

**DIAGNOSTIC HYDROGÉOMORPHOLOGIQUE POUR  
MIEUX CONSIDÉRER LES DYNAMIQUES  
HYDROSÉDIMENTAIRES AUX DROITS DES TRAVERSES  
DE COURS D'EAU**

**PROJET R-724.1**

**GUIDE MÉTHODOLOGIQUE**

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

Mars 2015



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**

Buffin-Bélanger T., Demers S. et Olsen T. (2015) – Diagnostic hydrogéomorphologique pour mieux considérer les dynamiques hydrosédimentaires aux droits des traverses de cours d'eau : guide méthodologique. Laboratoire de géomorphologie et de dynamique fluviale, Université du Québec à Rimouski. Remis au ministère des Transports du Québec, Mars 2015, 55 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<sup>e</sup> 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<sup>e</sup> 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 services de Gaspé).

Nous remercions également tous les assistants du Laboratoire de recherche en géomorphologie et dynamique fluviale pour leur aide enthousiaste et rigoureuse lors des campagnes sur le terrain ou des travaux en laboratoire.



## TABLE DES MATIÈRES

Liste des tableaux.....	9
Liste des figures .....	9
Glossaire .....	11
Introduction.....	13
Étape 1 : La reconnaissance géomorphologique .....	17
1.1 Les styles fluviaux .....	17
1.2 La cartographie hydrogéomorphologique .....	21
1.3 La classification des styles fluviaux .....	23
1.4 L'évolution amont-aval de la puissance spécifique .....	24
Étape 2 : La trajectoire géomorphologique.....	27
2.1 La trajectoire géomorphologique : aperçu de l'état de stabilité .....	28
2.2 La trajectoire géomorphologique : aperçu des taux de transport .....	29
2.3 Identification des facteurs de contrôle .....	29
Étape 3 : Le bilan sédimentaire.....	33
3.1 Les apports sédimentaires .....	36
3.2 Les taux de transport.....	37
3.2.1. Les équations de transport.....	37
3.2.2. Les mesures sur le terrain.....	39
3.3 Les stockages sédimentaires .....	42
3.4. Exemple de bilan sédimentaire pour un système fluvial (source-transit-accumulation).....	44
Conclusion.....	47
Annexe .....	48
Références .....	52



## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Principaux styles fluviaux et leur processus morphogènes et morphologies dominantes.....	18
Tableau 2. Typologie et illustration des principales morphologies fluviales. ...	22
Tableau 3. Liste des facteurs qui contrôlent les apports en sédiments.....	31
Tableau 4. Liste des indicateurs de terrain pour identifier le sens du bilan.....	34

## LISTE DES FIGURES

Figure 1. Cadre d'analyse hydrogéomorphologique pour considérer les dynamiques hydrosédimentaires aux droits des traverses de cours d'eau. ....	15
Figure 2. Classification des styles fluviaux adaptée de Robert (2003) et Church (2006). ....	19
Figure 3. Styles fluviaux de rivières du Bas-Saint-Laurent et de la Gaspésie (R-724.1.) : (a) Rivière Marsoui – divagante, (b) Rivière de l'Anse-Pleureuse – divagante, (c) Ruisseau d'Argent – divagant sur cône alluvial.....	20
Figure 4. (a) Cartographie hydrogéomorphologique de l'aléa d'inondations basée sur les axes d'écoulements de surface dans la plaine alluviale du Ruisseau Kilmore dans la Baie-des-Chaleurs; (b) Cartographie des anabranches sur le cône alluvial du Ruisseau d'Argent en Gaspésie. La cartographie des anabranches et des débits partiels soulignent la forte probabilité d'avulsion. ....	23
Figure 5. Classification des styles fluviaux à partir de paramètre quantitatifs (adapté de Church, 2002). ....	24
Figure 6. Organisation de la dynamique sédimentaire dans la vallée fluviale du Ruisseau Kilmore.....	26
Figure 7. Évolution du style fluvial de la rivière Marsoui en Gaspésie de 1927 à 2004. ....	27
Figure 8 Trajectoire géomorphologique de la rivière Marsoui.....	28
Figure 9 Trajectoire géomorphologique selon la superficie des bancs d'accumulation (m <sup>2</sup> ) pour deux tronçons de la rivière Ouelle,.....	29
Figure 10. Concept de trajectoire morphologique.....	30
Figure 11. Le convoyeur de sédiments. ....	33

Figure 12. Illustration des trois composantes d'un bilan sédimentaire. a) Apport sédimentaire par incision. b) Apport sédimentaire par érosion des berges. c) Présence d'un pavage bien développé indicateur d'un transit sédimentaire. d) Banc de convexité et berge en érosion indicateurs de la migration latérale d'un cours d'eau et du transit sédimentaire. e) cône alluvial est une zone de stockage des sédiments. f) zone de constriction de l'écoulement par un pont donne naissance à une zone de stockage en amont qui s'exprime sans équivoque par la présence d'immenses banc de convexité et d'évidences de migrations latérales actives (embâcles d'arbres fraîchement recrutés par le cours d'eau)..... 35

Figure 13. Éléments d'une analyse des apports sédimentaires par les berges en érosion. a) Équations du calcul du volume selon le type de crêtes (adapté de Day *et al.*, 2012); b) Analyse stratigraphique et granulométriques des berges en érosion. c) Analyse du déplacement des tracés fluviaux. .... 37

