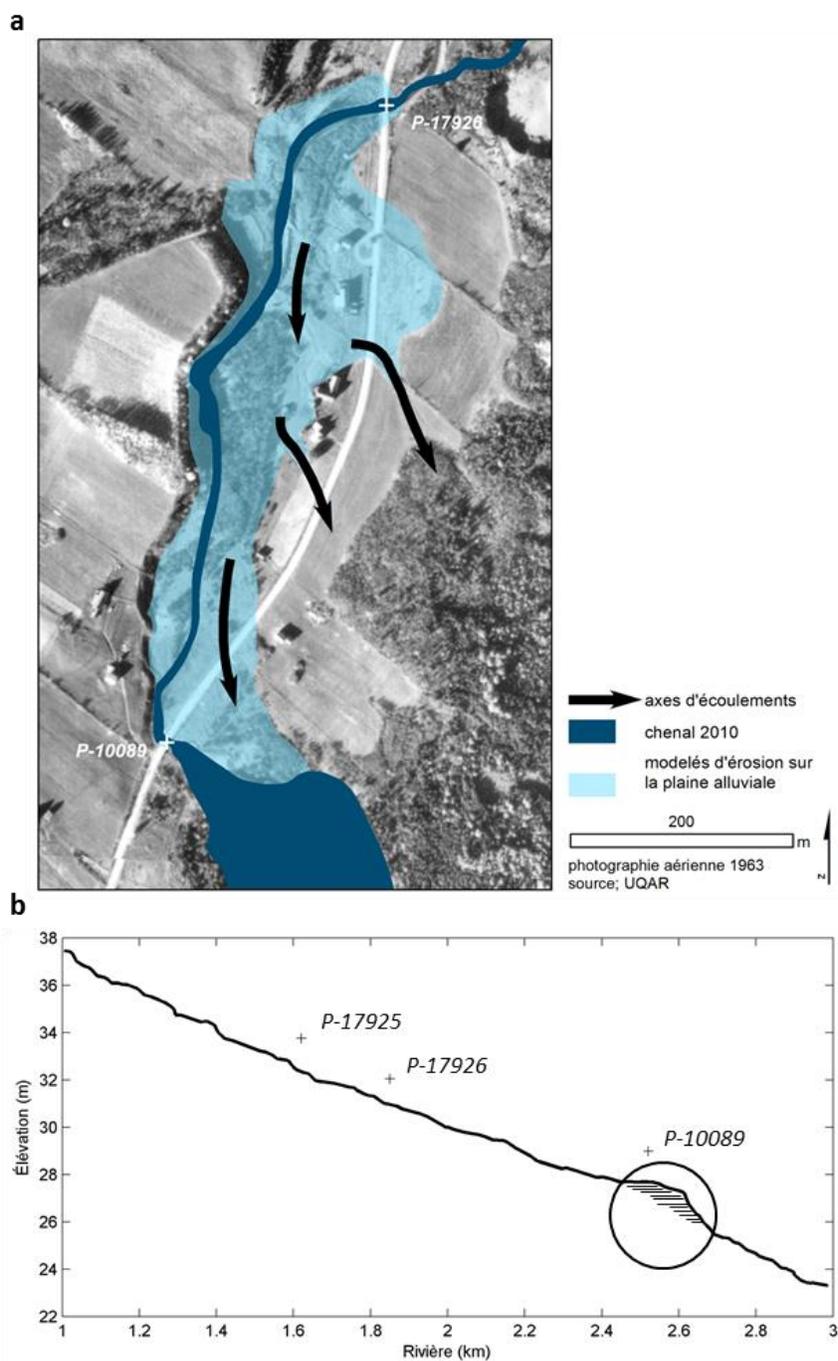


Figure 33. Cartographie hydrogéomorphologique sur le Ruisseau Kilmore.
a – Cartographie de l'aléa d'inondations basée sur les axes d'écoulements de surface entre les traverses P-17926 et P-10089; b – profil en long du cours d'eau principal et indication de la zone d'aggradation sédimentaire qui présente un style à anabranches.

4.5 Bilan sédimentaire

4.5.1 Portrait général

Le bilan sédimentaire est appliqué à une section de ~1 km du Ruisseau Kilmore dans le secteur occupé par les trois traverses de cours d'eau à l'étude (P-17925; P-17926 et P-10089) (figure 35). L'exutoire de cette section donne sur la section à anabranches où les changements géomorphologiques sont rapides et difficiles à quantifier.

Les composantes du bilan sédimentaire et la stratégie pour leur quantification sont présentées schématiquement à la figure 34 où apparaissent les intrants sédimentaires (V_{IN}), la zone de stockage (ΔV) et les extrants (V_{EX}) du site d'étude. Plus spécifiquement, la dynamique hydrosédimentaire de cette section d'étude implique des apports sédimentaires en provenance du bassin versant (V_{IN-BV}), d'un tributaire secondaire (V_{IN-T}) ainsi que d'apports par une falaise en érosion (V_{IN-F}) (figure 34). Parmi ces composantes, la zone de stockage (ΔV) ainsi que les apports sédimentaires en provenance du bassin versant (V_{IN-BV}) ont été quantifiés. Les apports sédimentaires par les autres composantes du bilan sédimentaire ont été jugés moins significatifs; aussi, ils sont écartés pour des questions de faisabilité.

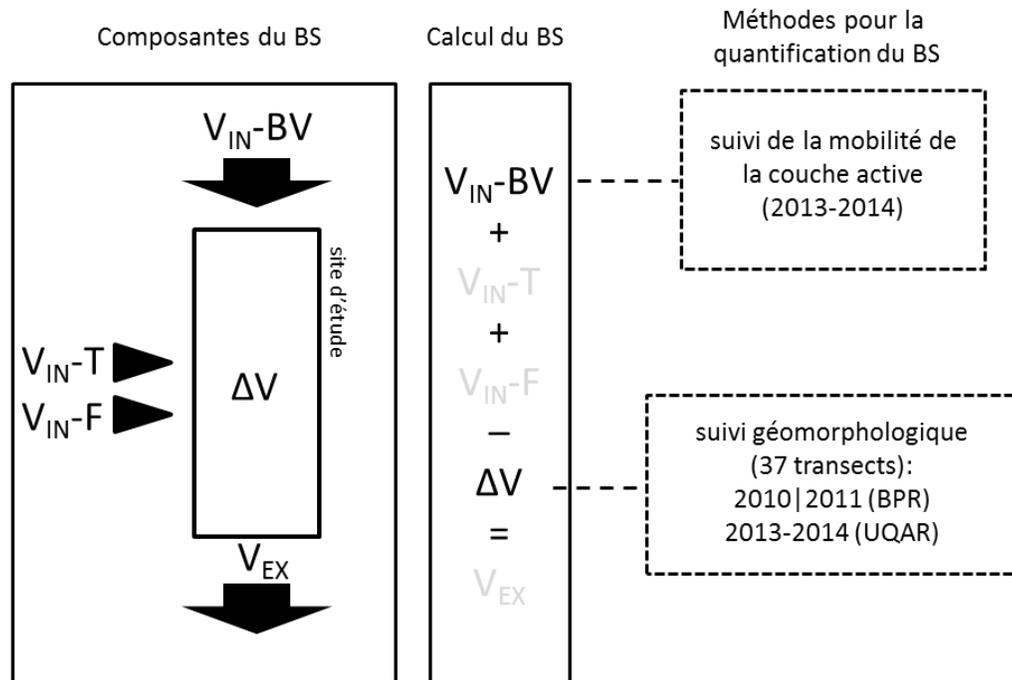


Figure 34. Composantes du bilan sédimentaire sur le Ruisseau Kilmore et stratégies pour leur quantification.

Le choix des méthodes est conséquent à la taille du site d'étude, au style fluvial et au caractère des ajustements géomorphologiques. Les observations relatives à la trajectoire géomorphologique présentent une mobilité restreinte par rapport à la marge d'erreur; ceci est lié à la taille limitée du site, mais aussi à une mobilité souvent contrainte par des obstacles (traverses de cours d'eau et enrochements). Ceci implique que le transit sédimentaire est plutôt associé à la mobilité de sédiments qui se trouvent sur le lit du chenal (→ suivi de la mobilité de la couche active pour les intrants sédimentaires) et que le stockage s'exprime par des ajustements verticaux dans l'élévation du lit (→ suivi du stockage par des relevés topographiques). Enfin, des sections transversales ont déjà été acquises dans le cadre d'avis hydrauliques par le passé (BPR, 2010; 2011); l'acquisition de nouvelles données topographiques dans ces secteurs permet ainsi de représenter des tendances sur plusieurs années de mesure (3-4 années).

Le suivi du stockage sédimentaire (ΔV) est estimé à partir de sections transversales du chenal acquises de 2010 à 2014 (localisation des sections transversales à la figure 35 et synthèse des relevés topographiques au tableau 8). Au total, 37 sections transversales ont été mesurées à l'été 2013 et 2014, dont 29 sont situées sur les mêmes positions que celles qui ont été relevées par BPR en 2010 (BPR, 2011 : 17 sections) et 2011 (BPR, 2012 : 12 sections). Cinq sections transversales ont été acquises à l'automne 2013 à la suite du démantèlement d'un barrage de castors situés entre les sections 1674 et 1774 (cette section était impraticable à l'été 2013 en raison du refoulement d'eau par le barrage). Une section transversale a aussi été relevée à la suite du dragage des sédiments en septembre 2014 (section 2145). En raison des travaux impliqués par le remplacement des traverses P-17925 et P-17926 en 2011, les sections transversales de BPR situées à proximité des infrastructures n'ont pas été analysées pour l'évaluation du stockage en sédiments pendant cette période.

Les intrants sédimentaires en amont du site d'étude (V_{IN-BV}) sont estimés par le suivi de la mobilité de la couche active du lit. Dans une section située en amont de la traverse P-17925 (voir figure 35 pour la localisation), 109 particules de graviers implantées de transpondeurs passifs ont été réparties sur 10 lignes de départ (figure 36 a-b). L'échantillonnage des particules de graviers est légèrement biaisé en raison de la difficulté à insérer les transpondeurs dans les particules de plus petit diamètre; le D_{50} est de 94 mm pour les particules de graviers échantillonnées par rapport à un D_{50} de 50 mm pour les particules représentatives de la surface du lit (figure 36-c). Deux stations hydrométriques ont été installées de façon à mesurer les hauteurs d'eau à des intervalles continus de 10 minutes. Des relevés topographiques du site ont été acquis à l'automne 2013 par une combinaison de relevés au DGPS et au LiDAR terrestre. Ces relevés ont permis de produire un modèle numérique de terrain à haute résolution qui s'étend de l'amont des lignes de départ jusqu'à la traverse P-17925 en aval (Figure 36-a). Le tableau 9 présente une synthèse des campagnes de terrain qui ont servi pour la mesure des bilans sédimentaires.



Figure 35. Localisation des sources sédimentaires et des sections transversales pour l'estimation du stockage sédimentaire.

La numérotation des sections transversales renvoie aux points kilométriques de l'amont vers l'aval du cours d'eau. L'encadré indique la localisation du site pour l'estimation de V_{IN} -BV par le suivi de la mobilité de la couche active (figure 36).

Tableau 8. Relevés topographiques pour l'évaluation du stockage sédimentaire sur le Ruisseau Kilmore.

Sections	8 nov 2010 (BPR, 2011)	29 nov 2011 (BPR, 2012)	6 juillet 2013 UQAR	3 juillet 2014 UQAR
1521				
1549				
1563				
1588	**			
1603	**			
1614	**			
1626	**			
1634	**			
1647				
1674			*	
1705			*	
1726			*	
1744			*	
1774			*	
1801				
1824	**			
1839	**			
1846	**			
1863	**			
1875				
1913				
1952				
2010				
2088				
2145				
2209				
2272				
2338				
2425				
2464				
2488				
2502				
2513				
2531				
2549				
2582				
2602				

* données relevées le 5 novembre 2013 (zone du barrage de castor démantelé)

** données exclues de l'analyse (2010-2013)

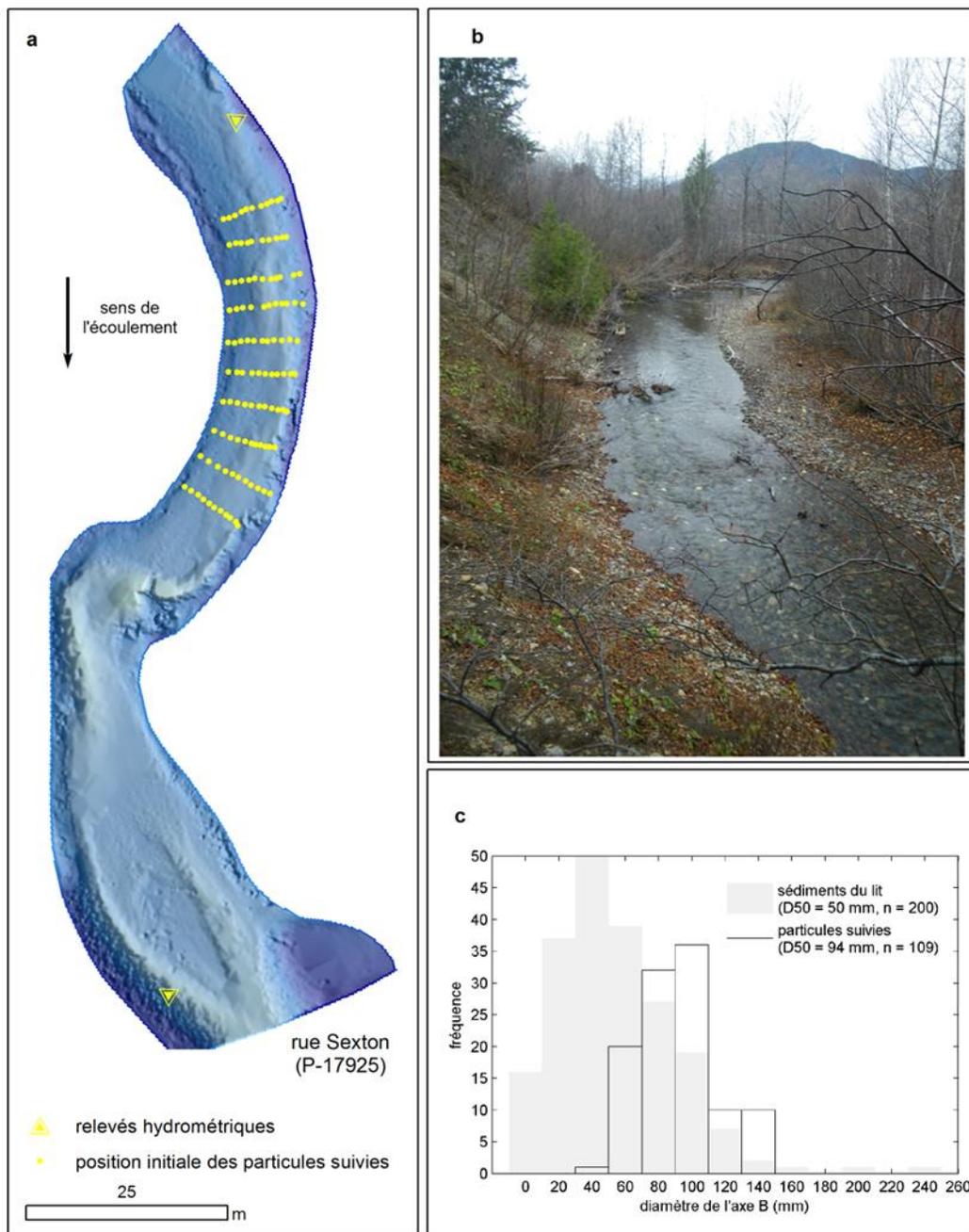


Figure 36. Stratégie d'échantillonnage pour le suivi de la mobilité de la couche active du lit sur le Ruisseau Kilmore.
a – Localisation initiale des particules de graviers munies de transpondeurs passifs; **b** – photographie du site d'étude et; **c** – distribution de la taille des particules échantillonnées par rapport à la taille représentative des sédiments à la surface du lit.

Tableau 9. Synthèse des relevés de terrain pour la production du bilan sédimentaire sur le Ruisseau Kilmore.

Dates	Relevés topographiques	Suivi de la mobilité	Q	Autres
5-7 juillet 2013	32 sections		x	installation de 2 stations de jaugeage
5 novembre 2013	5 sections (secteur barrage)	début du suivi	x	relevés topographiques du site de suivi de la couche active
23 avril 2014			x	
13 mai 2014			x	
28 mai 2014			x	profil en long du cours d'eau (puissance spécifique)
3 juillet 2014	37 sections	fin du suivi		

4.5.2 Résultats : suivi hydrologique

Des relevés hydrométriques et des mesures de débits ont permis d'élaborer une série hydrologique sur le Ruisseau Kilmore entre juillet 2013 et juillet 2014 (figure 37 a-b). Cinq mesures de débits permettent d'estimer avec confiance les valeurs de débits < ~3.1 m³/s, mais l'estimation des débits au-dessus de cette valeur est plus incertaine.

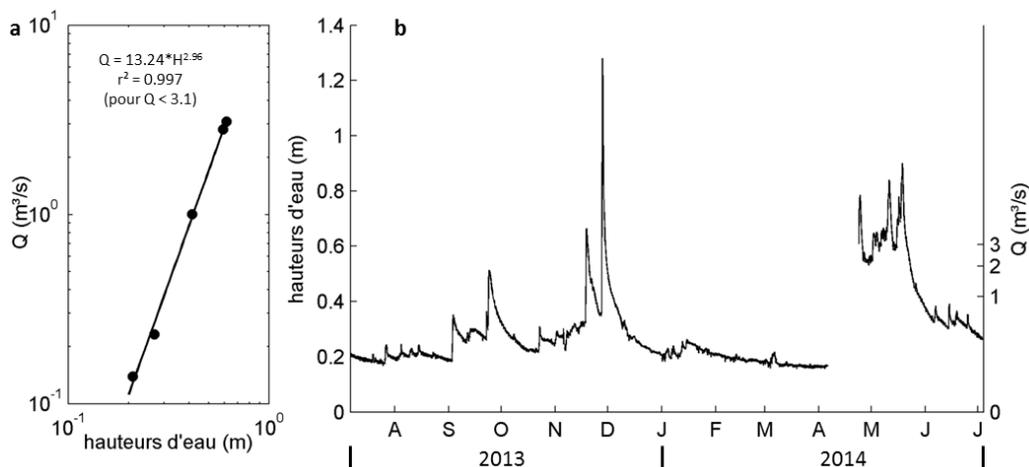


Figure 37. Séries hydrologiques sur le Ruisseau Kilmore pendant la période de suivi.

a – Courbe de tarage entre les hauteurs d'eau mesurées à la station hydrométrique et les mesures de débits; **b –** série chronologique de hauteurs d'eau observées de juillet 2013 à juillet 2014.

La série révèle plusieurs événements hydrologiques susceptibles d'initier un transport en charge de fond et d'apporter des modifications géomorphologiques. Un pic de crue particulièrement intense est survenu le 28 novembre 2013. Si la courbe de tarage est extrapolée jusqu'à ces valeurs, le pic de crue instantané du 28 novembre 2013 est de l'ordre de 27.5 m³/s. À titre comparatif, selon la méthode rationnelle, les débits de récurrence 2 et 100 ans sont respectivement de 10.7 et 22.9 m³/s (BPR, 2011). Au printemps 2014, le deuxième pic de crue en importance est survenu le 18 mai 2014 et est estimé à 9.7 m³/s, ce qui avoisine la valeur des pics de crue annuels moyens. En dépit de l'incertitude associée à ces estimations, il apparaît clair que l'événement hydrologique du 28 novembre 2013 a été extrême, quoique court. Puisque cette crue est survenue pendant la période du suivi géomorphologique (2013-2014), le bilan sédimentaire est susceptible de représenter une année hydrologique d'exception. Ceci a des implications au niveau de la représentativité des tendances à long terme, notamment dans l'estimation de la durée de vie utile des interventions de dragage (voir discussion).

4.5.3 Résultats : intrants sédimentaires

Un volume de sédiments transportés peut être estimé par l'évaluation de la mobilité de la couche active du lit :

$$V_b = L_b \cdot w_b \cdot d_b$$

où V_b (m³) est un volume de sédiments transporté, L_b est la distance moyenne de déplacement (m) de la couche active du lit ayant les dimensions w_b de largeur (m) et d_b (m) de profondeur. Les résultats du suivi du déplacement des particules de graviers sur le lit sont illustrés à la figure 38. Le taux de recouvrement des particules est de 81 % (88/109). La plupart des sédiments non détectés étaient sur les lignes de départ situées en aval où il y a eu une aggradation du lit pendant la période de suivi.

Distance de déplacement (L_b)

La distance moyenne de déplacement des particules du lit est de 30 m (figure 38-b). Ce déplacement correspond en moyenne à la distance entre l'apex du méandre jusqu'à la pointe du banc d'accumulation (illustré par les points de départ et d'arrivée moyens à la figure 38-a). Ces points de départ et d'arrivée moyens correspondent aussi approximativement à la position des sections transversales 1521 et 1549. Il n'y a aucune corrélation entre la distance de déplacement et le poids des particules ou leur diamètre (axe B) (figure 38-c et d). Les conséquences d'un biais dans l'échantillonnage des particules du lit pour l'estimation de la distance de transport sont donc jugées négligeables. Par contre, le biais associé au fait que les particules échantillonnées sont

représentatives des sédiments de surface plutôt que de sous-surface reste indéterminé.

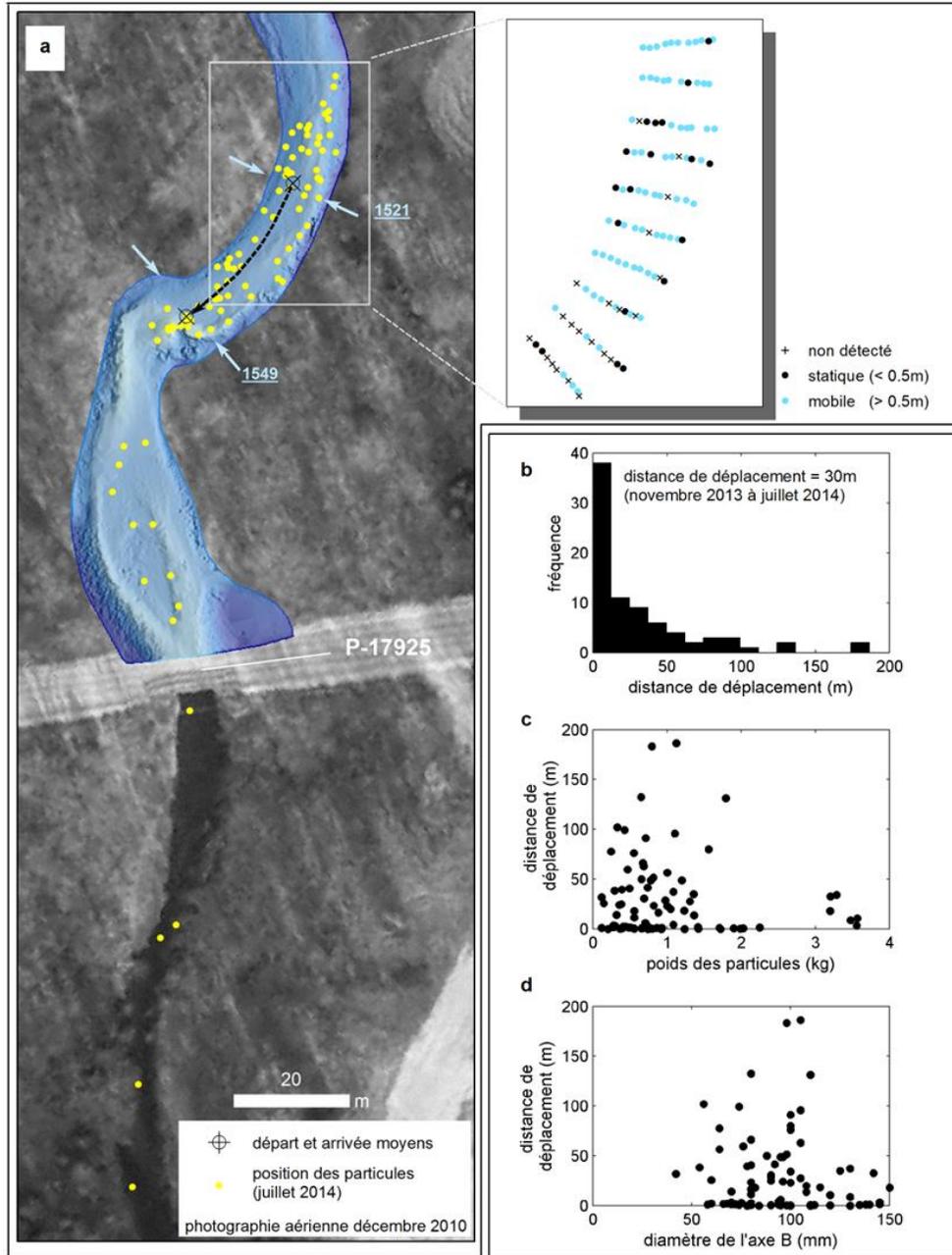


Figure 38. Mobilité de la couche active du lit du Ruisseau Kilmore.
a – Position initiale (novembre 2013) et à la fin de la période de suivi (juillet 2014) des particules de graviers munis de transpondeurs passifs; b – histogramme de fréquence des distances de déplacements des particules; c – distances de déplacement selon le poids des particules et; d – distances de déplacement selon le diamètre de l'axe B.

Largeur de la couche active (w_b)

Sur l'ensemble des particules détectées à la fin du suivi, 79 % (69/88) ont été mobiles ($L_b \geq 0.5$ m). Leur répartition montre que la largeur de la couche active est souvent coïncidente avec la largeur du chenal. Pour le calcul de la largeur active, les particules non mobilisées qui sont situées aux extrémités des lignes de départ ont été retranchées ($w_b = 8$ m).

Profondeur de la couche active (d_b)

La profondeur de la couche active n'a pas été mesurée directement. Elle a été estimée selon $d_b = 1.25 \cdot D_{90}$ ($d_b = 0.14$ m) (DeVries, 2002). Cette approximation est raisonnable pour des crues pouvant mobiliser D_{\max} (0.15 m). Le cisaillement au lit sans dimension (τ^*) survenu lors du pic de crue du 28 novembre 2013 a été évalué à 0.093, ce qui est supérieur aux valeurs critiques pour la mobilisation des matériaux du lit ($\tau^*_c \sim 0.03$; Wilcock, 1993). Les traceurs montrent que la surface du lit n'a pas été totalement active, mais que D_{\max} (0.15 m) a localement été mobilisé (figure 38-d).

Calcul de l'intrant sédimentaire au site d'étude

Le volume de sédiments transporté au site de suivi est évalué à ~ 34 m³ ($V_b = L_b[30] \cdot w_b[8] \cdot d_b[0.14]$). Ce volume est lié au transport sédimentaire qui s'est déplacé, en moyenne, des sections transversales 1519 à 1549 (voir points de départ et arrivée moyens à la figure 38-a). Considérant un stockage de 36 m³ à la section 1519 pendant la période de suivi, les intrants sédimentaires ($I-BV$) au site d'étude sont évalués à 70 m³ ($V_{EX}[34] = V_{IN}[70] - \Delta V[36]$).

4.5.4 Résultats : stockage sédimentaire

La figure 39-a présente les taux d'incision et d'aggradation (m/année) calculés par sections transversales selon la période de mesure des relevés topographiques (2010-2013; 2011-2013 et 2013-2014). La comparaison des taux selon les périodes indique plusieurs cas de continuité ou de discontinuité de la tendance dans le temps. Par exemple, à la section 2088, il y a une tendance persistante à l'aggradation de 2011 à 2013, puis de 2013 à 2014. Inversement, aux sections transversales 1952 et 2513, il y a une inversion de la tendance locale entre les deux périodes de relevés (2011 à 2013 par rapport à 2013-2014). La périodicité de cycles d'incision-aggradation s'échelonnant sur plusieurs années signifie qu'il est impossible de déduire une tendance à long terme au niveau du stockage sédimentaire à partir d'une courte période d'observations. Aussi, cela souligne la nécessité de produire des suivis interannuels de façon à quantifier adéquatement les taux de transport. Les relevés interannuels permettent de capturer des épisodes de transports dont la trace géomorphologique est imperceptible sur le plus long terme.

Par conséquent, deux scénarios sont présentés :

- Scénario 2013-2014 : Ce scénario est basé exclusivement sur les observations de 2013 à 2014, couvrant la totalité du site d'étude et pour laquelle un intrant sédimentaire est connu, permettant de quantifier les flux sédimentaires.
- Scénario 2010-2014 : Ce scénario est basé sur les observations disponibles de 2010 à 2014. Un recalcul des taux d'incision-aggradation a été produit sur la période de temps la plus longue pour chaque section transversale (figure 39-b). Ce scénario présente par conséquent un taux annuel à partir de périodes de mesures variant de 1 à 4 années selon les sections transversales (2010-2014). Cette analyse permet d'indiquer les zones persistantes de stockage en sédiments.

La figure 40 présente les résultats de stockage sédimentaire pour les deux scénarios. L'information relative à chaque section transversale est représentée de façon ponctuelle ainsi que le cumul des volumes érodés et accumulés de l'amont vers l'aval. La zone prévue pour le dragage à l'automne 2014 est indiquée en encadré. Les volumes de sédiments extraits du chenal sont évalués à -1224 m^3 (300 m de long \cdot 6 m de large \cdot -0.68 m de profondeur). Ces chiffres ont été communiqués par la municipalité de Cascapédia Saint-Jules (Pat Saint-Onge, maire de la municipalité) et validés en partie par une section transversale mesurée sur le terrain à l'automne 2014 (no 2145).

Pour la période 2013-2014 :

- le stockage en sédiments sur l'ensemble du site d'étude est positif ($+34 \text{ m}^3$);
- le stockage en sédiments est concentré à l'entrée du site d'étude (sections 1521 à 1563), en aval du tributaire secondaire (sections 2010 et 2088) et, de façon moins ciblée, en aval du site d'étude;
- les volumes en sédiments érodés sont concentrés entre les sections 2209 et 2272, soit près de la section endiguée conduisant à la traverse P-10089;
- un volume de sédiments érodé est observé dans la section du barrage de castor démantelé à l'automne 2013 (sections 1705 et 1774);

Pour la période 2010-2014 :

- le stockage en sédiments sur l'ensemble du site d'étude est positif ($+177 \text{ m}^3$) et plus élevé que la tendance observée entre 2013 et 2014;
- le stockage en sédiments est concentré dans la zone située entre les sections 2010 et 2145; cette zone de stockage est aussi située dans la zone prévue pour un dragage à l'automne 2014.

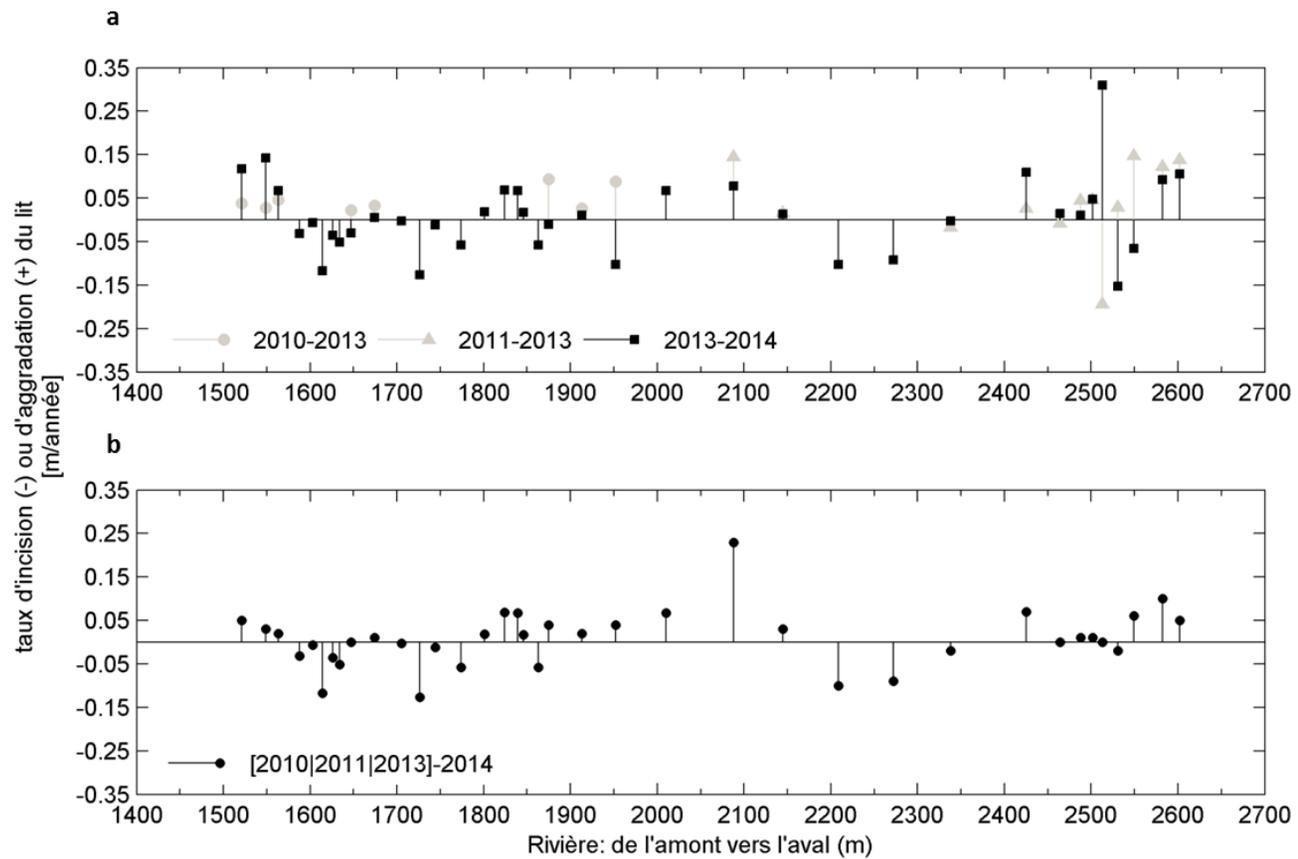


Figure 39. Taux annuels d'incision ou d'aggradation du lit (m/année) selon la période des relevés topographiques. a – De 2010 ou 2011 à 2013 et de 2013 à 2014; b – recalcul des taux d'incision ou d'aggradation par sections transversales en fonction de la période de temps la plus longue de 2010 à 2014.

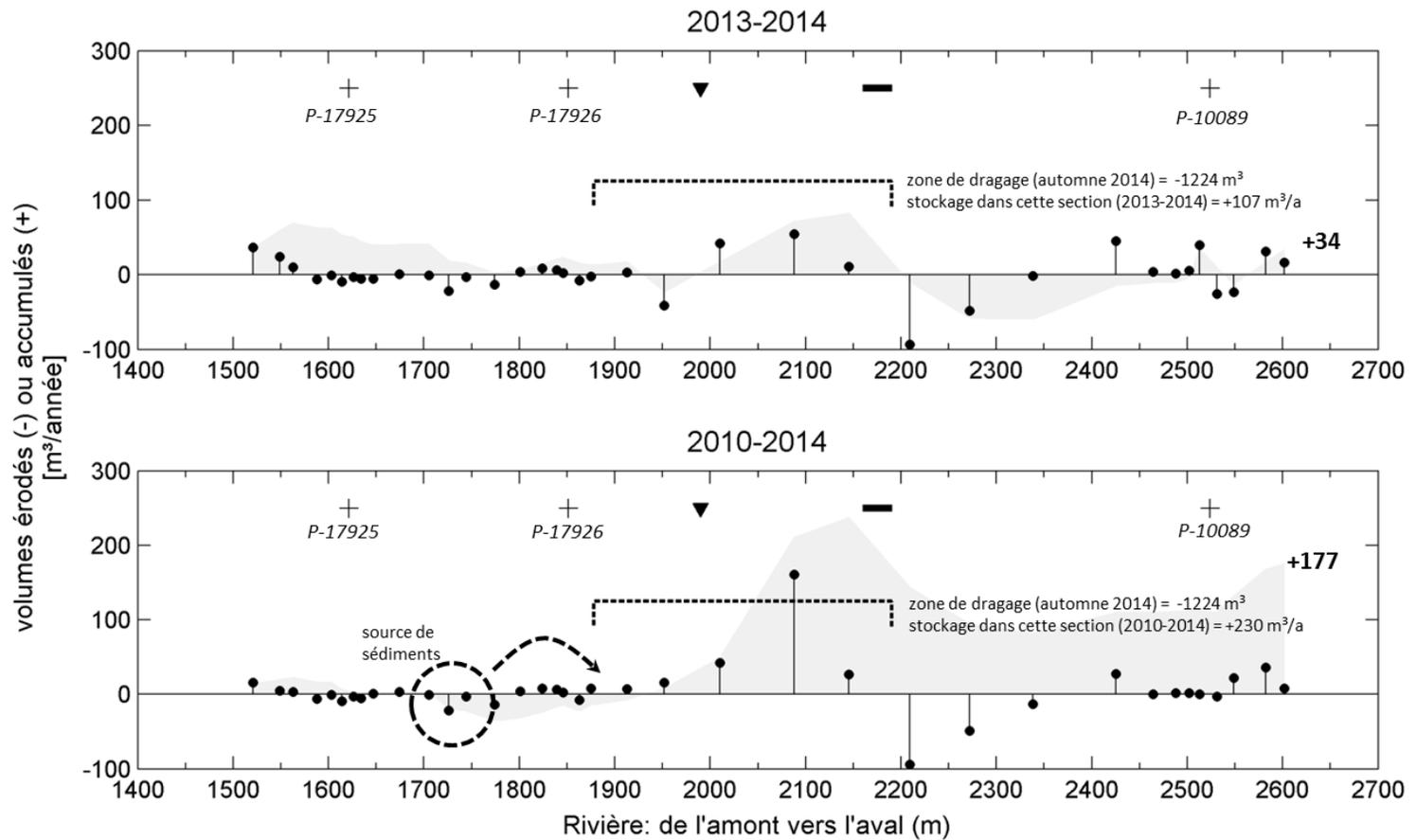


Figure 40. Volumes stockés annuellement (m³/année) par sections (•) et cumul du stockage de l'amont vers l'aval (courbe grise) pour deux périodes d'observations.

+ : localisation des traverses; ▼ : tributaire; — : falaise en érosion.

4.5.5 Résultats : taux de transport

Le calcul des taux de transport par l'approche géomorphologique est déduit pour chaque section transversale à partir de l'intrant sédimentaire mesuré à l'entrée du site et des observations de stockage sédimentaire pour la période 2013-2014 (figure 41). Dans la zone de dragage, les taux de transport chutent drastiquement et sont même inférieurs à zéro à la section 2145 (-13 m³/année). Ceci signifie que les sources sédimentaires connues ne permettent pas de rendre compte de la quantité de sédiments stockés à cet endroit. Cette situation est ajustée par l'ajout d'un apport sédimentaire par le tributaire situé immédiatement en amont. Ce tributaire a une charge sédimentaire significative qui est perceptible par la présence de lobes de sédiments de graviers à son embouchure. Un taux de transport minimal de 13 m³ lui est attribué pour expliquer la quantité de sédiments stockés en surplus dans le chenal principal. Enfin, les extrants sédimentaires au site d'étude sont estimés à une valeur de ~49 m³/année auxquels il faut ajouter le surplus non quantifié du tributaire secondaire et la contribution de la falaise en érosion.

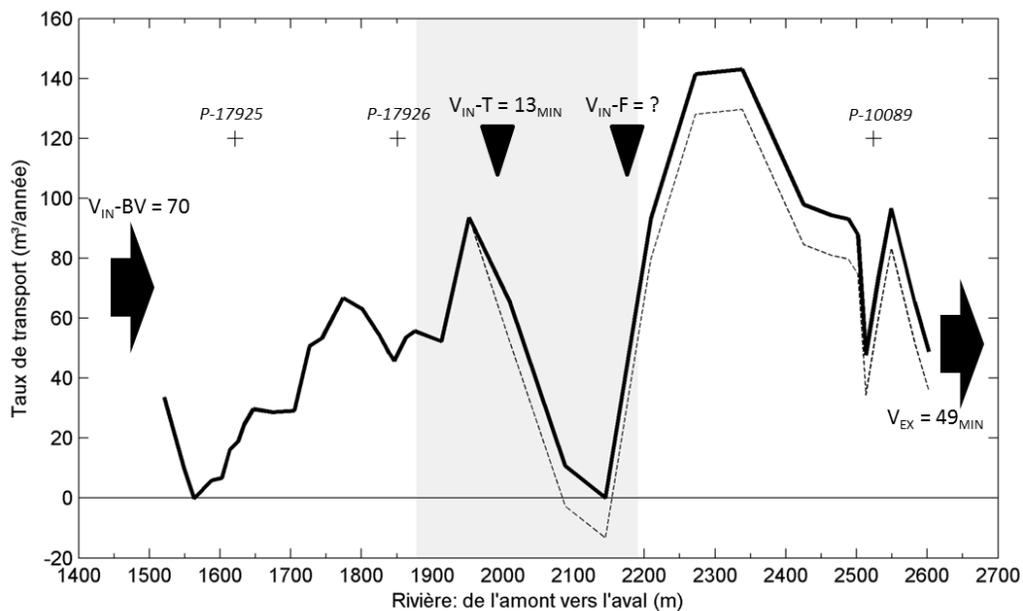


Figure 41. Taux de transport (m³/année) de l'amont vers l'aval du Ruisseau Kilmore.

Trait pointillé : taux de transport sans ajustement; trait plein : taux de transport ajusté par les apports attribués au tributaire (+13 m³); + : localisation des traverses de cours d'eau; zone en gris : localisation de la zone de dragage prévue à l'automne 2014.

4.6 Discussion

4.6.1 Dragage de la zone d'aggradation

Le stockage en sédiments dans le chenal est concentré dans une zone située entre la section 2010 et la section 2145. Cette zone de stockage est aussi située dans la zone prévue pour un dragage à l'automne 2014. Dans cette seule zone, le volume de sédiments stockés par année est de ~ 230 m³ selon la période 2010-2014 ou de 107 m³ selon la période 2013-2014. Selon ces tendances récentes, le volume excavé (1224 m³) est susceptible d'être rétabli en 5 ans, si on considère la période de 2010 à 2014 ou 11 ans, si on considère la période 2013-2014. Enfin, si on se base sur les taux de transport annuels estimés à l'entrée de la zone excavée (56 m³/année) et au tributaire (minimum de 13 m³/année), le retour aux conditions initiales est prévu pour un horizon maximal de 18 ans. Puisque 1 – les taux de transport calculés par une approche géomorphologique représentent des taux minimums et que 2 – les apports en sédiments du tributaire et de la falaise en érosion restent mal quantifiés, les estimations basées sur le stockage sédimentaire sont probablement plus réalistes (entre 5 et 11 ans, selon la période d'observations).

L'écart entre ces deux prédictions est lié à la différence de stockage observée entre la période 2010 à 2014 (230 m³) et la période 2013-2014 (107 m³). L'année 2013-2014 présente un plus faible volume de sédiments stockés, ce qui est contre-intuitif considérant qu'il est survenu une crue extrême lors du 28 novembre 2013. Plusieurs facteurs peuvent néanmoins expliquer cet écart :

- 1- l'hydrologie de la période 2010 à 2013 est inconnue, ce qui rend difficile l'interprétation de la variabilité interannuelle;
- 2- l'intensité exacte du pic de crue du 28 novembre 2013 reste incertaine en raison de la courbe de tarage incomplète;
- 3- le pic de crue du 28 novembre 2013 est de courte durée, ce qui limite sa capacité à produire un travail géomorphologique;
- 4- l'erreur entourant la mesure du stockage sédimentaire.