Figure 14. Exemple de l'application de l'équation de transport de Parker (2010) au corridor fluvial de la rivière Marsoui pour estimer la capacité de transport. 39

Figure 15. Approche géomorphologique pour l'estimation d'un taux de transport à partir de l'érosion des berges entre deux séries de photographies aériennes..... 40

Figure 16. Exemple d'analyse de traceurs passifs pour évaluer la 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 des particules sur l'axe B..... 41

Figure 17. Polygones des changements morphologiques sur la rivière Matane de 2001 à 2009..... 42

Figure 18. a) Localisations de sections transversales relevées en 2010 et 2014 sur la Ruisseau Kilmore; b) Volume érodés ou accumulés par section transversale pour la période 2010-2014 sur la rivière Kilmore. c) 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..... 44

Figure 19. Intégration des composantes du bilan sédimentaire appliquée au cas de la rivière Ouelle. .... 46

## 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.

**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/m<sup>2</sup>). Le cisaillement au lit est un paramètre représentatif des conditions hydrauliques et permet de prédire le taux de transport en sédiments.

**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.

**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.

## INTRODUCTION

L'aménagement d'infrastructures de transport à proximité des cours d'eau nécessite une évaluation adéquate de l'évolution des formes et des dynamiques fluviales. Cette évolution varie fortement selon les cours d'eau. Pour certains, elle est lente et prévisible; pour d'autres, sporadique et peu prévisible; et pour d'autres encore, catastrophique et imprévisible. L'évolution des cours d'eau est notamment conditionnée par l'équilibre dynamique s'établissant entre les fluctuations et amplitudes des débits liquides et les sources et caractéristiques des sédiments transportés par les cours d'eau. L'hydrogéomorphologie dispose d'outils de caractérisation et de compréhension de cette évolution menant à une meilleure considération de la dynamique des cours d'eau lors de la localisation, de la construction, de la restauration ou de la préservation d'une infrastructure de transport.

Ce guide propose un cadre d'analyse regroupant des outils issus de l'hydrogéomorphologie et permettant de poser un diagnostic sur la dynamique hydrosédimentaire d'un cours d'eau. Ce cadre d'analyse est complémentaire aux études hydrauliques. Alors que les études hydrauliques renseignent sur les effets des infrastructures sur la structure des écoulements et, inversement, sur les effets des écoulements sur les infrastructures, l'approche hydrogéomorphologique renseigne sur l'évolution du cours d'eau dans son ensemble et sur la sensibilité de ce dernier aux perturbations locales et environnementales. Les approches hydrauliques et hydrogéomorphologiques se distinguent notamment par les échelles de temps et d'espace sur lesquelles elles opèrent, mais elles demeurent fondamentalement complémentaires pour la gestion des infrastructures.

La figure 1 illustre les 3 étapes significatives pour la caractérisation et la compréhension de la dynamique fluviale du cadre d'analyse proposé dans ce guide. Les étapes 1 à 3 impliquent une complexité d'analyse et un effort de terrain qui va en augmentant. De même, chacune des étapes comporte une appréciation qualitative et une quantification plus détaillée. Il n'est pas nécessaire pour tous les cas de réaliser les trois étapes ni toutes les analyses à chacune des étapes, mais il importe de souligner que chacune des étapes apporte une connaissance différente sur le fonctionnement du cours d'eau. Le choix des étapes et des analyses sera corollaire de la complexité du cours d'eau, de la disponibilité des données et des objectifs d'intervention.

Ce guide émane du projet R-724.1 : *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*. Ce projet visait à mieux comprendre la dynamique hydrosédimentaire de six cours d'eau du Bas-Saint-Laurent et de la Gaspésie reconnus pour leur dynamique sédimentaire contraignante au droit de traverses de cours d'eau. Le rapport du projet décrit et analyse les résultats de

la mise en œuvre de plusieurs outils d'investigation de l'hydrogéomorphologie pour éclairer les décisions et les orientations de gestion et d'entretien des traverses (Demers *et al.*, 2014). Il apparaît clairement dans le rapport que le niveau de détails des analyses relève de la disponibilité des données et de la complexité de la problématique. Dans cette réalité, le projet R-724.1 a permis de formuler un cadre d'analyse dont ce guide décrit les trois étapes. Le rapport de Demers *et al.* (2014) illustre et discute avec plus de détails les choix méthodologiques, les résultats et des recommandations provenant du diagnostic hydrogéomorphologique pour six cas de figures.

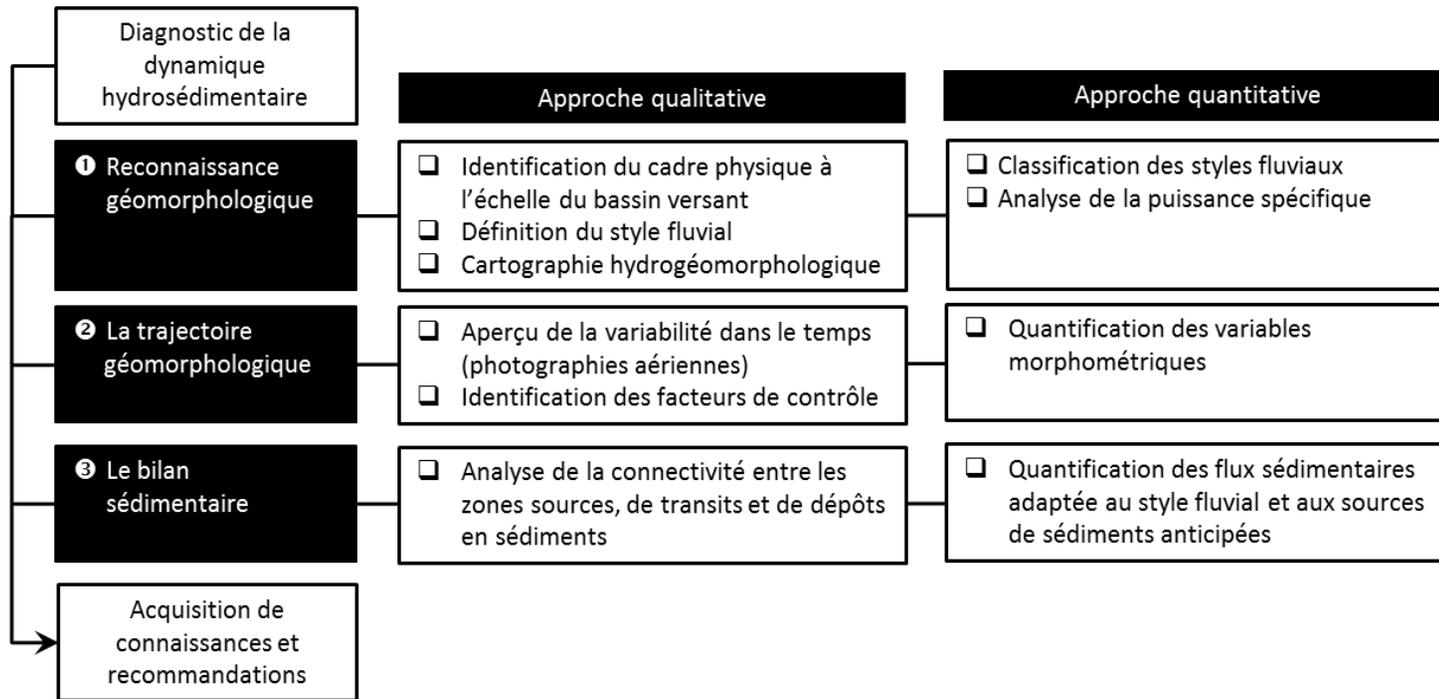


Figure 1. Cadre d'analyse hydrogéomorphologique pour considérer les dynamiques hydrosédimentaires aux droits des traverses de cours d'eau.



## **ÉTAPE 1 : LA RECONNAISSANCE GÉOMORPHOLOGIQUE**

La reconnaissance géomorphologique vise à reconnaître la diversité des formes fluviales pour en inférer les processus fluviaux dominants. Cette analyse doit être intégrée à plusieurs échelles. Dans le contexte de la dynamique entourant les traverses de cours d'eau, il peut être utile de reconnaître trois échelles d'analyses: la traverse, le style fluvial et le bassin versant.

La première échelle survient aux abords immédiats de la traverse où interagissent l'hydraulique, le transit sédimentaire et l'infrastructure. Cette dynamique doit être isolée ou mise en contexte dans le cadre physique 'naturel', c'est-à-dire dans le cadre de l'activité géomorphologique attendue à l'échelle où s'expriment les styles fluviaux. Ces derniers sont corollaires des contextes physiographiques, géomorphologiques et anthropiques structurant et organisant le bassin versant. Une telle mise en contexte permet de départager ce qui est inhérent au contexte fluvial de ce qui est associé plus spécifiquement à l'impact des infrastructures routières.

Quatre types d'analyse sont présentés pour permettre la mise en contexte de la traverse dans le cadre physique naturel du cours d'eau.

### **1.1 Les styles fluviaux**

Les styles fluviaux constituent une classification des cours d'eau à partir des caractéristiques dominantes du chenal et des formes qui s'y trouvent, dont particulièrement la sinuosité, le tressage et les bancs d'accumulation. La notion de style fluvial permet de classer rapidement et simplement la diversité des cours d'eau à partir d'une appréciation visuelle de leur apparence. Le style fluvial est cependant l'expression du mode de transport sédimentaire dominant et de la charge sédimentaire en transit qui contrôlent en partie les processus concourant à l'évolution morphologique du cours d'eau.

Il existe plusieurs classifications des cours d'eau dont les noms peuvent différer mais qui toutes rejoignent l'idée que l'identification d'un style fluvial permet d'évaluer qualitativement les types de transport et les processus dominants dans l'évolution du chenal. Le

tableau 1 présente les styles fluviaux les plus courants et indique pour chacun les processus morphogènes dominants.