L'écart observé entre les deux périodes au niveau du stockage sédimentaire apparaît élevé, mais est surtout lié à la contribution significative de la section 2088 qui est, par ailleurs, située dans le secteur où l'espacement des sections transversales est plus élevé. Dans cette section, le poids relatif des observations sur la tendance globale est plus élevé qu'ailleurs (le poids relatif de la section transversale 2088 par rapport à l'ensemble du site d'étude est de 7 %). La représentativité des sections transversales devient déterminante sur le calcul des volumes érodés ou accumulés. Une estimation plus précise du stockage annuel nécessiterait un ré-échantillonnage plus dense de la morphologie du lit dans ce secteur.

Les sources sédimentaires pouvant alimenter cette zone de stockage à court terme sont nécessairement proximales : les intrants sédimentaires apportés par le bassin versant sont inférieurs aux volumes stockés annuellement dans cette zone et, aussi, le déplacement moyen des sédiments en charge de fond en amont du site d'étude est de l'ordre de ~30 m/année. Par conséquent, le stockage doit nécessairement procéder par une redistribution des sédiments stockés localement ou par les apports du tributaire qui adonne à même la section excavée. Le remplissage de la zone excavée peut être accéléré advenant des ajustements géomorphologiques conséquents aux activités de dragage. L'érosion régressive peut entraîner une redistribution des sédiments situés immédiatement en amont de la zone d'excavation. Selon les tendances observées entre 2013 et 2014, il y a aussi une zone d'incision située dans le secteur du démantèlement du barrage de castors. Cette zone de stockage temporaire redistribue actuellement des sédiments vers l'aval, ce qui peut aussi constituer une source sédimentaire proximale pouvant accélérer le comblement de la zone de dragage à court terme.

4.6.2 Impact des traverses de cours d'eau sur le stockage sédimentaire

L'impact des trois traverses de cours d'eau sur le stockage sédimentaire est peu perceptible. Les traverses P-17925 et P-1796 sont de construction récente (2011). Il y a actuellement la présence de dépôts de graviers en amont de chacune de ces infrastructures, mais ceux-ci n'ont pas cruent de façon significative pendant la période d'observation. À la figure 42, on constate que la portée des traverses P-1795 et P-17926 est supérieure à la largeur plein bord du cours d'eau, ce qui explique que l'obstruction sur le transit sédimentaire est de fait minimisé.

Le cas de la traverse P-10089 est plus ambigu. Pendant la période d'observations, il n'y a pas eu d'aggradation soutenue en amont de la traverse P-10089. Pourtant, la traverse est située dans un secteur de faible capacité de transport (~25 W/m²) qui coïncide avec une zone d'aggradation construite sur une longue période de temps (voir figure 33). Aussi, la portée de la traverse P-10089 (5 m) est largement inférieure à la largeur du cours d'eau en amont (figure 42), le trait pointillé est la projection des largeurs de la relation linéaire déduite des observations situées en amont de la zone d'aggradation). Par conséquent, pourquoi n'y a-t-il pas d'aggradation pendant la période 2010 à 2014?

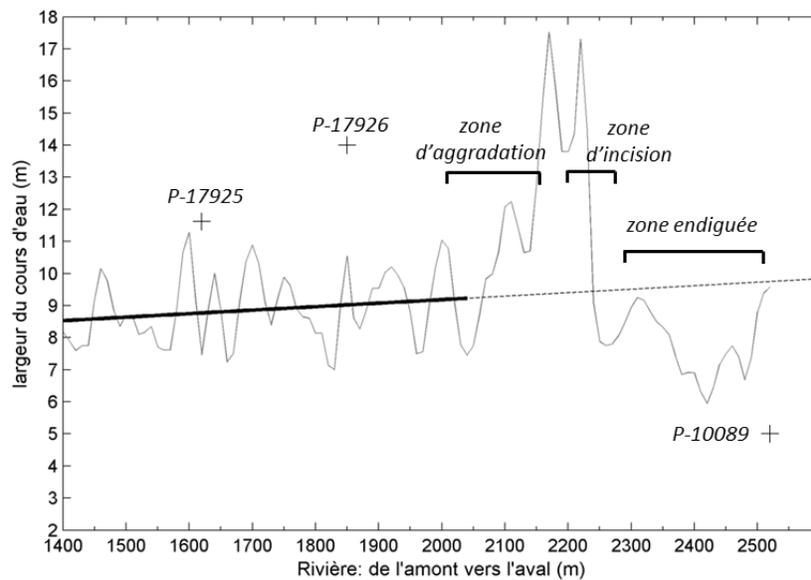


Figure 42. Largeurs du cours d'eau mesurées à des intervalles de 10 m et indication de la portée des traverses de cours d'eau (+).

La zone d'aggradation principale est située immédiatement en amont d'un replat topographique marqué par la présence de bancs d'accumulations centraux (à la figure 42: correspond aux pics dans la largeur du cours d'eau). Leurs présences s'expliquent par les apports immédiats de la haute falaise en érosion, mais peuvent aussi être le reflet de l'obstruction de la zone endiguée sur le transit sédimentaire. La zone endiguée est elle-même plus étroite que la largeur du cours d'eau. Elle peut expliquer qu'il y ait un décalage vers l'amont de la dynamique d'aggradation. La section endiguée en elle-même serait plutôt efficace pour le transit sédimentaire, ce qui explique qu'il n'y ait pas d'aggradation immédiatement en amont de la traverse P-10089.

4.6.3 Recommandations

Constats généraux

L'aggradation sédimentaire dans le secteur de la traverse P-10089 s'inscrit dans une tendance historique qui précède les interventions anthropiques et les aménagements routiers. Cette aggradation est visible par une transition dans le style fluvial survenant aux abords de la traverse P-10089. Dans le cas présent, cette dynamique survient en raison d'un confinement naturel de la vallée en aval. Par contre, l'endiguement du cours d'eau en amont de la traverse P-10089 a possiblement focalisé la problématique d'aggradation vers l'amont dans un secteur qui est actuellement occupé par des résidents riverains.

Par conséquent, si l'aggradation du lit veut être restreinte pour minimiser la problématique d'inondation, elle exige nécessairement des travaux réguliers de dragage du lit. Les recommandations suivantes s'inscrivent dans la continuité de ces constats généraux.

Recommandation 1

Au Québec, dans le cadre des responsabilités dévolues localement au milieu municipal en matière d'aménagement du territoire, les municipalités doivent assumer la protection des milieux riverains et des plaines inondables en fonction des orientations et normes minimales définies par la Politique de protection des rives, du littoral et des plaines inondables (MDDEFP, 2012). Ces responsabilités impliquent l'adoption d'une cartographie pour restreindre l'aménagement du territoire dans les zones inondables. L'avis hydraulique de BPR (2012) a déjà produit les limites d'inondations attendues pour des crues de récurrence 25 ans, ce qui rejoint les exigences minimales pour la cartographie des zones de grands courants telles que décrites par la Politique de protection des rives, du littoral et des plaines inondables.

Une cartographie complémentaire, dite hydrogéomorphologique, est ici proposée (voir figure 33). Ce type de cartographie est une approche où les zones inondées et les vecteurs d'écoulements de surface sont déduits à partir des modelés de la plaine alluviale (Demers *et al.*, 2014). C'est une approche complémentaire à la modélisation hydraulique qui tient compte de la dynamique hydrosédimentaire agissant sur une longue échelle de temps. Elle est notamment privilégiée pour les cas où la morphologie du lit évolue rapidement. Cette approche a été appliquée à une section du Ruisseau Kilmore (figure 33-a).

Les deux approches méthodologiques apportent des résultats cartographiques concordants qui devraient être mis à contribution par la municipalité pour la gestion à long terme de la problématique d'inondation dans ce secteur. Le cadre normatif pour les zones de grands courants est décrit dans la Politique de protection des rives, du littoral et des plaines inondables (MDDEFP, 2012).

Recommandation 2

Il est recommandé de faire un suivi à court terme sur l'évolution de l'érosion régressive pouvant survenir en amont de la zone qui a récemment été draguée par la municipalité à l'automne 2014. L'érosion régressive peut déstabiliser les infrastructures en place (la traverse P-17926) ou mobiliser des zones de stockage sédimentaire pouvant accélérer le comblement de la zone d'excavation. La durée de vie de cette excavation a été évaluée à une période de 5 à 11 ans; moins si des sources proximales de sédiments sont activées. La zone de démantèlement du barrage de castor a été identifiée comme une

source sédimentaire proximale. Il est par conséquent recommandé de procéder rapidement à un curage des bancs d'accumulation dans ce secteur de façon à minimiser les apports sédimentaires à la zone d'excavation.

Recommandation 3

L'interprétation de la dynamique hydrosédimentaire repose actuellement sur un suivi à très court terme, notamment dans la zone d'excavation où la durée des observations est de deux ans seulement. Un suivi du comblement de la zone d'excavation et une analyse plus ciblée de la contribution du tributaire à la problématique d'aggradation permettrait une estimation plus précise des apports sédimentaires dans cette zone. Ceci permettrait d'évaluer plus étroitement la récurrence des travaux de dragage qui est nécessaire pour contraindre l'aggradation du lit. Aussi, un nouveau relevé topographique permettrait d'évaluer l'efficacité de la digue en rive gauche à contenir les écoulements de crue et à prolonger la durée de vie utile des travaux de dragage.

5. LA RIVIÈRE DE L'ANSE PLEUREUSE

5.1 Résumé

La rivière de l'Anse-Pleureuse est très dynamique et des crues torrentielles influencent fortement sa trajectoire morphologique. La traverse P-02775 est située sur la route 198, à ~6.5 km du Golfe du Saint-Laurent et de la route 132. Elle est située dans un tronçon divagant qui connaît une diminution de la pente du cours d'eau. À l'entrée de ce tronçon, la vallée s'élargit et les sédiments en provenance des tronçons torrentiels en amont se déposent pour former une plaine alluviale composée de sédiments grossiers. L'analyse historique montre que le style fluvial naturel de la rivière de l'Anse-Pleureuse au niveau de la traverse P-02775 est de type divagant avec anabranches (plusieurs chenaux). Lors de la construction de la traverse P-02775, des travaux majeurs de dragage ont été effectués, particulièrement en aval de la traverse. Avec les années, la rivière en aval du pont (~1 km) a repris sa forme anabranchée tandis que des interventions de dragage immédiatement en aval et dans le tronçon en amont du pont ont maintenu un chenal unique. Les vestiges du système anabranché sont encore présents dans la plaine et agissent comme chenaux de débordement.

Un dragage effectué en 2009 a fait l'objet d'un suivi morphologique annuel d'environ 400 m de longueur de 2009 à 2011 (Bourdon, 2013). Le présent projet a permis de présenter deux relevés topographiques supplémentaires (2012-2013). Malgré un retour rapide d'une portion des sédiments dragués suite à la première crue en 2010, le bilan du stockage est négatif en 2013 (-307 m³), c'est-à-dire qu'il y a une perte de sédiments depuis le dragage de sédiments. En aval du pont, le thalweg se rehausse en 2010 suite à une crue, s'incise entre 2010 et 2011, puis reste stable jusqu'en 2013. En amont du pont, une incision régressive survient sur environ 200 m entre 2009 et 2013, et ce sur une distance de 120 m dès la première année.

Il est actuellement impossible de statuer sur la durée de vie utile du dragage. Toutefois, l'impact de la tempête post-tropicale Arthur survenue en juillet 2014 n'a pas été quantifié. Cette tempête a apporté une grande quantité de sédiments et a reconfiguré le tronçon principal de la rivière de l'Anse-Pleureuse, particulièrement à l'approche de la traverse P-02775. Suite à une avulsion, le nouveau chenal pose un risque d'érosion à l'approche du pont sur la berge gauche (à un peu plus de 100 mètres en amont de la traverse, la distance est de ~26.5 m par rapport à la ligne de rive de la route 198).

5.2 Problématique

La rivière de l'Anse-Pleureuse, par le dynamisme sédimentaire et hydrologique, pose plusieurs défis à l'aménagement des infrastructures routières.

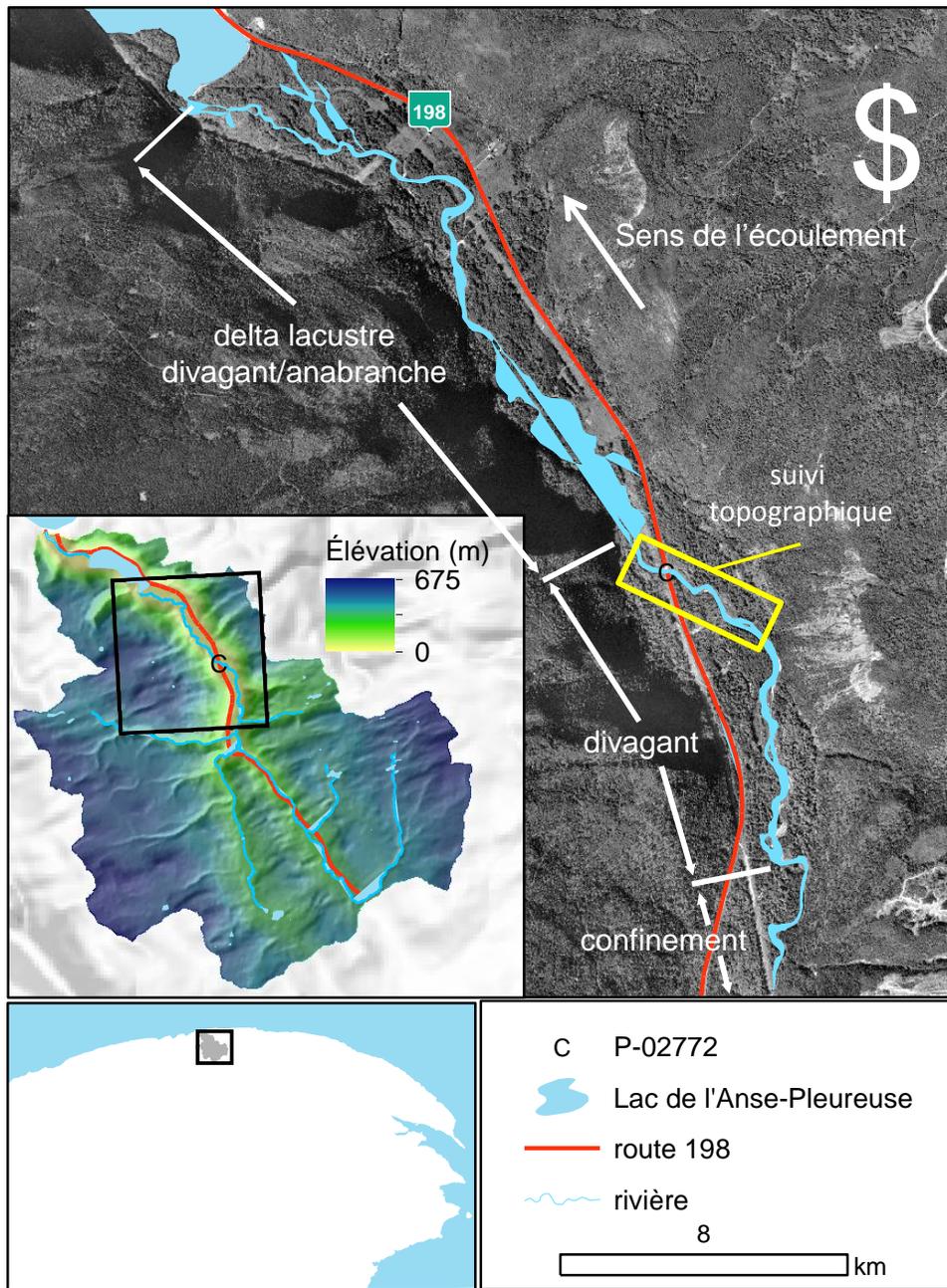


Figure 43. Localisation du bassin versant de la rivière de l'Anse-Pleureuse et du site d'étude.

Depuis 1980, au moins 4 évènements de précipitations ont déclenché des évènements torrentiels documentés, dont 3 dans les derniers 12 ans. Ces évènements sont marqués par des apports sédimentaires élevés et des changements morphologiques importants dans le tronçon principal menant à la traverse P-02775. La traverse P-02775 a nécessité deux dragages connus (2002-2009) au cours des 12 dernières années afin de permettre l'évacuation des crues. Lors de fortes crues, l'écoulement circule par des chenaux de débordement et franchit la route 198 par deux ponceaux placés dans le remblai de la route au nord du pont. Finalement, une avulsion à l'approche du lac de l'Anse-Pleureuse a dévié l'écoulement dans le fossé de drainage de la route 198. L'incision régressive dans le fossé de drainage a nécessité une stabilisation des berges et du point d'inflexion du lit. L'étude qui suit s'intéresse surtout à l'accumulation de sédiments au niveau de la traverse P-02775 et plus particulièrement au suivi des changements morphologiques depuis le dragage de 2009.

5.3 Le site d'étude

La superficie du bassin versant la rivière de l'Anse pleureuse est de 95 km² (figure 43). La rivière prend sa source dans le plateau appalachien qui culmine à environ 670 m d'altitude. Les caractéristiques physiques du bassin versant de la rivière de l'Anse-Pleureuse lui confèrent une réponse hydrologique rapide et contribuent à des évènements de torrencialité. En effet, le bassin est relativement petit et circulaire. La pente moyenne du bassin est élevée (19.3 % versus 16.9 % pour le Ruisseau d'Argent). Plusieurs kilomètres de rivières présentent un contact direct avec des versants abrupts qui alimentent le cours d'eau en colluvions. En amont, le cours d'eau coule généralement sur l'affleurement rocheux. Les styles fluviaux rencontrés sont en marche et cuvette, en cascade et des chutes (zone de confinement). À la sortie du plateau appalachien, la rivière quitte une vallée étroite et pentue pour former une plaine alluviale étroite à graviers. Le style fluvial est alors divagant. La traverse P-02775 est située dans une zone de transition vers le tronçon de delta lacustre dont le style alterne entre divagant à chenal unique et anabranché. La plaine devient alors plus large et forestière.

5.4 La trajectoire géomorphologique

5.4.1 Tendances historiques

La quantification de la trajectoire morphologique de la rivière de l'Anse-Pleureuse est basée sur l'analyse des couvertures de photographies aériennes des années 1963, 1975, 1986, 1992, 2000 et 2004. La visibilité du chenal principal a permis de caractériser un tronçon d'environ 2500 m qui inclut le tronçon confiné et le tronçon divagant (figure 43). Une photographie aérienne de 1948 est utilisée dans une description qualitative du tracé de la

rivière, faute d'une visibilité adéquate pour la quantification des variables morphologiques.

Les séries de débits des rivières Madeleine (1 200 km²) et York (647 km²) sont utilisées dans l'analyse des tendances historiques. Ces rivières sont utilisées à cause de leur proximité du bassin de la rivière de l'Anse-Pleureuse : le bassin versant de la rivière Madeleine est contigu à celui de la rivière de l'Anse-Pleureuse et le centroïde du bassin de la rivière York est situé à environ 50 km du centroïde de la rivière de l'Anse-Pleureuse.

La figure 44 expose les différentes variables décrites dans la trajectoire.

- Débits annuels : Quoique plus marquée sur la rivière Madeleine, la période entre 1975 et 1986 est caractérisée par des débits maximaux annuels au-dessus de la moyenne pendant cinq années sur 6 entre 1977 et 1982. Cette période comprend également les débits maximaux pour les deux stations. Sur la rivière York, le deuxième plus haut débit survient en 2004, tandis que de 2000 à 2003 les débits maximaux sont sous la moyenne.
- Largeur du chenal principal : Il n'y a pas de tendance historique au niveau de la tendance centrale de la largeur du cours d'eau. Toutefois, la tendance centrale oscille et connaît des changements importants : elle atteint un minimum de 16.9 m en 1975 et un maximum de 28.7 m en 2004. La deuxième plus forte largeur est atteinte en 1986 avec 25.2 m.
- Mobilité : Deux périodes se démarquent au niveau de la mobilité des berges : 1975 à 1985 (1.7 m/année) et 2000 à 2004 (2.76 m/année). La mobilité pour les autres périodes est soit inférieure ou égale à la marge d'erreur

L'analyse des variables montre que les deux périodes pendant lesquelles surviennent les plus grandes crues, 1975 à 1986 et 2004, sont caractérisées par des élargissements du cours d'eau et des taux de migration plus élevés.

Il faut rester prudent par rapport aux liens établis avec les débits provenant des autres rivières. Les événements de torrencialité de la rivière de l'Anse-Pleureuse sont bien connus. Depuis 1980, quatre événements de précipitations abondantes documentés par le MTQ ont causé des écoulements hyperconcentrés (1980; 1991; 2002 et 2014). Les apports massifs de sédiments associés aux écoulements hyperconcentrés sont susceptibles d'être un moteur important du dynamisme morphologique. Dans les rivières divagantes, le dépôt de sédiments reconfigure fréquemment le lit et peut rediriger l'écoulement vers les berges et enclencher l'érosion (Rice *et al.*, 2009). La traverse P-02775 a d'ailleurs été draguée suite aux événements de 2002 et, possiblement 2014, ce qui souligne l'impact morphologique significatif

de ces événements. Toutefois, les événements hydrologiques de 1980 et 2002 répertoriés par le MTQ n'apparaissent pas dans la série des débits de la rivière York tandis que les débits maximaux sont sous la moyenne pour ces années. Faute de station de jaugeage permanente, la réponse hydrologique de la rivière de l'Anse-Pleureuse reste inconnue; sa nature torrentielle la différencie des autres rivières jaugées, souvent alimentées par des bassins versants beaucoup plus vastes.

5.4.2 Contrôle de la dynamique sédimentaire

La rivière de l'Anse-Pleureuse connaît des taux de migration importants (0.74 m/année). Le dynamisme du tronçon est expliqué par le fait qu'il s'agit d'une zone de dépôts dans un bassin versant où les sources de sédiments sont abondantes et la capacité de transport est élevée. Le tronçon principal et les tributaires prennent leur source sur le plateau appalachien. Dans cette zone, la capacité de transport est plutôt faible. Dans la zone de transition entre le plateau et le plancher de la vallée (zone de confinement), les fortes pentes font grimper la capacité de transport qui atteint les valeurs maximales mesurées dans le bassin (figure 45). À l'arrivée dans la plaine alluviale, le style fluvial devient divagant. La pente du tronçon principal diminue et fait chuter la capacité de transport. La figure 45 montre une diminution de plus de 50 % de la puissance spécifique moyenne dans le tronçon divagant versus le tronçon contraint qui passe de 211 W/m² à 96.5 W/m². La figure 45 montre un lien direct entre le style fluvial, la puissance spécifique et l'activité géomorphologique. Dans le tronçon confiné, les taux de transport sédimentaires sont sans doute élevés, mais l'activité géomorphologique est limitée par la présence des parois de vallée rocheuses (figure 45). Il s'agit d'une zone de transit sédimentaire. Dans le tronçon divagant, le chenal subit des reconfigurations fréquentes associées aux apports sédimentaires importants en provenance de l'amont.

La figure 45 montre qu'il n'y a pas d'augmentation de l'activité géomorphologique immédiatement en amont de la traverse P-02775. La diminution de la puissance spécifique entre le tronçon confiné et le tronçon divagant souligne que le problème d'accumulation de sédiments au niveau de la traverse est en partie expliqué par le contexte géomorphologique de la vallée fluviale. Cette affirmation est également soutenue par une analyse historique du tracé dans le secteur de la traverse.

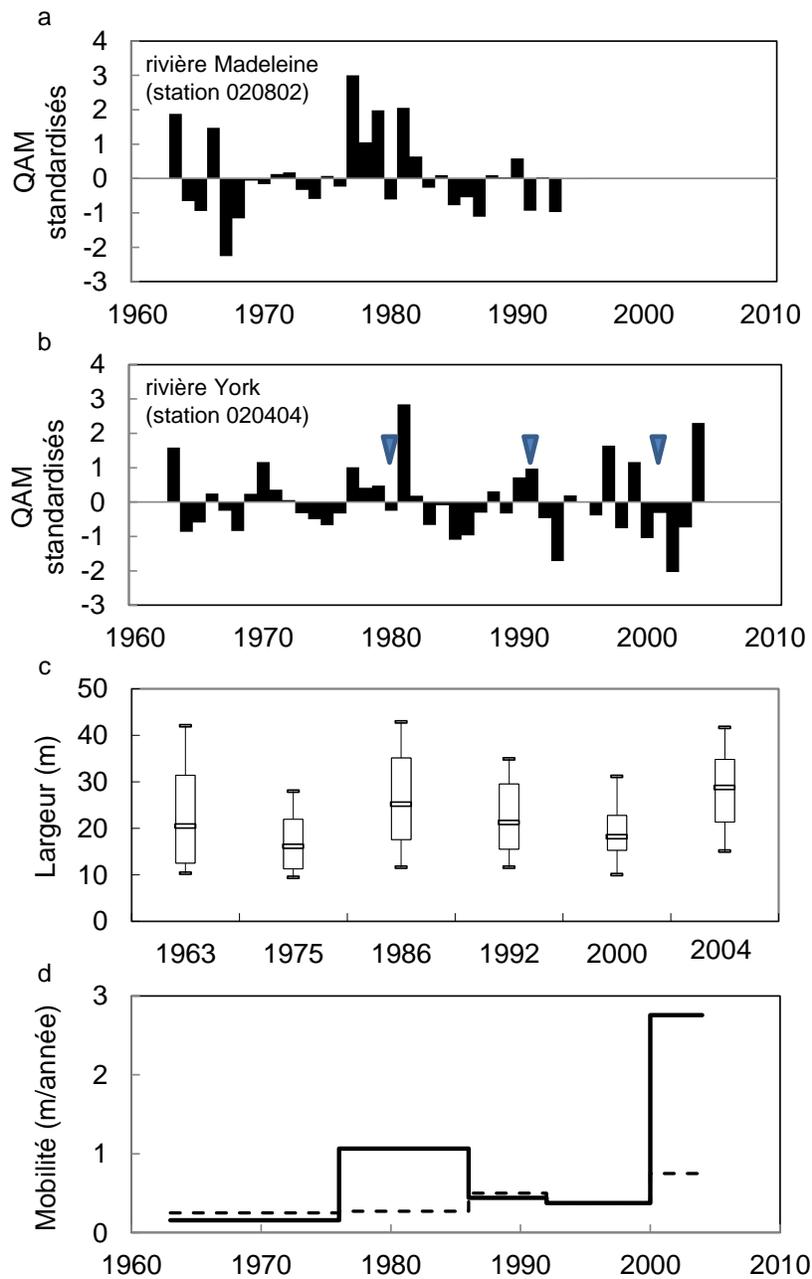


Figure 44. Trajectoire morphologique de la rivière de l'Anse-Pleureuse (1963-2004).

a – débits annuels maximums (QAM) standardisés de la station de jaugeage de la rivière Madeleine; b – débits annuels maximums standardisés de la station de jaugeage de la rivière York; les triangles bleus indiquent des événements torrentiels documentés par le MTQ; c – distribution des largeurs du chenal; d – mobilité du chenal; trait plein = mobilité moyenne; trait pointillé = marge d'erreur.

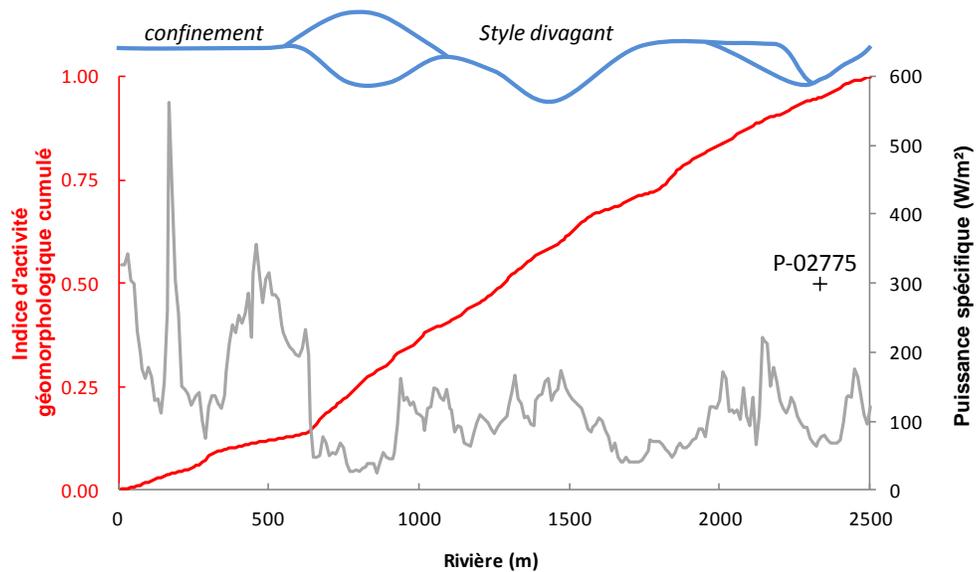


Figure 45. Organisation spatiale de la dynamique sédimentaire dans la vallée fluviale de la rivière de l'Anse-Pleureuse.

La figure 46 montre l'évolution de la rivière dans le secteur de la traverse à partir des photographies aériennes de 1948 à 2004 :

- Avant l'implantation de la traverse P-02775 en 1951, la totalité du tronçon débutant à l'amorce de la plaine alluviale et se terminant au Lac de l'Anse-Pleureuse présentait un tracé anabranché. Les chenaux sont à peine visibles sous la végétation dense.
- Un phénomène d'avulsion avant l'implantation de la traverse P-02775 fait en sorte que le changement de tracé traverse la plaine alluviale sur toute sa largeur (+ de 200 m).
- Entre 1948 et 1963, le chenal principal a été dragué sur un minimum de 600 m en amont de la traverse et 1000 m en aval. Des terres agricoles apparaissent en aval de la traverse. Tous les chenaux bordés par une terre agricole ont été dragués.
- Entre 1963 et 1992, le secteur en aval de la traverse P-02775 se referme progressivement sur environ 1 km suite à l'accumulation de sédiments dans le chenal et la colonisation de la végétation.
- Dès 1975, les surfaces agricoles dans le secteur du delta lacustre diminuent progressivement aux dépens de la régénération de la végétation. D'anciens chenaux visibles sur les terres agricoles sont progressivement réactivés. Toutefois, le chenal principal demeure relativement ouvert et bien défini.

La figure 46 montre la rivière de l'Anse-Pleureuse en 1948 dans le secteur de la traverse P-02775. Le chenal est peu apparent tandis qu'un chenal abandonné suite à une avulsion est visible du côté nord de la plaine. En 1963, on aperçoit un chenal bien formé, plus large et avec des berges moins végétalisées. La traverse P-02775 a été implantée sur la rivière de l'Anse-Pleureuse alors que celle-ci était déjà fortement anthropisée. Le dragage du cours d'eau sur environ 1.6 km a favorisé l'évacuation de l'eau et des sédiments avant 1963. Par la suite, des interventions de dragage concentrées seulement à proximité de la traverse ont permis au chenal en aval de se combler de sédiments et de retrouver sa forme plus naturelle. La sédimentation dans le secteur du delta lacustre a causé des avulsions et les multiples chenaux de la rivière de l'Anse-Pleureuse réoccupent la plaine alluviale sur presque toute sa largeur. Toutefois, les multiples dragages et la stabilisation des berges ont maintenu un chenal unique directement au niveau de la traverse jusqu'en 2014.

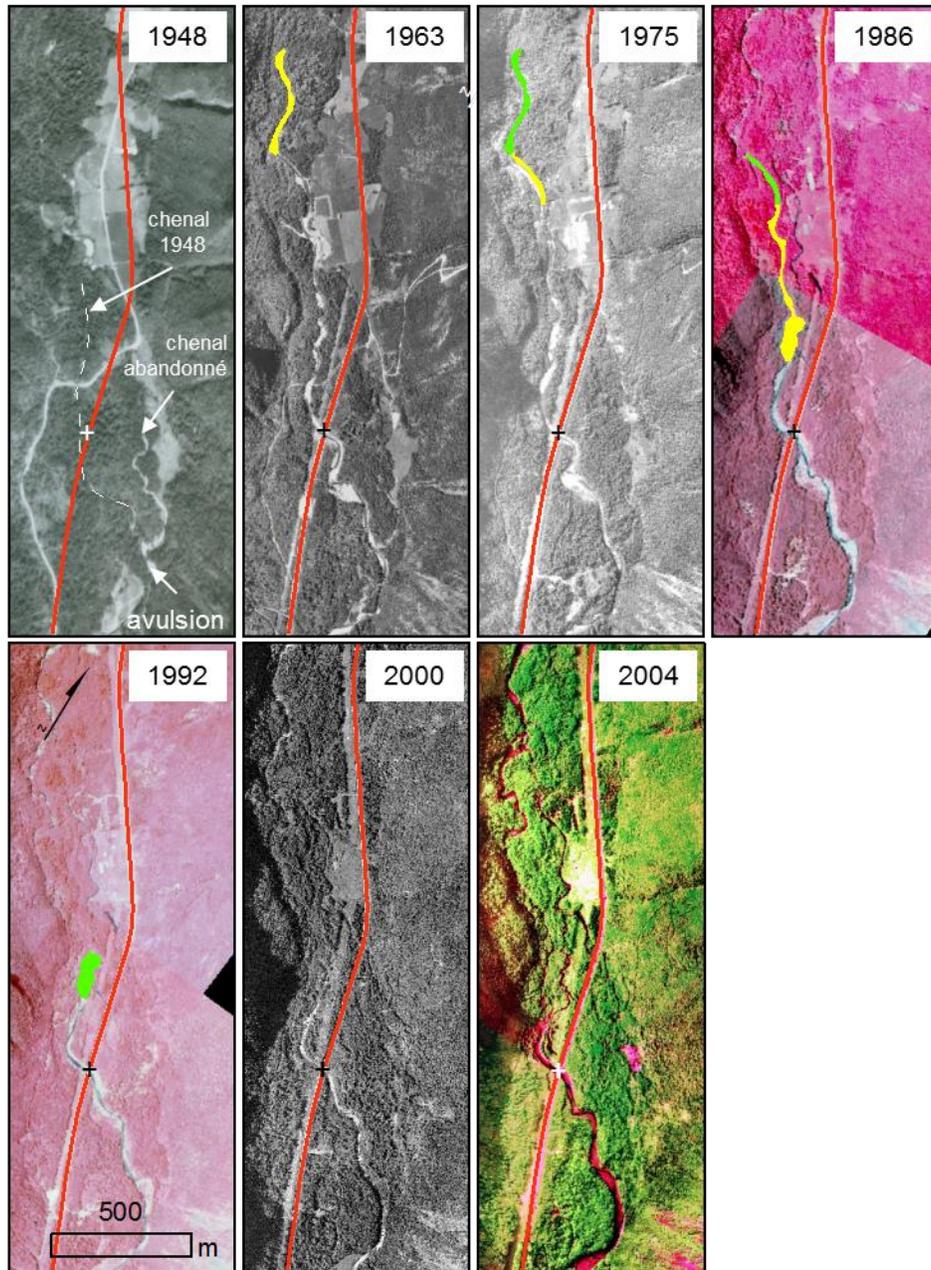


Figure 46. Tracés de la rivière de l'Anse-Pleureuse dans le secteur de la traverse P-02775 entre 1948 et 2004.

Polygone jaune : comblement du chenal par des sédiments. Polygone vert : végétalisation des dépôts de sédiments. Les croix blanches et noires indiquent l'emplacement actuel de la traverse P-02775 et la ligne rouge indique le tracé actuel de la route 198. La photographie de 2004 est représentée en fausses couleurs.

5.5 Bilan sédimentaire

5.5.1 Portrait général

Un dragage effectué en 2009 a fait l'objet d'un suivi morphologique annuel d'environ 400 m de longueur jusqu'en 2011 (Bourdon, 2013). Le présent projet a permis d'effectuer deux relevés supplémentaires (2012-2013) et d'étendre les relevés vers l'amont sur 350 m (figure 47). L'extraction de graviers sur le lit implique principalement des changements morphologiques verticaux et une certaine complexité dans les ajustements géomorphologiques. Dans ce contexte, un suivi topographique à haute résolution est nécessaire pour bien cerner les changements géomorphologiques sur le lit. La comparaison de modèles d'élévations construits à partir des relevés topographiques a permis de quantifier le stockage de sédiments dans le chenal et de suivre les changements verticaux du thalweg.

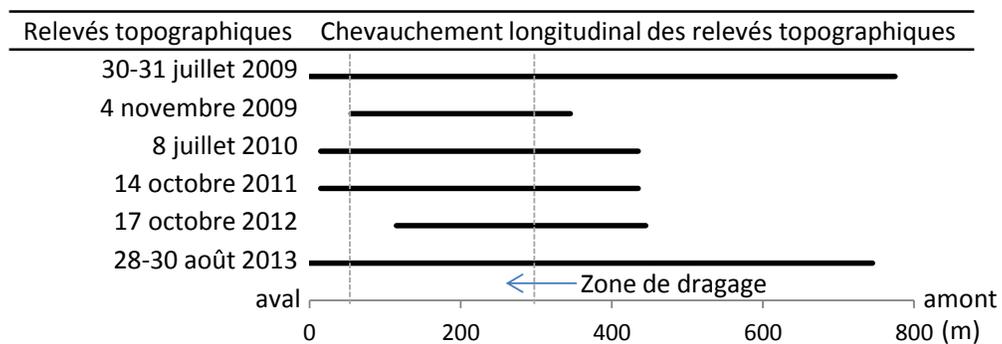


Figure 47. Synthèse des relevés topographiques sur la rivière de l'Anse-Pleureuse de 2009 à 2013.

5.5.2 Résultats

Basé sur l'analyse topographique, il y a eu une extraction de 6493 m³ de sédiments lors du dragage de 2009, soit une zone de 7 m de largeur et 290 m de longueur.

La figure 48 montre les modèles d'élévations de trois suivis : avant le dragage (juillet 2009), peu après le dragage (novembre 2009) et 4 ans après le dragage (août 2013). L'intervention visait à retirer des sédiments stockés sous forme de bancs d'accumulations (figure 48-a). Sur la figure 48-b, la zone de dragage est bien visible ainsi que la zone de raccordement progressif en amont. La figure 48-c montre qu'en 2013, seulement une partie des sédiments retirés sont remplacés. De nouveaux bancs d'accumulations sont construits, mais ces dépôts n'atteignent pas l'élévation atteinte par les bancs avant le dragage (-70 cm).

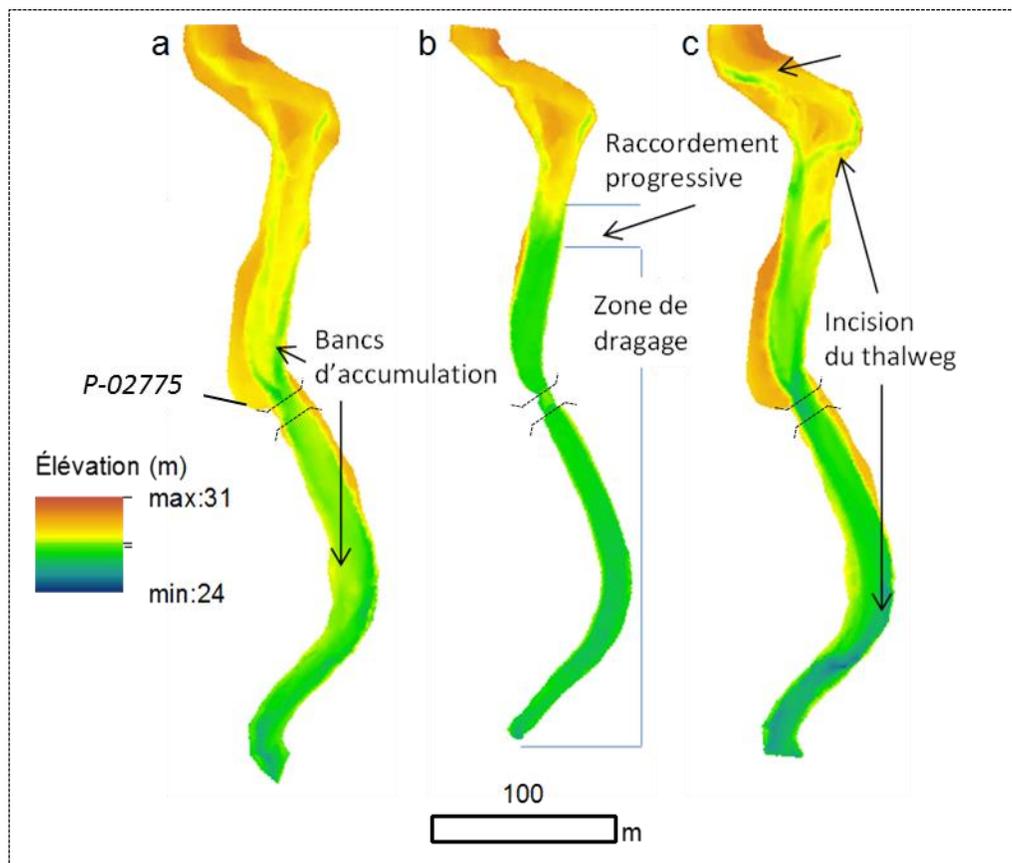


Figure 48. Suivis topographiques de la rivière de l'Anse-Pleureuse.
a – Avant le dragage (août 2009); b – après le dragage (novembre 2009) et; c – juillet 2013.

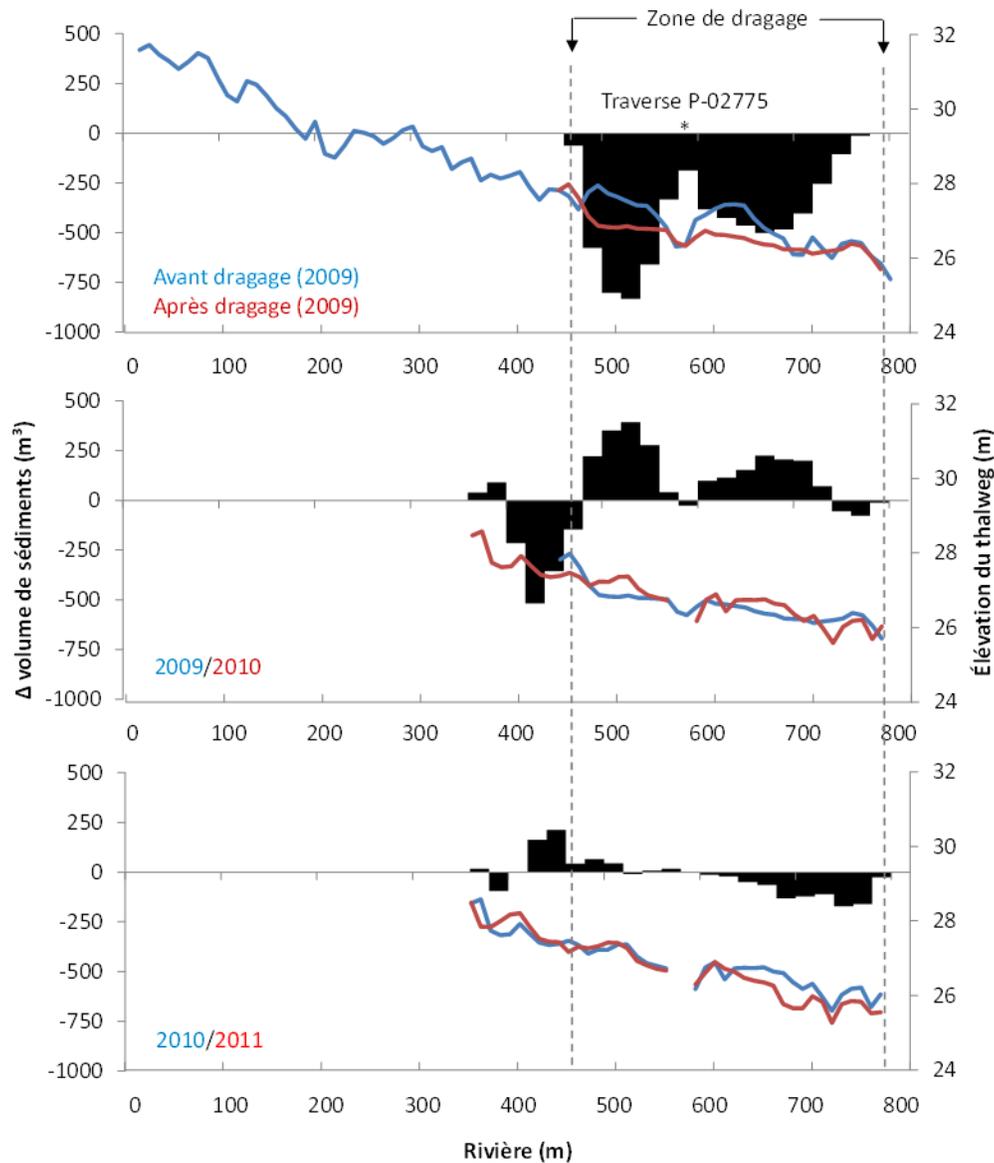


Figure 49. Changements morphologiques suite au dragage de sédiments sur la rivière de l'Anse-Pleureuse (2009 à 2013).