**Tableau 1. Principaux styles fluviaux et leur processus morphogènes et morphologies dominantes.**

Style fluvial	Processus morphogènes dominants et morphologies typiques	Illustration
Linéaire Seuil-mouille	Migration latérale Succession de seuil et de mouille Érosion dans les mouilles et accumulation dans les seuils	
Méandres stables	Débordements sur plaine alluviale (limons)	
Méandres dynamiques	Migration latérale avec banc de convexité Recoupement de méandres	
Divagant	Migration latérale avec bancs centraux et de convexité Chenaux secondaires Avulsion : changement brusque du chenal	
En tresses	Migration latérale avec bancs centraux Chenaux multiples Changements périodiques du chenal le plus actif	

Anastomosé      Débordements sur plaine alluviale (limons)  
                          Avulsion



La classification de Church (2006), par exemple, est basée sur des critères qualitatifs où apparaissent principalement le calibre des sédiments, leurs modes de transport (suspension, charge de fond) et l'agencement des formes d'accumulation (figure 2). Cette classification a le potentiel de distinguer les chenaux avec des degrés différents de stabilité et d'identifier les ajustements morphologiques en fonction des changements dans l'un ou l'autre des critères de classification. Par extension, la classification permet d'identifier des patrons d'ajustements morphologiques possibles en réponse à des interventions anthropiques sur la rivière ou à des changements dans l'utilisation du sol dans le bassin-versant.

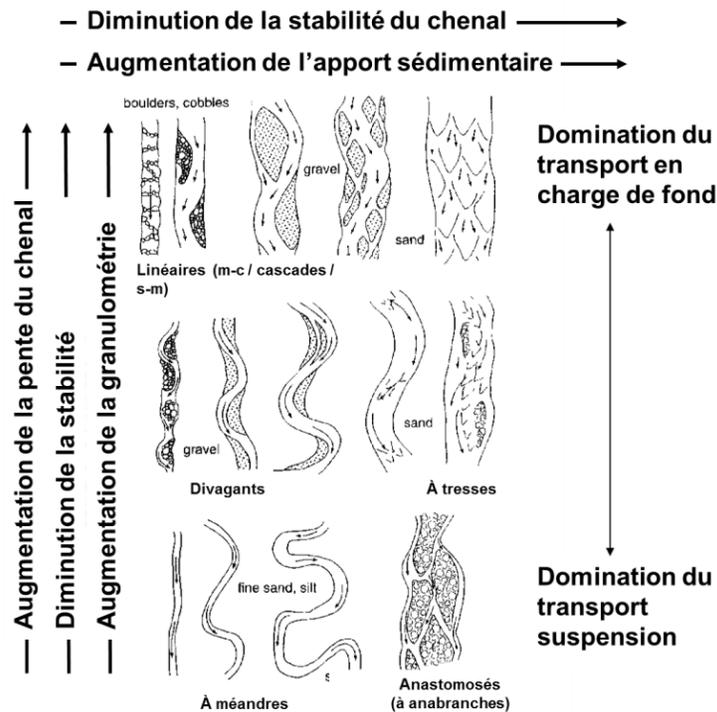
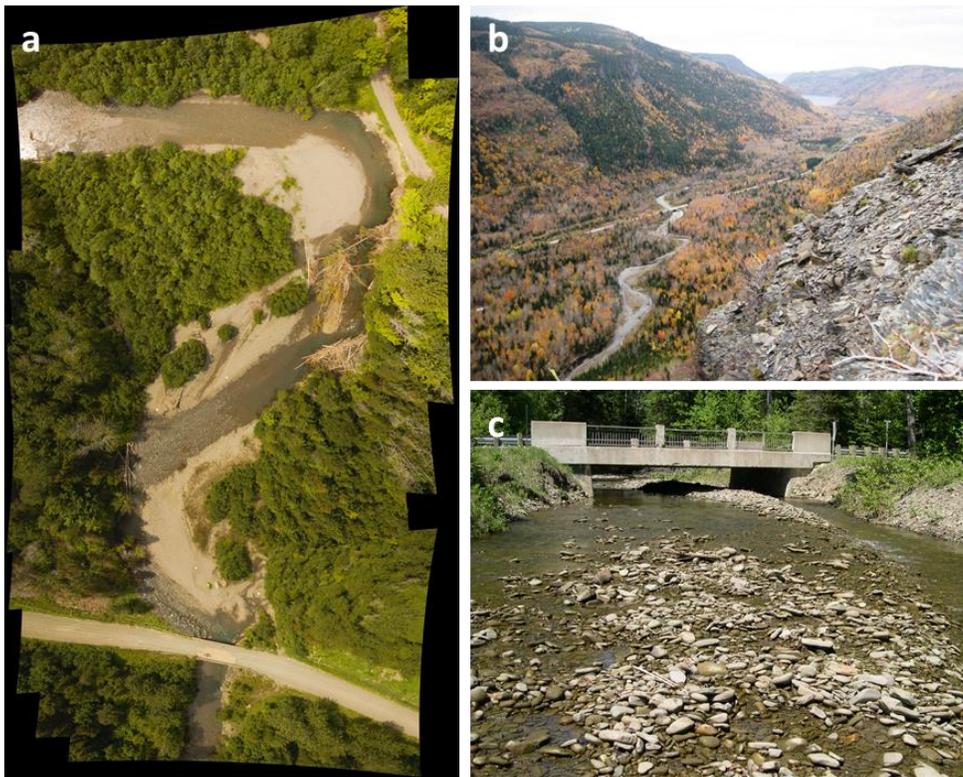


Figure 2. Classification des styles fluviaux adaptée de Robert (2003) et Church (2006).

La figure 3 présente des cours d'eau du Bas-Saint-Laurent et de la Gaspésie étudiés par Demers *et al.* (2014). Le style divagant (*wandering*) est le style fluvial dominant pour ces trois cours d'eau à lits de graviers, lesquels présentent souvent des annexes fluviales (anabranches). Le style divagant est un état transitoire entre le style à méandres à chenal unique et le style à tresses où concourent bancs d'accumulation centraux et séparation des principaux axes d'écoulement. Par extension, il s'agit d'un style fluvial instable, c'est-à-dire que sa dynamique est sensible aux variations dans les débits liquides et solides. Les problématiques hydrosédimentaires sont inhérentes au fonctionnement naturel du cours d'eau et, par conséquent, elles peuvent être anticipées d'emblée si le style fluvial est identifié.



**Figure 3. Styles fluviaux de rivières du Bas-Saint-Laurent et de la Gaspésie (R-724.1.) : (a) Rivière Marsoui – divagante, (b) Rivière de l'Anse-Pleureuse – divagante, (c) Ruisseau d'Argent – divagant sur cône alluvial.**

Le style fluvial change de l'amont vers l'aval d'un système fluvial. Il s'ajuste aux apports sédimentaires, aux changements de la pente et aux changements des matériaux dans lesquels le cours d'eau évolue. Il est possible d'identifier les changements de styles fluviaux et, par conséquent, de segmenter un cours d'eau de l'amont vers l'aval (Demers et Buffin-Bélanger, 2011). Une telle segmentation permet de cerner le fonctionnement et la sensibilité du cours d'eau aux ajustements amont-aval.

## **1.2 La cartographie hydrogéomorphologique**

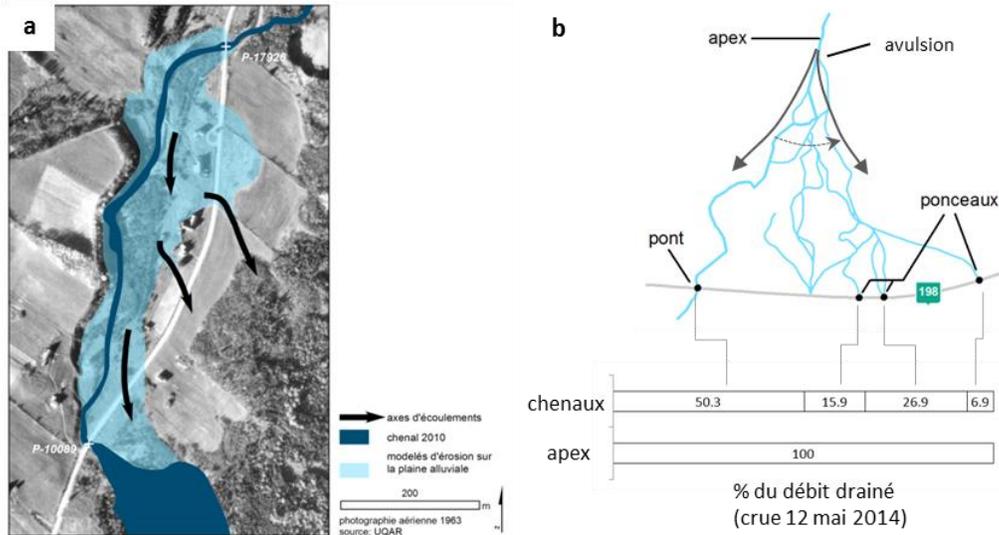
La cartographie hydrogéomorphologique apparaît dans la continuité de la démarche d'identification des styles fluviaux mais elle se situe à une échelle plus large que le cours d'eau lui-même. Cette cartographie reconnaît la forme principale où évolue le cours d'eau (morphologie fluviale) et permet de rendre compte de l'espace qui peut être sollicité par les processus fluviaux lors d'événements extrêmes. Le

Le tableau 2 présente les morphologies fluviales les plus courantes et indique pour chacune les processus morphogènes dominants. Il est clair qu'il existe une certaine adéquation entre le style fluvial et la morphologie fluviale, mais il importe de distinguer les deux d'un point de vue morphogénétique car plusieurs styles différents peuvent se trouver sur une même morphologie fluviale. Bien que chaque grande catégorie de morphologie puisse être divisée en sous-groupes, une première reconnaissance de la morphologie fluviale dominante est une étape importante dans la compréhension des dynamiques hydrosédimentaires ayant cours.

La figure 4 présente deux exemples de cartographie hydrogéomorphologique (Demers *et al.*, 2014). L'un des intérêts de la cartographie hydrogéomorphologique est la possibilité d'anticiper la présence d'axes d'écoulements qui peuvent éroder les remblais routiers et les approches des traverses (figure 4-a). En particulier, la cartographie des anabranches permet d'anticiper une certaine mobilité dans les principaux axes d'écoulement. Ces circonstances peuvent motiver la décision de sur-dimensionner volontairement les traverses qui sont en parallèle au tronçon principal en prévision de l'instabilité des axes d'écoulement secondaires lors des crues. Le cas du Ruisseau d'Argent illustre très bien cette situation (figure 4-b). La cartographie des chenaux et du cône alluvial permet de comprendre que les axes d'écoulements secondaires sont représentatifs d'un décalage à long terme lié à un phénomène d'avulsion, jumelé à des embâcles persistants, propre à une dynamique de cône alluvial. La cartographie des chenaux secondaires permet de mettre en évidence cette interdépendance entre les différents axes d'écoulement. Il apparaît ainsi évident que la planification des traverses dans ce secteur doit s'appliquer à l'échelle de la morphologie fluviale (cône) en raison de l'inter-connectivité entre les différentes branches.