Les bâtons noirs montrent les changements de volume de sédiments par sections de vingt mètres. Les bâtons blancs indiquent les valeurs de changement de volume incertaines. Les traits bleus et rouges désignent la hauteur du thalweg aux 10 mètres pour leur année respective.

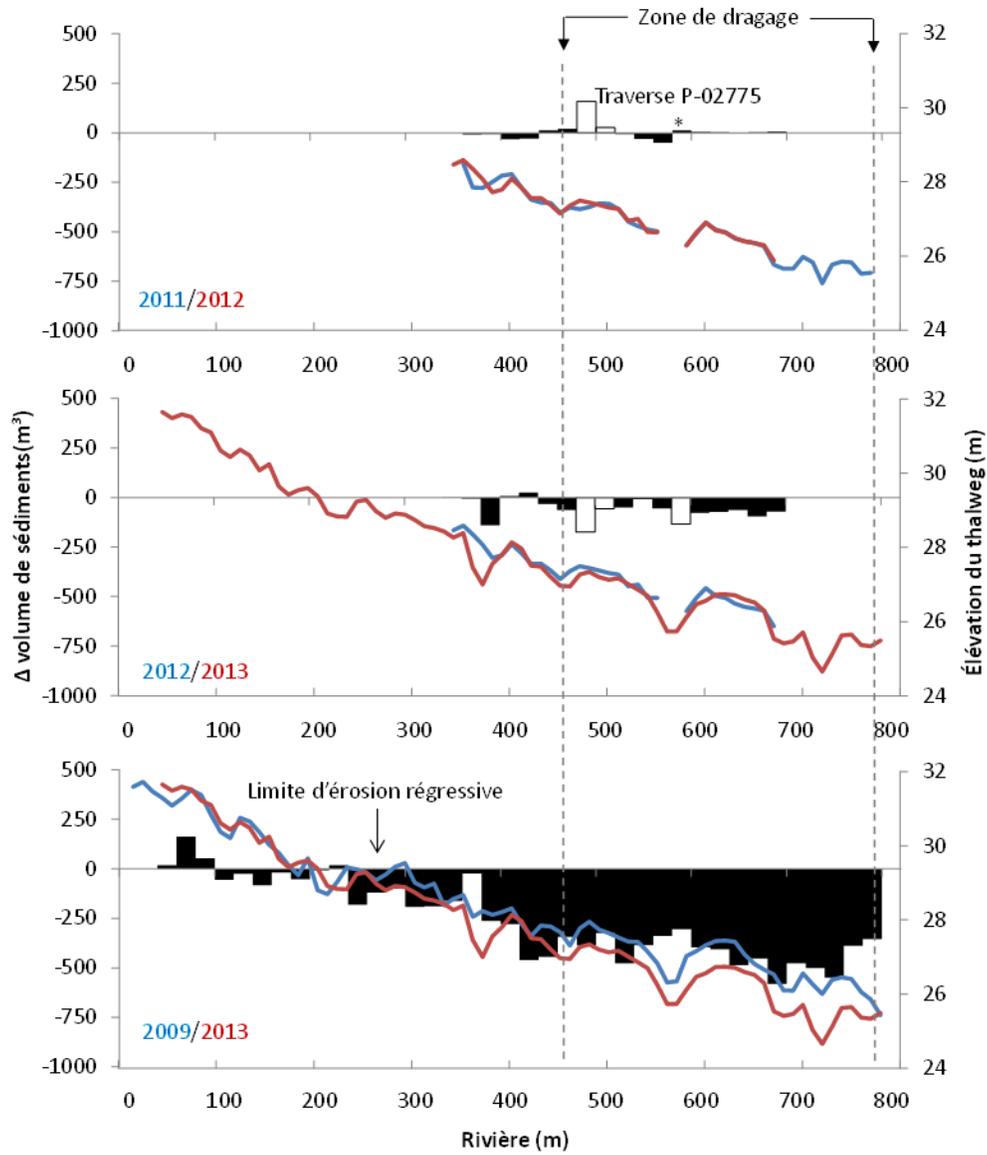


Figure 50. Changements morphologiques suite au dragage de sédiments sur la rivière de l'Anse-Pleureuse (2009 à 2013) (suite).

La figure 49 et la figure 50 montrent l'évolution du thalweg et des volumes stockés dans le chenal. Les changements morphologiques de la rivière de l'Anse-Pleureuse sont présentés par intervalle d'un an :

Avant et après le dragage : Sur 6493 m³ de sédiments dragués, 51.8 % sont enlevés en aval du pont et 48.2 % sont enlevés en aval. L'intervention vise le retrait des bancs d'accumulation et a pour effet de régulariser la topographie du lit.

2009/2010 : Les changements morphologiques les plus importants surviennent dès la première crue printanière. Sur la quantité de sédiments prélevés lors du dragage (6493 m³), un volume de 2046 m³ (31.5 %) de sédiments est de retour dans la zone de dragage. Un maximum de 1235 m³ (60 %) de sédiments est fourni par l'incision régressive dans un banc central immédiatement en amont de la zone de dragage et l'ouverture d'un chenal par érosion régressive sur la berge gauche. Le profil du thalweg de 2010 montre que les bancs d'accumulations sont de retour, mais qu'une légère incision s'est opérée dans les cent derniers mètres de la section.

2010/2011 : En 2011, le banc central incisé l'année précédente est partiellement comblé (un quart des sédiments évacués l'année précédente). Un léger stockage survient dans la zone de dragage en amont de la traverse (151.8 m³) tandis que la zone en aval de la traverse subit une érosion de 853.9 m³. L'érosion survient surtout sur le lit au niveau de deux apex de méandres. Cela occasionne donc une incision du thalweg.

2011 à 2013 : Les changements morphologiques sont limités et se résument à une légère perte de volume de sédiments dans toute la zone de dragage.

Bilan 2009/2013 : Le suivi de 2009 et 2013 couvre environ une longueur de 800 m. La comparaison des deux suivis permet de constater que :

- Quatre ans après le dragage, la zone de dragage présente un bilan négatif au niveau du stockage. La différence de volume entre les deux suivis est de -6799.3 m³. Cela signifie que le tronçon dragué a perdu 307 m³ de sédiments depuis le dragage. Malgré la construction de nouveaux bancs d'accumulation, l'incision du lit implique une évacuation en sédiments plus élevée que de sédiments nouvellement apportés sur le site. Dans la zone de dragage, le thalweg est en moyenne 70 cm plus bas que la situation précédant l'intervention de dragage.
- L'incision régressive survient jusqu'à une distance de 200 m en amont de la zone de dragage. Au total, l'incision du lit est apparente sur une distance d'environ 550 m.

Les changements morphologiques les plus importants sont survenus entre 2009 et 2010. La série de débits de la rivière York montre que la crue printanière entre ces relevés a été la plus faible pour toute la période de suivi (figure 51). Six crues plus importantes sont survenues par la suite sans occasionner des changements morphologiques aussi significatifs. Ceci montre que le retour rapide de 31.5 % du volume de sédiments dragué n'est pas causé par un évènement hydrologique important, mais plutôt par un prompt réajustement du profil en long.

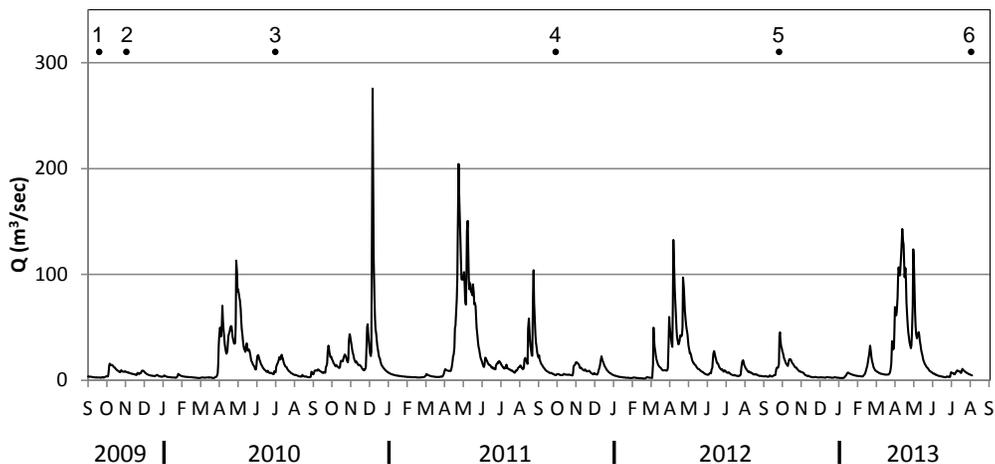


Figure 51. Série de débits de la rivière York (station 20404) pour la période des suivis topographiques.

Les points numérotés désignent les dates de relevé. 1 : 30 août 2009 (avant le dragage); 2 : 4 novembre 2009 (après le dragage); 3 : 8 juillet 2010; 4 : 14 octobre 2011; 5 : 17 octobre 2012; 6 : 13 août 2013.

5.6 Effets de la tempête Arthur

Lors de la tempête Arthur en juillet 2014, la rivière de l'Anse-Pleureuse a subi des changements morphologiques importants, notamment à l'approche de la traverse P-02775 (figure 52). Une avulsion survenue à 350 m en amont du pont a ouvert un chenal vers l'ouest. Le 1^{er} novembre 2014, le nouveau chenal canalisait une proportion de 55% du débit total ($Q_{\text{total}} = 2.48 \text{ m}^3/\text{s}$). Cette séparation de l'écoulement peut entraîner une érosion latérale du nouveau chenal vers le remblai de la route 198. À partir de la photographie aérienne d'août 2014, la distance du chenal en avulsion par rapport à la ligne de rive (la ligne blanche) de la route 198 est estimée à 26.5 m au point le plus près. Cette reconfiguration change également l'angle d'incidence de la rivière par rapport à l'enrochement ce qui pourrait le déstabiliser localement.

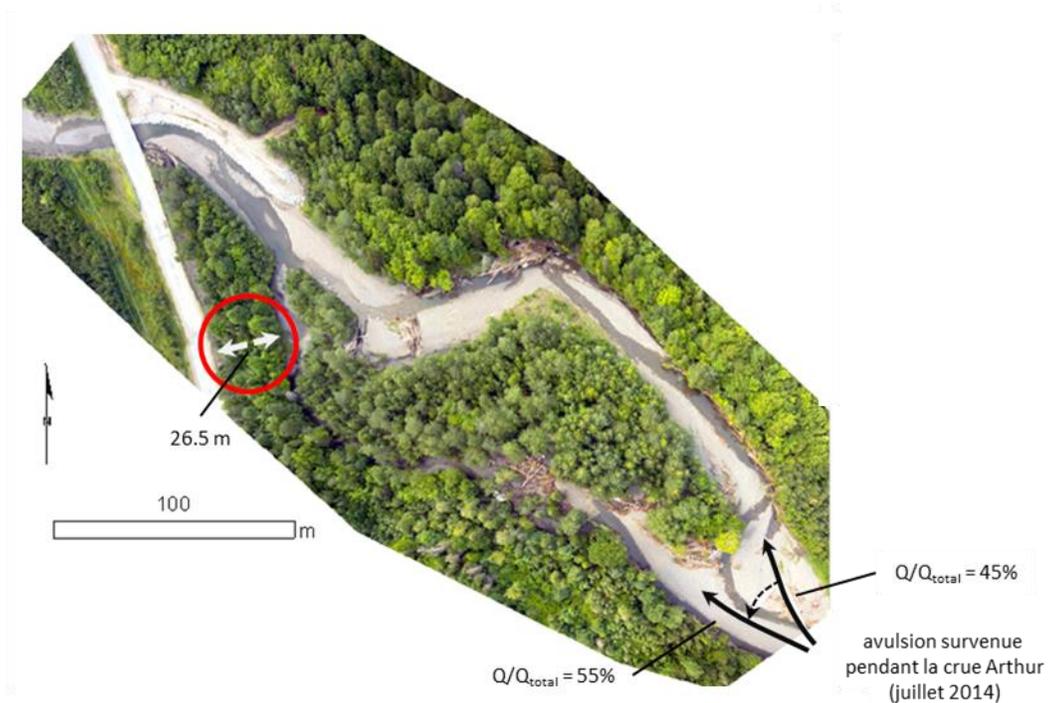


Figure 52. Photographie aérienne de la rivière de l'Anse-Pleureuse prise par une caméra aéroportée (août 2014). Le 1^{er} novembre 2014, le nouveau chenal canalisait 55% du débit total ($Q_{total} = 2.48 \text{ m}^3/\text{s}$).

5.7 Discussion

5.7.1 Implication pour la traverse P-02775

Le suivi topographique du dragage survenu en août 2009 montre que, malgré un retour initial en sédiments équivalent à 31.5 % des volumes de sédiments excavés, l'incision du chenal a limité le stockage de sédiments. En 2013, le secteur dragué se trouve même en déficit de sédiments par rapport à la situation juste après le dragage en 2009. Lors du relevé topographique de 2011, Bourdon (2013) note que le chenal en aval du secteur dragué passe d'un tracé anabranché à un chenal unique. Ce changement morphologique est l'expression de l'incision qui survient en aval de la zone draguée. Les zones excavées captent les sédiments en transit, ce qui limite les apports sédimentaires au-delà de la zone d'excavation. En aval, l'écoulement entraîne les sédiments sur le lit et les berges, renouvelant sa charge sédimentaire, ce qui provoque une incision du lit. L'augmentation de la vitesse de l'écoulement associée à la diminution de la rugosité du chenal (retrait des bancs d'accumulations) peut également contribuer à l'incision du lit.

L'incision mesurée dans la zone de dragage peut donner l'impression que le problème d'accumulation de sédiments au niveau de la traverse a été remédié. Il faut se rappeler que le dragage précédant, fait en 2002, a eu une durée utile de 7 ans. En date du dernier relevé topographique (2013), le dragage de 2009 est survenu depuis quatre ans. Il est fort probable que l'incision mesurée soit une phase qui mènera vers un rééquilibrage de la pente du lit et un éventuel retour de la phase d'accumulation de sédiments au niveau de la traverse. De plus, des événements torrentiels comme celui causé par la tempête Arthur sont susceptibles, par leurs apports massifs de sédiments, de contribuer rapidement à la réintroduction de sédiments dans la zone de dragage.

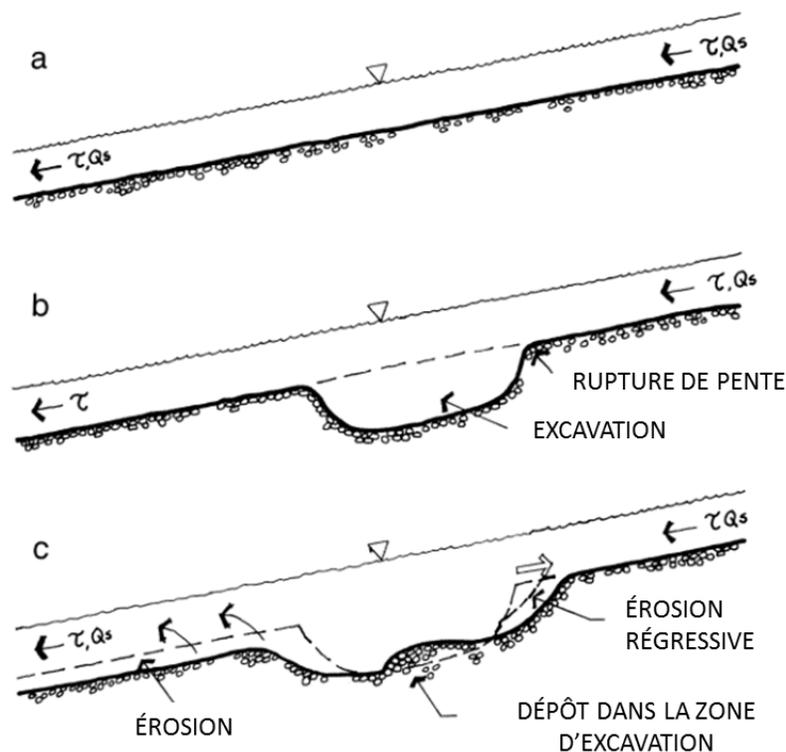


Figure 53. Érosion régressive (vers l'amont) et érosion en aval de la zone de dragage.
Modifié de Kondolf, 1994.

L'accumulation de sédiments au niveau de la traverse P-02775 s'explique en partie par la configuration de la vallée fluviale. Historiquement, le tronçon dans lequel est située la traverse avait un style anabranché semblable à celui que l'on observe dans le tronçon du delta lacustre, marqué par de multiples petits chenaux et des changements de tracés par avulsion. L'arrêt d'interventions de dragage marquerait probablement un retour à ce style fluvial.

Néanmoins, il est possible que la traverse contribue à exacerber localement le dépôt de sédiments. La portée actuelle de la traverse de 13.2 m correspond à 68 % de la largeur moyenne au niveau plein bord (19.4 m), mesurée sur une distance de 200 m en amont. Aussi, l'angle d'incidence du cours d'eau par rapport à l'axe de la traverse est propice à la formation d'un banc de graviers sur la berge convexe, ce qui peut contribuer à diminuer l'aire de la section transversale. Depuis la crue Arthur, le banc de convexité est incisé, ce qui canalise les écoulements de faible débit vers le centre du chenal sur une partie de l'enrochement. À débit plus élevé, l'enrochement reste néanmoins sollicité par les écoulements.

5.7.2 Recommandations

Deux enjeux retiennent l'attention au niveau des recommandations : l'incision du chenal dans la zone de dragage et la reconfiguration du tracé suite à la tempête Arthur.

1– L'incision du chenal dans la zone de dragage

L'incision du chenal dans la zone de dragage, s'il se maintient, peut devenir problématique pour la longévité des aménagements dans la rivière de l'Anse-Pleureuse, notamment en affouillant les assises de la traverse P-02775. Malgré que l'incision soit probablement passagère, il est suggéré de faire un suivi de la dynamique d'incision actuelle avant d'investir dans de nouveaux aménagements. En ce sens, il est proposé d'installer des dispositifs pour suivre le niveau du lit dans la zone de dragage. Il pourrait s'agir de trois règles insérées dans le lit de la rivière, en amont, sous et en aval de la traverse. Le niveau du lit pourrait être noté après les grandes crues. Ceci permettrait de connaître dans quelle direction (incision ou aggradation) évolue le lit dans la zone de dragage.

2– La reconfiguration du tracé suite à la tempête Arthur

Une reconnaissance géomorphologique de la rivière de l'Anse-Pleureuse et de ses infrastructures après chaque crue importante permettrait de cerner rapidement les effets de la nouvelle configuration au niveau de la traverse. Une attention particulière devrait être portée à l'enrochement qui subit un écoulement avec un angle d'incidence plus important et l'érosion en direction de l'approche du pont sur la rive gauche.

3 – Suivi photographique et prises de mesures

Il est recommandé de faire un suivi de l'érosion des berges à partir de photographies et de mesures des taux de recul là où le nouveau chenal migre en direction de l'approche du pont sur la berge gauche.

6. LA RIVIÈRE MARSOUI

6.1 Résumé

La traverse P-10065 se situe sur la route Notre-Dame Ouest à 3.4 km de l'embouchure de la rivière Marsoui. C'est un cours d'eau qui a été drastiquement linéarisé pour l'exploitation forestière et la pratique de la drave. La linéarisation structure encore aujourd'hui la dynamique spatiale du transit sédimentaire ainsi que l'activité géomorphologique. Les tronçons fluviaux linéaires fonctionnent comme des convoyeurs rapides de sédiments, lesquels sont acheminés et stockés dans des zones d'accumulation sédimentaire. Cette surconcentration de sédiments favorise l'activité géomorphologique qui s'exprime par la présence de bancs d'accumulation latéraux ou centraux, une forte mobilité ainsi que par des fluctuations dans la largeur du chenal. Ces processus contribuent progressivement au rétablissement de la sinuosité du chenal depuis la fin des interventions dans la rectification du tracé (~1975). La réponse géomorphologique a été intense lors de fortes crues survenues de 1977 à 1979. Elle est probablement moins sensible aujourd'hui en raison d'un rétablissement partiel de la sinuosité et, aussi, en raison d'un épuisement de la disponibilité immédiate en sédiments grossiers (stabilisation du lit par le développement d'un pavage dans les sections linéarisés).

La traverse P-10065 est située dans un tronçon de rivière qui a été linéarisé entre 1927 et 1939. En amont de la traverse, il y a une accumulation de sédiments qui provoque l'érosion de la berge droite. En 2011, un enrochement a permis de contraindre la progression de l'érosion. Cet enrochement est resté intact lors du passage de la post-tempête tropicale Arthur en juillet 2014.

La problématique d'aggradation en amont de l'infrastructure est conséquente avec la tendance historique du rétablissement de la sinuosité à partir de zones de dépôts où se concentre initialement l'activité géomorphologique. La présence de la traverse et, plus particulièrement son sous-dimensionnement en largeur, est probablement un facteur qui contribue à contraindre localement le transit des sédiments et à favoriser le rétablissement de la sinuosité à cet endroit.

6.2. Problématique

La traverse P-10065 se situe sur la route Notre-Dame Ouest à 3.4 km du village de Marsoui (figure 54). De 2007 à 2011, un suivi de l'état de la traverse P-10065 a montré une érosion progressive de la berge droite du cours d'eau (figure 55). Cette érosion a atteint le remblai du mur d'aile de la traverse, a déchaussé les glissières de sécurité et menacé l'intégrité de la route de gravier (accotement). En 2011, des travaux de remblaiement protégés par un enrochement de la berge ont permis de contraindre l'érosion latérale du cours d'eau.

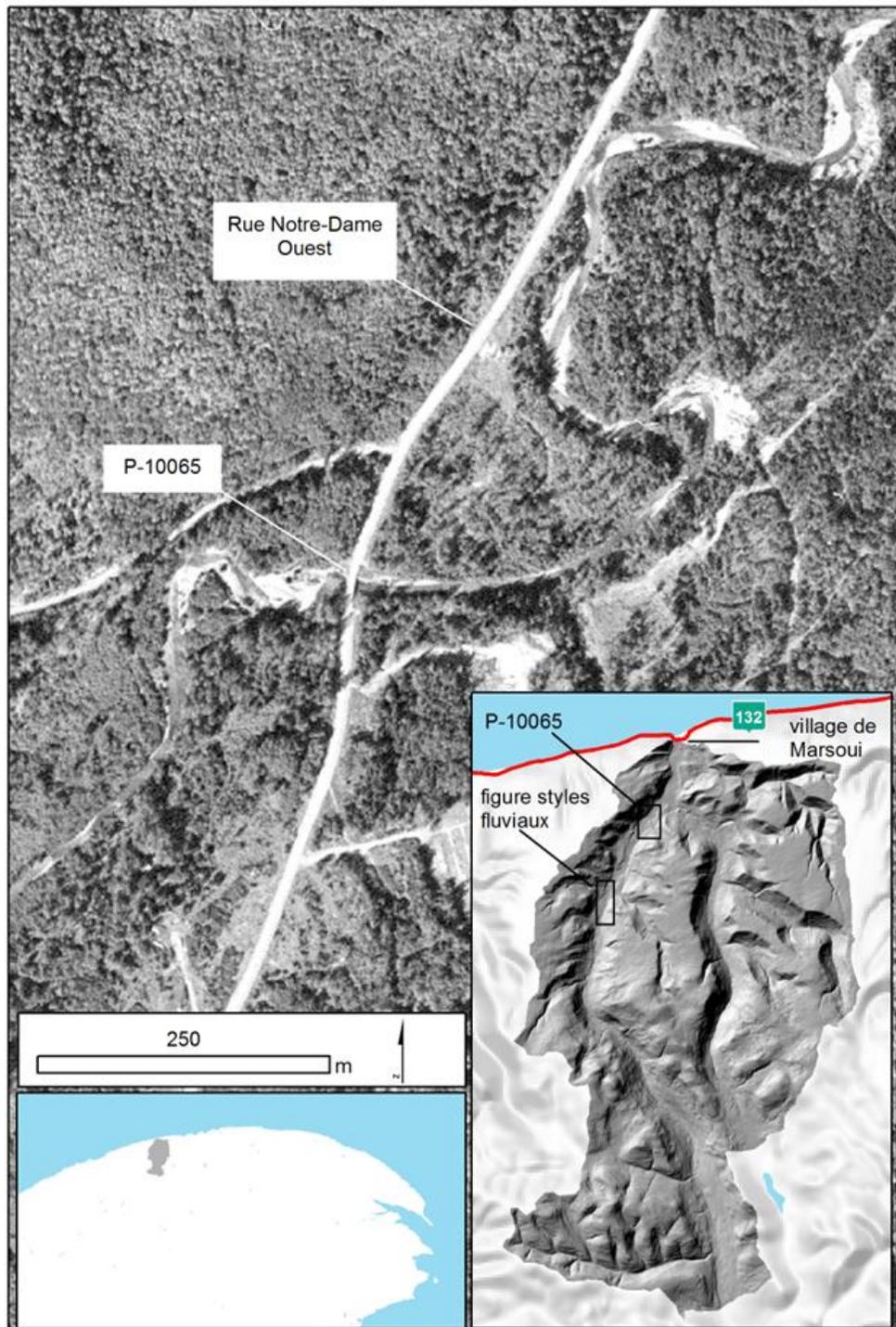


Figure 54. Localisation de la traverse P-10065 dans le bassin versant de la rivière Marsoui.



18 septembre 2008



11 juin 2009



31 août 2011



16 novembre 2011 (après enrochements)



28 août 2014 (après la tempête post-tropicale Arthur)

Figure 55. Progression de l'érosion et enrochement de la berge droite de l'approche menant à la traverse P-10065 de 2008 à 2014.

Cette problématique d'érosion est associée à une accumulation de sédiments en amont de la traverse P-10065. Cette accumulation est visible par la croissance d'un banc de graviers situé dans la convexité du méandre en formation (figure 54). Cet état contraste avec les conditions observées en aval de la traverse où on observe un chenal linéaire, caractérisé par une granulométrie plus grossière et une absence de bancs d'accumulation.

6.3 Le site d'étude

La superficie du bassin versant de la rivière Marsoui est de 158 km² (figure 54). Le réseau de drainage est de forme oblongue et s'incise dans les plateaux du relief appalachien de la Gaspésie. Le cours d'eau franchit trois régions physiographiques où se succèdent de l'amont vers l'aval, le plateau appalachien, la zone de transition et la plaine alluviale. Dans les deux premiers secteurs, le tracé fluvial est contraint par la lithologie et se caractérise par peu de zones de dépôts sédimentaires. La section alluviale est caractérisée par un tracé fluvial à méandres avec un lit de graviers. La traverse P-10065 est située dans la section alluviale du cours d'eau principal à une aire de bassin versant de ≈85 km².

L'historique de la vallée de la rivière Marsoui est caractérisé par l'exploitation forestière, notamment par la drave des billes de bois. Ces activités étaient marginales au début du siècle, mais se sont probablement amplifiées au tournant des années 1940 avec la construction d'une scierie à l'embouchure de la rivière Marsoui par l'entreprise A. Couturier & Fils (Sohier et Dion, 1985). Les activités de la drave sur le cours d'eau ont eu de profonds impacts dans la section alluviale, notamment par des linéarisations drastiques du chenal principal pour faciliter le transit des billes de bois. Cette période d'interventions sévères sur le cours d'eau a pu durer jusqu'en 1970, moment de la fermeture définitive de la scierie en raison d'un incendie. Le développement du réseau routier a aussi conduit à des interventions qui ont apporté des rectifications dans le tracé du cours d'eau. Le cumul des interventions apportées dans le dernier siècle implique approximativement 75 % du linéaire de cours d'eau de la section alluviale de la vallée de la rivière Marsoui.

6.4 La trajectoire géomorphologique

6.4.1 Tendances historiques de l'activité géomorphologique

L'analyse de la trajectoire géomorphologique concerne la section alluviale de la vallée de la rivière Marsoui jusqu'à son embouchure. Elle est illustrée par trois variables morphodynamiques mesurées à partir des couvertures de photographies aériennes (1927; 1939; 1963; 1975; 1981; 1986; 1992; 2001; 2004) : la sinuosité du tracé fluvial, la largeur ainsi que la mobilité du chenal principal. L'indice de sinuosité est calculé sur l'ensemble du tracé alluvial, alors

que les valeurs de largeurs et les taux de mobilité sont calculés à des intervalles de 10 m. Les débits annuels maximums (QAM) sont calculés à partir de stations de jaugeage situées dans le bassin versant voisin de la rivière Sainte-Anne (stations 021405 et 021407).

La figure 56 révèle plusieurs tendances historiques.

- Indice de sinuosité : Entre 1927 et 1975, il y a une diminution de l'indice de sinuosité de 1.42 à 1.22. Cette période est suivie par un retour progressif de la sinuosité jusqu'à une valeur de 1.33 en 2004.
- Largeur du chenal principal : Depuis 1939, la largeur du cours d'eau présente une stabilité à long terme ponctuée par deux périodes d'élargissements, soit entre 1939 et 1963 et entre 1976 et 1981. Cet élargissement est perceptible au niveau de la tendance centrale, mais surtout par la présence de valeurs extrêmes indiquant que certains secteurs de la rivière ont été drastiquement élargis pendant ces deux périodes. Passé 1981, la diminution de la tendance centrale et des valeurs extrêmes montrent la phase de relaxation de la géométrie du chenal vers son état d'équilibre naturel.
- Mobilité latérale : Il y a un pic de mobilité entre 1976 et 1981. Ce pic est coïncidant avec la deuxième période d'élargissement du chenal et une phase de hauts débits observés à la station de jaugeage voisine de la rivière Sainte-Anne.

Les interventions anthropiques conséquentes à l'activité de la drave de 1940 à 1970 consistent principalement en la linéarisation du tracé fluvial, ce qui explique la diminution de la sinuosité entre 1927 et 1975, et le dragage des sédiments du lit vers les berges, ce qui explique un élargissement artificiel du chenal entre 1939 et 1963. Aussi, les travaux nécessaires à ces manœuvres ont pour effet de détruire la végétation riveraine, ce qui peut contribuer temporairement au maintien d'un chenal large en raison de la faible cohésion des berges contre l'action hydraulique des écoulements de la rivière.

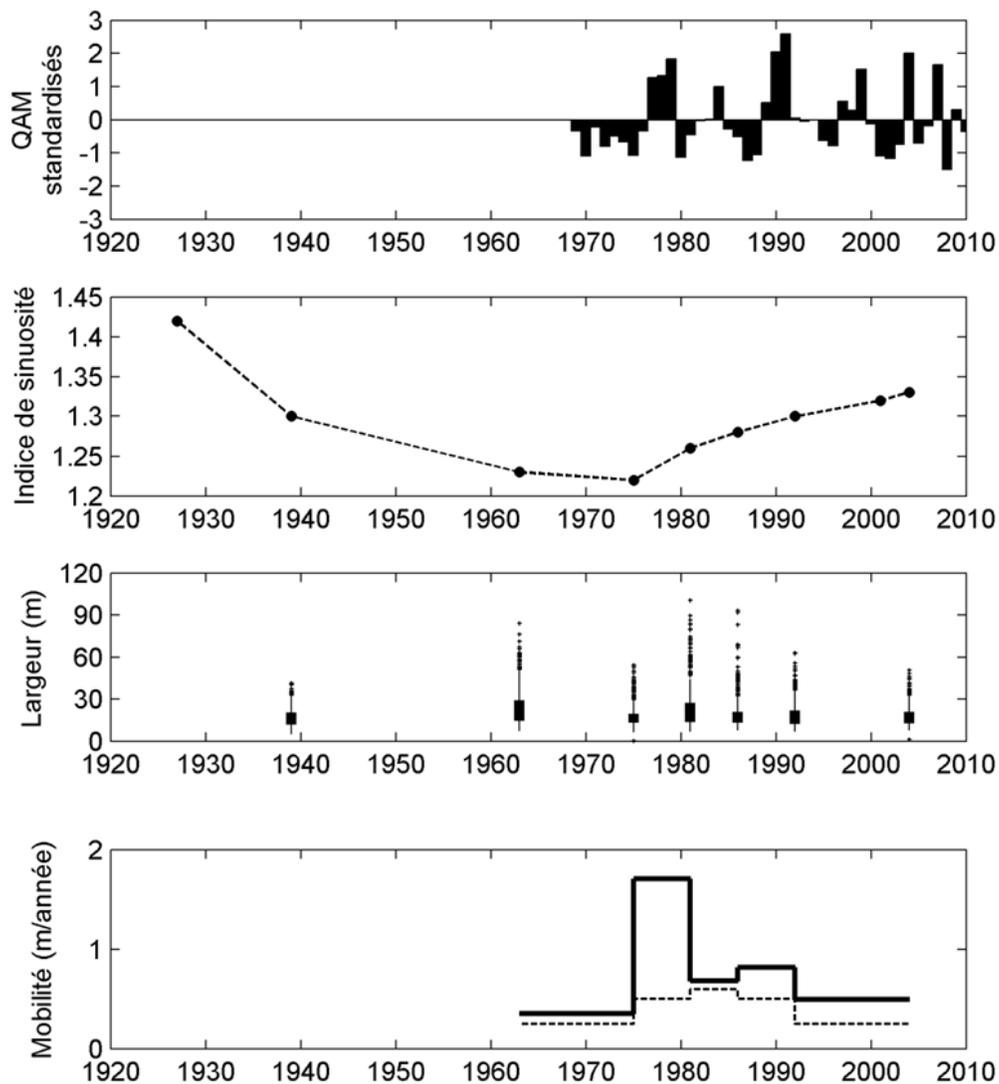


Figure 56. Trajectoire géomorphologique de la rivière Marsoui entre 1927 et 2004.

QAM : débits annuels maximums standardisés mesurés sur la rivière Sainte-Anne (021405 et 021407). Mobilité : trait plein = mobilité moyenne; trait pointillé = marge d'erreur.

Une deuxième phase d'élargissement ainsi qu'un pic de mobilité sont observés entre 1975 et 1981, ce qui est coïncidant avec une période de hauts débits successifs mesurés à la station de jaugeage du bassin versant voisin de la rivière Sainte-Anne (1977 à 1979). En revanche des débits annuels maximums de magnitude équivalente se sont également produits au tournant de 1990, sans causer des ajustements géomorphologiques aussi importants sur la rivière Marsoui. Il est suggéré que les premiers hauts débits qui ont suivi la fin

des interventions anthropiques sur la rivière ont pu provoquer ces ajustements géomorphologiques plus intenses. Une pente élevée ainsi qu'une disponibilité des sédiments (absence de pavage naturel) peuvent expliquer des ajustements géomorphologiques plus drastiques. La réintroduction de sédiments grossiers dans le chenal initie un plus grand dynamisme, notamment dans les zones de stockage de sédiments, provoquant la construction de bancs d'accumulation latéraux et centraux, une mobilité latérale ainsi que des élargissements du chenal. Depuis ces premiers ajustements, le chenal est possiblement moins réactif à des débits de magnitude équivalente, notamment en raison d'une pente moins élevée et de la construction d'un pavage de sédiments sur le lit qui diminue la disponibilité des sédiments pour la mise en transport. En revanche, l'historique de l'indice de sinuosité suggère que l'ajustement du système n'est pas complet et que des ajustements géomorphologiques sont encore actifs aujourd'hui pour rétablir la sinuosité du chenal.

6.4.2 Historique du style fluvial et de la sinuosité

Le cumul des interventions anthropiques a profondément altéré l'apparence et le fonctionnement de la rivière Marsoui (figure 57). En 1927, le cours d'eau est caractérisé par un style franchement divagant. Le chenal est alors mal défini en raison des anabranches (présence de bancs alternes et centraux). Avec le temps, le *nettoyage* du chenal par la linéarisation et le dragage donne au cours d'eau une apparence proche du style à méandres avec un chenal principal mieux défini et des bancs alternes.

Le rétablissement de la sinuosité et du style fluvial d'origine n'est pas uniforme sur le tronçon. La figure 58 présente une analyse par ondelettes qui révèle la présence de longueur d'ondes à plusieurs échelles caractérisant le tracé de la rivière à trois moments dans le temps, soit avant les perturbations anthropiques (1927), au moment où l'indice de sinuosité était à son plus bas (1975) et au moment le plus récent lorsque la sinuosité est en partie rétablie (2004). L'analyse par ondelettes est appliquée sur la série des changements de direction (degrés) entre deux points successifs espacés de 10 m sur le tracé du cours d'eau (Ferguson, 1975). Cette analyse permet de visualiser où la sinuosité a été modifiée par les interventions anthropiques et où la sinuosité s'est rétablie, ou non, jusqu'à tout récemment.

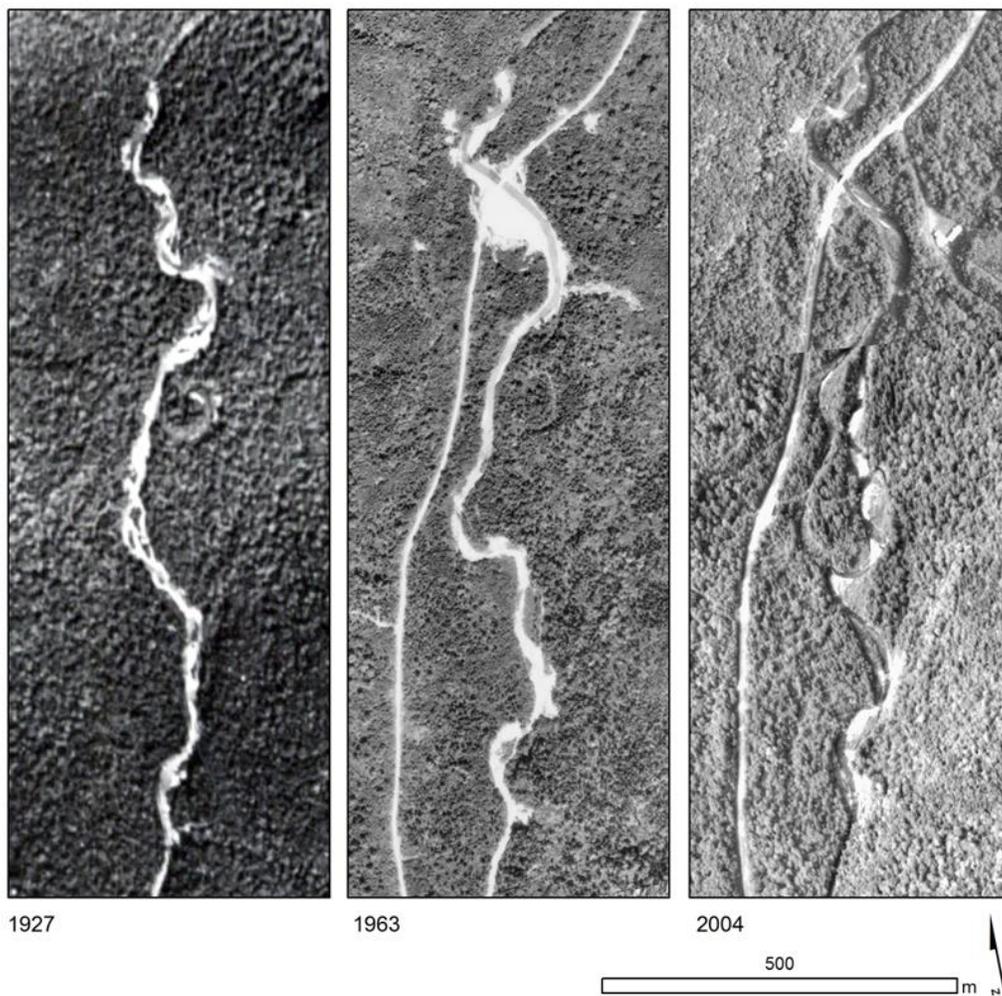


Figure 57. Évolution du style fluvial de la rivière Marsoui de 1927 à 2004.

- Entre 1927 et 1975, la sinuosité du chenal est drastiquement réduite dans quatre secteurs de la rivière. Entre 1975 et 1981, le tracé près du km 5 (1975) est aussi linéarisé.
- En 1975, on remarque l'apparition ou le renforcement d'une sinuosité caractérisée par de grandes longueurs d'onde aux deux extrémités de la troisième zone d'intervention.
- En 2004, dans le troisième secteur, il y a la présence de sinuosité dans le tracé fluvial situé immédiatement en amont de la traverse P-10065.
- En 2004, il y a une intensification de la sinuosité en aval des extrémités de la troisième zone d'intervention.

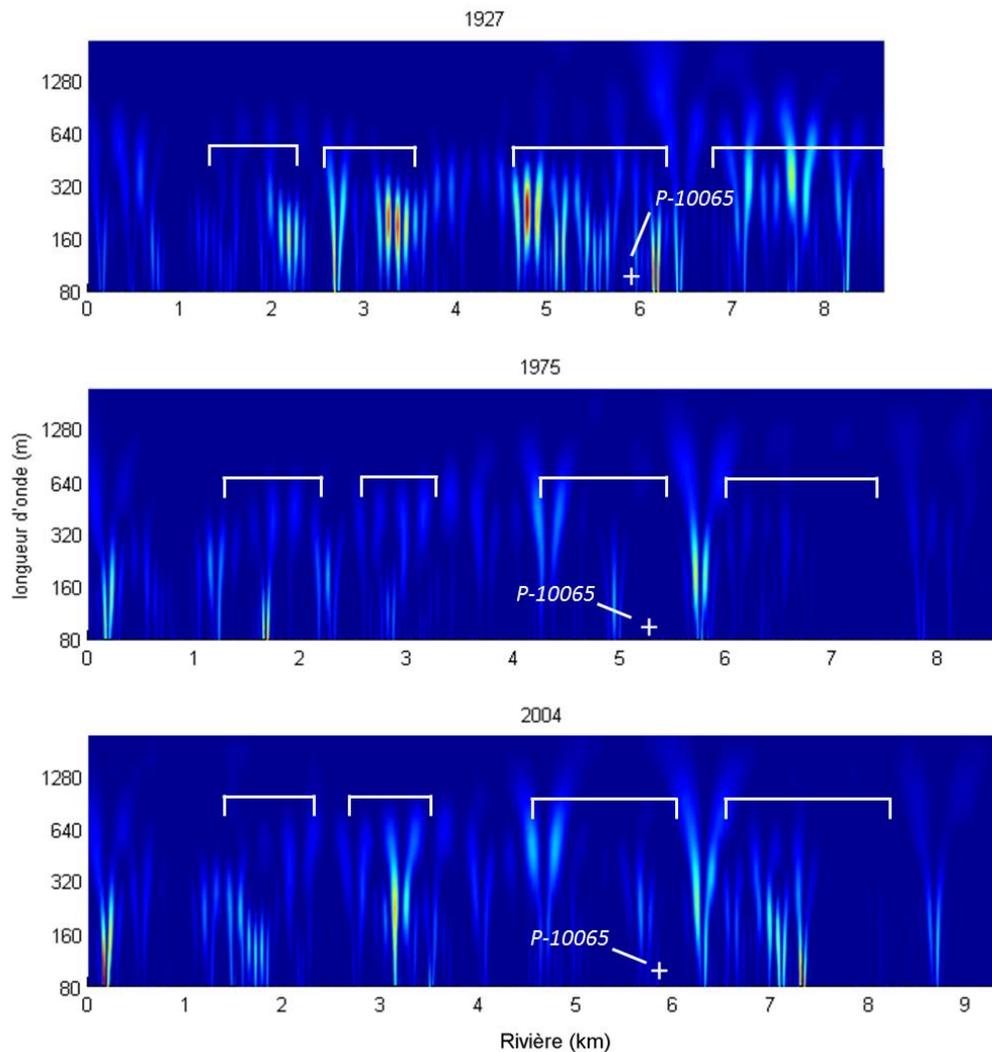


Figure 58. Analyse par ondelettes de la sinuosité du tracé de la rivière Marsoui. 1927 : avant les perturbations anthropiques; 1975 : moment où la sinuosité est la plus faible; 2004 : situation récente caractérisée par un rétablissement partiel de la sinuosité du canal. Les barres blanches indiquent les secteurs ayant fait l'objet d'interventions anthropiques sur le tracé fluvial. + : position de la traverse P-10065.