**Tableau 2. Typologie et illustration des principales morphologies fluviales.**

<b>Morphologie fluviale</b> <i>Processus morphogènes dominants et morphologies typiques</i>	<b>Photographie</b>
<p>Plaine alluviale dominée par l'accrétion verticale <i>Inondation</i> <i>Dépôts de débordements (limons)</i></p>	
<p>Plaine alluviale dominée par la migration latérale <i>Migration latérale</i> <i>Recoupement de méandres</i></p>	
<p>Cône alluvial <i>Aggradation</i> <i>Avulsion</i></p>	
<p>Delta <i>Avulsion</i> <i>Migration latérale</i> <i>Dépôts de débordements (limons)</i></p>	
<p>Canyon <i>Incision</i></p>	



**Figure 4. (a) Cartographie hydrogéomorphologique de l'aléa d'inondations basée sur les axes d'écoulements de surface dans la plaine alluviale du Ruisseau Kilmore dans la Baie-des-Chaleurs; (b) Cartographie des anabranches sur le cône alluvial du Ruisseau d'Argent en Gaspésie. La cartographie des anabranches et des débits partiels soulignent la forte probabilité d'avulsion.**

### 1.3 La classification des styles fluviaux

Le caractère dynamique/instable de certains cours d'eau implique que l'activité géomorphologique n'est pas toujours apparente au premier coup d'œil. En particulier, les interventions anthropiques ont souvent simplifié le style fluvial par une canalisation du chenal principal ou un remblaiement des annexes fluviales. Des outils quantitatifs simples permettent de classer les styles fluviaux de façon plus objective. Par exemple, une discrimination simple entre les styles à méandres, divagants ou à tresses est possible à partir du débit et de la pente du lit (figure 5). Les six cours d'eau positionnés sur cette figure sont qualifiés de divagant ou à tresses. Cela donne un aperçu rapide du caractère attendu d'un cours d'eau selon le cadre physique donné, indépendamment des modifications apportées par les interventions anthropiques.

Plusieurs autres fonctions discriminantes ont été proposées de manière à caractériser de façon plus objective et spécifique les différents styles fluviaux (Van den Berg, 1995; Alabyan et Chalov, 1998; Eaton *et al.*, 2010). Notamment, la classification de Rosgen (1994) est très répandue aux États-Unis. C'est un système de classification qui repose sur des paramètres morphométriques simples à mesurer. Par contre, l'application de cette classification dans le cadre de la restauration des cours d'eau a mené à des échecs spectaculaires, notamment parce que les dynamiques fluviales d'une

classe donnée étaient limitées et ne reflétaient pas la panoplie de dynamiques fluviales possibles pour une même configuration de paramètres morphométriques ni, non plus, les possibles phases d'ajustement entre deux états du cours d'eau (Kondolf *et al.*, 2003). C'est pourquoi la classification des styles fluviaux n'est pas une finalité en soi, mais se situe plutôt au début de la phase de reconnaissance géomorphologique.

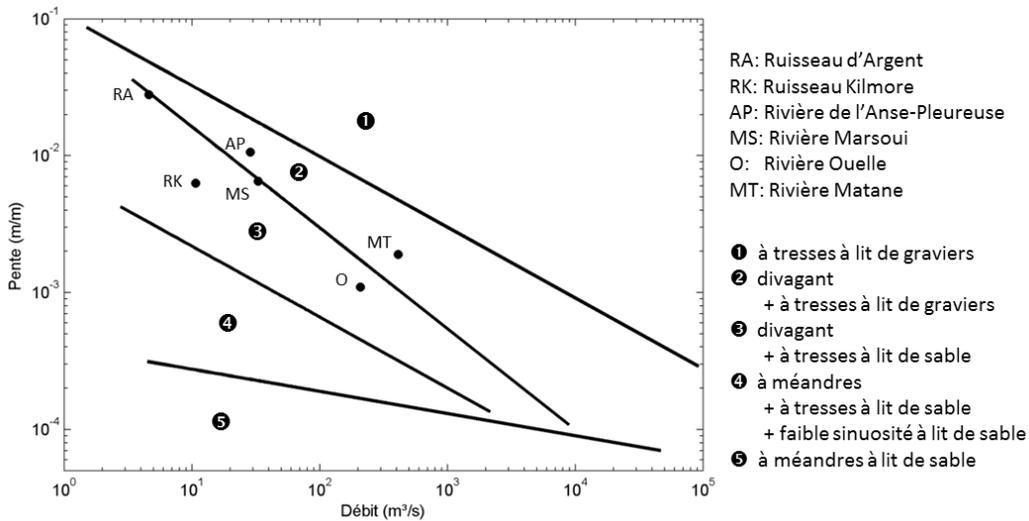


Figure 5. Classification des styles fluviaux à partir de paramètres quantitatifs (adapté de Church, 2002).

#### 1.4 L'évolution amont-aval de la puissance spécifique

La puissance spécifique (Bagnold, 1966) 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  $\rho$  est la densité de l'eau ( $1000 \text{ kg/m}^3$ ),  $g$  est l'accélération gravitationnelle ( $9.81 \text{ m/s}^2$ ),  $Q$  est le débit ( $\text{m}^3/\text{s}$ ),  $S$  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 le niveau plein bord, lequel est une estimation du débit le plus efficace au niveau du transport de sédiments, déterminant ainsi la taille et la géométrie du chenal (Wolman et Miller, 1960; Andrews, 1980). Le niveau plein bord coïncide souvent à la crue de récurrence 1.5 an (Leopold *et al.*, 1964). La puissance spécifique est un paramètre 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). La puissance

spécifique reflète la capacité de transport du cours d'eau en un point donné du profil en long.

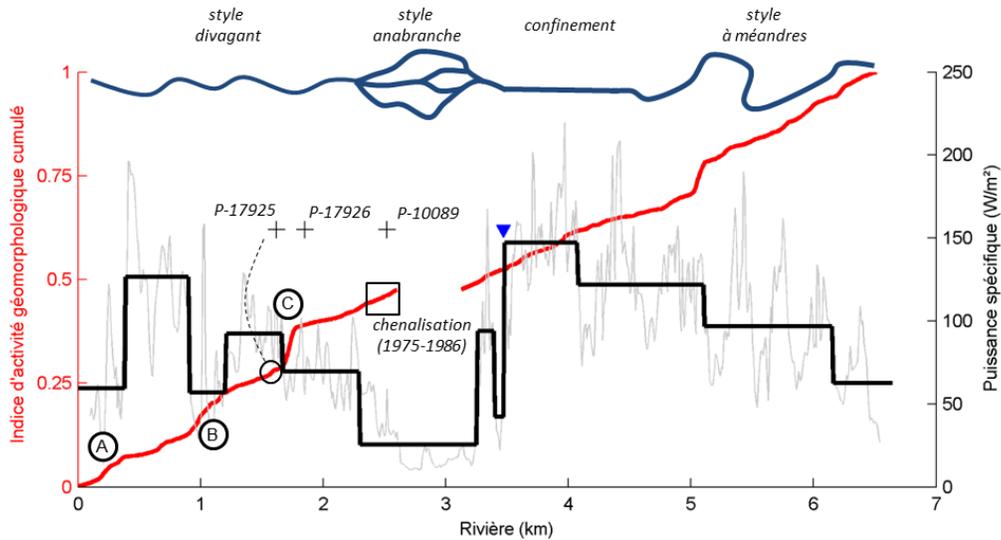
L'évolution amont-aval de la puissance spécifique est déterminée par un calcul de la puissance spécifique à des distances systématiques sur le profil en long du cours d'eau. Le calcul de la puissance spécifique est rapide lorsque les profils en long et les courbes régionales reliant les débits aux surfaces des bassins-versants sont disponibles. Dans le cas où des données LiDAR sont disponibles, ce calcul peut être automatisé à même les systèmes d'information géographiques sans nécessiter de relevés terrains (Biron *et al.*, 2013).

L'intérêt de l'évolution amont-aval de la puissance spécifique (ou capacité de transport) provient du lien qu'entretient cette évolution avec l'activité morphologique du cours d'eau. La notion d'activité géomorphologique peut être capturée par le biais d'un indice qui représente l'intensité de la dynamique fluviale de l'amont vers l'aval pour une période de temps donnée. Un tel indice est construit au cas par cas à partir des principales variables du morphodynamisme fluvial : mobilité du chenal principal, fluctuations dans la largeur du chenal principal et dans la superficie des bancs d'accumulation. Une corrélation systématique existe entre les variables du morphodynamisme fluvial pour des cours d'eau de style fluvial à méandres dynamiques ou divagant (Demers *et al.*, 2014). Cette corrélation est le reflet d'une covariance dans l'ajustement en plan des styles à méandres ou divagants d'où l'intérêt de réduire cette complexité à un seul indice qui représente l'ensemble des ajustements au niveau du chenal, simplifiant de ce fait la représentation de l'activité géomorphologique.

L'analyse de l'indice d'activité géomorphologique souligne sa corrélation étroite avec la puissance spécifique (Demers *et al.*, 2014). Plus spécifiquement, des pics d'activité géomorphologique sont systématiquement associés à une diminution subite de la puissance spécifique de l'amont vers l'aval. Ceci indique que l'un des principaux moteurs de l'activité géomorphologique dans les cours d'eau étudiés est lié au stockage de sédiments en transit. L'indice d'activité géomorphologique est long à quantifier; il est basé sur les fluctuations dans le temps de plusieurs variables morphométriques numérisées sur plusieurs séries de photographies aériennes (> 5 séries). Par contre, le calcul de la puissance spécifique est relativement simple et rapide et il constitue un substitut aisément quantifiable pour aborder la dynamique fluviale dans l'étape de reconnaissance géomorphologique.

L'analyse de la puissance spécifique intervient soit en support ou en complémentarité à l'identification des styles fluviaux. La figure 6 présente un exemple d'évolution amont-aval de la puissance spécifique en lien avec d'une part l'activité morphologique et d'autre part les styles fluviaux pour le Ruisseau Kilmore. Cette figure révèle une coïncidence remarquable entre les styles fluviaux et les ruptures dans la capacité de transport. Ceci n'est pas toujours le cas. Le cas de la rivière Marsoui révèle des noyaux d'activité géomorphologique qui se succèdent de l'amont vers l'aval sans

nécessairement impliquer des différences évidentes dans le style fluvial (Demers *et al.*, 2014). Les échelles d'analyse impliquées ne coïncident donc pas nécessairement, ce qui permet une complémentarité dans les deux approches pour identifier des unités homogènes au niveau de la dynamique hydrosédimentaire (Demers et Buffin-Bélanger, 2011).