Cette analyse montre que la traverse P-10065 est localisée dans un secteur qui a été linéarisé par le passé. Aussi, elle indique que le rétablissement de la sinuosité dans ce secteur est très localisé, limité aux extrémités de la zone d'intervention et immédiatement en amont de la traverse P-10065. Ceci suggère que la présence de l'infrastructure a été propice aux processus favorisant le rétablissement de la sinuosité (construction de bancs d'accumulation et érosion des berges). Il est compréhensible que la

récupération de la sinuosité soit freinée en aval de la traverse P-10065. Celle-ci empêche les ajustements géomorphologiques de se propager plus en aval en raison du captage des sédiments en transit et de la contrainte physique qu'elle impose contre l'érosion des berges. En amont, l'absence de rétablissement de la sinuosité s'explique davantage par l'absence d'espaces pour le stockage des sédiments, des berges artificielles plus résistantes à l'érosion et un pavage du lit, ce qui favorise le transit rapide des sédiments dans ce tronçon fluvial.

Ces interventions sur le cours d'eau structurent encore aujourd'hui l'organisation spatiale de la dynamique sédimentaire. Celle-ci s'organise autour d'une succession de tronçons linéarisés, favorables au transit rapide des sédiments reliés par des zones de dépôts sédimentaires où se concentre l'activité géomorphologique (les grandes longueurs d'ondes situées aux extrémités des zones d'intervention). Cette organisation favorise possiblement une surconcentration du stockage et de l'activité géomorphologique par rapport aux conditions antécédentes aux interventions anthropiques en raison de la plus grande rareté des zones de stockage sédimentaire.

6.4.3 Organisation spatiale du dynamisme hydrosédimentaire

L'organisation spatiale du dynamisme hydrosédimentaire est ici illustrée par l'interrelation entre un indice d'activité géomorphologique et la capacité de transport (figure 59). L'indice d'activité géomorphologique est construit à partir des valeurs d'écart-types de largeurs du chenal (les fluctuations de largeurs dans le temps) et de mobilité latérale; il est la moyenne des courbes cumulées, représentées sur une échelle de 0 à 1 (figure 59b, courbe rouge). La mobilité latérale ainsi que l'écart-type des largeurs du chenal sont de fait corrélés ($r = 0.63$, $n = 84$ — sous-échantillon 1/10 —, figure 59a). Le calcul de la mobilité latérale n'inclut pas les processus de recouvrements de bancs ou de méandres ni l'effet des interventions anthropiques sur le tracé.

La figure 59 suggère qu'il y a une relation entre les pics d'activité géomorphologique et la diminution locale de la capacité de transport, laquelle est exprimée par la puissance spécifique du cours d'eau (aux points marqués A-B-C et E). Une diminution de la capacité de transport est associée à une zone d'accumulation sédimentaire, ce qui se répercute par la construction de bancs d'accumulations, des ajustements dans la géométrie du chenal (variations de largeur) et de la mobilité (migration latérale et recouvrement de bancs). Sur la rivière Marsoui, le moteur de l'activité géomorphologique est donc associé de façon spécifique à la présence de zones de dépôts sédimentaires. Le pic d'activité géomorphologique D apparaît comme une anomalie au sens où il n'est pas associé à une diminution de la capacité de transport. En fait, le pic d'activité géomorphologique D est situé immédiatement en amont de la traverse P-10065 (« + »). Cette anomalie

suggère que la présence d'activité géomorphologique à cet endroit est plus spécifiquement liée à la présence de la traverse.

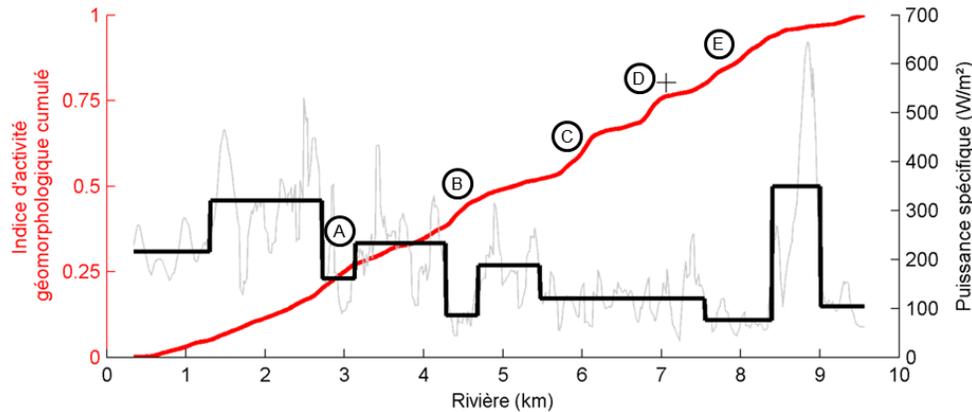


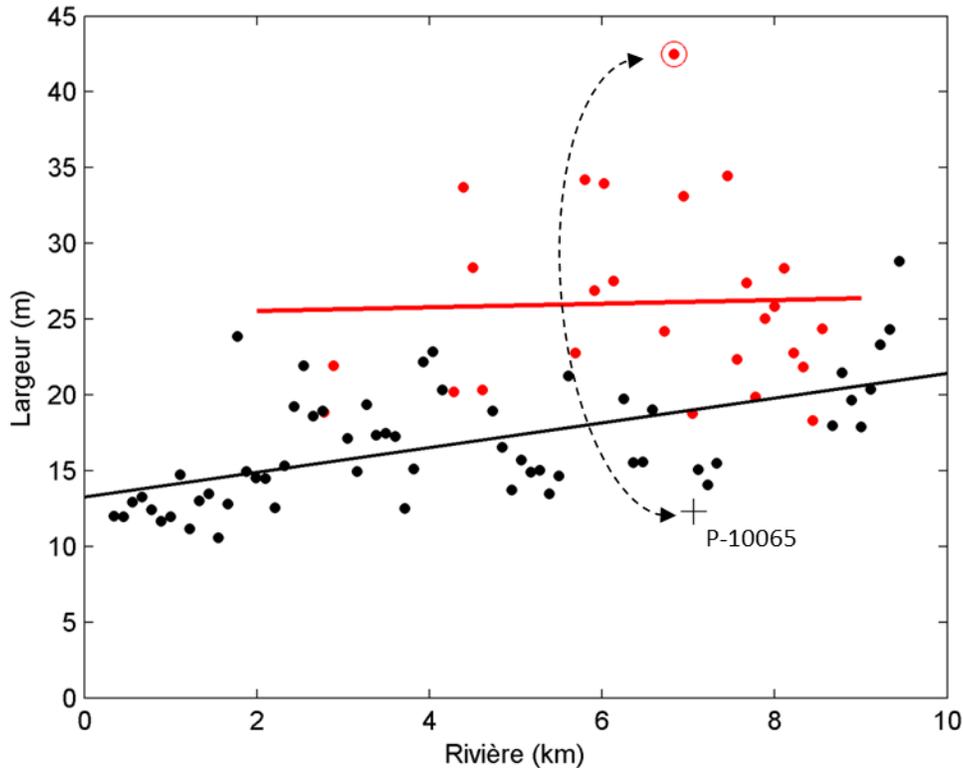
Figure 59. Indice d'activité géomorphologique en relation avec la puissance spécifique sur la rivière Marsoui.

La puissance spécifique est mesurée à des intervalles de 10 m (gris) ou par segments homogènes (noir) définis par l'algorithme de Gill (1970). + : position de la traverse P-10065.

6.5 Discussion

6.5.1 Impact de la traverse P-10065 sur le transit des sédiments

L'analyse de la trajectoire historique montre que l'activité géomorphologique en amont de la traverse P-10065, notamment le développement d'une sinuosité, est conséquente avec une phase d'ajustement qui survient en réponse aux interventions anthropiques. La rectification du tracé entraîne rapidement des rétroactions qui forcent le retour aux conditions initiales. Cette rétroaction est possiblement facilitée par la présence d'un point d'ancrage pour le stockage des sédiments en raison de la présence de la traverse. La figure 60 présente l'évolution amont-aval des largeurs du cours d'eau au niveau plein bord pour des tronçons stables (noirs) ou actifs (rouges). La définition des tronçons stables ou actifs est basée sur la localisation des ruptures de pente de la courbe d'activité géomorphologique cumulée (voir figure 59, actifs = secteurs A à E).



**Figure 60. Géométrie hydraulique de la largeur au niveau plein bord du chenal des tronçons stables (noirs) et actifs (rouges).
+ : largeur entre les piliers de la traverse P-10065; ○ : valeur extrême de largeur en amont de la traverse P-10065.**

La figure 60 montre qu'il y a une nette distinction dans la largeur du cours d'eau selon s'il s'agit d'un tronçon stable ou actif. La largeur entre les culées de la traverse P-10065, indiquée par « + » sur la figure, apparaît sous-dimensionnée par rapport à la tendance moyenne des tronçons stables de l'amont vers l'aval. La largeur entre les culées de la traverse P-10065 est égale à 12.3 m par rapport à ~19 m selon la tendance de l'amont vers l'aval déterminée par la régression des moindres carrés (ou 15.2 m selon la norme en vigueur au MTQ qui vise un dimensionnement équivalent à 0.8 fois la largeur déterminée par la limite des hautes eaux, concept proche du niveau plein bord). Ce sous-dimensionnement est d'autant plus élevé si on considère la tendance des largeurs pour les tronçons actifs. L'impact de la traverse P-10065 sur le transit des sédiments apparaît aussi par la présence d'une valeur extrême dans la zone de dépôt en amont de l'infrastructure. Ceci suggère que la présence de la traverse P-10065 accentue le stockage de sédiments en amont, ce qui provoque un surélargissement du chenal.

6.5.2 Impacts de la crue Arthur de juillet 2014

Le 6 juillet 2014, la tempête tropicale Arthur touche l'Est du Québec. Les précipitations dans le bassin versant de la rivière Marsoui sont significatives et plusieurs torrents sont activés, notamment dans le cœur du village où un ponceau est détruit en raison des surplus liquides et solides. En amont, sur la rue Notre-Dame Ouest, le remblai d'approche de la traverse située à la confluence entre la rivière Marsoui et la Petite Marsoui est aussi arraché par la crue (figure 61). Cette érosion drastique survient en raison d'apports significatifs de sédiments par la Petite Marsoui. Aussi, la localisation actuelle de la confluence peut expliquer en partie ces circonstances. Celle-ci est décalée environ 200 mètres en amont de sa localisation en 1939 là où se situe aujourd'hui la scierie (figure 62). Cette relocalisation a aussi impliqué le déplacement du tracé de la Petite Marsoui. Le raccourcissement des tracés implique des pentes plus fortes et une trajectoire de migration dirigée vers l'aval, soit vers la route Notre-Dame Ouest, ce qui a probablement accentué l'intensité de l'érosion.

Les impacts de la crue Arthur à la traverse P-10065 sont moins dramatiques. Selon nos observations, l'enrochement en berge droite est toujours stable et l'érosion des berges n'a pas progressé de façon significative. De nouveaux relevés topographiques ainsi qu'un suivi du déplacement de la charge de fond vont permettre de documenter les impacts de la crue Arthur sur la stabilité du cours d'eau (résultats non compris dans ce rapport).



Figure 61. Érosion de la route Notre-Dame-Ouest à la confluence entre la rivière Marsoui (branche Ouest) et Petite Marsoui (branche Est) par la crue Arthur. a – Vue à partir de la route et b – à partir d’une caméra aéroportée.



rivière Marsoui, 2004

Figure 62. Tracés à la confluence des rivières Marsoui (branche Ouest) et Petite Marsoui (branche Est) en 1939 et en 2004.

6.5.3 Recommandations

L'analyse de la trajectoire géomorphologique mène aux constats suivants :

- La formation de bancs d'accumulation et le rétablissement de la sinuosité en amont de la traverse P-10065 s'inscrivent dans la continuité des ajustements conséquents à la linéarisation du cours d'eau par le passé.
- Cependant, l'espacement insuffisant entre les culées de la traverse accentue le stockage des sédiments; ceci est mis en évidence par une surlargeur du cours d'eau à l'approche de la traverse par rapport aux valeurs attendues pour des environnements similaires sur la rivière Marsoui.

- Lors de la crue extrême Arthur (été 2014), l'enrochement sur la berge droite est resté intact et l'érosion des berges n'a pas progressé de façon significative. Ainsi, le remplacement de la traverse P-10065 n'est pas jugé comme une problématique imminente.

Il est recommandé de :

1– Vérifier périodiquement la stabilité de l'enrochement et la progression de l'érosion des berges en amont de la traverse P-10065;

2– Dans le cas où l'enrochement devient inadéquat pour freiner l'érosion des berges (basculement des blocs de par la progression de l'érosion derrière l'enrochement ou de par un affouillement sévère), il est recommandé de procéder au redimensionnement de la traverse P-10065. Cette recommandation s'inscrit dans la logique qu'une relation de cause à effet est probable entre; 1– le dégagement insuffisant au niveau de la largeur de la traverse; 2– la contrainte au niveau du transit sédimentaire; 3– l'accumulation de sédiments dans un banc central en amont de la traverse et; 4– la diversion des écoulements vers la berge et son érosion. La mobilité actuelle du cours d'eau est amplifiée par l'accumulation de sédiments, mais elle est aussi cohérente avec la dynamique du cours d'eau. Par conséquent, il reste nécessaire de limiter l'érosion des berges par des structures de protection.

Plusieurs études récentes suggèrent des normes plus durables pour la conception des traverses de petits cours d'eau (Kosicki et Davis, 2001; Hansen *et al.*, 2009). Parmi ces recommandations, le dimensionnement minimal suggéré est la largeur au niveau plein bord du cours d'eau. Le niveau plein bord représente le débit le plus efficace au niveau du transport de sédiments (Wolman et Miller, 1960; Andrews, 1980) et est par conséquent associé à une géométrie propice au transit de sédiments et au maintien d'un bilan sédimentaire équilibré. Ceci correspond à une récurrence approximative de 1.5 an, mais parfois plus (Leopold *et al.*, 1964). L'équivalence au niveau hydraulique est influencée par plusieurs facteurs géomorphologiques (pente du cours d'eau, granulométrie du lit, présence d'un pavage, équilibre au niveau de la trajectoire géomorphologique). Dans le cas de la rivière Marsoui, les dimensions naturelles du cours d'eau ne sont pas apparentes à proximité de la traverse (sur-largeur en amont, linéarisation du cours d'eau en aval). Il est recommandé de se référer aux valeurs indiquées par les relations de la géométrie hydraulique des sections stables (figure 60).

7. LA RIVIÈRE OUELLE

7.1 Résumé

En 1970, le MTQ construit deux traverses (P-13888 N-S) pour le passage de l'autoroute 20 sur la rivière Ouelle. Dans ce secteur, la rivière est divagante en raison d'une charge sédimentaire élevée qui se dépose à la sortie de la zone des hauts plateaux appalachiens. Depuis 1994, le MTQ doit procéder à des dragages périodiques sous les traverses pour maintenir un dégagement suffisant pour l'évacuation des crues et le passage des glaces pouvant former un embâcle. Le rythme de l'aggradation est fonction des quantités de sédiments transportés par la rivière. Cette étude aborde cette question par le biais d'une analyse de la trajectoire géomorphologique de la rivière Ouelle. Aussi, elle vise plus spécifiquement à identifier les principales sources de sédiments qui alimentent la charge sédimentaire et contribuent à l'aggradation du lit sous les traverses de l'autoroute.

Trois phases d'activité géomorphologique ont été identifiées :

1– De 1961 à 1980, une phase de stabilisation caractérisée par une diminution de la largeur du cours d'eau et de la superficie des bancs d'accumulation. Cette phase survient en réponse à l'arrêt des activités de la drave en 1952 et au relâchement de sédiments par les barrages en 1958.

2– De 1980 à 2001, il y a une augmentation de la largeur du cours d'eau et une augmentation de la quantité de sédiments dans le chenal. Ces ajustements sont initiés par la crue extrême de 1981.

3– De 2001 à 2011, une deuxième phase de stabilisation caractérisée par une diminution de la largeur et de la superficie des bancs d'accumulation. Ceci est interprété comme un épuisement des sources stockées dans le chenal depuis 1981 et une diminution de la charge de sédiments transportés.

De 1961 à 2009, les apports en sédiments par les falaises en érosion sont estimés à $148\,000\text{ m}^3$ ($\sim 3000\text{ m}^3/\text{année}$). Ces quantités de sédiments sont significatives en comparaison des quantités transportées par le réseau de drainage (19 m^3 sur le Bras-de-la-rivière-Ouelle) et stockées sous les traverses pour la période de 2013 à 2014 ($5\,300\text{ m}^3$). Ces quantités suggèrent que l'érosion des falaises contrôle en grande partie la disponibilité sédimentaire et l'aggradation sous les traverses de l'autoroute. Des mesures à plus long terme sont nécessaires pour valider ces estimations.

7.2 Problématique

En 1970, deux traverses de cours d'eau, P-13888 N-S, sont construites au-dessus de la rivière Ouelle pour le passage de l'autoroute 20 (figure 63).

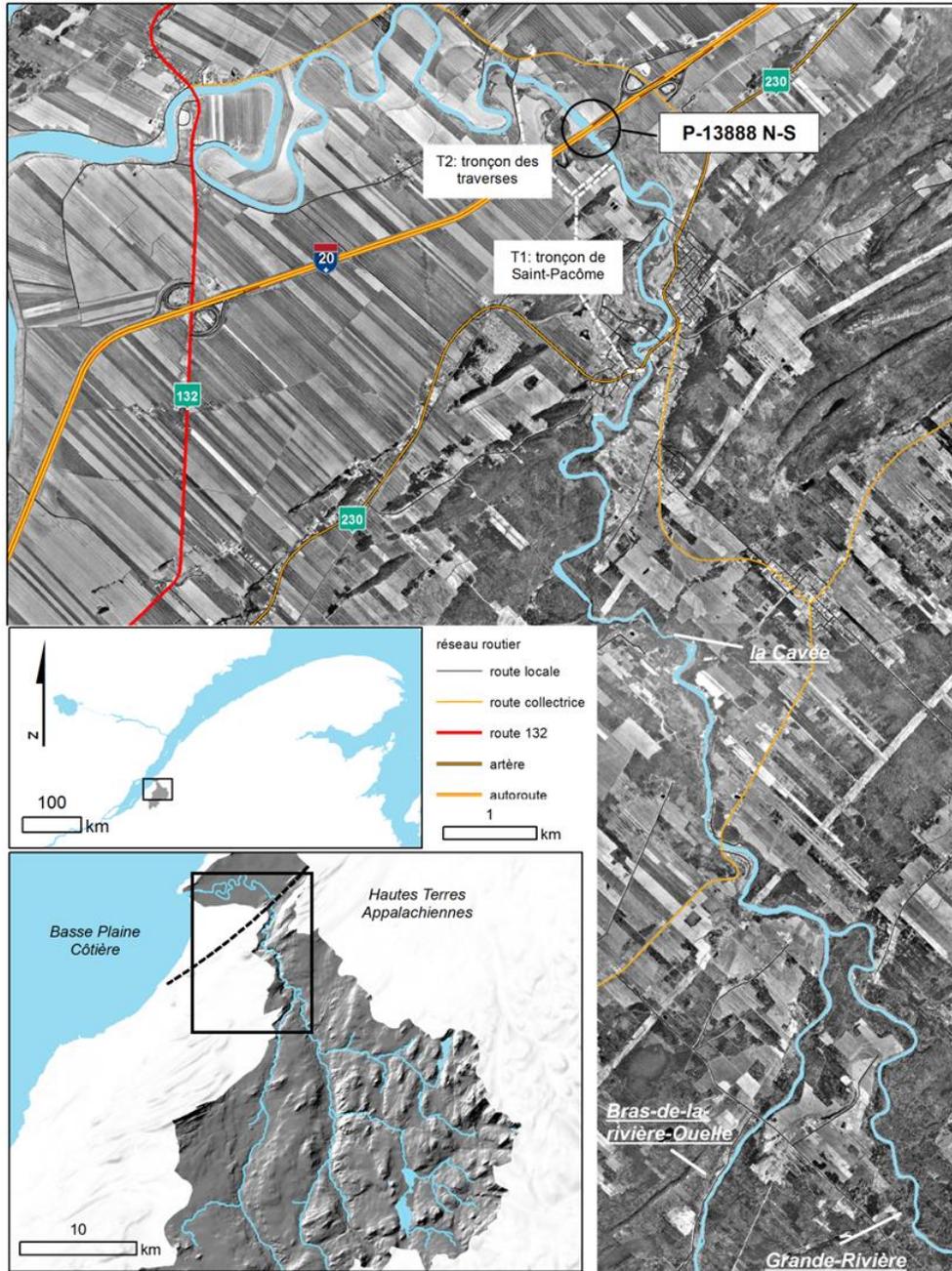


Figure 63. Localisation du bassin versant de la rivière Ouelle et des traverses de l'autoroute 20 (P-13888 N-S).

Les sections T1 et T2 renvoient à l'analyse de la trajectoire géomorphologique.

Ce faisant, il est décidé de linéariser le chenal de la rivière Ouelle. Dans ce secteur, le style fluvial est de type divagant, ce qui est indicatif d'une abondance sédimentaire et d'une dynamique géomorphologique active. Cette section est délimitée, en amont, par un dénivelé topographique avec les hautes terres appalachiennes et, en aval, par un espace de basse énergie où la capacité à évacuer les sédiments est limitée. Par conséquent, depuis la construction de l'autoroute, le MTQ procède à des dragages réguliers pour contenir l'aggradation du lit. Depuis 1970, près de 15 700 m³ de sédiments ont été dragués sur le lit. Ces travaux visent à maintenir un dégagement suffisant pour le passage des crues avec pour référence un débit de conception de récurrence 100 ans. Le MTQ est également concerné par la récurrence des embâcles dans le secteur et de leur impact potentiel sur les infrastructures si la rivière n'a pas la capacité ni l'espace pour véhiculer les blocs de glace issus de la dislocation printanière. Le débit de récurrence 100 ans (débit de conception) est également à la hausse depuis 1970 (MTQ, 1998). Ceci renforce encore davantage la nécessité de procéder à des dragages périodiques pour maintenir un dégagement suffisant sous le tablier des traverses de l'autoroute.

La fréquence des dragages nécessaires pour maintenir un dégagement suffisant est fonction de la quantité de sédiments qui est apportée par le cours d'eau. Ce type de mesures requiert des efforts logistiques et financiers considérables. Dans le cas de la rivière Ouelle, cette mesure est aussi complexifiée par l'activité glacielle qui peut aussi contribuer au déplacement des sédiments. Gidas (1985) propose des valeurs de débits solides pour la rivière Ouelle, mais ces estimations reposent sur une modélisation hydrosédimentaire dont la validité est difficile à évaluer.

En amont de la zone d'aggradation, la haute capacité de transport du cours d'eau assure un transit efficace des sédiments. La charge sédimentaire est donc aussi grandement dépendante de la disponibilité en sédiments et de l'activation de sources de sédiments qui sont délivrées au réseau de drainage. Deux sources principales ont été initialement identifiées, soit les falaises en érosion dans la zone située aux environs de la Cavée (localisation à la figure 63) et les apports sédimentaires suite au démantèlement des barrages construits pendant la période de la drave vers 1958. L'analyse du bilan sédimentaire cherche à déterminer s'il s'agit de quantités significatives, notamment par rapport à la charge totale de sédiments qui est délivrée par le bassin versant. Cela permet de cibler les interventions pertinentes pour limiter les apports sédimentaires pouvant alimenter le cours d'eau. L'analyse de la trajectoire géomorphologique s'attarde à la dynamique dans le temps des apports sédimentaires et de l'activité géomorphologique du cours d'eau. Cela permet de contextualiser les observations passées et d'anticiper les conditions à venir.

7.3 Site d'étude

Le bassin versant de la rivière Ouelle est situé à cheval sur les régions administratives de Chaudière-Appalaches et du Bas-Saint-Laurent (figure 63). Il est un tributaire du moyen estuaire du Saint-Laurent et présente à son embouchure une superficie de 850 km².

Le bassin versant occupe trois régions physiographiques. La quasi-totalité du réseau de drainage occupe les hautes terres appalachiennes. La lithologie est constituée de schistes argileux et de grès (Martineau, 1977). On y trouve peu de dépôts fluviatiles et les cours d'eau sont souvent encastrés à l'intérieur de vallées étroites. À l'embouchure, le réseau de drainage occupe la basse plaine côtière. Celle-ci est constituée de dépôts argileux d'origine marine capés par des dépôts intertidaux et fluviatiles (Dionne, 1988). La rivière est de style à méandres, mais le tracé est profondément incisé dans les dépôts et les méandres sont peu mobiles. Entre ces deux régions physiographiques bien distinctes, il y a une zone de transition à forte pente qui jouxte la municipalité de Saint-Pacôme. Cette zone de transition traverse le lieu-dit de *la Cavée* où la rivière entaille une crête rocheuse appalachienne. Cette section est aussi caractérisée par la présence de falaises meubles en érosion et des lambeaux de terrasses fluviales. À la sortie de la zone de confinement, la rivière est divagante; son activité est due à la chute drastique de la capacité de transport à l'entrée de la basse plaine côtière et au dépôt de la charge sédimentaire en transit rappelant la dynamique d'un cône alluvial (Buffin-Bélanger et Héту, 2008).

Les débits maximums annuels moyens (QAM) de la rivière Ouelle sont évalués à 219 m³/s (station 022704). Une crue extrême est survenue le 7 août 1981. Elle a provoqué le démantèlement de la station de jaugeage 022703 et n'est donc pas enregistrée dans la série chronologique des débits. Sa période de récurrence a été estimée à 200 ans (Gidas, 1985; MTQ, 1998), mais les méthodes pour arriver à cette estimation ne sont pas connues. Quatre autres crues se démarquent aussi : 1979 (366 m³), 1983 (353 m³), 1987 (427 m³) et 2008 (369 m³). Quatre des cinq principaux événements sont survenus dans une brève période de temps comprise entre 1979 et 1987. La rivière Ouelle est aussi propice aux embâcles de glace, plus spécifiquement dans la section de transition près du village de Saint-Pacôme. En 2005, un embâcle de glace a provoqué l'inondation d'une partie du village de Saint-Pacôme, provoquant d'importants dommages matériels et financiers. La récurrence des embâcles dans ce secteur est évaluée à ~3 ans (Taylor *et al.*, 2010).

De 1860 à 1952, la rivière Ouelle a été utilisée pour la drave du bois. Ces activités ont nécessité la construction de plusieurs barrages, notamment dans le village de Saint-Pacôme, pour le contrôle des crues et la gestion des billes de bois. Depuis la fin de la drave, les barrages ont été progressivement démantelés par les crues faute d'entretiens (Gidas, 1985). La problématique

d'inondations a entre autres été associée à un surplus de sédiments dans le chenal suite au démantèlement de ces barrages.

7.4 La trajectoire géomorphologique

7.4.1 Capacité et compétence de transport

L'embouchure de la rivière Ouelle est caractérisée par un environnement plat de basse énergie. Les marées hautes pénètrent aussi très profondément dans les terres, ce qui provoque un refoulement de l'eau et une baisse de la capacité de transport. Les valeurs de puissance spécifique de la section de transition jusqu'à l'embouchure de la rivière Ouelle sont représentées à la figure 64. Un seuil critique sépare généralement la dynamique d'ajustement d'un tronçon linéarisé, soit par érosion ($> 25\text{-}35 \text{ W/m}^2$) ou par aggradation du lit ($< 15\text{-}25 \text{ W/m}^2$) (Brookes, 1987; Thorne *et al.*, 2011). Cette transition est aussi représentée graphiquement. On remarque ici la hausse marquée de la capacité de transport dans la zone de transition, laquelle culmine à la Cavée à une valeur — extrême — de $\sim 6000 \text{ W/m}^2$ pour un débit de récurrence 2 ans. Cette hausse est suivie par une diminution rapide : un premier palier à $\sim 180 \text{ W/m}^2$ dans la municipalité de Saint-Pacôme, un second palier à $\sim 40 \text{ W/m}^2$, débutant immédiatement au front des traverses P-13888 N-S et, un dernier palier à $\sim 6 \text{ W/m}^2$ dans la zone à méandres jusqu'à l'embouchure. Une perte aussi subite de la capacité de transport conduit nécessairement au dépôt d'une partie de la charge sédimentaire en transit.

La diminution drastique de la puissance spécifique est aussi indicatrice d'une perte de compétence. Celle-ci provoque un tri granulométrique rapide de l'amont vers l'aval. Dans la zone occupée par les traverses de l'autoroute, la taille maximale des sédiments pouvant être mobilisés par un débit de récurrence 2 ans est estimée à 21 mm (équation de Ferguson, 2005). Deux échantillons granulométriques prélevés à la surface de deux bancs d'accumulation distants de ~ 600 mètres indiquent que le D_{50} des sédiments passe de 75 à 22 mm. Ce tri représente l'ajustement de la taille des sédiments dominant la charge sédimentaire en transit sur ce court tronçon. Dans la section à méandres, la puissance spécifique est excessivement basse ($\sim 6 \text{ W/m}^2$). La compétence à mobiliser les sédiments est d'autant plus restreinte. Par conséquent, une fraction significative du gravier qui transite dans la rivière Ouelle reste piégée sur ce court tronçon fluvial, ce qui explique qu'il y ait un bilan morphologique positif sur le long terme.

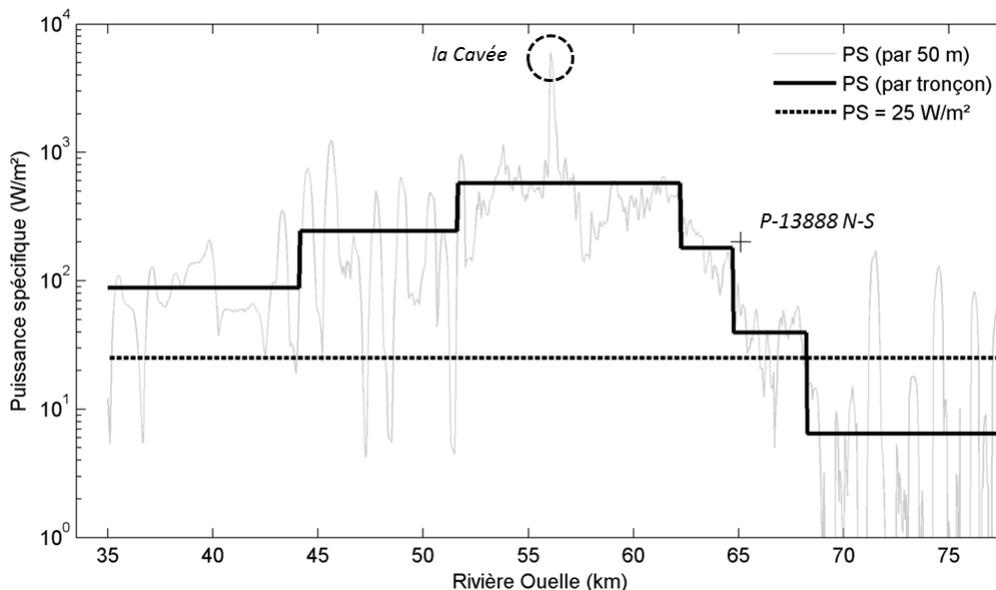


Figure 64. La puissance spécifique (PS) de la rivière Ouelle de l'amont vers l'aval.

La puissance est calculée par intervalles systématiques de 50 mètres (trait gris) et par tronçons homogènes définis par l'algorithme automatisé (trait noir).

7.4.2 Tendances historiques

Avant les interventions pour la construction de l'autoroute 20, le style fluvial de la rivière Ouelle dans ce secteur est divagant. Ce style est marqué par la présence de chenaux secondaires et une concentration du stockage de sédiments dans des bancs centraux et des îlots végétalisés. Ce stockage en sédiments est un moteur de l'activité géomorphologique. Il dirige l'écoulement principal vers les berges, provoque leur érosion et la mobilité du chenal. Ce faisant, le balayage du chenal permet de stocker des sédiments sur une grande superficie et limite une aggradation localisée et soutenue dans le temps. Cette dynamique est perceptible sur les photographies aériennes qui précèdent la construction des traverses P-13888 N-S en 1970 (figure 65).

Le cadastre de la municipalité de Rivière Ouelle, dessiné au tournant du XXe siècle (1879-1918), indique un tracé peu sinueux avec des chenaux secondaires. De 1927 à 1970, le tracé est marqué par la présence d'un large méandre, construit dans une courte période de temps au début du siècle. Le modelé de la plaine alluviale environnante est marqué par plusieurs de ces méandres abandonnés qui sont le vestige d'une migration active par le passé. Depuis 1970, la mobilité fluviale est limitée. La superposition des tracés fluviaux de 1974, 1985, 1995, 2001 et 2011 est quasi-concordante. Seuls deux secteurs de mobilité se démarquent, dont un qui est un bras secondaire en formation. Cette mobilité réduite par rapport à la période avant 1970 est liée à

la contrainte posée par la présence de l'autoroute 20, mais surtout au dragage périodique des sédiments du chenal.

Depuis 1970, il y a un suivi périodique de l'élévation du lit du cours d'eau à la localisation des traverses par les services du MTQ. Les données ici colligées proviennent en partie de l'étude hydraulique et hydrologique de 1998 (MTQ, 1998), du centre de services du MTQ à Saint-Pascal (Annie Bourgoïn) et, pour la période récente, des relevées effectuées par l'équipe de géomorphologie de l'UQAR. La figure 66 illustre la moyenne et l'écart-type des élévations pour une section transversale qui se situe en aval des traverses P-13888 N-S (chaînage 0+081.2).

- L'élévation du lit montre des variations en dents de scie qui indiquent une aggradation ponctuée par des interventions de dragage. Ces interventions ont permis de rétablir le niveau du lit à une élévation inférieure au niveau lors de la construction des traverses en 1970 (5.0 mètres).
- De 1970 à 1994, l'aggradation du lit se produit à un rythme plutôt modéré. Il y a une légère hausse de l'aggradation entre 1975 et 1983, ce qui peut être associé aux crues intenses survenant dans cette période.
- De 1994 à 2009, l'aggradation du lit est plus variable et parfois très prompte. Chaque épisode de dragage est suivi par une aggradation rapide survenant au prochain événement de crue significatif. Par exemple, une aggradation du lit survient rapidement de 2007 à 2008, ce qui concorde avec une crue intense au printemps 2008. En revanche, le dragage de 1997 est suivi par une période de stabilité relative pendant plusieurs années; de 1998 à 2003, les débits sont presque systématiquement inférieurs à la moyenne des crues annuelles. Une aggradation significative du lit n'est observée qu'en 2005, soit après que des crues supérieures à la moyenne interannuelle soient survenues en 2004 et en 2005.
- De 2009 à 2014, l'aggradation est parmi les plus faibles taux annuels observés depuis la construction des traverses.

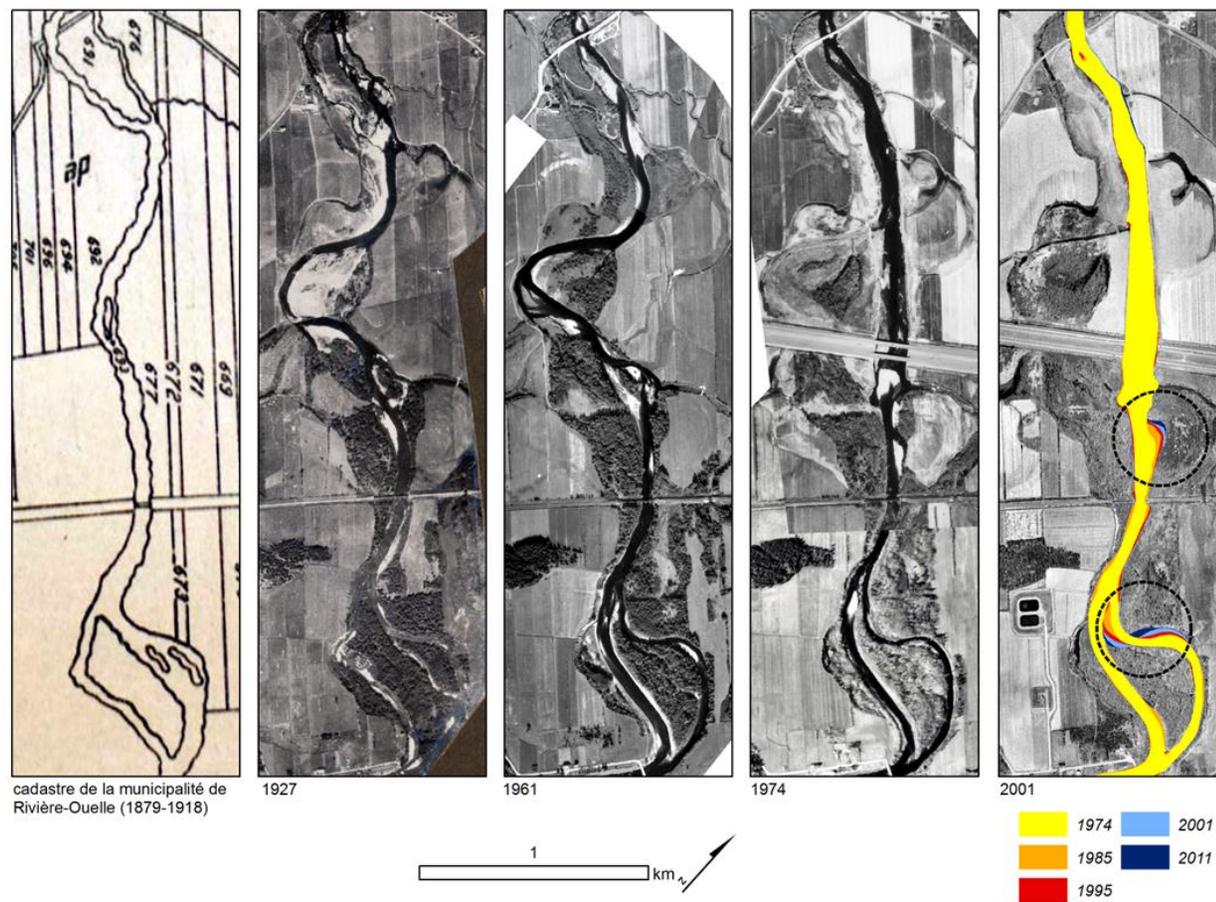


Figure 65. Tracé de la rivière Ouelle de la fin du XIX^e siècle à 2011. Les cercles indiquent les secteurs de migration depuis 1974.

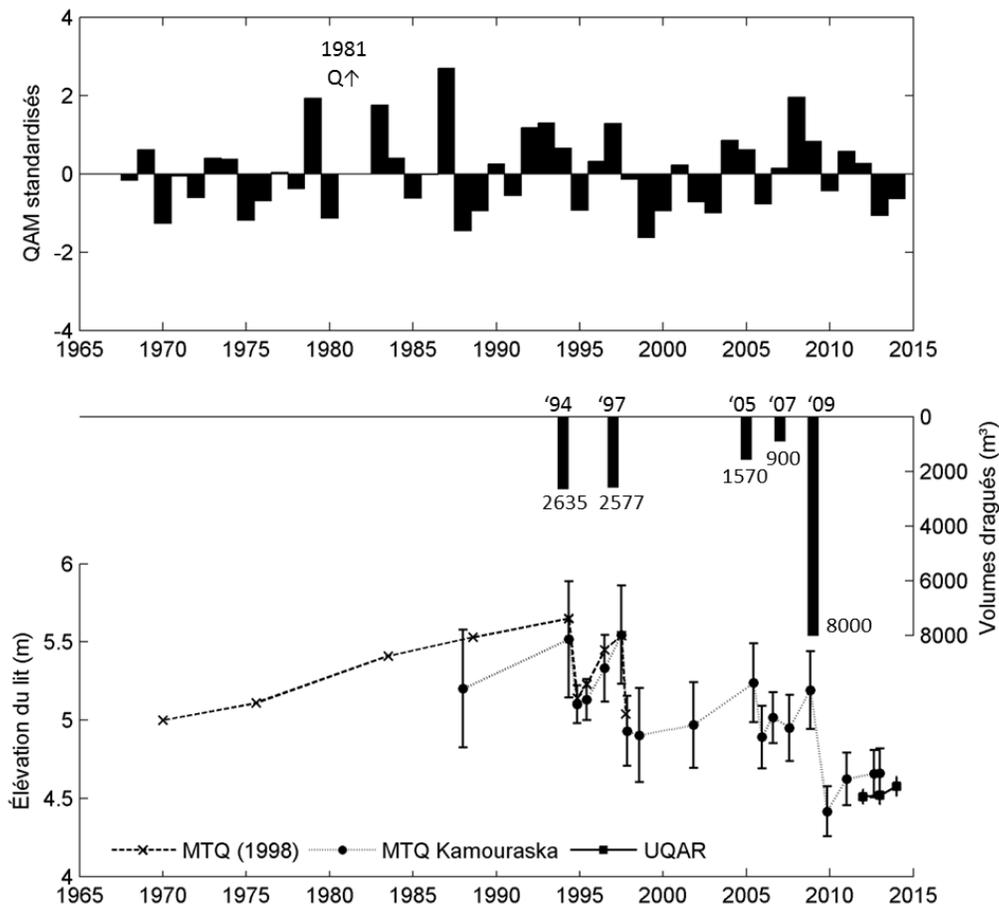


Figure 66. Élévation du lit depuis 1970 en relation avec l'hydrologie (stations 022702, 022703 et 022704) et les interventions de dragage. QAM : Débits annuels maximums des stations 022702, 022703 et 022704. Les barres d'erreur représentent un intervalle de confiance de 95 %.

Ceci montre la relation intuitive de cause à effet entre la force des crues et les apports sédimentaires provoquant l'aggradation du lit. Les épisodes d'aggradation très prompts sont probablement liés au réajustement de la pente du cours d'eau par érosion régressive. L'érosion régressive redistribue les sédiments proximaux vers l'aval et permet un comblement rapide de la zone de dragage. Par contre, cette phase de comblement rapide n'est pas apparente après 1970. Il est possible que le déblaiement des sédiments lors de la construction de la traverse ait été significatif au point de retarder longtemps l'aggradation du lit. Aussi, cela peut être en raison d'apports sédimentaires plus substantiels dans la période récente.

Les taux de transport historiques de la rivière Ouelle ne sont pas connus. Par contre, une appréciation qualitative de la charge sédimentaire dans le temps est déduite de l'abondance de sédiments présents dans le chenal. La variation

de la largeur du chenal et de l'extension des bancs d'accumulation sont illustrées pour deux tronçons de la rivière Ouelle (T1 : village de Saint-Pacôme; T2 section des traverses P-13888 N-S, voir figure 63).

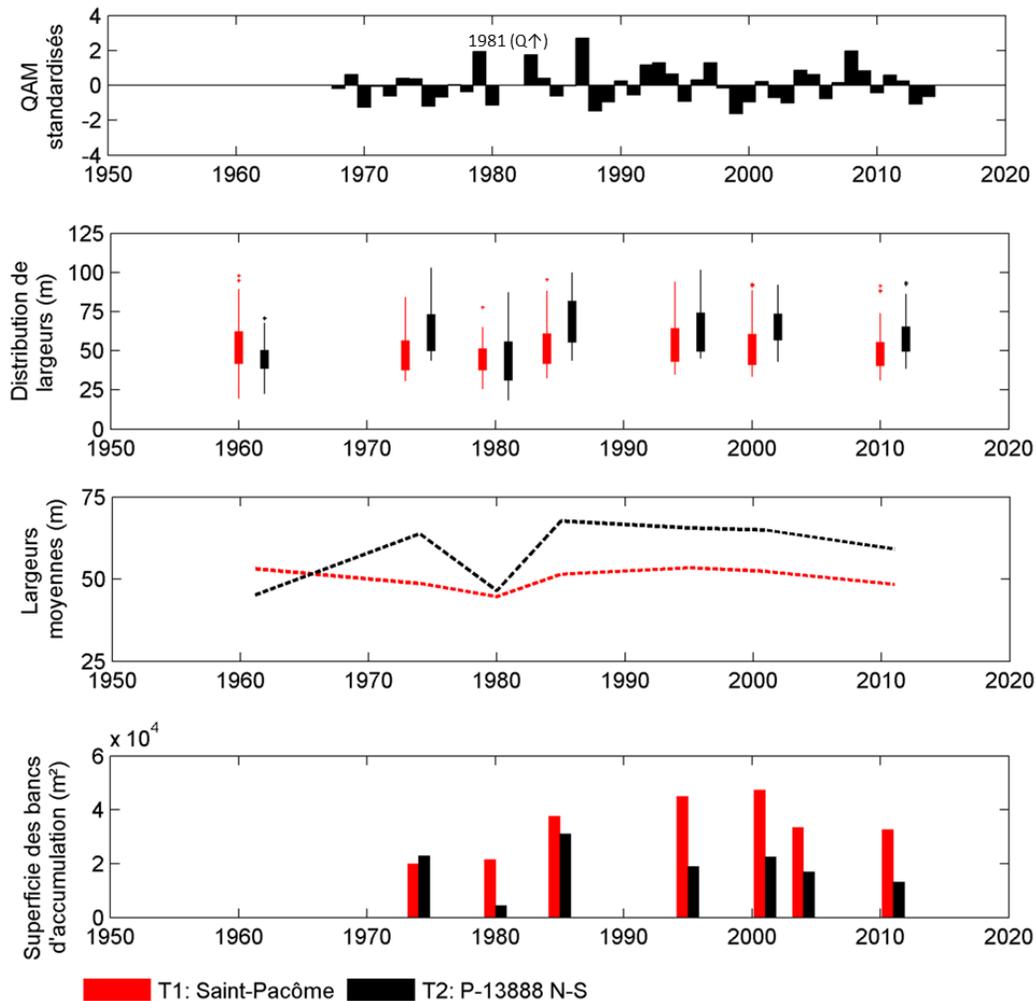


Figure 67. Trajectoire géomorphologique de la rivière Ouelle.
a – Débits annuels maximums (QAM) standardisés des stations de jaugeage 022702, 022703 et 022704; b – distributions des largeurs du cours d'eau mesurées à des intervalles de 50 mètres; c – largeurs moyennes par tronçons et; d – superficie des bancs d'accumulation (m²) pour deux tronçons de la rivière Ouelle (localisation des tronçons à la figure 63).

Pour le tronçon fluvial occupé par les traverses P-13888 N-S (T2) :

- Lors de la construction de l'autoroute, le chenal a été significativement élargi (1961 à 1974).
- De 1974 à 1980, il y a une colonisation de la végétalisation sur les bancs d'accumulation. La largeur est de nouveau ajustée à sa taille initiale et il y a une diminution de la superficie des bancs d'accumulation. Ceci correspond à une 1^{ère} phase de stabilisation.
- De 1980 à 1985, il y a un élargissement drastique qui survient en même temps qu'une augmentation dans la superficie des bancs d'accumulation. Cette période coïncide avec la crue extrême de 1981.
- De 1985 à 2011, il y a une diminution progressive de la largeur active. Il y a aussi une diminution dans la superficie des bancs d'accumulation.
- De 1985 à 2011, les variations dans la taille des bancs d'accumulation sont cohérentes avec les interventions de dragage.

Pour le tronçon fluvial situé dans la municipalité de Saint-Pacôme (T1) :

- De 1961 à 1980, il y a une diminution de la largeur moyenne du chenal. La taille des bancs reste stable. Ces observations cadrent avec la 1^{re} phase de stabilité observée à T2 pour cette période.
- De 1980 à 1985, il y a un élargissement subit du chenal et une augmentation dans la taille des bancs d'accumulation. Ces augmentations persistent jusqu'à 2001.
- De 2001 à 2011, il y a un rétrécissement progressif de la largeur active et une diminution de la taille des bancs d'accumulation. Ces observations suggèrent qu'il y ait une 2^e phase de stabilisation en cours.
- La taille des bancs d'accumulation en 2011 est toujours supérieure à 1980 (fin de la première phase de stabilisation).

L'analyse historique montre une cohérence dans les variations de largeurs et de superficie des bancs d'accumulation. La corrélation entre ces deux variables est de 0.87 et 0.92 pour les tronçons T1 et T2 respectivement. Cette covariation reflète en fait la colonisation, ou le retrait, de la végétation sur les berges et les bancs d'accumulation. Les variations dans la superficie des bancs d'accumulation ne réfèrent donc pas à la présence ou non des sédiments, mais plutôt à leur disponibilité et, surtout, à leur renouvellement par de nouveaux apports sédimentaires. Ainsi, ces variations sont une appréciation qualitative de la charge sédimentaire transportée et une mesure de stabilité pour une période de temps. Les implications de cette analyse sont abordées en discussion.

7.5 Le bilan sédimentaire

7.5.1 Portrait général

Produire le bilan sédimentaire de la rivière Ouelle est un projet ambitieux. En raison de la forte capacité de transport caractérisant la section de transition, la connectivité entre les sources sédimentaires et les zones de stockages est très élevée. Il peut y avoir une relation de cause à effet étroite – et rapide – entre l'activation de sources sédimentaires et leur convoiement jusqu'aux zones de stockage. Plusieurs composantes du bilan sédimentaire sont abordées, mais d'autres sont écartées pour des questions de faisabilité. Ces composantes ainsi que les méthodes pour leur quantification sont illustrées à la figure 68.

- Les apports indifférenciés qui sont convoyés à même le réseau de drainage principal sont quantifiés sur le Bras-de-la-rivière-Ouelle. Une analyse préliminaire des photographies aériennes et de la capacité de transport suggère que les apports en sédiments par la branche de la Grande-Rivière sont limités. La quantification du débit solide a par conséquent été focalisée sur le Bras-de-la-rivière-Ouelle à partir d'un suivi de la mobilité de la couche active du lit. Ce choix méthodologique est conséquent avec le confinement du cours d'eau; la mobilisation et le transport de sédiments se produisent à même le chenal principal.

Cette démarche nécessite idéalement un suivi interannuel de façon à construire une relation fonctionnelle avec les conditions hydrauliques (une station de jaugeage a aussi été installée). À terme, cela permet de reconstituer les débits solides historiques par cette branche du réseau de drainage.

- Une attention ciblée est portée aux falaises en érosion dans le secteur de transition entre les plateaux appalachiens et les basses plaines côtières. En raison des faibles taux d'érosion et du caractère épisodique dans la livraison des sédiments au chenal, l'analyse par photographie aérienne a été privilégiée. Les volumes érodés de sept falaises sont quantifiés de 1961 à 2009 (localisation des falaises à la figure 68). Une analyse plus détaillée est portée sur les dépôts de till situés immédiatement en amont de la Cavée (analyse diachronique et sédimentologique). Ces deux falaises présentent les taux de recul les plus élevés.
- Les apports en sédiments provoqués par le démantèlement des barrages construits du temps de la drave n'ont pas été directement quantifiés. Ces sédiments sont stockés à même le chenal principal et sont difficiles à quantifier. Ils sont abordés brièvement en discussion.

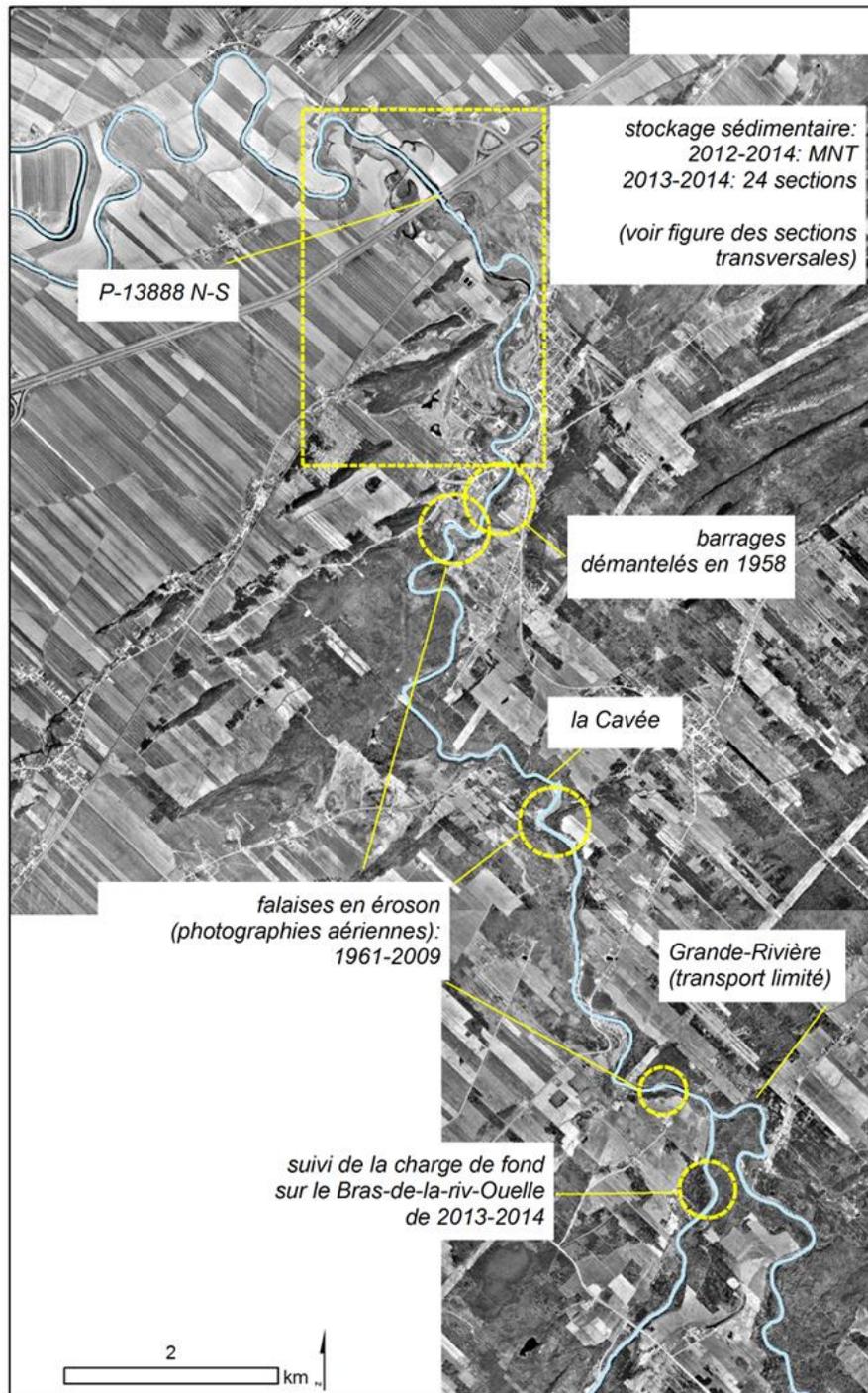


Figure 68. Localisation des composantes du bilan sédimentaire de la rivière Ouelle et méthodes pour leur quantification.

- Le stockage sédimentaire est évalué par la comparaison de sections transversales relevées à différentes périodes de temps (2003; 2012; 2013 et 2014). L'application d'une stratégie par relevé topographique est requise en raison du confinement du cours d'eau et d'échanges sédimentaires qui s'expriment par des fluctuations verticales du lit. Considérant les grandes distances qui séparent les sources sédimentaires et les zones de stockage, la méthode par sections transversales est privilégiée. Les sections transversales sont réparties du pont Boucher dans le village de Saint-Pacôme à la section à méandres dépassée le pont du Chemin-du-Sud-de-la-Rivière (figure 69). La localisation des sections transversales permet une comparaison avec certains relevés effectués par le CEHQ en été 2003 pour la cartographie des zones inondables de la municipalité de Rivière-Ouelle. En plus des sections indiquées à la figure 69, des relevés plus systématiques ont été produits près des traverses P-13888 N-S en 2012 et 2014 (+ 12 sections transversales). Ces sections transversales additionnelles permettent de valider les estimations de stockage sédimentaire à cet endroit.
- Les extrants sédimentaires n'ont pas été quantifiés. Le stockage sédimentaire observé entre 2013 et 2014 représente par conséquent une valeur minimum de sédiments apportés à cette section.

Le tableau 10 présente une synthèse des relevés de terrain qui ont conduit à la réalisation du bilan sédimentaire.

Tableau 10. Bilan des relevés de terrain pour la réalisation du bilan sédimentaire sur la rivière Ouelle.

Dates	Relevés topographiques	Suivi de la mobilité de la couche active	Autres
automne 2012	topographie détaillée (P-13888 N-S et pont Boucher)		
5 au 23 août 2013	27 sections transversales		
octobre 2013		début du suivi	installation d'une station de jaugeage
14-20 juillet 2014	37 sections transversales	fin du suivi	relevés granulométriques du lit et des falaises

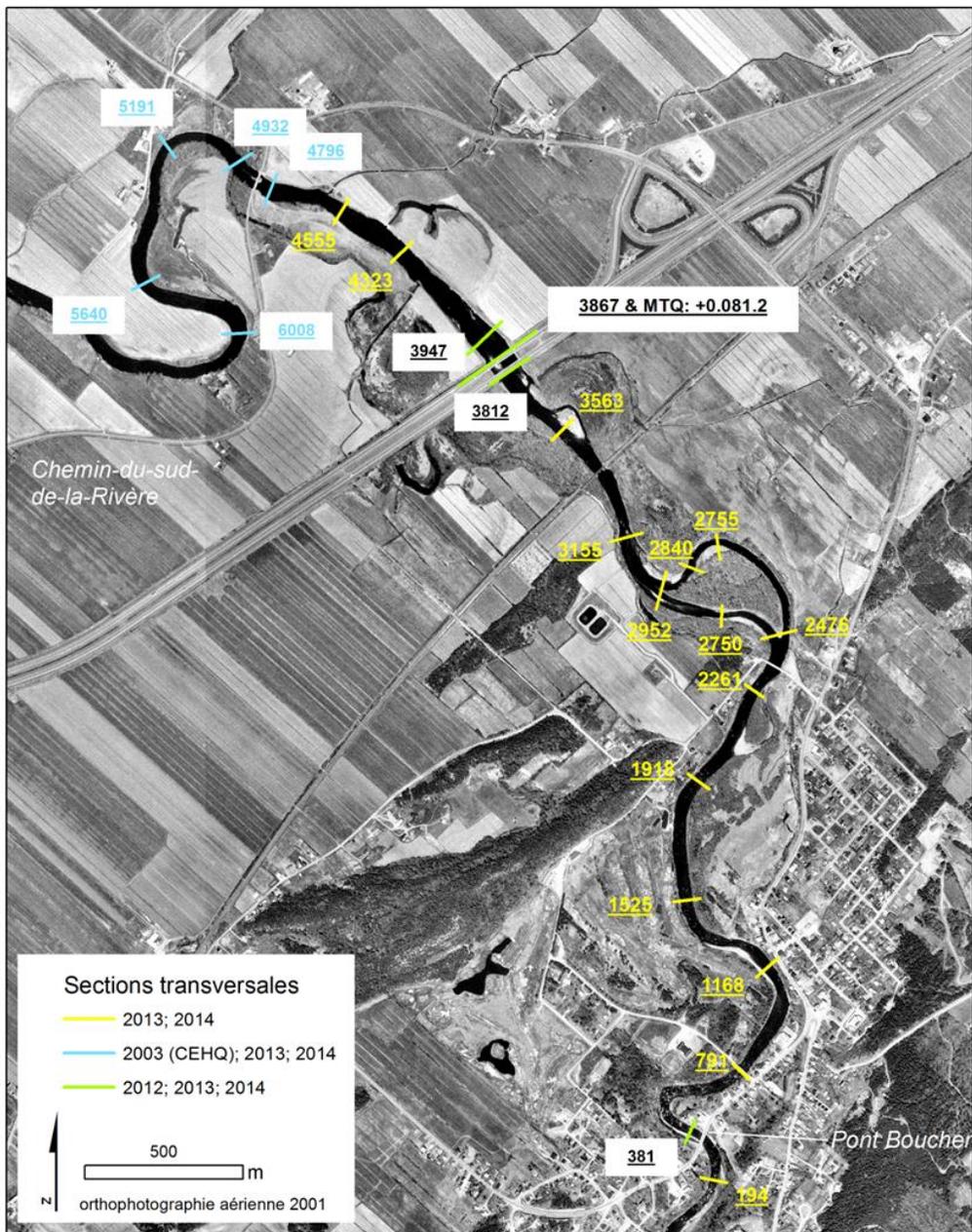


Figure 69. Localisation des sections transversales pour l'analyse du stockage sédimentaire dans la rivière Ouelle selon les dates de relevés. Les numéros renvoient à des points kilométriques de l'amont vers l'aval du cours d'eau.

7.5.2 Résultats : apports sédimentaires par le Bras-de-la-rivière-Ouelle

Les apports sédimentaires Bras-de-la-rivière-Ouelle ont été quantifiés par un suivi de la mobilité de la couche active du lit. Le site de suivi est situé sur le Bras-de-la-rivière-Ouelle (figure 68). Ce site est semi-alluvial et est caractérisé par un lit composé de sédiments grossiers ($D_{50} = 180 \text{ mm}$, $n = 500$) et excessivement hétérométriques (figure 70). Cent quatre-vingt-dix-neuf (199) particules ont été échantillonnées et implémentées d'un transpondeur passif. Cet échantillonnage est légèrement biaisé vers les particules de plus faibles diamètres par rapport au diamètre des sédiments qui caractérisent le lit (figure 71). En revanche, puisque ce site n'est pas exclusivement alluvial, la composition du lit n'est pas nécessairement représentative de la taille des sédiments qui sont en transit et qui contribuent à la charge sédimentaire.



Figure 70. Site pour le suivi de la mobilité de la couche active du lit sur le Bras-de-la-rivière-Ouelle.

Le suivi s'est étendu d'octobre 2013 à juillet 2014. Le débit maximal de cette année fut modéré, soit $198 \text{ m}^3/\text{s}$ par rapport à un débit annuel moyen de $218 \text{ m}^3/\text{s}$ à la station de jaugeage 022704. À partir de la pente du lit et des relevés hydrométriques, le cisaillement sans dimension (τ^*) a été estimé à 0.028, ce qui est légèrement inférieur au seuil de mobilisation pour des sédiments bien triés ($\tau^*_c \sim 0.03$; Wilcock, 1993). Dans ce cas-ci, ce seuil n'est

pas tout à fait approprié en raison de l'hétérométrie des sédiments du lit; il indique toutefois que le transport sédimentaire fut probablement limité pendant la période de suivi. Le transit des glaces peut aussi avoir contribué en partie au transport de sédiments, surtout pour les particules protubérantes.

Un volume de sédiments transportés peut être estimé en fonction de la mobilité de la couche active du lit :

$$V_b = L_b \cdot w_b \cdot d_b$$

où V_b (m^3) est un volume (incluant la porosité) de sédiments transporté, L_b est la distance moyenne de déplacement (m) de la couche active du lit ayant les dimensions w_b de largeur (m) et d_b (m) de profondeur. Les résultats du suivi du déplacement des particules de graviers sur le lit sont illustrés à la figure 74. Le taux de recouvrement des particules est de 91 % (181/199).

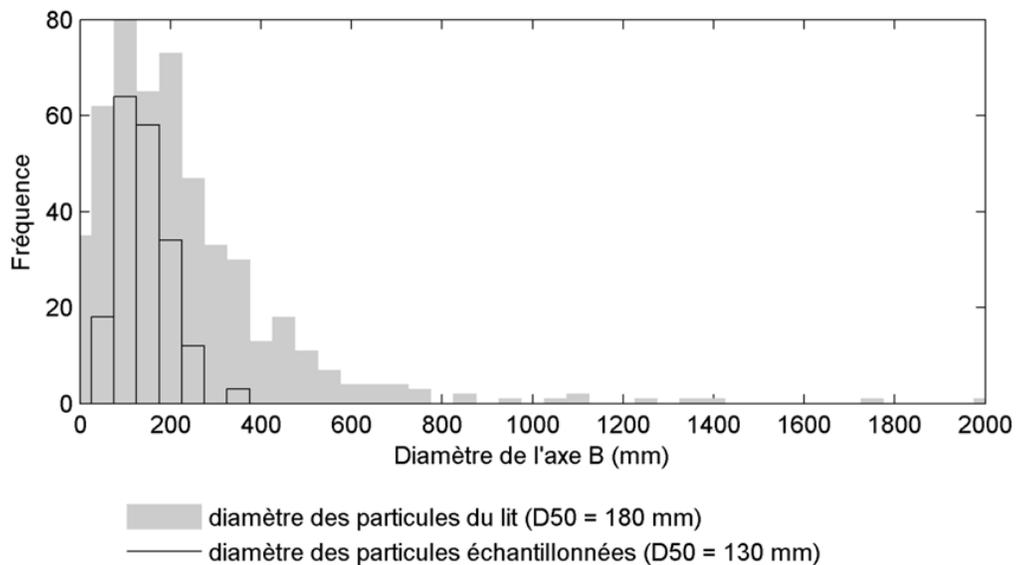


Figure 71. Diamètre des particules échantillonnées par rapport au diamètre représentatif du lit de la rivière.

Distance de déplacement (L_b)

La crue du printemps 2014 étant modérée, le transport a été très limité et la plupart des particules sont restées à même les lignes de départ. La distance moyenne de déplacement des sédiments mobiles ($L_b > 0.5$ m) est de 8.7 mètres. Cette distance est plutôt courte considérant l'espacement des unités morphologiques d'érosion et de dépôt (seuil-mouille) qui caractérisent l'architecture de la rivière. Les déplacements courts représentent probablement la réorganisation des particules du lit en réponse à leur ré-

introduction sur le lit. Quelques déplacements plus substantiels indiquent néanmoins qu'il y a eu une mobilité partielle du lit. Les particules non détectées lors du suivi de 2014 sont légèrement biaisées vers les particules plus petites ($D_{50} = 110$ mm par rapport au D_{50} de 130 mm qui caractérisent les particules échantillonnées (figure 72-a); ces particules ont probablement parcouru une distance supérieure à la zone de recherche lors du suivi. La mobilité qui a été observée implique l'ensemble des classes granulométriques, quoiqu'il semble il y avoir un léger tri qui est fonction du poids ou de la taille des sédiments (figure 72 b-c). La figure 72-c illustre la distance de déplacement moyenne en fonction d'une taille maximale de sédiments. Cette distance varie peu, mais n'inclut toutefois pas l'information pour des sédiments de taille inférieure à ~50 mm. La figure 72-c indique aussi les volumes de sédiments transportés estimés par l'équation de Parker appliqué à ce site en fonction du choix de la taille représentative des sédiments en transit. Cette courbe montre une croissance importante des volumes de sédiments transportés en deçà de la limite de ~ 50 mm. Ceci implique 1 – que les sédiments inférieurs à cette taille sont peu fréquents sur le lit puisqu'ils sont rapidement transportés vers l'aval et; 2— que la distance de transport est probablement sous-estimée puisque le suivi est focalisé seulement sur les particules représentatives du lit du cours d'eau (> 50 mm). Pour ces raisons, le volume de sédiments transporté est interprété comme une valeur minimale.

Largeur de la couche active (w_b)

La proportion des sédiments mobiles est de 79 % (143/181) (si les particules non détectées sont considérées comme des particules mobiles). La largeur de la couche active a été estimée à 18 m, soit 79 % de la largeur du cours d'eau, de manière à tenir compte de la proportion du lit qui a été mobile pendant la période de suivi.

Profondeur de la couche active (d_b)

L'équation de Wilcock (1997), basée sur le calcul du cisaillement, a été appliquée pour l'estimation de la profondeur de la couche active ($D_b/D_{50} = 7968 \tau^{*2.61}$). Cette équation est applicable aux conditions de transports sélectifs où le cisaillement n'est pas suffisant pour entraîner l'ensemble des fractions granulométriques du lit. La profondeur de la couche active (d_b) est estimée à 0.12 m.

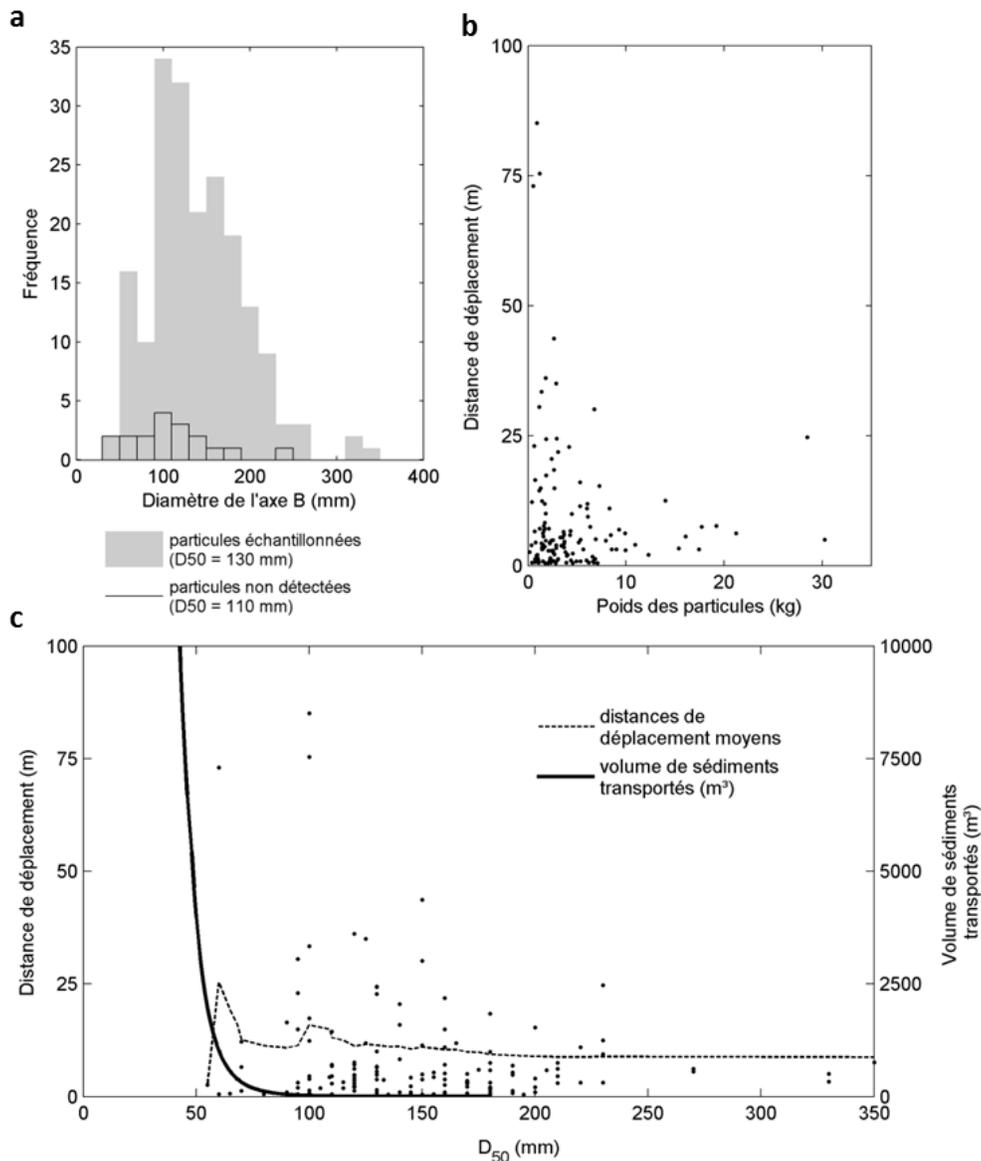


Figure 72. Déplacement des particules du lit sur le Bras-de-la-rivière-Ouelle.
a – Taille des sédiments non détectés; b – distance de déplacement en fonction du poids des particules; c – distances de déplacement et volumes de sédiments transportés (équation de transport) en fonction de la taille des sédiments.

Calcul de l'intrant sédimentaire au site d'étude

Le volume de sédiments transportés pendant la période de suivi à ce site est évalué à $\sim 19 \text{ m}^3$ ($V_b = L_b[8.7] \cdot w_b[18] \cdot d_b[0.12]$). Cette valeur est interprétée comme un minimum considérant que le suivi porte sur une fraction granulométrique supérieure à $\sim 50 \text{ mm}$. Pour l'instant, il est impossible de faire

une évaluation rétroactive des taux de transport sur ce site à partir des conditions hydrauliques passées. Un suivi interannuel des épisodes de transport est nécessaire pour construire une relation fonctionnelle entre les conditions hydrauliques et le transport sédimentaire.

7.5.3 Résultats : apports sédimentaires des falaises en érosion

Les apports sédimentaires des falaises en érosion ont été quantifiés par une analyse des photographies aériennes de 1961 et du LiDAR de 2009. Sept falaises situées entre la confluence principale et la municipalité de Saint-Pacôme ont été identifiées comme étant actives pendant cette durée. D'autres falaises se sont activées à une date ultérieure à 1961, mais elles n'ont pas été traitées dans cette analyse. Pour chaque falaise, le pied du talus a été numérisé et la ligne de crête de la falaise a été classifiée comme étant mobile ou stable. Le calcul des volumes bruts de sédiments érodés a été estimé par le produit de la superficie et de la hauteur moyenne de chaque falaise, divisé par un facteur de deux pour les falaises dont la ligne de crête est restée stable (figure 73).

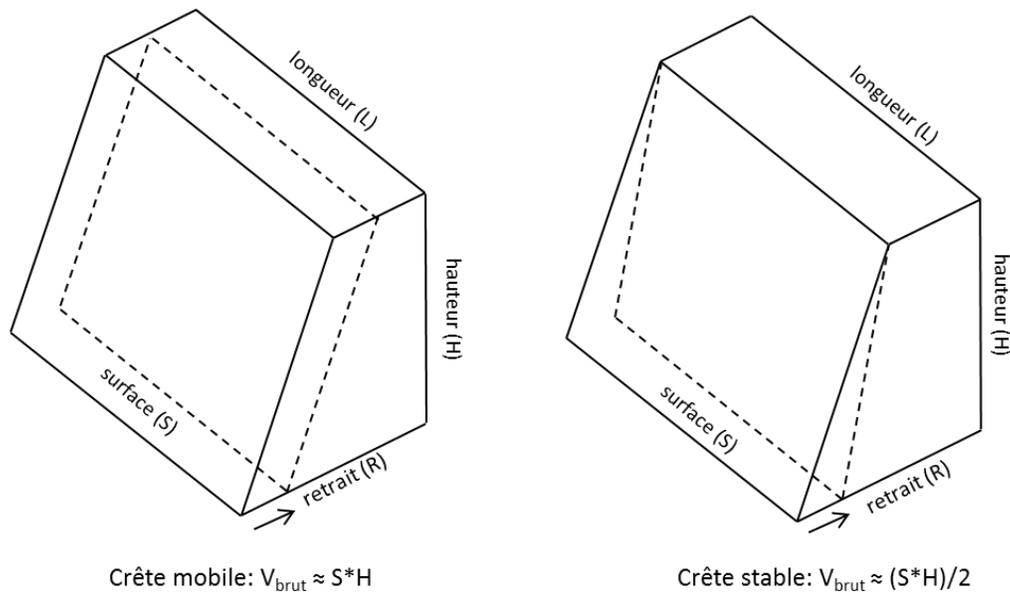


Figure 73. Calcul des volumes de sédiments érodés des falaises selon la mobilité du pied et de la crête de la falaise. Modifié de Day *et al.*, 2012.

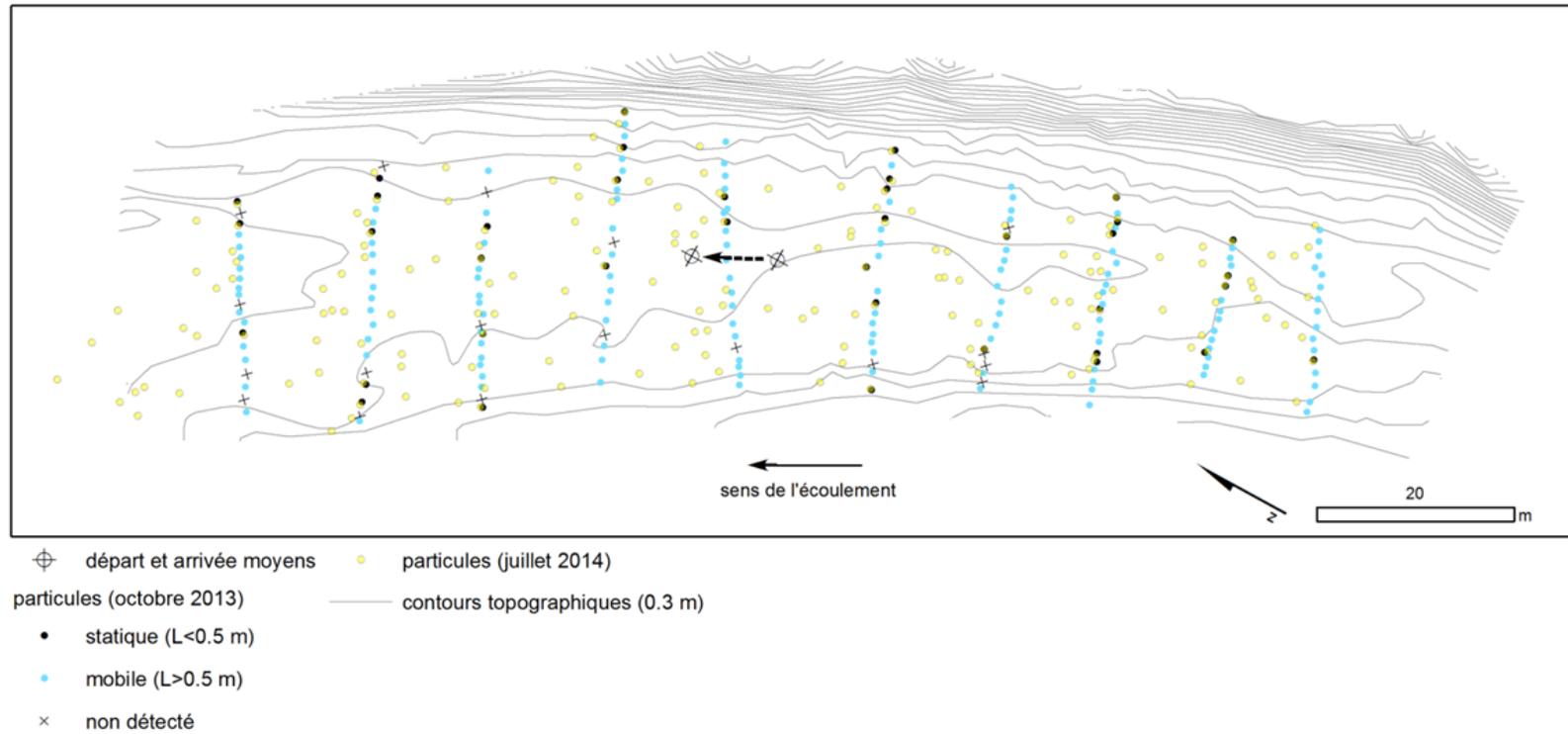


Figure 74. Déplacement des particules transportées entre octobre 2013 et juillet 2014 sur le Bras-de-la-rivière-Ouelle.

Les volumes bruts ont été convertis en volumes nets en isolant la proportion des sédiments dont la taille granulométrique est comparable au calibre des sédiments du substrat de la rivière. Celui-ci a été évalué au site de la traverse de l'autoroute 20 à partir de deux échantillons granulométriques totalisant 47 kg de matériel prélevés sous le pavage des bancs d'accumulation.

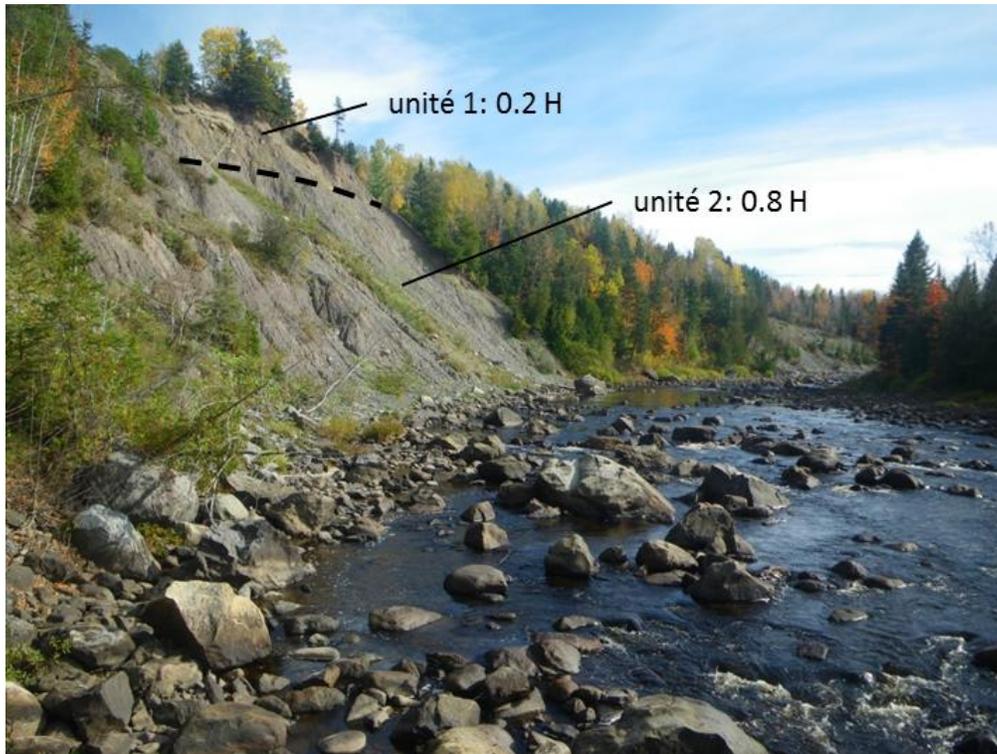


Figure 75. Falaise de till en érosion présentant deux unités stratigraphiques composées de sédiments hétérométriques.

Les dépôts meubles qui caractérisent les sept falaises en érosion sont variables. Deux falaises de till avoisinantes totalisent près de 70 % des volumes bruts érodés pour l'ensemble des sites. Ce dépôt a par conséquent été ciblé pour l'analyse granulométrique. Le dépôt de till présente deux unités stratigraphiques très compactes présentant une mixture de sédiments hétérométriques (des argiles aux mégablocs). Un échantillon par unité a été prélevé pour l'analyse granulométrique; les deux échantillons totalisent 46 kg de matériel (une pondération a été attribuée en fonction de la hauteur des unités stratigraphiques).

Les courbes cumulatives des tailles granulométriques pour le substrat de la rivière et des falaises en érosion sont présentées à la figure 76. La taille des sédiments (D en mm) est représentée sur une échelle géométrique de ψ où $D = 2^\psi$. Pour le substrat du lit, moins de 1 % des sédiments sont de taille

inférieure à -2ψ ($D = 0.25$ mm). Les sédiments inférieurs à cette taille sont assimilés au *washload*, c'est-à-dire aux sédiments qui interagissent peu avec le lit et qui sont rapidement évacués du système fluvial par un transport en suspension. Pour les falaises de till en érosion, la proportion des sédiments de taille inférieure à 0.25 mm est estimée à 37.2 %. Cette fraction a été retranchée des volumes bruts estimés pour l'ensemble des sept falaises identifiées.

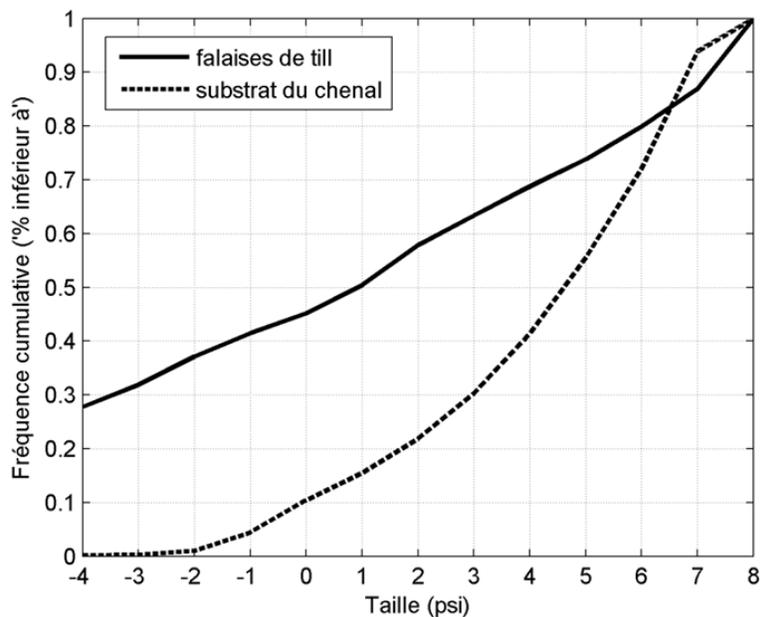


Figure 76. Fréquence cumulative de la taille granulométrique des sédiments caractéristiques du substrat de la rivière et des falaises de till en érosion.

La porosité des falaises de till reste une donnée indéterminée. En raison de la compacité des sédiments, elle est estimée entre 10 à 20 % (Fetter, 2001). La porosité des matériaux du lit est estimée à 15 % selon les valeurs proposées par Carling et Reader (1982). Ces deux estimations étant très proches, aucune modification basée sur des changements de porosité n'est appliquée.

De 1961 à 2009, 148 000 m³ de sédiments ont été apportés à la rivière par l'érosion des falaises entre la confluence et la municipalité de Saint-Pacôme. Environ 70 % de ces matériaux proviennent des falaises de till en érosion situées immédiatement en amont des gorges de la Cavée. Les photographies aériennes de ce secteur indiquent que le retrait des falaises s'est produit en grande partie entre 1980 et 1985 (figure 77). Aussi, pendant cette même période, il y a une reconfiguration du chenal et des bancs d'accumulation à l'entrée de la Cavée. Aujourd'hui, ces dépôts sont perchés et végétalisés, ce qui indique qu'il y a eu une incision subséquente à ce remaniement géomorphologique. Pour ces deux falaises de till, le retrait historique a été calculé pour trois périodes de temps (tableau 11). L'analyse historique montre

que 59 % du retrait s'est produit pendant la période 1980 à 1985. Si on reporte ces proportions à l'ensemble des falaises, l'apport annuel en sédiments pendant la période 1980-1985 est de ~ 17 400 m³/année, par rapport à ~1300-1500 m³/année pour les deux autres périodes.

Tableau 11. Volumes de sédiments érodés dans les falaises par périodes.

périodes	Dépôts de till		Totalité des falaises en érosion	
	V (m ³)	% (1961-2009)	V (m ³)	V (m ³ /année)
1961-1980	21 256	0.20	28 950*	1 524*
1980-1985	63 730	0.59	86 798*	17 360*
1985-2009	23 688	0.22	32 262*	1 344*
Total	108 674	1.00	148 010	

* volumes (V) déduits par l'analyse historique sur les falaises de till

Cette activité très ciblée dans le temps est probablement liée à l'événement hydrologique du 6-7 août 1981. Lors de cet événement, l'étranglement naturel créé par les gorges de la Cavée aurait obstrué le transit sédimentaire et provoqué une aggradation du lit immédiatement en amont. Cette aggradation aurait forcé la mobilité du chenal et l'érosion des falaises, ce qui expliquerait que les falaises situées à proximité de la Cavée aient présenté un retrait plus significatif qu'ailleurs. Aussi, les apports en sédiments par l'érosion des falaises ont certainement amplifié la charge sédimentaire et contribué à l'aggradation; le chenal abandonné ainsi que le banc central actuel sont possiblement constitués en partie de sédiments apportés par les falaises érodées lors de cet événement. Enfin, cet événement épisodique indique la prépondérance des mécanismes fluviaux dans le retrait des falaises. Encore aujourd'hui, les falaises en érosion sont situées à l'apex des méandres où l'érosion fluviale est concentrée. La présence de cicatrices de glissements de terrain indique aussi que les apports en sédiments au chenal peuvent être extrêmes. La contribution des processus subaériens à l'érosion des falaises dans ce secteur apparaît moins significative (Hamel et al., 2013).

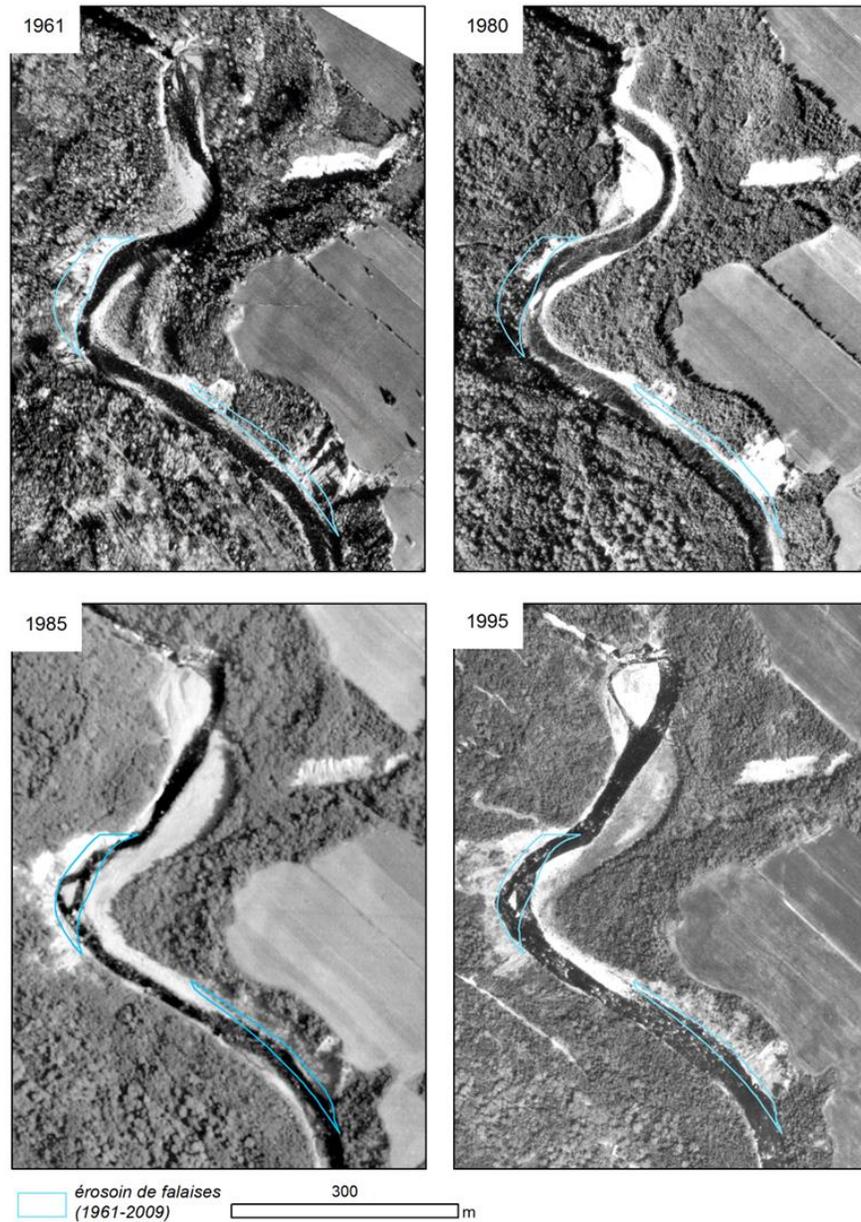


Figure 77. Retrait de deux des sept falaises en érosion entre 1961 et 2009 en amont des gorges de la Cavée.

7.5.4 Résultats : stockage sédimentaire

Les taux d'incision et d'aggradation du lit pour l'ensemble des données colligées sont présentés à la figure 78. Pour la période 2012 à 2014, les taux sont presque tous positifs, hormis les sections 1918 et 3155 qui présentent

des valeurs extrêmes d'incision. La corrélation spatiale entre les sections transversales est faible et aucune tendance spatiale n'est clairement perceptible. L'absence de corrélation est probablement due à un espacement important des sections transversales sur le cours d'eau. Chaque section transversale reflète l'action de processus locaux dont la variabilité est aussi élevée que les variations représentatives de tendances spatiales émergentes sur le long terme. Les cinq valeurs qui couvrent la période de 2003 à 2014 indiquent des taux annuels largement inférieurs aux taux estimés pour les mêmes sections transversales relevées en 2013 et en 2014. Les fortes valeurs observées en 2013-2014 peuvent être le reflet de variations interannuelles qui s'estompent sur le long terme ou un artefact dû à l'erreur de positionnement.

Les volumes de stockage et les taux de transport sont calculés à partir d'une segmentation basée sur une compréhension a priori des tendances géomorphologiques anticipées. L'analyse de la capacité de transport indique une diminution drastique de la puissance spécifique au point kilométrique ~3430, ce qui correspond approximativement à la position de la traverse ferroviaire. Aussi, les sections transversales 5640 et 6005 présentent des taux nuls d'incision/aggradation sur une période de temps prolongée. Ces observations sont le reflet d'un bilan équilibré sur le long terme, donc extérieur à la zone en aggradation.

Les taux médians d'incision/aggradation pour les deux segments ainsi définis sont respectivement de +0.013 m/année et +0.051 m/année pour la période 2013-2014. Ces valeurs sont probablement le reflet réaliste d'une dynamique hydrosédimentaire distincte. Selon un test de Mann-Whitney unilatéral, le stockage est de fait supérieur dans l'espace occupé par les traverses P-13888 N-S ($p = 0.032$). Pour la section du village de St-Pacôme, l'intervalle de confiance autour du taux médian est tout juste supérieur à zéro (0.0004 à 0.0244 m/année pour un intervalle de confiance de 95 %), ce qui incite à penser que le stockage sédimentaire est à peu près nul. Pour la section des traverses de l'autoroute, la comparaison de deux relevés topographiques systématiques en 2012 et 2014 indique une aggradation totale de 0.05 m. Cette aggradation est conséquente avec les valeurs obtenues par la comparaison des sections transversales de 2012 à 2014 pour cette même zone (0.06 m). Par conséquent, le stockage estimé entre 2013 et 2014 (0.051 m) pour la section des traverses P-13888 N-S est jugé réaliste. Pour la section des traverses, ceci correspond à un stockage sédimentaire de 5300 m³ pour la période 2013-2014.

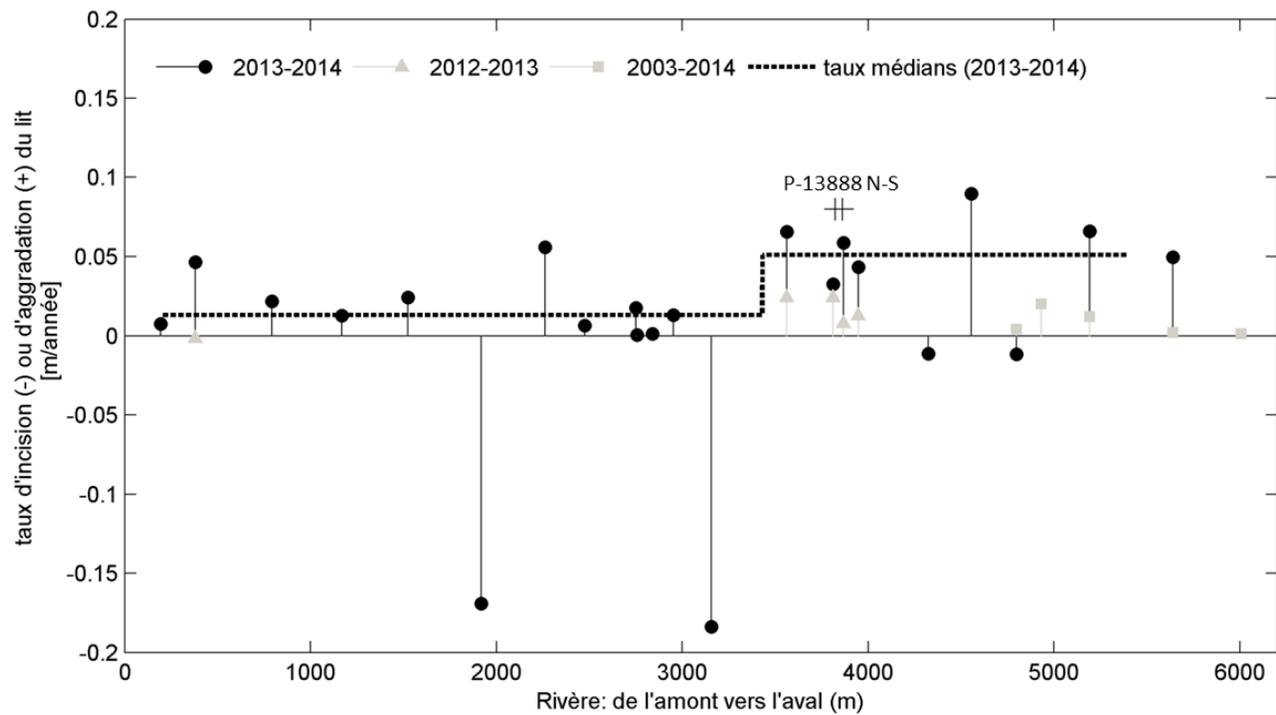


Figure 78. Taux d'incision et d'aggradation du lit de la rivière Ouelle par sections transversales et par tronçons homogènes selon la période d'observation.
 + : traverses P13888 N-S

7.6 Discussion

7.6.1 Implications du bilan sédimentaire de 2013-2014

Pour l'année 2013-2014, il y a un stockage sédimentaire estimé à 5300 m³ dans le secteur des traverses P-13888 N-S. En amont, le bilan sédimentaire du secteur de Saint-Pacôme est tout juste supérieur à zéro. En aval, il y a un bilan à long terme équilibré; ceci correspond approximativement à la transition avec le style fluvial à méandres et la limite des hautes marées.

La présence de taux d'incision indique la présence localisée de sources sédimentaires proximales qui peuvent alimenter en partie la zone de stockage identifiée. Par contre, pour tenir compte du bilan nul dans la section de Saint-Pacôme, un intrant sédimentaire minimal de 5300 m³ est requis en amont de la zone de suivi. Selon l'équation de Parker, la capacité de transport en amont du pont Boucher est évaluée à ~ 70 000 m³ pour la période 2013 à 2014 ($w = 38$ m, $S = 0.0104$, $p = 0.2$, $D_{50} = 0.074$ m pour $n = 150$ cailloux échantillonnés sur un banc d'accumulation). Les intrants sédimentaires nécessaires pour rencontrer la quantité de sédiments stockés paraissent donc réalistes considérant la capacité de transport. C'est par conséquent la disponibilité en sédiments qui contrôle les débits solides à cette section.

Selon l'analyse historique, il y a un apport annuel en sédiments de 1350 m³/année entre 1985 et 2009 par l'érosion des falaises. Sur le Bras-de-la-rivière-Ouelle, le débit solide est estimé à un volume de 19 m³ pour l'année 2013-2014. À cette échelle de temps, il n'est pas réaliste de lier directement ces sources sédimentaires éloignées aux unités de stockage situées sous les traverses P-13888 N-S. Par contre, cela permet de suggérer des ordres de grandeur qui peuvent être représentatifs de tendances à long terme. Si on tient compte des chiffres de 2013-2014, les apports combinés des falaises en érosion et du Bras-de-la-rivière-Ouelle représentent à peu près 25 % du stockage observé dans la section des traverses d'autoroute pour la même période. D'où proviennent les 75 % manquants? Nécessairement, les sédiments doivent provenir, soit du réseau de drainage qui n'a pas été quantifié, notamment la branche de la Grande-Rivière ou d'unités de stockage situées à même le chenal principal, soit en amont de Saint-Pacôme, par exemple dans la zone des barrages démantelés.

Par contre, si on impose une limite réaliste dans les distances de déplacement des sédiments (pas plus de 1 km pour une année), les sources sédimentaires sont plus vraisemblablement proximales, soit à l'intérieur même du chenal principal à proximité de Saint-Pacôme. L'analyse par tronçons homogènes qui a été appliquée simplifie probablement à l'excès les sources qui peuvent résider à l'intérieur même des tronçons. Cette incertitude demeure en raison de la faible densité des mesures par sections transversales dans le tronçon de Saint-Pacôme. Cette hypothèse s'inscrit toutefois bien dans le scénario de la trajectoire géomorphologique qui suggère qu'il y ait un déblaiement graduel

des sédiments massés à la périphérie immédiate du chenal principal depuis la crue de 1981.

7.6.2 La crue de 1981 : au centre de la trajectoire géomorphologique

Les résultats de la trajectoire géomorphologique présentent un scénario cohérent centré sur les impacts de la crue de 1981. Avant 1981, il y a une 1^{re} période caractérisée par une stabilisation des berges et des bancs d'accumulation (diminution de la largeur et des bancs d'accumulation). Cette première phase d'ajustement survient de façon uniforme, ce qui suggère qu'il y ait eu une certaine perturbation du système avant 1961, date des premières photographies aériennes analysées. L'hypothèse la plus plausible renvoie à la fin des activités de la drave depuis 1952 et au relâchement des sédiments dû au démantèlement des barrages en 1958. Les photographies aériennes historiques de ce secteur montrent une abondance de sédiments en 1961 (figure 79), soit juste après le démantèlement des barrages par les crues. En 1980, les sédiments sont déjà peu apparents en dépit d'un très faible débit lors de la prise de la photographie aérienne (1.4 m³/s). Par conséquent, l'ajustement du système à l'introduction de ces sédiments dans le système est déjà avancé. De 1961 à 1980, on observe plutôt une stabilisation des berges et une colonisation par la végétation. Cette situation est probablement favorisée par des crues moins intenses pendant cette même période.

De 1980 à 1985, il y a des changements drastiques qui surviennent au niveau de la largeur du cours d'eau ainsi qu'au niveau de la quantité de sédiments disponibles dans le chenal (augmentation de la superficie des bancs d'accumulation). Au niveau du stockage sédimentaire, cette disponibilité persiste et même augmente jusqu'à 2001 dans la section de Saint-Pacôme. Ceci coïncide avec un apport de 86 800 m³ de sédiments délivrés dans la rivière Ouelle par les falaises en érosion. Le transit de cette vague de sédiments dans le système est fonction de la vitesse de déplacement des sédiments et de leurs distances de transport. Ces vitesses sont difficiles à évaluer pour des environnements caractérisés par de très hautes capacités de transport. Par contre, par un effet de cascades sur les unités de stockages déjà présentes dans le système, l'impact géomorphologique se propage à une vitesse supérieure au déplacement individuel des particules introduites dans le chenal. Il n'est donc pas exclu que les apports massifs introduits dans le chenal en 1981 aient eu un impact rapide sur la mobilisation de sédiments jusqu'à l'autoroute 20. La portée des impacts associée à cette introduction de sédiments est d'autant plus grande si les unités de stockage sont déjà bien pourvues en sédiments. Le relâchement de sédiments par les barrages en 1958 peut avoir joué un rôle de préparation en accroissant la disponibilité sédimentaire pour la crue de 1981. Lors de cet événement, il reste impossible de spécifier la part respective des sources sédimentaires ayant alimenté la charge sédimentaire (bassin versant, falaises érodées, relâchement des unités

de stockage temporaire liées au démantèlement des barrages). Par contre, cet épisode a probablement accru la disponibilité sédimentaire pendant une longue période, causant par conséquent des apports sédimentaires soutenus à l'autoroute 20 depuis 1981.

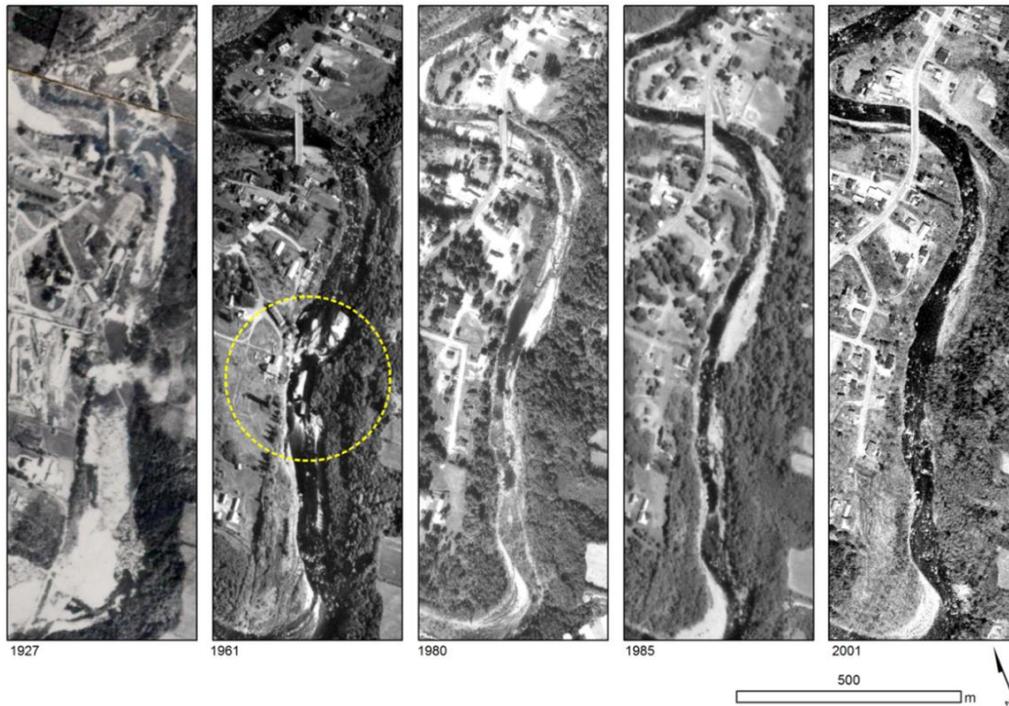


Figure 79. Historique des changements géomorphologiques dans la zone des barrages démantelés du village de Saint-Pacôme.
En jaune : identification des sédiments stockés par les barrages.

Depuis 2001, il y a une diminution de la largeur du cours d'eau et de la superficie des bancs d'accumulation dans la section de Saint-Pacôme. Ces ajustements sont interprétés comme une 2^e période de stabilisation. Celle-ci persiste en dépit d'une crue significative survenue en 2008 (369 m³/s). L'absence de signal géomorphologique associé à cet événement, notamment dans la taille des bancs d'accumulation, suggère qu'il y ait en fait une diminution des sources sédimentaires permettant d'alimenter le cours d'eau et d'engraisser les zones de stockage plus en aval. Cependant, la taille des bancs d'accumulation en 2011 est toujours supérieure à ce qu'ils étaient en 1980. Ceci suggère que cette phase de stabilisation est toujours actuelle et que les taux de transport sont toujours supérieurs à ce qu'ils étaient en 1980. Ceci explique un stockage élevé sous les traverses P-13888 N-S en 2013-2014 en dépit d'apports sédimentaires plus faibles en amont.

7.6.3 Quelles sont les principales sources de sédiments?

Dans l'état actuel de nos connaissances, il est délicat de statuer sur les quantités de sédiments apportés par les principales branches du réseau de drainage (Bras-de-la-rivière-Ouelle et Grande-Rivière). Notamment, l'analyse de la mobilité de la couche active du lit par le suivi des transpondeurs passifs nécessite des relevés pluriannuels pour construire une relation fonctionnelle avec les conditions hydrauliques. Ceci permettrait d'évaluer rétrospectivement les débits solides qui ont transité par cette branche du réseau de drainage. Actuellement, les données permettent de spécifier une quantité minimale (19 m³) de sédiments qui transitent par le Bras-de-la-rivière-Ouelle pour 2013-2014. Cette quantité reste par ailleurs représentative d'une année hydrologique peu intense.

Néanmoins, selon les résultats obtenus et de leur interprétation dans le contexte de la trajectoire géomorphologique, deux sources de sédiments se démarquent :

1 – les falaises en érosion du secteur de la Cavée

La quantité de matériel érodé par les falaises de 1961 à 2009 est évaluée à 148 000³. Ceci correspond à une moyenne de ~ 3000 m³/année. L'érosion des falaises permet facilement de rendre compte de l'accumulation observée sous les traverses P-13888 N-S depuis leur construction en 1970. À titre comparatif, environ 15 700 m³ de sédiments ont été dragués sous les traverses depuis 1994, ce qui est une fraction seulement des sédiments délivrés par les falaises depuis 1961.

2 – les unités de stockage sédimentaires situées dans le chenal principal

Celles-ci ne sont pas en soi une source additionnelle de sédiments, mais plutôt des lieux de relais temporaires qui ont été alimentés pendant la crue de 1981. L'origine des sédiments demeure indifférenciée. Leur importance est soulignée ici parce qu'elles peuvent expliquer les apports actuels aux traverses P-13888 N-S. Selon l'analyse de la trajectoire géomorphologique, ces unités sont situées en amont de Saint-Pacôme. Une analyse plus globale de la trajectoire géomorphologique est nécessaire pour spécifier leurs localisations.

7.6.4 Recommandations

Les résultats de l'analyse historique indiquent que l'activité géomorphologique a probablement été structurée autour des impacts de la crue extrême de 1981. Cette crue a provoqué une augmentation de la disponibilité sédimentaire et un remaniement du stockage jusqu'aux environs de 2001. Cela a probablement conduit à une période de sursédimentation dans la zone des traverses P-13888 N-S pendant cette période (1981-2001). Les sources de sédiments

sont probablement dominées par les apports liés au retrait des falaises dans la section située aux environs de la Cavée. Les processus qui dominent le retrait des falaises sont fortement liés à l'activité fluviale (hydrologique). Depuis 2001, il semble y avoir une phase de stabilisation qui s'installe en dépit d'apports réguliers par l'érosion des falaises. Les recommandations suivantes s'inscrivent dans la logique de ces constats :

1– Le *statu quo*. Poursuivent les suivis interannuels du niveau du lit dans la section des traverses P-13888 N-S de façon à intervenir par un dragage lorsque le dégagement est insuffisant pour l'évacuation des crues (respect du dégagement nécessaire pour le débit de conception).

2– Dans l'état actuel de nos connaissances, il n'est pas recommandé d'intervenir pour limiter les apports sédimentaires par l'érosion des falaises. Un plan d'action en deux temps peut être envisagé : 1 — clarifier les quantités de sédiments délivrés par les falaises (voir point 3) et 2 — énumérer les solutions possibles pour stabiliser le recul des falaises. Notamment, il apparaît crucial d'éviter les conditions favorables à des glissements de terrain qui pourraient enclencher une nouvelle période d'activité géomorphologique.

3– La quantification des sources et des flux sédimentaires présentent actuellement plusieurs lacunes. Il est recommandé de poursuivre les relevés pour l'analyse du bilan sédimentaire :

- Les débits solides dans le Bras-de-la-rivière-Ouelle nécessitent des relevés pluriannuels de manière à construire une relation fonctionnelle avec les conditions hydrauliques; aussi, ce suivi nécessite une validation de la taille granulométrique des sédiments en transit. Ces mesures sont nécessaires pour évaluer rétrospectivement la charge sédimentaire qui transite par le Bras-de-la-rivière-Ouelle.
- L'estimation des apports sédimentaires par l'érosion des falaises repose actuellement sur plusieurs approximations. Elle dépend notamment de la représentativité des sept falaises ciblées pour l'analyse (dont deux falaises de till pour l'analyse de la composition granulométrique et des taux de recul par périodes). Aussi, plusieurs falaises se sont activées après 1961. Leur contribution en sédiments n'est actuellement pas prise en compte.
- L'analyse de la trajectoire géomorphologique peut être bonifiée par une extension du site d'étude, minimalement jusqu'en amont de la section des falaises. Cette exhaustivité spatiale permettrait de spécifier davantage les sources sédimentaires et leurs dynamiques dans le temps.

8. LA RIVIÈRE MATANE

8.1 Résumé

La rivière Matane est fortement anthropisée en raison des activités passées pour le flottage du bois et de l'abondance des infrastructures de protection pour les routes et les propriétés riveraines. La trajectoire morphologique est décrite pour 6 tronçons relativement homogènes (T1-T6). L'activité géomorphologique est particulièrement élevée dans le T1 et le T3 où l'érosion et les bancs d'accumulation peuvent évoluer sans contrainte. Des discontinuités dans le transport sédimentaire associées à la diminution de la capacité de transport ainsi que d'apports sédimentaires de la rivière Tamagodi expliquent le dynamisme de ces tronçons. Depuis 1963, la largeur médiane de la rivière Matane a peu changé. Toutefois, plusieurs secteurs se trouvant en surlargeur suite à des interventions anthropiques ainsi qu'un secteur de recoupement de méandre se sont progressivement comblés de sédiments et ont été colonisés par la végétation. Il y a une augmentation importante de la superficie des bancs d'accumulation depuis 2001 dans le T5 et le T6 et, depuis 2009, dans le T4. Ces augmentations suggèrent qu'il y ait une accrétion du lit de la rivière dans ces tronçons. L'accrétion du lit peut exacerber la fréquence et l'intensité des inondations à l'eau libre ou par embâcles de glace. Les traverses P-09479 – sur la route 195 près de la Ville de Matane – et P-14051 – sur la route de Saint-Léandre (figure 81) – sont dans les secteurs ayant récemment montré une augmentation dans la superficie des bancs d'accumulation.

8.2 Problématique

Le dynamisme de la Rivière Matane pose un défi pour l'aménagement du territoire. La figure 80 montre qu'entre 1974 et 2009, 21 événements d'inondation ont généré des dommages matériels aux infrastructures domiciliaires. De ces événements, 61 % sont causés par des embâcles de glace. La proportion élevée de berges stabilisées (23 km sur 95.4 km, soit 24 %) traduit l'effort déployé pour protéger les nombreuses infrastructures routières (6 ponts, et plus de 14 km de routes régionales et locales) ainsi qu'une multitude de terrains domiciliaires et agricoles. De plus, le ministère de la Sécurité publique a procédé depuis 2008 au retrait de deux habitations unifamiliales jugées à risque imminent d'érosion.

L'accumulation de sédiments sur le lit de la rivière Matane est souvent identifiée par la population comme étant la cause des aléas fluviaux (érosion et inondation). L'analyse de la trajectoire morphologique permet de décrire la variabilité spatiale et temporelle du dynamisme de la rivière Matane. Ceci permet de relativiser les changements morphologiques récents, souvent perçus comme étant un *nouveau problème*.

Dans le cadre de ce projet, le cas de la rivière Matane est distinct en ce sens qu'aucun enjeu sédimentaire par rapport à une traverse n'est spécifiquement identifié par le MTQ. Le cas de la rivière Matane se distingue par la présence de plusieurs types d'infrastructures (traverses, enrochements, murets) et de leur abondance. Elle se distingue aussi par le fait que des données sur la géomorphologie et la dynamique fluviale de la vallée de la Matane sont récoltées depuis plus de 5 ans par le Laboratoire de géomorphologie et dynamique fluviale; ceci permet une analyse approfondie de l'hydrogéomorphologie de la rivière, notamment de par l'étendue du site d'étude (figure 81).

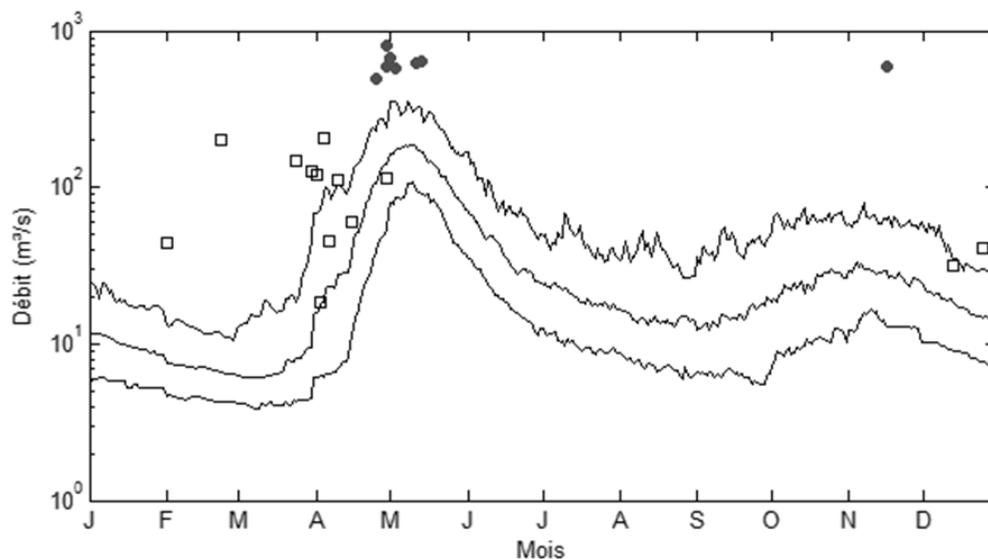


Figure 80. Régime annuel des débits de la rivière Matane (10e; 50e; 90e percentile pour la période 1927-2009).
□: inondations par embâcles de glace; ●: inondations à l'eau libre (Demers *et al.*, 2014).

8.3 Site d'étude

8.3.1 Description géographique

La superficie du bassin versant la rivière Matane est de 1680 km² (figure 81). La rivière prend sa source dans le plateau appalachien qui culmine à environ 1060 m d'altitude. À partir du lac Matane, le chenal principal s'étend sur un peu plus de 70 km jusqu'à l'estuaire du Saint-Laurent. Le tronçon étudié mesure 47.7 km. Des points kilométriques (pk) sont utilisés pour spatialiser l'information le long du tracé de la rivière. Le pk 0 est situé à 4 km en amont de l'accueil de la réserve faunique et augmente vers l'aval. Le site d'étude est segmenté en six tronçons distincts de l'amont vers l'aval (T1-T6).

- T1 : Ce tronçon est caractérisé par un style à méandres libres qui occupe une basse plaine graveleuse. La fin du T1 est marquée par un resserrement dans la largeur de la vallée (figure 82-a)
- T2 : Ce tronçon a un style linéaire. Il est marqué par un confinement lithologique; il se caractérise par une augmentation de la pente, un tracé rectiligne et l'absence de plaine alluviale (figure 82-b).
- T3 : Ce tronçon débute à la confluence avec la rivière Tamagodi. Les trois premiers kilomètres du tronçon sont divagants tandis que la rivière évolue par la suite vers un style à méandres ancrés (figure 82-c).
- T4 : Ce tronçon débute à la confluence avec la rivière Petite-Matane. Le style de la rivière est sinueux à méandres ancrés alors que l'amplitude des méandres diminue (figure 82-d).
- T5 : Ce tronçon a un style linéaire. Il débute à la hauteur du mont de ski Castor. Dans ce tronçon rectiligne, les deux berges sont enrochées sur environ 75 % de la longueur (figure 82-e).
- T6 : Dans ce tronçon, le style est à méandres. Les stabilisations de berges, quoique moins étendues que dans la section précédente, protègent environ 50 % des rives en berges concaves (figure 82-f).

Sur l'ensemble de son tracé, la rivière Matane a des contacts ponctuels avec des falaises meubles en érosion (par exemple, voir figure 82-c).

8.3.2 Historique des interventions anthropiques sur le cours d'eau

Depuis plus de 50 ans, la rivière Matane a connu des interventions anthropiques d'envergure. Le flottage du bois (drave) a commencé au plus tard à la fin du 19^e siècle tandis qu'une scierie est construite à l'embouchure de la rivière. En 1920, les activités de coupe forestière et de drave s'intensifient avec l'arrivée de la Hamermill Paper Company. À partir des années 50, les activités atteignent leur apogée pour cesser dans les années 60. Ces activités ont entraîné des interventions importantes sur les cours d'eau, dont le déblaiement mécanique des sédiments du chenal vers les berges de manière à favoriser le transit des billes de bois. Les ajustements géomorphologiques postdrave se combinent aux effets d'une augmentation marquée de la protection des berges (murs et enrochements) dans les dernières décennies, notamment par l'élargissement de la route 195 qui borde le chenal principal.

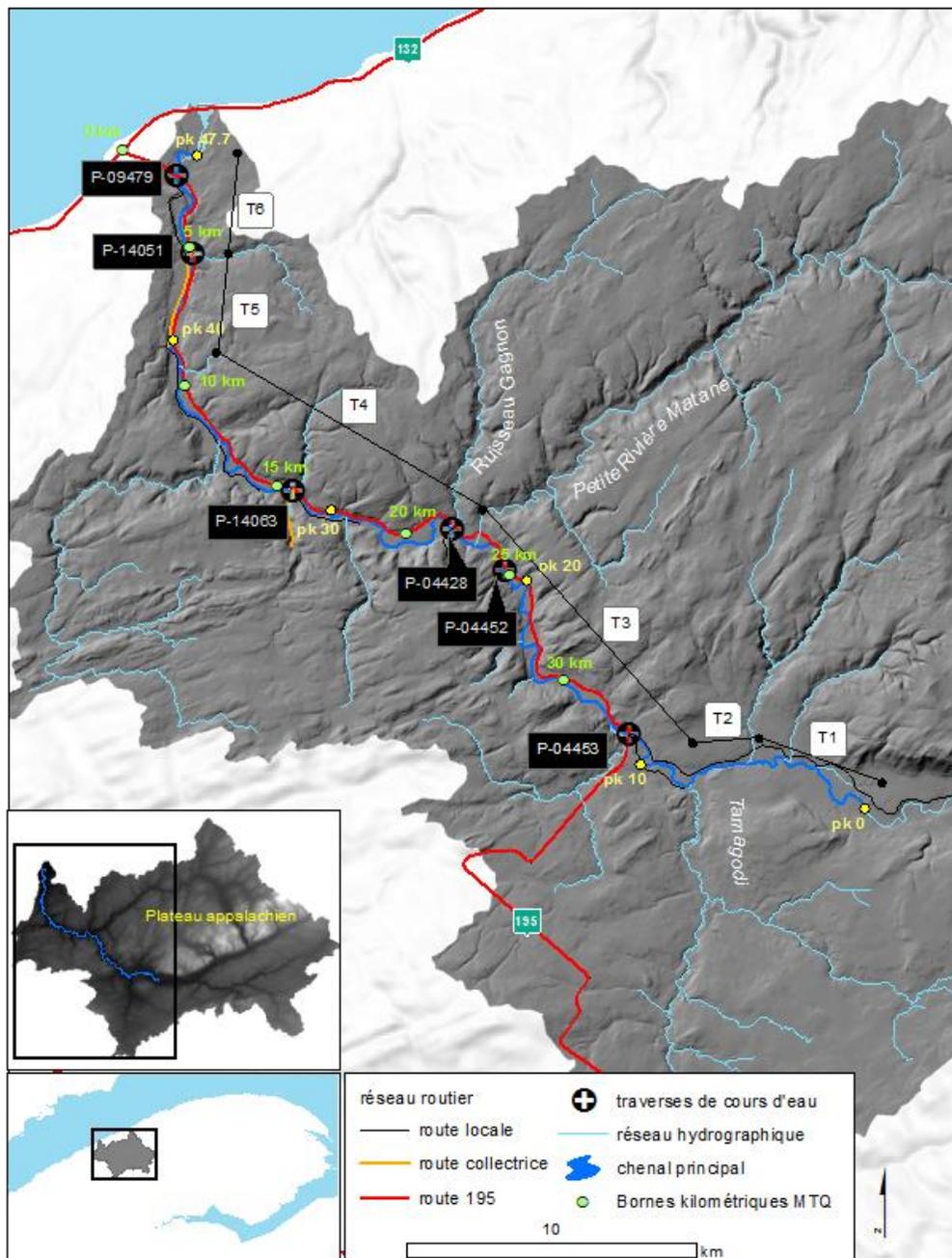


Figure 81. Localisation du site d'étude dans le bassin versant de la rivière Matane.

Les bornes kilométriques réfèrent au système de localisation du MTQ le long de la route 195, alors que les « pk » réfèrent à un système de localisation le long du cours d'eau qui renvoie aux résultats présentés dans le rapport.

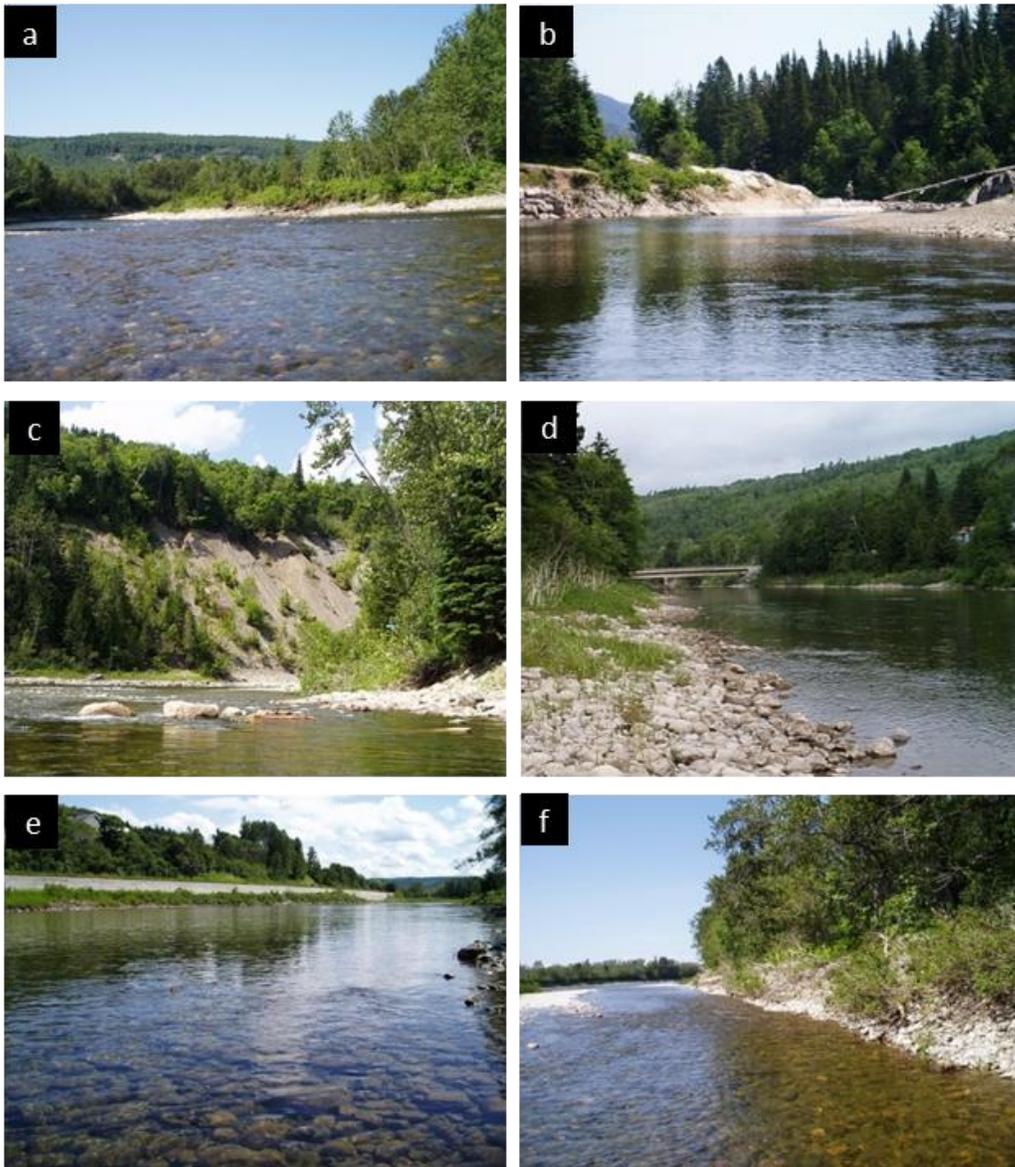


Figure 82. Tronçons homogènes de la rivière Matane.
De l'amont vers l'aval : a – T1, style fluvial à méandre libre; b – T2, style linéaire;
c – T3, style fluvial à méandre ancré; d – T4, style fluvial sinueux et ancré; e –
T5, style linéaire; f – T6, style fluvial à méandre ancré.

8.4 La trajectoire géomorphologique

8.4.1 Tendances historiques

La trajectoire morphologique est illustrée par trois variables morphodynamiques, la largeur et la mobilité du chenal ainsi que la superficie des bancs d'accumulation, mesurées à partir des couvertures de photographies aériennes de 1963, 1974, 1979, 1993, 2001 et 2009. Ces trois variables sont calculées à des intervalles de 50 m. La mobilité du chenal est mesurée par la compilation des superficies érodées entre deux périodes de temps.

La figure 83 expose les différentes variables décrites dans la trajectoire.

Largeur du chenal principal : L'évolution de la largeur médiane de la rivière Matane ne montre aucune tendance claire depuis 1963 et l'étendue des variations n'est que de 2.82 m (figure 83-b). Toutefois, la distribution des largeurs montre une diminution du nombre de valeurs extrêmes de 1963 à 2001. En 1963, un recoupement de méandre, une linéarisation du tracé et du déblaiement de graviers pour le flottage du bois causent des surlargeurs sur le tracé. Ces zones ont été progressivement comblées par des sédiments et colonisées par la végétation.

Mobilité latérale : La mobilité correspond assez bien à la périodicité observée dans les débits. Il y a plus d'érosion pendant les périodes où le débit maximal est majoritairement plus élevé que la moyenne (figure 83 a-c). La période qui connaît la plus grande mobilité latérale (1974-1979) contient également la plus grande valeur de débit journalier enregistré à la station soit 807 m³/sec. (moyenne des débits annuels maximaux = 382 m³/sec).

Superficie des bancs d'accumulation : Il y a deux périodes marquées par une hausse dans la superficie des bancs d'accumulation, soit 1974-1979 et 2001-2009 (figure 83-d). Ces deux périodes renvoient à des secteurs différents du site d'étude (voir section suivante).

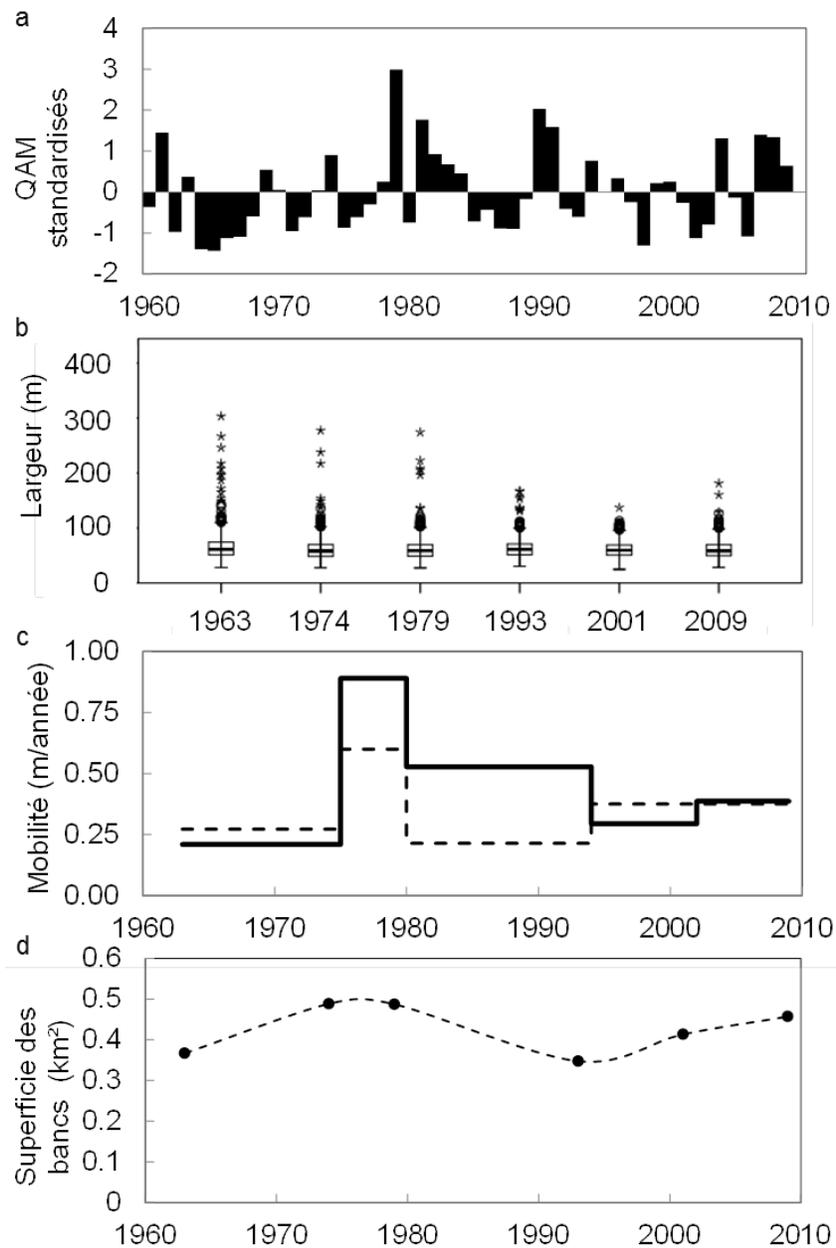


Figure 83. Trajectoire géomorphologique de la rivière Matane (1963-2009).
a – débits annuels maximums (QAM) standardisés de la station de jaugeage de la rivière Matane (station 021601); b – distribution des largeurs du chenal; les étoiles représentent les valeurs extrêmes ; c – mobilité du chenal : trait plein = mobilité moyenne; trait pointillé = marge d’erreur; d – superficie totale des bancs d’accumulation.

Variabilité spatiale et temporelle des taux d'érosion

L'érosion est très variable dans l'espace. La figure 84-a montre la superficie érodée en m²/km/année dans les six tronçons homogènes.

- Le T1 présente les taux d'érosion les plus élevés tandis que la rivière évolue librement dans ses alluvions et se déplace par migration latérale. Ce tronçon est fortement remanié par la crue de 1979 et voit les taux d'érosion augmenter de plus de 400 % par rapport à la période précédente (1963 à 1974).
- Le T2 est contraint par les parois de la vallée et migre peu.
- Le T3 est le deuxième tronçon le plus mobile tandis que les taux d'érosion les plus importants sont mesurés dans sa portion divagante à proximité de la confluence avec la rivière Tamagodi.
- Les faibles taux d'érosion dans le T4 et le T5 expriment l'augmentation du confinement naturel et du degré croissant dans l'artificialité des berges vers l'aval.
- Une diminution dans le degré d'artificialité dans le T6 explique une légère augmentation des taux d'érosion.
- Le T3 est le seul à montrer une augmentation importante dans les taux d'érosion entre 2001 et 2009. Cette augmentation est sans doute associée à des apports de sédiments en provenance de la rivière Tamagodi. Cette rivière est particulièrement chargée en sédiments grossiers, notamment en raison d'une avulsion survenue dans la période récente (entre 1974 et 2001).

Variabilité spatiale et temporelle des superficies de bancs d'accumulation

- Le T1 présente la plus grande superficie de bancs d'accumulation par kilomètre (figure 84-b). Il y a une tendance générale à la hausse dans la superficie des bancs dans ce tronçon, ponctuée d'une augmentation de 50 % entre 1974 et 1979, pendant la même période où les taux d'érosion atteignent un maximum.
- Le T2 a un style fluvial linéaire et encaissé qui est plus propice au transfert de sédiments qu'à l'accumulation et présente donc la plus faible superficie de bancs par kilomètre.
- Dans le T3, il y a une augmentation de la superficie jusqu'en 1979, suivi d'une diminution marquée entre 1993 et 2001. En 2009 la superficie des bancs atteint des valeurs semblables à 1979 et 1993. La variation dans la superficie des bancs est très semblable à la variabilité dans les taux d'érosion.
- Dans le T4, on note une variation semblable à T3.
- Dans le T5, la superficie des bancs est ponctuée par une augmentation marquée en 2001.

- Dans T6, la superficie des bancs atteint un creux en 1993, mais remonte pour atteindre les deux valeurs les plus élevées en 2001 et 2009 respectivement.

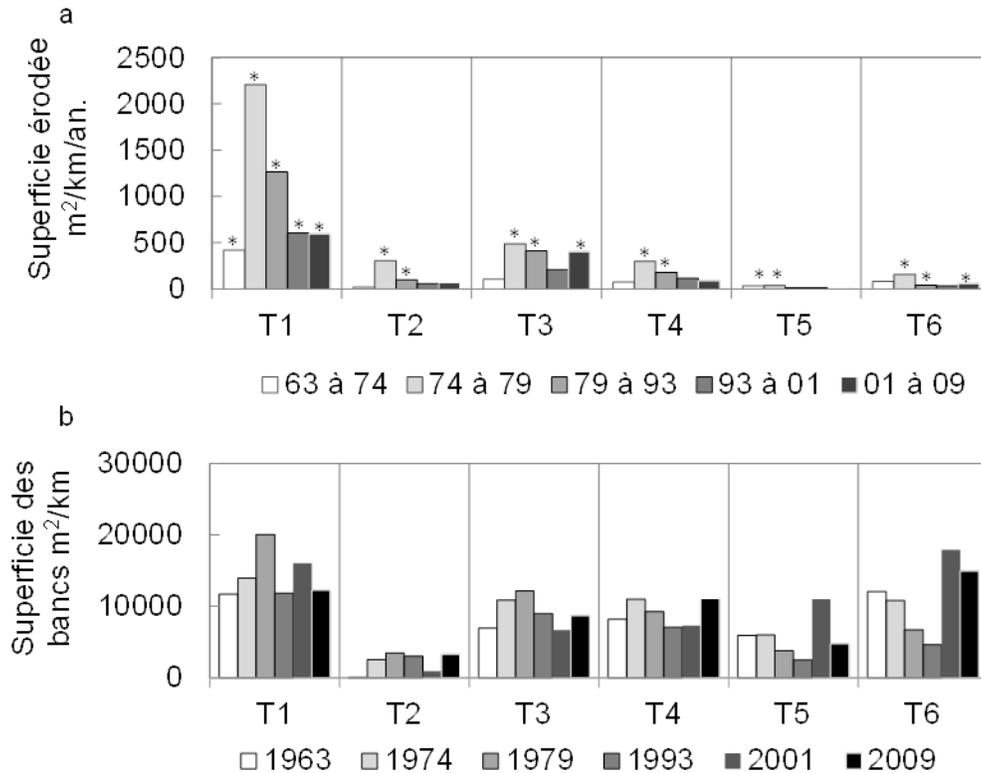


Figure 84. Trajectoire géomorphologique des superficies érodées (a) et de la superficie des bancs d'accumulation par tronçons (b). Les étoiles indiquent les valeurs d'érosion plus grandes que la marge d'erreur.

Les apex de méandres dans le T4 et le T6 sont presque entièrement enrochés ou ancrés sur un encaissant. Le T5 est lourdement stabilisé de part et d'autre du chenal. Le gravier en transit peut s'accumuler dans le chenal, sans que l'érosion des berges puisse compenser la diminution de l'aire d'écoulement. De fait, l'augmentation de la superficie des bancs d'accumulation dans le T4, le T5 et le T6 survient alors que l'érosion pour ces secteurs est plutôt faible. Par conséquent, l'augmentation des bancs d'accumulation n'est pas causée par le recul des berges locales, mais plutôt par les apports de sédiments provenant de l'amont, des tributaires et de l'érosion des falaises meubles. Ces falaises peuvent atteindre plus de 20 m de haut et fournir des quantités importantes de sédiments et leurs apports n'ont pas été quantifiés.

Par conséquent, il est possible que le lit du T4, du T5 et du T6 soit en aggradation. L'aggradation du lit peut exacerber la fréquence et l'intensité des inondations à l'eau libre ou par embâcles de glace. Les traverses P-09479 et P-14051 sont dans les secteurs ayant récemment montré une augmentation dans la superficie des bancs d'accumulation.

8.4.2 Contrôle de la dynamique sédimentaire

La dynamique sédimentaire du cours d'eau est illustrée par la mise en évidence des interrelations entre la capacité de transport (puissance spécifique), le style fluvial, l'état des berges et le niveau d'activité géomorphologique (figure 85). Pour la rivière Matane, l'indice d'activité géomorphologique est basé sur les taux d'érosion moyens ainsi que les valeurs d'écart type de la largeur de la rivière et de la superficie des bancs.

La rivière Matane présente trois zones d'activité géomorphologique plus intenses soit, l'ensemble du tronçon 1, la portion divagante du tronçon 3 et un secteur en aval d'un recoupement de méandre à la fin du tronçon 4 (figure 85-point A).

Dans le T1, l'érosion des berges n'est pas contrainte par les parois de la vallée ou d'autres encaissants. De plus, les berges sont généralement basses et donc plus érodables. Le T1 se termine avec un resserrement au niveau de la vallée causée par un cône alluvial et les versants. La largeur du fond de la vallée diminue rapidement de ~500 m à ~150 m. Les ressernements de vallées peuvent causer des discontinuités dans le transit sédimentaire en limitant l'évacuation des eaux de crues. Si le resserrement cause du refoulement, la diminution des vitesses d'écoulement crée une zone favorable au dépôt de sédiments. De plus, la présence d'un fond rocheux limite ponctuellement l'incision du cours d'eau et maintient une pente plus faible dans le profil longitudinal en amont, qui se traduit par la baisse progressive de la capacité de transport à la sortie du T1. Finalement, un recoupement de méandre survenu entre 1979 et 1993 a fortement contribué au dynamisme observé.

La section divagante du T3 débute à la confluence de la rivière Tamagodi et se termine à la traverse P-04453 à la jonction entre la route 195 et le chemin de la réserve faunique. Les sédiments apportés par la rivière Tamagodi s'ajoutent aux sédiments en provenance de l'amont et occasionnent des reconfigurations fréquentes du tracé. La baisse de la puissance spécifique à la sortie du T2 favorise cette accumulation de sédiments. Toutefois, l'analyse de la trajectoire morphologique ne décèle pas d'enjeu particulier à la traverse P-04453. L'enrochement au niveau du pont et du chemin de la réserve faunique en rive droite ainsi que la présence d'un versant rendent ce secteur assez stable de part et d'autre du pont. La linéarisation en aval du pont qui a précédé sa construction (entre 1963 et 1974) n'a subséquentement pas occasionné de reconfiguration mesurable du chenal en aval de l'intervention.

Le point A ne se démarque pas au niveau de la puissance spécifique par rapport au reste du T4. Un recoupement de méandre survenu avant 1963 a causé une reconfiguration importante du site, ce qui a occasionné une augmentation locale dans l'érosion des berges et une croissance des bancs. Ce recoupement est survenu parce que l'apex du méandre était fixé par la configuration de la paroi de la vallée. Dans les rivières à méandres ancrés, la migration des méandres par translation a tendance à limiter les recoupements. Toutefois, l'immobilité de l'apex causé par des encaissements naturels (vallée, saillie rocheuse) ou anthropiques (stabilisation) mène au resserrement progressif du pédoncule (*neck*) du méandre par la migration latérale et à son éventuel recoupement. Une fois que l'apex de méandre est fixé, le recoupement peut également se produire si l'eau de débordement traverse et incise le pédoncule (recoupement par déversement). Cette dynamique n'est pas propre au T4 et peut survenir là où la configuration de la vallée le permet. Le point A sur la figure 85 indique un méandre dans le T3 où un recoupement de méandres est en préparation.

Sur la figure 85, les saillies rocheuses sont souvent précédées d'une forte pente dans la courbe d'activité géomorphologique. En plus de fixer les apex de méandres, les saillies rocheuses dans les berges génèrent de la résistance à l'écoulement et construisent des zones de recirculation. Ces écoulements de recirculation forment des zones de dépôts où l'on retrouve de grands bancs d'accumulation, mais aussi des débris ligneux. Les sédiments en accumulation sont remaniés lors des fortes crues. Dans certains cas, les zones de recirculation se sont progressivement comblées et végétalisées, comme l'exemple montré à la figure 86 (cette section est positionnée à la figure 85).

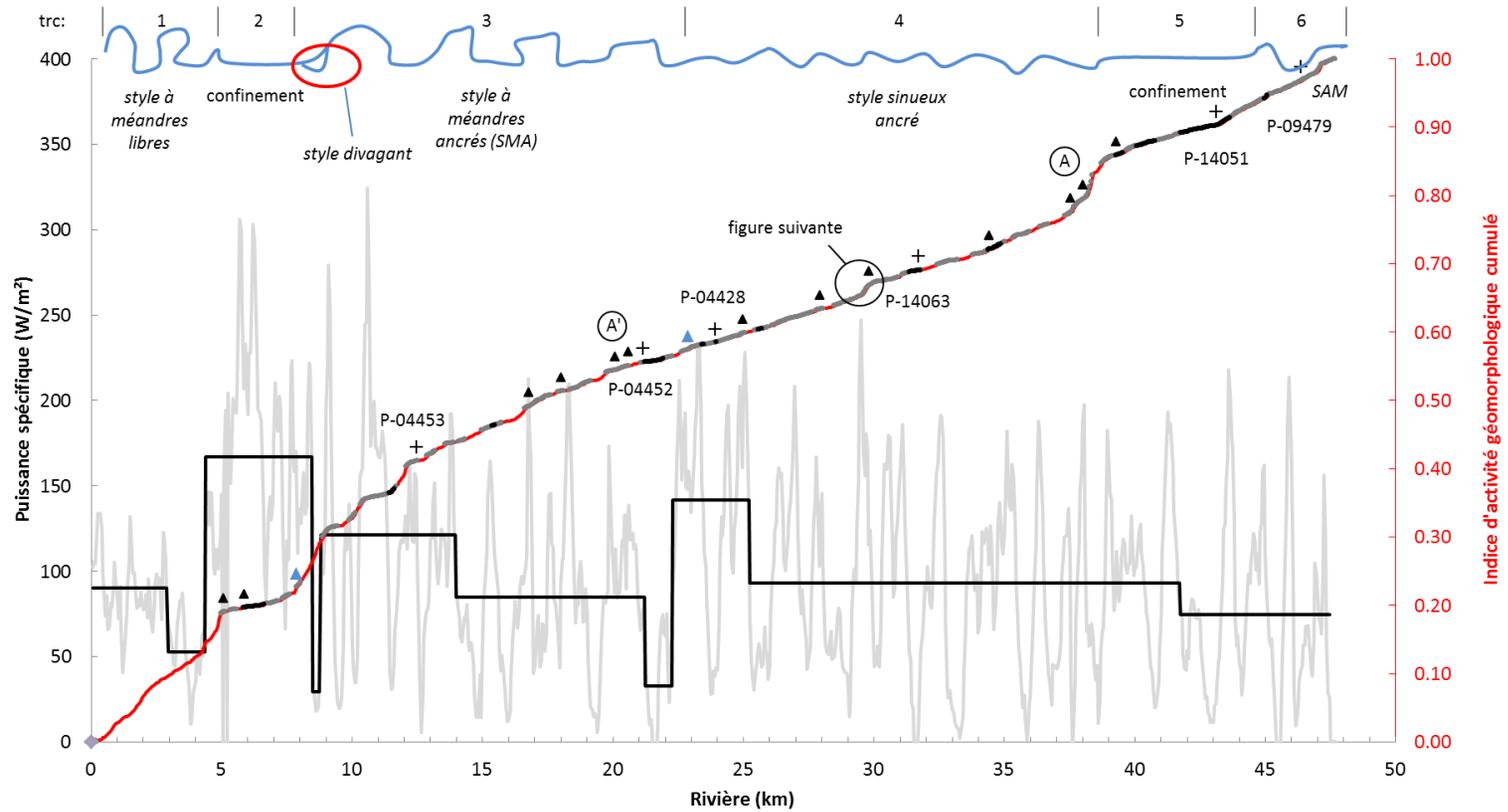


Figure 85. Indice d'activité géomorphologique en relation avec la puissance spécifique et le style fluvial. Le trait rouge représente les sections libres, le trait gris foncé les sections ancrées et le trait noir les sections confinées. La puissance spécifique est mesurée à des intervalles de 50 m (gris) ou par segments homogènes (noir) définis par l'algorithme de Gill (1970). + : position des traverses; ▲ : saillies rocheuses; ▲ : principaux tributaires.

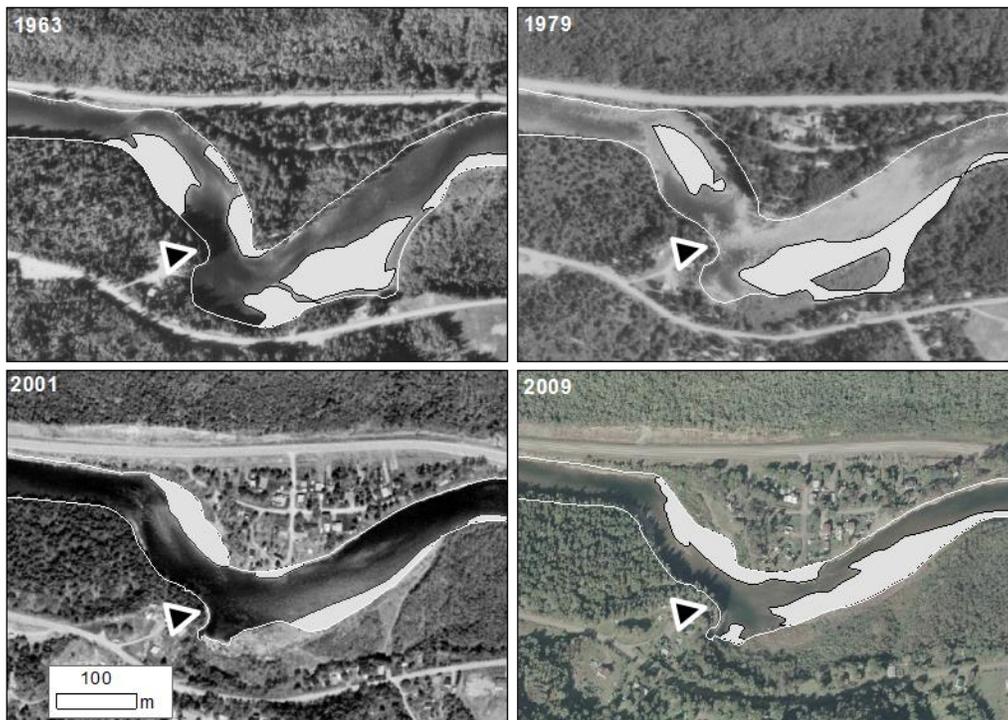


Figure 86. Activité géomorphologique associée à une saillie rocheuse.
Le trait blanc représente le niveau plein bord. Les polygones blancs délimitent les bancs d'accumulation. ▲ : saillie rocheuse.

8.5 Bilan sédimentaire

8.5.1 Portrait général

Pour la rivière Matane, le bilan sédimentaire est appliqué aux premiers 20 km en amont du site d'étude, soit les tronçons 1, 2 et 3 (figure 87). Il s'agit de la section la plus dynamique de la rivière. Cette grande mobilité latérale a permis l'utilisation de l'approche par photographie aérienne pour quantifier le stockage sédimentaire.

Les composantes du bilan sédimentaire de la rivière Matane et la stratégie pour leur quantification sont présentées schématiquement à la figure 88 où apparaissent les intrants sédimentaires (V_{IN}), la zone de stockage (ΔV) et les extrants (V_{EX}) du site d'étude. Plus spécifiquement, la dynamique hydrosédimentaire de cette section d'étude implique des apports sédimentaires en provenance du chenal principal et de son bassin versant (V_{IN-BV}) ainsi que de deux tributaires (V_{IN-T1} et V_{IN-T2}).

La section de 20 km est segmentée en 31 cellules sédimentaires homogènes pour lesquelles un stockage sédimentaire (ΔV) est évalué pour la période 1963-2009. Le stockage sédimentaire (ΔV) est la différence entre les volumes de sédiments déposés (V_d) et érodés (V_e) pour chaque cellule prédéfinie du tronçon fluvial ($\Delta V = V_d - V_e$).

Pour le cas de la rivière Matane, l'approche n'est pas tout à fait équivalente à ce qui est présenté dans la section méthodologique pour la quantification des bilans sédimentaire par l'analyse des photographies aériennes. Les zones de dépôts en sédiments ont été définies par les espaces de rétablissement de la plaine. Ceci renvoie à des processus caractérisés par le transport de sédiments fins et la colonisation de la végétation riveraine. De plus, les volumes de sédiments stockés sur le lit et dans les bancs d'accumulations ne sont pas spécifiquement considérés. Par conséquent, l'interprétation des valeurs de stockage sédimentaire et de taux de transport est hasardeuse. Une emphase sera plutôt portée sur l'interprétation des tendances spatiales.

Le calcul des volumes de sédiments correspond au produit des superficies de changements morphologiques (érosion ou rétablissement de plaine) et de l'épaisseur de la couche de graviers mobilisés. Les berges de la rivière Matane sont en grande majorité des berges composites, c'est-à-dire qu'elles sont composées d'une base en graviers sur laquelle est déposée une couche de sédiments de débordement plus fins. Pour obtenir l'épaisseur de graviers, les hauteurs de berges ont été relevées avec un modèle d'élévation issu du relevé LiDAR de 2009. L'épaisseur des dépôts de débordement de granulométrie fine a été relevée sur le terrain et soustraite à la hauteur totale des berges, le résultat donne l'épaisseur du gravier. Dans la majorité du tronçon, l'épaisseur des sédiments de débordement est de ~ 0.35 m.

Les valeurs d'intrants sédimentaires, V_{IN-BV} et V_{IN-T} , ont été estimées par deux approches différentes (estimation de la distance de transport et équations de transport), ce qui a permis l'élaboration de deux scénarios de taux de transport.

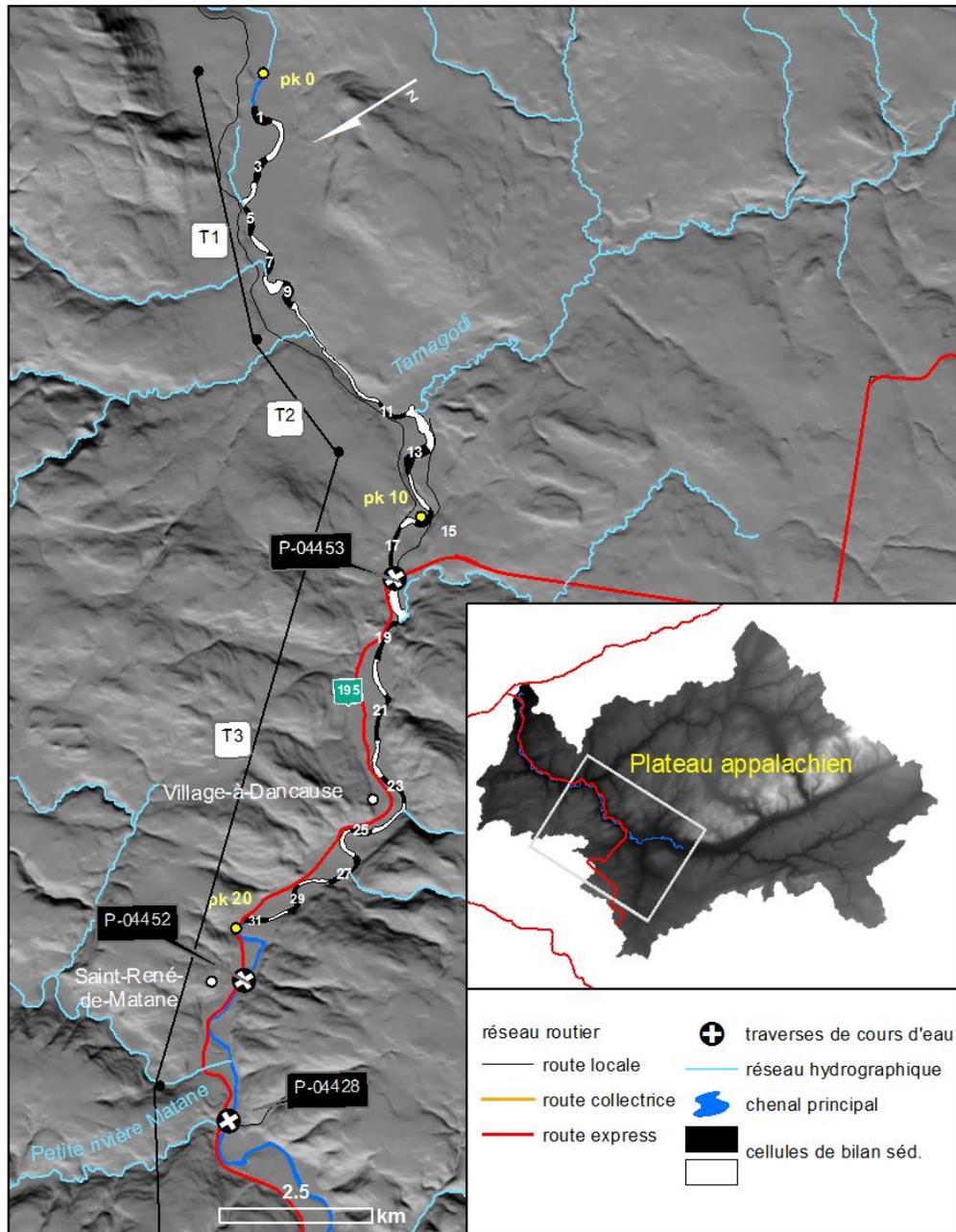


Figure 87. Localisation du tronçon visé par l'analyse du bilan sédimentaire ainsi que la délimitation des cellules 1 à 31.

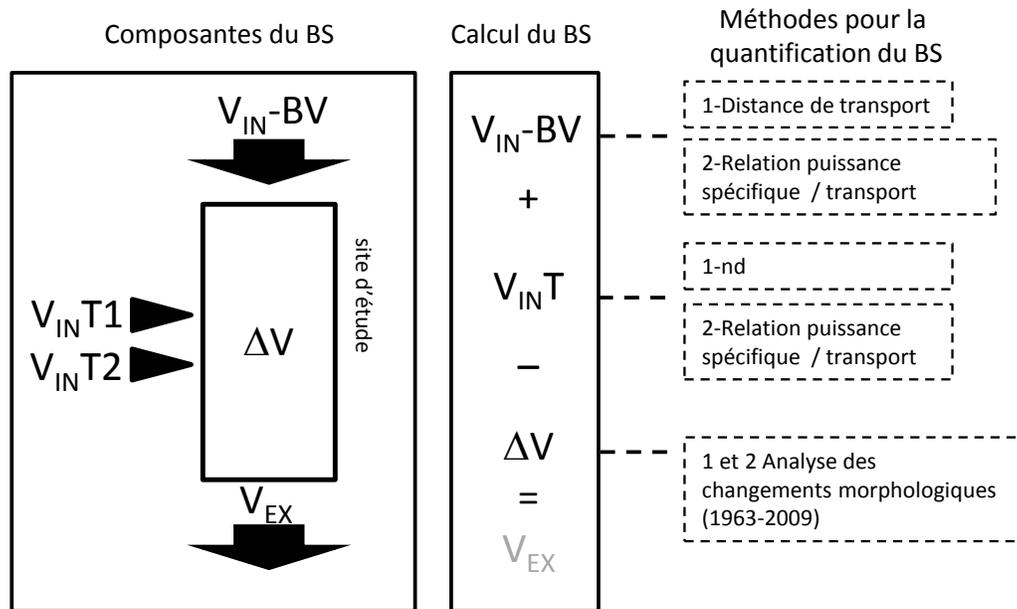


Figure 88. Composantes du bilan sédimentaire pour une section de la rivière Matane et stratégies pour leur quantification.

8.5.2 Résultats : intrants sédimentaires

Les intrants sédimentaires dans la première cellule (I-BV) sont estimés par deux approches. La première approche dite par distance de transport estime l'intrant en multipliant le volume de sédiments mobilisés par unité de longueur du lit avec la distance de transport (Neill, 1971; Ashmore et Church, 1998) :

$$V_b = V_e \cdot (L_b / L_e)$$

où V_{IN} est un volume de sédiments transportés (m^3), p représente la porosité du gravier, évalué à 0. (Carling et Reader, 1982), V_e est le volume érodé dans la cellule (m^3), L_d est la distance de transport des sédiments mobilisés (m) et L_e est la distance sur laquelle V_e est déterminé (m). La distance moyenne de déplacement des particules du lit est estimée à 385 m. Il s'agit de la distance moyenne entre l'apex des méandres jusqu'à la pointe des bancs d'accumulation dans le tronçon 1 (Pyrce et Ashmore, 2003). La méthode de la distance de transport estime l'intrant sédimentaire à $670 m^3/année$ ($V_b = V_e[35\ 802] \cdot L_b[385] / L_e[448] / t[46]$).

La deuxième approche d'estimation de l'intrant sédimentaire implique une modélisation entre la puissance spécifique et le taux de transport avec l'équation de Parker (2010).

Tableau 12. Variables pour calculer les intrants sédimentaires par l'équation de transport de Parker

	Aire (km ²)	Q2 (m ³)	% Q2	Pente (m/m)	D50 (m)	V _{IN} (m ³ /année)	V _{IN} * (m ³ /année)
Station 21601	1655	420.8	100	-	-	-	
V _{IN} -BV	710	193.2	45.9	0.0024	0.049	2147	2518
V _{IN} -T2	150	46.2	11	0.0082	0.064	771	896
V _{IN} -T1	60	19.9	4.7	0.01	0.065	121	140

* incluant la porosité (Carling et Reader, 1982)

La série de débits journaliers de 1963 à 2009 a été utilisée comme intrant dans le modèle. Les valeurs de débit ont été ajustées aux différents sites en fonction de la relation de puissance : $Q2 = 0.46A^{0.92}$ (Biron *et al.*, 2013) où Q2 est le débit de récurrence de 2 ans et A est l'aire du bassin. Le ratio de la valeur de Q2 aux différents sites par rapport à celle de la station 21601 a été utilisé pour convertir les débits journaliers. La pente d'énergie est remplacée par la pente du lit mesurée sur le modèle d'élévation généré à partir du relevé LiDAR (2009) sur une distance de 400 m. Les valeurs de D₅₀ sont issues d'un relevé terrain de l'été 2008 (analyse photogrammétrique sur la surface des bancs d'accumulation).

Selon cette deuxième approche, l'intrant sédimentaire est de 2518 m³/année pour le chenal principal, 140 m³/année pour le tributaire T1 et 896 m³/année pour la rivière Tamagodi (T2).

8.5.3 Résultats : stockage sédimentaire

La figure 89 présente les volumes de sédiments stockés dans chaque cellule entre 1963 et 2009 :

- à l'échelle du site, le stockage en sédiments est positif (+54 464 m³, soit 1184 m³/année);
- le stockage en sédiments est plus important à la confluence avec la rivière Tamagodi (T2). La cellule de la confluence contient 34 % des sédiments stockés sur l'ensemble du site d'étude.

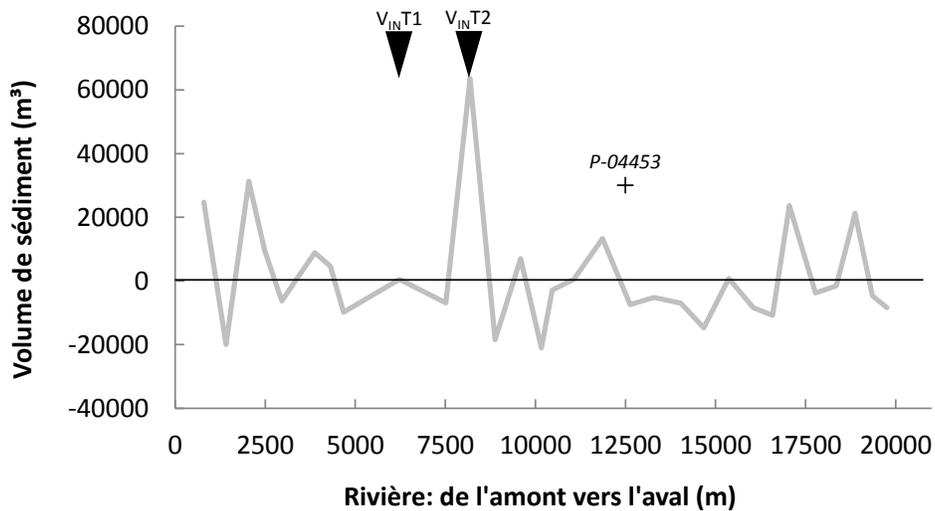


Figure 89. Volumes de sédiments stockés par cellule de l'amont vers l'aval.
+ : localisation des traverses de cours d'eau; ▼ : tributaires.

8.5.4 Résultats : taux de transport

Le calcul des taux de transport par l'approche géomorphologique est déduit pour chaque cellule à partir de l'intrant sédimentaire mesuré à l'entrée du site et des observations de stockage sédimentaire pour la période 1963 à 2009 (figure 90). Le site est divisé en 31 cellules. Deux tributaires rejoignent la rivière Matane dans le tronçon à l'étude. Le tributaire T1 se jette dans la cellule 10 tandis que T2 (rivière Tamagodi) se jette dans la cellule 12. Un taux de transport sédimentaire est calculé suivant les deux méthodes d'estimation des intrants sédimentaire. Les résultats des taux de transport selon les différentes méthodes sont présentés à la figure 90.

Intrants sédimentaires par la distance de transport

Avec la méthode de la distance de transport ($V_{IN-BV} = 670 \text{ m}^3/\text{année}$), les taux de transport sont négatifs dès la cellule 3 ($-116 \text{ m}^3/\text{année}$). Ceci signifie que les sources sédimentaires connues (intrants sédimentaires par le bassin versant + érosion des berges) ne permettent pas de rendre compte de la quantité de sédiments stockés dans le tronçon. Étant donné qu'aucun intrant autre que l'érosion des berges n'est apparent avant la cellule 8 (T1), il est déduit que l'intrant initial de $670 \text{ m}^3/\text{année}$ est sous-estimé. La valeur minimale atteinte avant d'arriver à un tributaire est de -519 m^3 (cellule 8). L'intrant initial est donc ajusté à $1189 \text{ m}^3/\text{année}$ ($670 \text{ m}^3 + 519 \text{ m}^3$). Après cet ajustement initial, une valeur négative apparaît à la cellule 12 (-1028.4 m^3). Ici, l'excédant de sédiments stockés est attribuable à T1 et T2. Un apport minimal de 1028 m^3 leur est donc attribué (pour la représentation graphique, cet apport est introduit

à T2). Enfin, les extrants sédimentaires au site d'étude sont estimés à une valeur de 1033 m³/année.

Intrants sédimentaires estimés par équation de transport

Avec des intrants estimés par équation de transport, le taux de transport demeure positif avec un taux moyen de 2019 m³/année et un extrant de 2666 m³/année. Le taux de transport augmente progressivement à partir de la rivière Tamagodi pour atteindre un maximum à 2949 m³. Toutefois, l'augmentation progressive des taux de transport à partir de la rivière Tamagodi est contre-intuitive. Premièrement, il n'y a pas de nouveaux apports en sédiments dans ce tronçon, hormis les sédiments introduits par l'érosion des berges. Deuxièmement, ce tronçon montre une diminution de la puissance spécifique et donc de la capacité de transport. Pour avoir une meilleure idée des taux de transport dans la rivière Matane, il serait important d'inclure les volumes de sédiments stockés sur le lit et dans les bancs d'accumulations.

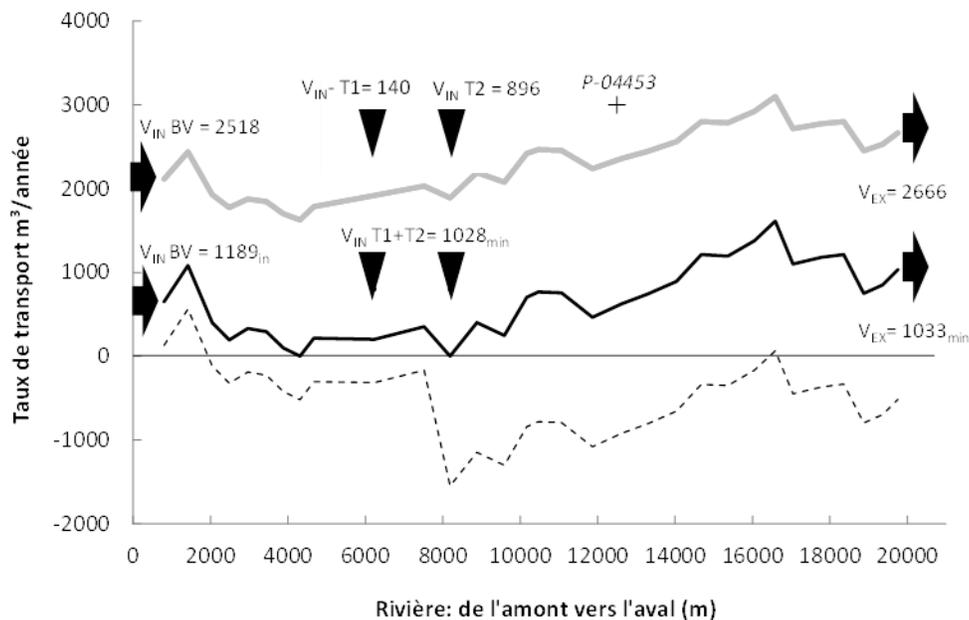


Figure 90. Taux de transport par cellules (m³/année) de l'amont vers l'aval de la rivière Matane.

Trait plein gris : taux de transport avec intrants estimés par équation de transport; trait plein noir : taux de transport ajustés par les tributaires (intranant morphologique); trait pointillé : taux de transport sans ajustement (intranant morphologique); + : localisation des traverses de cours d'eau.

8.6 Discussion

8.6.1 Implications pour les traverses de cours d'eau

La traverse P-04453 est située à la limite des cellules 17 et 18. Ces tronçons sont relativement stables au niveau du stockage de sédiments. Le tronçon 18 montre un stockage de 13 333 m³ depuis 1963 que l'on peut attribuer au comblement des chenaux abandonnés suite à la linéarisation du tronçon associé aux travaux pour la construction du pont. Le stockage mesuré n'est donc pas relié à l'accumulation de sédiments sur le lit.

8.6.2 Recommandations

Considérations générales

Le secteur de la réserve faunique ainsi que le secteur de la confluence avec la rivière Tamagodi ont été identifiés comme des espaces de stockage en sédiments. Ceci a pour effet de limiter la quantité de sédiments qui est acheminée dans les tronçons plus en aval (T3-T6). Cette rétention de sédiments contribue notamment à limiter l'aggradation du lit dans les tronçons T4 à T6. Il est par conséquent recommandé de limiter les infrastructures rigides comme les murets et les enrochements dans ces secteurs afin de préserver cette dynamique.

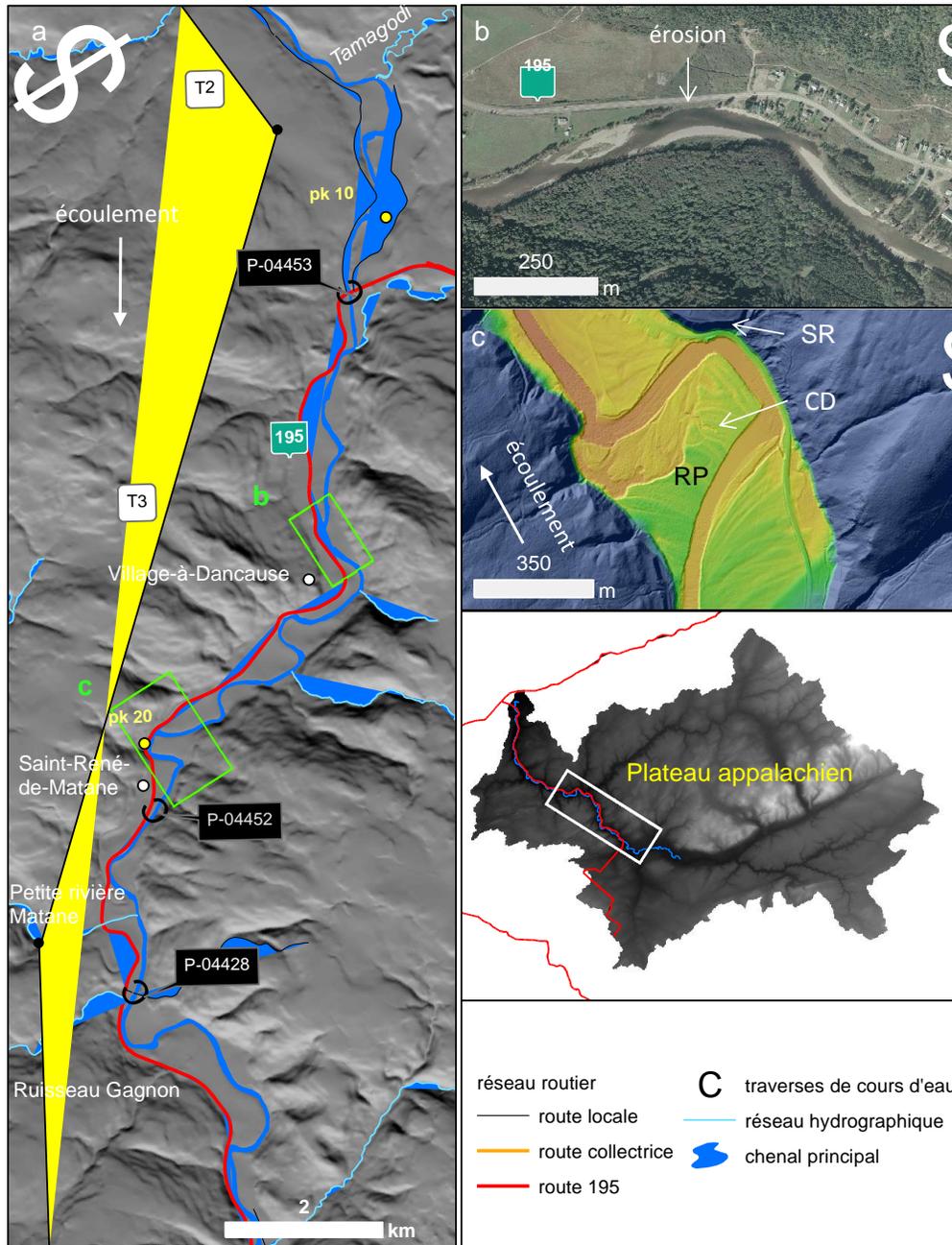
Dans les tronçons T4 et T6, la situation est plus préoccupante au niveau de l'augmentation des bancs d'accumulations. L'augmentation marquée des bancs en 2009 dans le T4 et, depuis 2001 dans le T6, est indicatif d'une accréation sur le lit. En effet, les tronçons T4 et T6 sont théoriquement plus susceptibles de réagir à une augmentation des intrants sédimentaires par une accréation verticale, car les ajustements latéraux sont limités par des berges plus stables.

Il est donc recommandé de faire un suivi périodique au niveau des traverses P-09479 et P-14063 pour vérifier la progression de l'accréation près de ces infrastructures. Ce suivi pourrait se faire par relevé topographique annuel ou par l'installation de règles dans le substrat sous les ponts.

Considérations spécifiques

Deux secteurs méritent une attention particulière où la stabilité des infrastructures est menacée par l'érosion des berges et les recoupements de méandres (figure 91). Il est recommandé de faire connaître ces secteurs problématiques aux centres de services concernés.

- Au pk 14.95, l'érosion de la berge externe a emporté plus de 20 000 m³ de sédiments depuis 1963 (figure 91-b). L'érosion a mené au déplacement d'une maison et menace maintenant la route 195. Entre 2001 et 2009, le taux de recul de la berge est de 2.5 m/année. En 2009, la route se situait à 10 m de la berge.
- Au pk 19.55, la migration du chenal par translation risque de causer un recouplement de méandre (figure 91-c). La reconfiguration de ce secteur de boucle de méandre vers un chenal rectiligne ne sera pas sans conséquence sur le tronçon en aval. Par exemple, cet enchaînement d'évènements est survenu au pk 38.5 avant 1963 et a causé les taux d'érosion les plus importants du tronçon 4. Il n'y a pas d'infrastructures sous la responsabilité du MTQ directement touchées par cette reconfiguration. Néanmoins, il importe que ce risque soit connu par les différents acteurs impliqués dans l'aménagement du territoire de ce secteur.



9. DISCUSSION ET RECOMMANDATIONS GÉNÉRALES

9.1 Discussion

Un survol de chacun des sites d'étude indique que les problèmes associés à la dynamique hydrosédimentaire sont surtout issus d'une abondance en sédiments. Cette abondance est le propre des cours d'eau situés en Gaspésie et au Bas-Saint-Laurent en raison des nombreux dépôts granulaires et des pentes fortes associées au relief appalachien. Dans plusieurs cas, la problématique associée à la dynamique hydrosédimentaire est inhérente au contexte géomorphologique, notamment le cas des cônes alluviaux (Ruisseau d'Argent) ou, de façon plus générale, les cas de délestage massif de sédiments liés à une perte de capacité de transport ou de compétence de transport à la sortie des hauts plateaux appalachiens (Ruisseau Kilmore, rivière de l'Anse-Pleureuse et rivière Ouelle). À ce niveau, les cônes alluviaux sont emblématiques. Ils sont par définition instables; les traverses de cours d'eau localisées dans ces contextes géomorphologiques nécessitent des suivis périodiques et, le plus souvent, nécessiteront des interventions pour préserver les conditions escomptées. Dans ces circonstances, une reconnaissance des contextes géomorphologiques et des styles fluviaux qui leurs sont rattachés permet d'anticiper d'emblée la dynamique hydrosédimentaire et de définir une ligne d'action éclairée pour la gestion des traverses dans une perspective plus à long terme.

Les cours d'eau étudiés présentent aussi une condition géomorphologique héritée des interventions anthropiques passées. Plusieurs cours d'eau ont notamment été sévèrement modifiés pour les activités de la drave ou pour le développement du réseau routier (rivière de l'Anse Pleureuse, Marsoui, Ouelle et Matane) et l'expansion des espaces semi-urbains et urbains (rivière Ouelle et Matane). Ces interventions ont impliqué une linéarisation des tracés, un dragage des sédiments du lit et, de façon plus générale, une simplification dans la géométrie du chenal et de sa plaine alluviale. Le cumul de ces interventions anthropiques dans le temps a altéré l'apparence des cours d'eau au point où la représentation de leur fonctionnement est désormais rattachée à une condition artificielle. Or, l'analyse de la trajectoire géomorphologique indique que plusieurs cours d'eau altérés sont actuellement en réajustements. Un certain relâchement au niveau des interventions anthropiques permet le « rétablissement » d'une dynamique hydrosédimentaire plus conséquente avec les débits liquides et solides. Par exemple, le « rétablissement » de la rivière Marsoui implique jusqu'à la métamorphose du style fluvial, caractérisée par le retour des unités de stockage et de la mobilité du cours d'eau. Cette métamorphose a des implications sur la gestion des traverses, notamment le dimensionnement adéquat des infrastructures et sur l'anticipation des processus qui peuvent affecter le réseau routier (érosion, inondation). Dans ces circonstances, l'appréhension de la dynamique hydro-sédimentaire et la résolution d'une problématique fait appel à une compréhension plus approfondie des facteurs qui contrôlent l'état du cours d'eau et son devenir.

9.2 Recommandations générales

1 – Systématisation du diagnostic hydrosédimentaire pour la gestion des traverses de cours d'eau du Bas-Saint-Laurent et de la Gaspésie

Les six études de cas illustrent chacune à leur façon l'intérêt de procéder à un diagnostic de la dynamique hydrosédimentaire, même minimal. Dans les circonstances qui ont conduit au mandat actuel, le diagnostic de la dynamique hydrosédimentaire intervient généralement en réaction à une problématique déjà définie. Or, le diagnostic hydrosédimentaire apporte des connaissances qui interviennent à plusieurs étapes de la gestion des traverses, de la définition du réseau routier jusqu'aux interventions adéquates pour assurer le maintien et la durabilité à long terme des traverses.

Ainsi, nous recommandons de systématiser la démarche de diagnostic hydrosédimentaire dans les étapes de gestion des traverses de cours d'eau.

Une première piste de solution est de formuler l'exigence de produire un diagnostic hydrosédimentaire dans le cadre des avis hydrauliques relatifs à la conception ou à l'entretien des traverses de cours d'eau. Actuellement, les notions relatives à la dynamique hydrosédimentaire ne sont que partiellement abordées dans les manuels de référence. Par exemple, le manuel de conception des ponceaux (MTQ, 2004) pourrait bénéficier d'un chapitre qui centralise les concepts associés au transport de sédiments et à la dynamique hydrosédimentaire. Le guide méthodologique accompagnant ce rapport pourrait par exemple faire office d'un tel chapitre.

2 – Une méthode en 3 étapes pour le diagnostic d'une problématique hydrosédimentaire.

Dans le détail, l'analyse de la dynamique hydrosédimentaire fait appel à des méthodes sélectionnées au cas par cas. Le titre du rapport est : *Développement d'une méthode hydrogéomorphologique pour mieux considérer les dynamiques hydrosédimentaires aux droits des traverses de cours d'eau du Bas-Saint-Laurent et de la Gaspésie dans le contexte de changements climatiques et environnementaux*. Dans les faits, il n'y a pas une méthode hydrogéomorphologique qui puisse s'appliquer de façon systématique à chacun des sites posant une problématique hydrosédimentaire. Plusieurs facteurs interviennent dans le choix des outils méthodologiques appropriés : l'accès à des données historiques, les ressources financières et logistiques, mais aussi le type de cours d'eau (ou le style fluvial) et la nature de la problématique posée par la dynamique hydrosédimentaire et des enjeux socio-économiques et environnementaux qui y est associé.

Une synthèse d'outils géomorphologiques est présentée à la figure 92. Ils sont d'une part classés en fonction de trois thèmes distincts : 1 – la reconnaissance géomorphologique, 2 – la trajectoire géomorphologique et 3 – le bilan sédimentaire. Il ne s'agit pas d'une recette qui décrit une démarche à suivre point par point, mais d'un fil conducteur qui permet de clarifier le rôle de chacun des outils géomorphologiques dans une démarche de diagnostic de la dynamique hydrosédimentaire. Aussi, ces trois thèmes correspondent à des niveaux de complexité croissant par rapport aux analyses et aux ressources qui sont exigées.

D'autre part, les outils géomorphologiques sont classés selon leur mode de caractérisation (qualitatif ou quantitatif). À chaque étape du diagnostic hydrosédimentaire, plusieurs options peuvent être envisagées. Selon les enjeux et les objectifs, la caractérisation qualitative peut être suffisante en soi. Par contre, les outils quantitatifs, quoique plus exigeant en temps et en ressources, sont souvent plus explicites dans le rendu de l'information et mènent vers des recommandations plus spécifiques. Cette classification est à la base d'une démarche que nous étayons davantage dans un guide méthodologique qui est rattaché au rapport.

3 – Acquisition de connaissances sur les cours d'eau de l'Est du Québec

Le diagnostic de la dynamique hydrosédimentaire pour la gestion des traverses fait appel à des connaissances fondamentales sur les cours d'eau. À l'état actuel, il reste difficile d'instaurer des stratégies globales basées sur des conditions connues au niveau de la dynamique hydrosédimentaire (styles fluviaux, trajectoire dans le temps, interrelations documentées au niveau des flux et des bilans sédimentaires). L'information existe au cas par cas et chaque nouvelle initiative ne bénéficie pas d'une synergie basée sur une documentation centralisée. Plusieurs initiatives simples pourraient instaurer les bases nécessaires pour optimiser la démarche de diagnostic de la dynamique hydrosédimentaire (tableau 13).

Dans plusieurs cas, il suffit de procéder à une caractérisation systématique de variables géomorphologiques simples, mais significatives, permettant d'anticiper la dynamique hydrosédimentaire actuelle et à venir (styles fluviaux, analyse de la capacité de transport à l'échelle des bassins versants, dégager les tendances régionales au niveau de la trajectoire géomorphologique). Dans le cadre de ce rapport, la portée pratique de la caractérisation hydrosédimentaire est traitée au cas par cas. Par contre, il y aurait un intérêt à définir des stratégies de gestion globales qui sont adaptées à la dynamique hydrosédimentaire. Par exemple, une classification simple au niveau du « statut » hydrosédimentaire pourrait conduire à des lignes de conduite spécifiques, notamment au niveau de la gestion des sources sédimentaires et de la protection des berges (p. ex. Rinaldi *et al.*, 2009) ou même à des adaptations dans les méthodes de conception des traverses.

Dans le cadre du rapport, une emphase particulière a été portée sur le dimensionnement des traverses par rapport au niveau plein bord afin de minimiser la restriction au transit sédimentaire (Kosicki et Davis, 2001; Hansen *et al.*, 2009). La largeur au niveau plein bord peut être mesurée localement, mais peut aussi être estimée de façon systématique par la construction de relations régionales de géométrie hydraulique (Leopold et Maddock, 1953). Ces relations donnent un aperçu de la largeur minimale à respecter pour le dimensionnement des traverses de cours d'eau.

L'analyse quantitative des bilans sédimentaires nécessite l'accès à des relevés historiques. Sur le long terme, la disponibilité des relevés topographiques est rentabilisée par une connaissance plus pointue des flux sédimentaires, ce qui permet de cibler des actions/interventions d'autant plus spécifiques (centralisation des données de relevés topographiques et documentation des interventions de dragage). Un défi récurrent consiste en la quantification des débits solides requis pour la fermeture des bilans sédimentaires. Il apparaît pertinent de procéder au développement de relations empiriques régionales pour l'estimation du transport de sédiments (Barry *et al.*, 2004). Ceci apporterait un gain significatif pour l'analyse des bilans sédimentaires sur les cours d'eau de l'Est du Québec.

Tableau 13. Initiatives pertinentes pour l'acquisition de connaissances sur les cours d'eau de l'Est du Québec.

Étapes du diagnostic	Type de caractérisation
La reconnaissance géomorphologique	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Identification systématique des styles fluviaux à l'échelle des bassins versants. ▪ Quantification de la capacité de transport à l'échelle des bassins versants. ▪ Développement de relations régionales de géométrie hydraulique, notamment pour la largeur au niveau plein bord.
La trajectoire géomorphologique	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Installation de stations de jaugeage dans les bassins versants de tailles inférieures à ~100 km² pour documenter les dynamiques torrentielles. ▪ Mise en évidence des tendances régionales et identifier les principaux facteurs qui influencent le comportement actuel des cours d'eau (climatiques, anthropiques).
Les bilans sédimentaires	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Centralisation des relevés topographiques représentant la géométrie des cours d'eau. ▪ Documentation systématique des volumes de sédiments extraits lors des interventions de dragage (localisation précise des interventions + superficies [m²] et volumes excavés [m³]). ▪ Développement de relations régionales empiriques pour l'estimation des débits solides (p. ex. Barry <i>et al.</i>, 2004).

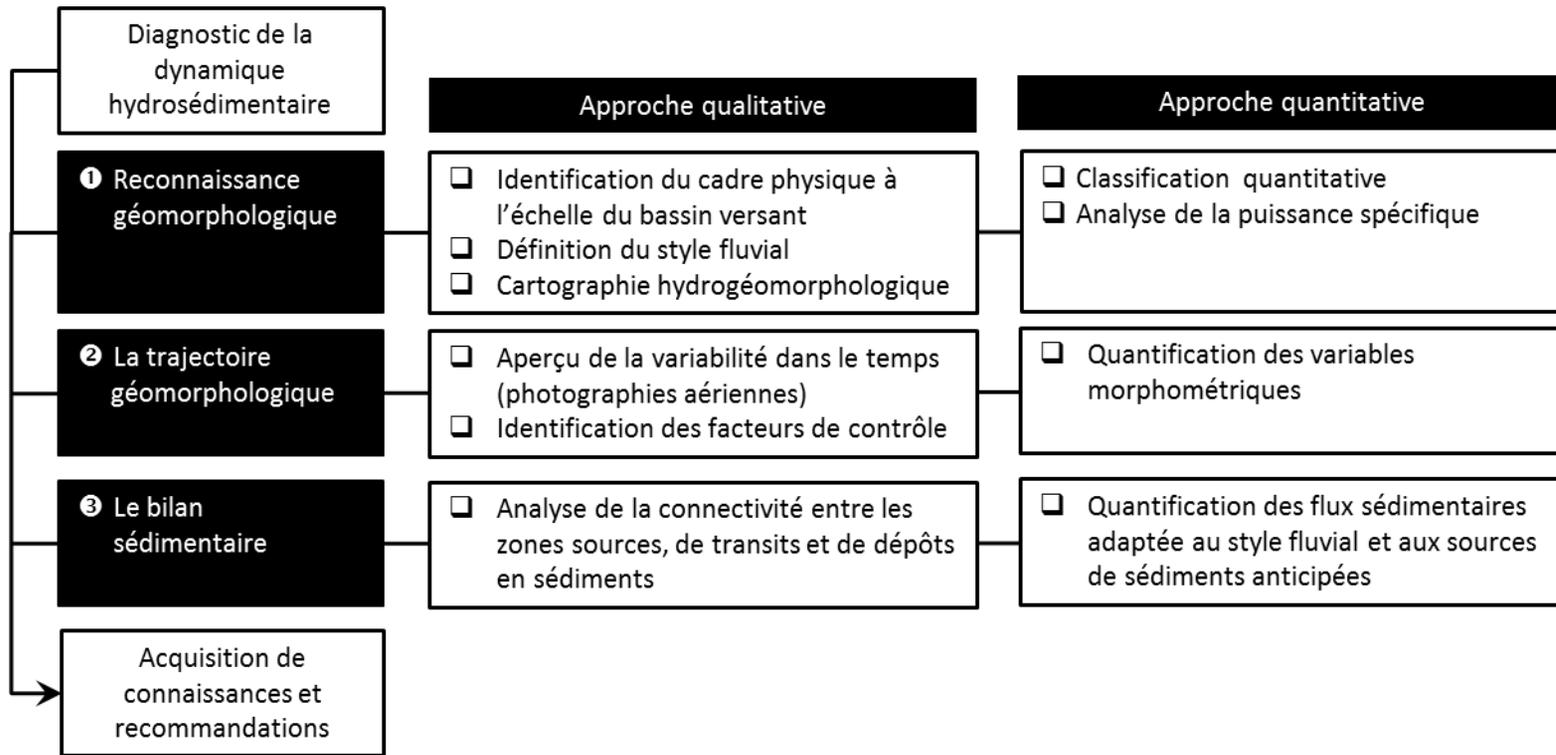


Figure 92. Classification des outils hydrogéomorphologiques pour considérer les dynamiques hydrosédimentaires aux droits des traverses de cours d'eau.

10. RÉFÉRENCES

Andrews ED (1980) – Effective and bankfull discharges of streams in the Yampa River basin, Colorado and Wyoming, *Journal of Hydrology*, 46(3), 311-330.

Ashmore PE et Church M (1998) – Sediment transport and river morphology: a paradigm for study, Water Resources Publications LLC, Highlands Ranch, Colorado, 115-148.

Bagnold RA (1966) – An approach to the sediment transport problem from general physics, *dans* : Thorne CR, MacArthur RC et Bradley JB, *The Physics of Sediment Transport by Wind and Water*, American Society of Civil Engineers, New York, 231–291.

Barry JJ, Buffington JM et King JG (2004) – A general power equation for predicting bed load transport rates in gravel bed rivers, *Water Resources Research*, 40, W10401.

Biron PM, Choné G, Buffin-Bélanger T, Demer S et Olsen T (2013) – Improvement of streams hydro-geomorphological assessment using LiDAR DEMs, *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(15), 1808-1821.

Borland WM (1960) – Stream channel stability, United States Bureau of Reclamation Denver.

Bourdon P (2013) – Analyse de l'ajustement morphosédimentaire d'une rivière divagante à des travaux d'excavation de sédiments : le cas de la rivière de l'Anse Pleureuse en Gaspésie, Mémoire de maîtrise en géographie, Montréal (Québec, Canada), Université du Québec à Montréal.

BPR (2011) – Étude hydraulique des ponts P-01253 et P-01254 du Ruisseau Kilmore situé à Cascapédia-Saint-Jules, préparé pour le ministère des Transports du Québec, no Référence MTQ 6301-10-GE05, 18 pages.

BPR (2012) – Avis hydraulique concernant le Ruisseau Kilmore et les ponts P-01253, P-01254 et P-10089, préparé pour le ministère des Transports du Québec, 12 pages.

Bravard JP et Petit F (2000) – Les cours d'eau : dynamique du système fluvial, A Colin, Paris, 222 pages.

Brierley GJ et Fryirs K (2005) – *Geomorphology and River Management: applications of the River Styles Framework*, Blackwell Publishing, Oxford, 398 pages.

Brookes AB (1987) – River channel adjustments downstream from channelisation works in England and Wales, *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 337-351.

Buffin-Bélanger T et Hétu B (2008) – Les risques d'inondation sur les cônes alluviaux dans l'est du Québec Comptes rendus de la 4e Conférence canadienne sur les géorisques : des causes à la gestion, Presse de l'Université Laval, Québec, 359-366.

Carling PA et Reader NA (1982) – Structure, composition and bulk properties of upland stream gravels, *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, 349-365.

Church M (2006) – Bed material transport and the morphology of alluvial river channels, *Annual Review of Earth Planetary Science*, 34, 325-354.

Day SS, Gran KB, Belmont P et Wawrzyniec T (2012) – Measuring bluff erosion part 2: pairing aerial photographs and terrestrial laser scanning to create a watershed scale sediment budget, *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, 1068-1082.

Degoutte, G (2012) – Diagnostic, aménagement et gestion des rivières : hydraulique et morphologie fluviales appliquées, Éditions Tec & Doc, Paris, 542 pages.

Demers S, Olsen T, Buffin-Bélanger T, Marchand JP, Biron PM et Morneau F (2014) – L'hydrogéomorphologie appliquée à la gestion de l'aléa d'inondation en climat tempéré froid : l'exemple de la rivière Matane (Québec), *Physio-Géo, Géographie, physique, et environnement*, 8, 67-88.

DeVries P (2002) – Bedload layer thickness and disturbance depth in gravel bed streams, *Journal of Hydraulic Engineering*, 128(11), 983-991.

Dionne J (1988) – Note sur les variations du niveau marin relatif à l'holocène, à Rivière-Ouelle, côte sud du Saint-Laurent, *Géographie physique et Quaternaire*, 42(1), 83-88.

Downs PW et Gregory KJ (2004) – River channel management : towards sustainable catchment hydrosystems, Arnold, London.

Dufour S et Piégay H (2009) – From the myth of a lost paradise to targeted river restoration: forget natural references and focus on human benefits, *River Research and Applications*, 25(5) 568-581.

Eaton B C et Church M (2011) – A rational sediment transport scaling relation based on dimensionless stream power, *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(7), 901-910.

Emmett WW et Wolman MG (2001) – Effective discharge and gravel-bed rivers, *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(13), 1369-1380.

Ferguson RI (1975) – Meander irregularity and wavelength estimation, *Journal of Hydrology*, 26, 315-333.

Ferguson RI (2005) – Estimating critical stream power for bedload transport calculations in gravel-bed rivers, *Geomorphology*, 70(1), 33-41.

Fetter CW (2001) – *Applied hydrogeology*, Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall, 598 pages.

Gaeuman DA, Schmidt JC et Wilcock PR (2003) – Evaluation of in-channel gravel storage with morphology-based gravel budgets developed from planimetric data, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003–2012), 108 (F1).

Gidas N (1985) – Étude sur les inondations causées par les débâcles et la sédimentation (Rivière Ouelle, municipalité de Saint-Pacôme, comté de Kamouraska), ministère de l'Environnement, Direction des études du milieu aquatique, 37 pages.

Gill D (1970) – Application of a statistical zonation method to reservoir evaluation and digitized-log analysis, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 54(5), 719-729.

Gomez, B et Church M (1989) – An assessment of bed load sediment transport formulae for gravel bed rivers, *Water Resources Research*, 25(6), 1161-1186.

Ham DG et Church M (2000) – Bed-material transport estimated from channel morphodynamics: Chilliwack River, British Columbia, *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, 1123-1142.

Hamel VB, Buffin-Bélanger T et Héту B (2013) – Contribution à l'étude de l'érosion des berges : analyse à haute résolution spatio-temporelle des mouvements subaériens sur une berge de la rivière Ouelle, Québec, Canada, *Géomorphologie*, 2, 119-132.

Hansen B, Nieber J et Lenhart C (2009) – Cost analysis of alternative culvert installation practices in Minnesota, Minnesota Department of Transportation, Final Report, MN/RC 2009-20.

Haschenburger JK et Church M (1998) – Bed material transport estimated from the virtual velocity of sediment, *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 791-808.

Kilpatrick FA et Barnes HH (1964) – Channel geometry of Piedmont streams as related to frequency of floods, Geological Survey Professional Paper 422-E, 15 pages.

Knighton AD (1998) – Fluvial forms and processes: a new perspective, Arnold, London.

Kondolf GM (1994) – Geomorphic and environmental effects of instream gravel mining, Landscape and Urban Planning, 28, 225-243.

Kondolf GM et Piégay H (2003) – Tools in fluvial geomorphology, John Wiley and Sons, Chichester, United Kingdom, 688 pages.

Kosicki AJ et Davis SR (2001) – Consideration of stream morphology in culvert and bridge design, Transportation research record, Issue Number : 1743.

Lamarre H, MacVicar B et Roy AG (2005) – Using passive integrated transponder (PIT) tags to investigate sediment transport in gravel-bed rivers, Journal of Sedimentary Research, 75, 736-741.

Lane EW (1955) – The importance of fluvial morphology in river hydraulic engineering, American Society of Civil Engineers, 81(1), 1–17.

Leeder MR (1983) – On the interactions between turbulent flow, sediment transport and bedform mechanics in channelized flow, *dans*: Collinson JD et Lewin J, Modern and ancient fluvial systems, Collection Special Publication of the International Association of Sedimentologists, no 6, Blackwell, Oxford, 121-132.

Leopold LB et Maddock T (1953) – The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications, US Geological Survey Professional Paper, 252.

Leopold LB, Wolman MG et Miller JP (1964) – Fluvial Processes in Geomorphology Freeman, San Francisco, 522 pages.

Martin Y et Church M (1995) – Bed-material transport estimated from channel surveys: Vedder River, British Columbia, Earth Surface Processes and Landforms, 20(4), 347-361.

Martineau G (1977) – Géologie des dépôts meubles de la région de Kamouraska – Rivière-du-Loup Ministère des Richesses naturelles, Service de l'exploration géologique, Division du Quaternaire.

McLean DG et Church M (1999) – Sediment transport along lower Fraser River: 2 Estimates based on the long-term gravel budget, Water Resources Research, 35(8), 2549-2559.

MDDEFP (2012) – Politique de protection des rives, du littoral et de plaines inondables, RLRQ c Q-2, r35 dans le cadre de la Loi sur la qualité de l'environnement (RLRQ, c Q-2), ministère du Développement durable de l'Environnement, de la Faune et des Parcs, Publications du Québec, Québec, en ligne.

MTQ (1998) – Étude hydrologique et hydraulique de la rivière Ouelle (P-13888), Service de la conception, section hydraulique, 13 pages.

MTQ (2004) – Manuel de conception des ponceaux, ministère des Transports du Québec, Service de l'hydraulique.

Navratil O, Albert MB, Hérouin E et Gresillon JM (2006) – Determination of bankfull discharge magnitude and frequency: comparison of methods on 16 gravel-bed river reaches, *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(11), 1345-1363.

Neill, CR (1971) – River bed transport related to meander migration rates, *Journal of the Waterways and Harbors Division* 97, 783–786.

Neill CR (1987) – Sediment Balance considerations linking long-term transport and channel processes, *dans*: Thorne CR, Hey RD et Bathurst JS, *Sediment Transport In Gravel-Bed Rivers*, John Wiley, New York, 225-239.

Parker C (2010) – Quantifying catchment-scale coarse sediment dynamics in British Rivers, Thèse de Doctorat, Université de Nottingham, 378 pages.

Parker C, Clifford NJ et Thorne CR (2011) – Understanding the influence of slope on the threshold of coarse grain motion: revisiting critical stream power, *Geomorphology*, 126, 51-65.

Parker C, Clifford NJ et Thorne CR (2012) – Automatic delineation of functional river reach boundaries for river research and applications, *River Research and Applications*, 28(10), 1708-1725.

Pyrce, RS et Ashmore PE (2003) – The relation between particle path length distributions and channel morphology in gravel-bed streams: a synthesis, *Geomorphology*, 56(1), 167-187.

Rice S et Church M (1998) – Grain size along two gravel-bed rivers: statistical variation, spatial pattern and sedimentary links, *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(4), 345-363.

Rice SP, Church M, Wooldridge L et Hickin EJ (2009) – Morphology and evolution of bars in a wandering gravel-bed river: lower Fraser river, British Columbia, Canada, *Sedimentology*, 56, 709–736.

Rinaldi M, Simoncini C et Piégay H (2009) – Scientific design strategy for promoting sustainable sediment management: the case of the Magra River (Central-Northern Italy), *River Research and Applications*, 25(5), 607-625.

Sear DA, Newson MD et Thorne CR (2010) – Guidebook of applied fluvial geomorphology, Thomas Telford, London, 257 pages.

Sohier B et Dion, GJ (1985) – Marsoui : D'hier à aujourd'hui, Édition Marsoui : SE, 286 pages.

Taylor S, Buffin-Bélanger T, Hétu B et Arseneault D (2010) – An analysis of the spatio-temporal dynamics of ice jams in a small eastern Canadian river using dendrochronology, *Proceedings The Prairie Summit, Regina*, 305-308.

Thieler ER, Himmelstoss EA, Zichichi JL et Ergul A (2009) – Digital shoreline analysis system (DSAS) version 40- An ArcGIS extension for calculating shoreline change: US Geological Survey Open-File Report 2008-1278.

Thorne C, Wallerstein N, Soar P, Brookes A, Wishart D, Biedenharn D, Gibson S, Little C, Mooney D, Watson CC, Green T et Coulthard T (2011) – Accounting for sediment in flood risk management, *dans* : Pender G et Faulkner H, *Flood Risk Science and Management*, Wiley Blackwell, Oxford, 87-113.

Veillette JJ et Cloutier M (1993) – Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec Carte 1804A, Commission géologique du Canada.

Wilcock PR (1993) – The critical shear stress of natural sediments, *The Journal of Hydraulic Engineering*, 119(4), 491-505.

Wilcock PR (1997) – The components of fractional transport rate, *Water Resources Research*, 33, 247–258.

Williams, GP (1978) – Bank-full discharge of rivers, *Water Resources Research*, 14(6), 1141-1154.

Wolman MG et Leopold LB (1957) – River flood plains: some observations on their formation, *United States Geological Survey Professional Paper 282-C* : Washington, DC, 86–109.

Wolman MG et Miller JP (1960) – Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes, *The Journal of Geology*, 54-74.

ANNEXE : ARTICLE DE VULGARISATION

TROIS ÉTAPES SIMPLES POUR LA PRISE EN COMPTE DE LA DYNAMIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE DANS LA GESTION DES TRAVERSES DE COURS D'EAU

LE CONVOYEUR FLUVIAL : L'AUTRE GRAND RÉSEAU DE TRANSPORT DU QUÉBEC

Les cours d'eau fonctionnent comme de grands convoyeurs de sédiments. Ils font la liaison entre les sources sédimentaires en amont jusqu'aux zones de dépôts plus en aval du bassin versant (figure I). Le transport de sédiments est un mécanisme central qui façonne l'apparence des cours d'eau et qui, à long terme, sculpte les paysages. Le transport de matériel solide est aussi porteur de changements : la géométrie du cours d'eau s'adapte, le chenal se déplace, des chenaux secondaires apparaissent par érosion ou disparaissent par comblement. Évidemment, cette activité hydrosédimentaire pose un problème pour les infrastructures du réseau routier, qui elles, sont fixes.

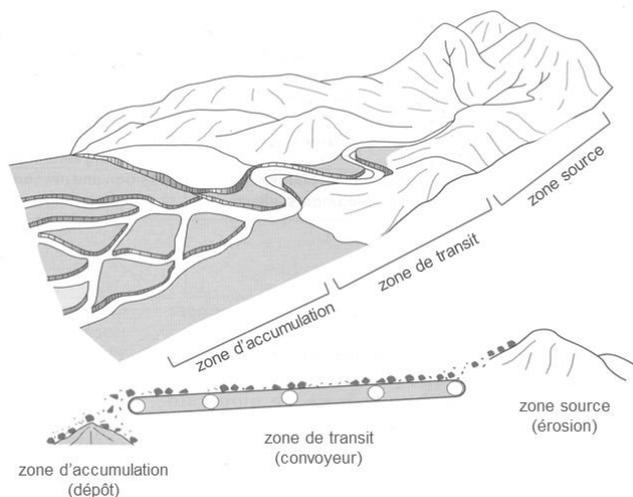


Figure I. Le convoyeur fluvial.
(adapté de Brierly et Fryirs, 2005)

Dans les rivières à lit de graviers, le convoyeur de sédiments est quelque peu détraqué; le lit de la rivière reste fixe la plupart du temps et le transport de matériel survient par intermittence, parfois lors d'épisodes brefs et intenses. Par exemple, la réponse géomorphologique des cours d'eau aux pluies abondantes de la tempête post-tropicale Arthur en juillet 2014 a causé des dommages aux infrastructures routières dans une dizaine de municipalités de la Gaspésie, totalisant plus de cinq millions de dollars en dommages pour le ministère du Transport du Québec. Ces dommages sont souvent inhérents à la

dynamique hydrosédimentaire des cours d'eau. Pourtant, cette composante du fonctionnement des cours d'eau reste marginalisée de par l'absence de méthodes appropriées pour sa prise en compte dans la gestion des traverses de cours d'eau.

Dans le cadre du projet *Développement d'une méthode hydrogéomorphologique pour mieux considérer les dynamiques hydrosédimentaires aux droits des traverses de cours d'eau du Bas-Saint-Laurent et de la Gaspésie dans le contexte de changements climatiques et environnementaux* (R724.1), des outils et méthodes sont proposés de manière à optimiser la gestion des traverses de cours d'eau aux prises avec une problématique hydrosédimentaire. Ces méthodes sont présentées dans une démarche de diagnostic caractérisée par trois grandes étapes : 1 – la reconnaissance géomorphologique, 2 – la trajectoire géomorphologique et 3 – le bilan sédimentaire. Ces trois thèmes permettent de structurer une réflexion qui touche à la dynamique hydrosédimentaire et d'optimiser les décisions relatives à la gestion des traverses de cours d'eau. Pour illustrer cette démarche, nous nous attardons ici à quelques cas typiques de cours d'eau à « gros débit solide » qui sont évocateurs de problématiques hydrosédimentaires récurrentes sur le territoire du Québec.

ÉTAPE 1 : LA RECONNAISSANCE GÉOMORPHOLOGIQUE

Dans plusieurs cas, la problématique associée à la dynamique hydrosédimentaire est souvent inhérente au contexte géomorphologique. Une reconnaissance des formes et des processus permettent d'anticiper la dynamique hydrosédimentaire et de définir une ligne d'action éclairée pour la gestion des traverses sur le long terme.

C'est le cas des cônes alluviaux. À l'interface entre les versants de vallée et les secteurs de plaines, les cours d'eau perdent la capacité de transporter les sédiments en transit. Le délestage des sédiments entraîne une aggradation soutenue, force le chenal à se déplacer (mécanisme d'avulsion) et, par ce déplacement continu de chenaux en accumulation, entraîne la construction d'un cône de sédiments. Un mécanisme d'avulsion est actuellement en cours sur le Ruisseau d'Argent, un tributaire de la rivière York près de Gaspé (figure II). La proportion du débit qui franchit la route 198 au niveau du chenal principal est réduite à près de 50 %; le reste est canalisé par des chenaux secondaires en forêt, lesquels croisent le tracé de la route 198 en plusieurs endroits, provoquant l'érosion du remblai routier.

Les cônes alluviaux sont des formations sédimentaires par définition instables. Les traverses de cours d'eau localisées dans ces contextes géomorphologiques nécessitent des suivis périodiques et, le plus souvent, font appel à des interventions de dragage pour préserver les écoulements dans le bon chenal. La reconnaissance géomorphologique, notamment par le biais de la cartographie des formes et des processus qui leurs sont associés, permet

d'identifier le type de dynamique hydrosédimentaire et d'anticiper les coûts d'entretien qui seront nécessaires sur le long terme.

Étape ❶ Reconnaissance géomorphologique
cas du Ruisseau d'Argent

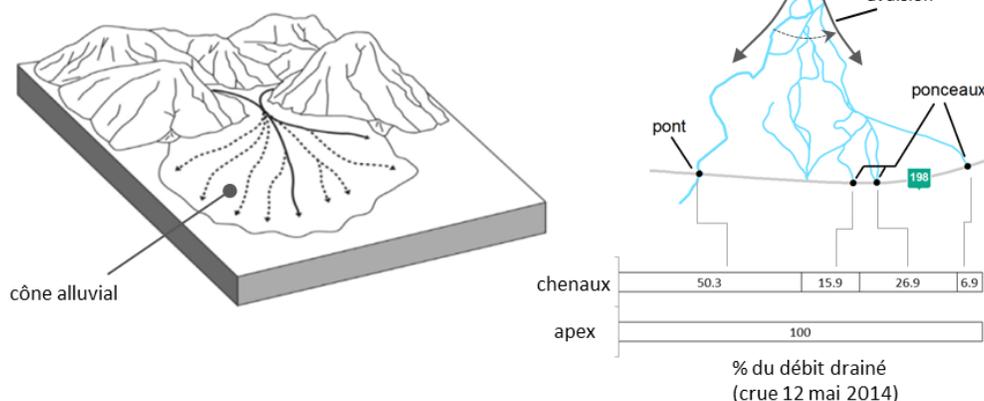


Figure II. Les cônes alluviaux : emblématiques d'une zone d'accumulation en sédiments.

ÉTAPE 2 : LA TRAJECTOIRE GÉOMORPHOLOGIQUE

Les cours d'eau présentent souvent une condition géomorphologique héritée des interventions anthropiques du passé. Au Bas-Saint-Laurent et en Gaspésie, plusieurs cours d'eau ont été sévèrement modifiés pour les activités de la drave ou pour le développement du réseau routier. Ces interventions ont impliqué une linéarisation des tracés, un dragage des sédiments du lit et, de façon plus générale, une simplification dans la géométrie du chenal et de sa plaine alluviale. C'est le cas pour les principales branches du réseau de drainage de la rivière Marsoui (figure III). Le cumul de ces interventions anthropiques dans le temps a altéré l'apparence du réseau de drainage au point où la représentation du fonctionnement du cours d'eau est désormais rattachée à une condition artificielle et, très souvent, instable.

De fait, les systèmes fluviaux à gros débit solide sont prompts au changement. Dans l'est du Québec, plusieurs cours d'eau altérés sont actuellement en réajustements. Un certain relâchement au niveau de la pression anthropique permet le « rétablissement » d'une dynamique hydrosédimentaire plus conséquente avec les débits liquides et solides. Le rétablissement de la rivière Marsoui implique jusqu'à la métamorphose du style fluvial, caractérisée par le retour des unités de stockage et de la mobilité du cours d'eau. Cette réaction est visible par la croissance soutenue de la sinuosité du tracé depuis 1975, mais aussi la reconfiguration dans la géométrie du chenal. Cette métamorphose a des implications sur la gestion des traverses, notamment le

dimensionnement adéquat des infrastructures et sur l'anticipation des processus qui peuvent affecter le réseau routier (érosion, inondation).

La notion de trajectoire géomorphologique s'attarde à cette évolution du cours d'eau dans le temps et à l'identification des facteurs qui contrôlent son état à venir. Pour optimiser la gestion des traverses de cours d'eau sur le long terme, il faut anticiper la direction des changements qui s'opèrent dans le cours d'eau.

Étape ② La trajectoire géomorphologique
cas de la rivière Marsoui

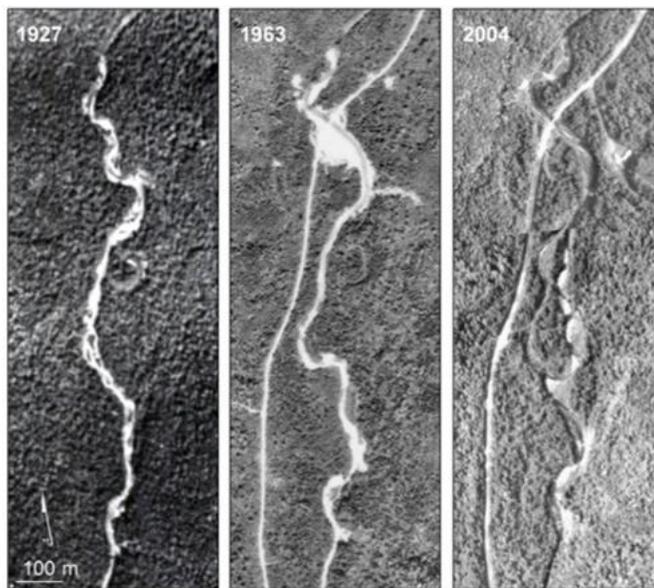


Figure III. La trajectoire géomorphologique de la rivière Marsoui : impacts des interventions anthropiques sur le style fluvial.

ÉTAPE 3 : LE BILAN SÉDIMENTAIRE

Les réseaux hydrographiques reproduisent plus ou moins la fonction des réseaux routiers au sens où ils assurent un transit du point A au point B. Dans le cadre du bilan sédimentaire, on s'attarde spécifiquement à la connectivité entre les zones sources, de transit et de dépôts en sédiments ainsi qu'à la quantification des flux sédimentaires. On s'attarde à la question du *où* et, si possible, du *combien*?

En 1970, l'extension de l'autoroute 20 vers l'est nécessite la construction de deux traverses sur la rivière Ouelle dans la zone des basses plaines côtières. La linéarisation et l'élargissement du chenal génèrent un bassin propice à l'accumulation de sédiments. En amont, les pentes fortes assurent une connectivité rapide entre l'activation des sources sédimentaires et leur délestage dans les zones de dépôt. Depuis 1970, des relevés topographiques

périodiques permettent de reconstituer l'aggradation du lit ainsi que l'effet des épisodes de dragage pour le maintien d'un dégagement suffisant sous le tablier (figure IV). Dans les années 1990, il y a une augmentation du rythme d'aggradation et ceci entraîne la multiplication des interventions de dragage.

Étape ③ Le bilan sédimentaire
cas de la rivière Ouelle

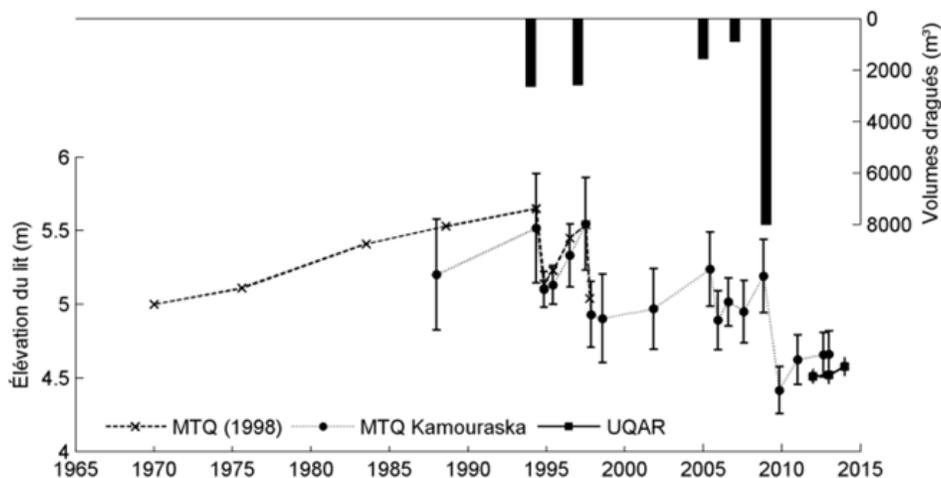


Figure IV. Le bilan sédimentaire sur la rivière Ouelle : dragages périodiques pour limiter l'accrétion du lit.

Or, plusieurs hautes falaises en érosion situées dans la section de pente forte délivrent des quantités substantielles de sédiments au chenal. Cette érosion a été particulièrement intense pendant un événement de crue catastrophique en 1981. Cet événement a accru la disponibilité en sédiments dans le chenal et initié une période où les apports en sédiments aux traverses ont été plus substantiels. L'identification des sources sédimentaires apporte ici des nouvelles options pour la gestion de la problématique d'accumulation en sédiments dans le secteur des traverses de l'autoroute 20 : du simple suivi de l'érosion des falaises à titre indicatif de la dynamique sédimentaire à venir jusqu'à des initiatives pour protéger les falaises de l'érosion pour limiter la livraison de sédiments au chenal.

TROIS ÉTAPES SIMPLES POUR L'INTÉGRATION DE LA DYNAMIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE DANS LA GESTION DES TRAVERSES DE COURS D'EAU

Dans le détail, les trois étapes font appel à un éventail diversifié d'outils méthodologiques qui font eux-mêmes appel à une expertise parfois pointue dans la discipline de la géomorphologie fluviale. Par contre, il n'est pas

toujours utile de développer chaque étape par des analyses poussées. Il s'agit plutôt de trois types de questions qui aident à structurer une réflexion vis-à-vis une problématique hydrosédimentaire. L'intégration systématique de ces trois étapes dans les modes de gestion des traverses de cours d'eau permettra certainement de mieux harmoniser les décisions – entretien, reconstruction ou nouvelle construction – en fonction de la dynamique naturelle du cours d'eau et d'opter pour des stratégies plus durables et plus économiques sur le long terme.