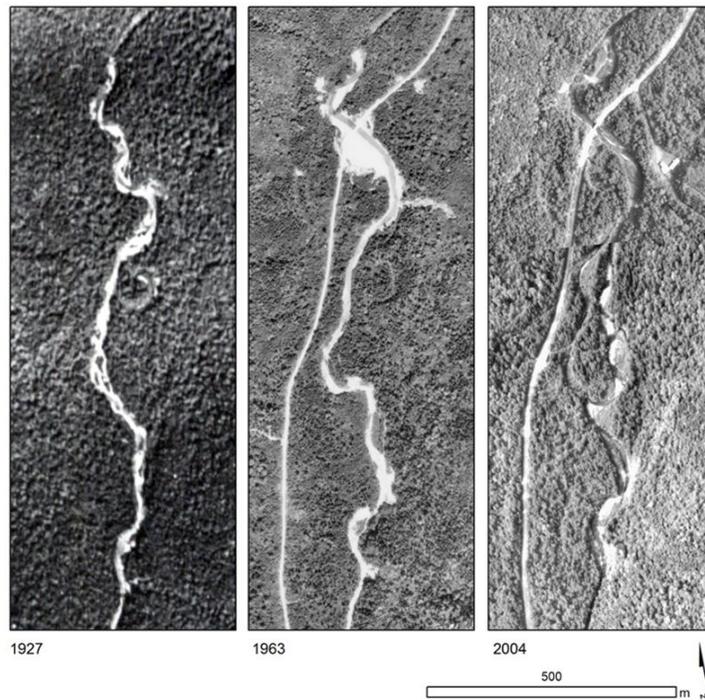


**Figure 6. Organisation de la dynamique sédimentaire dans la vallée fluviale du Ruisseau Kilmore.**

**En rouge : indice d'activité géomorphologique cumulé basé sur la vitesse de migration du chenal; en gris : puissance spécifique mesurée à des intervalles de 10 m; en noir : puissance spécifique par segments homogènes définis par l'algorithme de Gill (1970); ▼ : présence d'un tributaire.**

## ÉTAPE 2 : LA TRAJECTOIRE GÉOMORPHOLOGIQUE

Le concept de trajectoire géomorphologique est centré sur la dimension historique du dynamisme fluvial. L'historique des ajustements géomorphologiques apporte une information empirique tangible du comportement d'un cours d'eau. Une simple comparaison qualitative des photographies aériennes à des intervalles décennales permet rapidement de rendre compte de l'étendue des caractères possibles pour un cours d'eau. La figure 7 présente une série de photographies aériennes pour un tronçon de la rivière Marsoui en Gaspésie. En 1927, le cours d'eau est caractérisé par un style divagant. Le chenal est alors mal défini en raison des anabranches (présence de bancs alternes et centraux). En 1963, la construction d'un pont et des travaux de linéarisation du cours d'eau transforme le style fluvial en rivière à méandres mieux définie spatialement. Avec le temps et l'arrêt des travaux de dragage et de linéarisation (2004), les processus d'avulsion réapparaissent et le cours d'eau retrouve graduellement le style fluvial divagant.



**Figure 7. Évolution du style fluvial de la rivière Marsoui en Gaspésie de 1927 à 2004.**

Cet exemple souligne que les caractères fluviaux peuvent être mis en relation assez rapidement avec les facteurs de contrôle pour donner un aperçu du

niveau de sensibilité du cours d'eau aux interventions anthropiques et événements hydrologiques extrêmes. À cette étape du diagnostic hydrosédimentaire, le gain apporté par la quantification devient significatif.

Deux approches de quantifications peuvent être mises en œuvre. La première concerne l'évaluation de la stabilité du cours d'eau et la seconde, l'évaluation du taux de transport dans le cours d'eau. Ces deux approches de la trajectoire géomorphologique sont décrites et illustrées et une réflexion sur l'évaluation des facteurs de contrôle est présentée.

## 2.1 La trajectoire géomorphologique : aperçu de l'état de stabilité

La notion de trajectoire situe les ajustements géomorphologiques sur une ligne de temps qui, par définition, n'est pas réversible. Les ajustements géomorphologiques peuvent être quantifiés à l'aide de plusieurs paramètres morphométriques dont principalement la largeur des cours d'eau, la profondeur, le nombre de chenaux secondaires et la sinuosité. Ces paramètres morphométriques peuvent être évalués pour l'ensemble du cours d'eau ou encore pour des tronçons de cours d'eau morphodynamiquement homogènes.

La figure 8 présente la trajectoire géomorphologique de la rivière Marsoui selon l'indice de sinuosité et la largeur du cours d'eau. La sinuosité diminue de manière importante dans la période 1930 à 1975 puis elle augmente significativement. Pour ce qui est des largeurs, les tendances sont moins nettes, mais des périodes où les largeurs sont plus élevées apparaissent dans le milieu des années 1980.

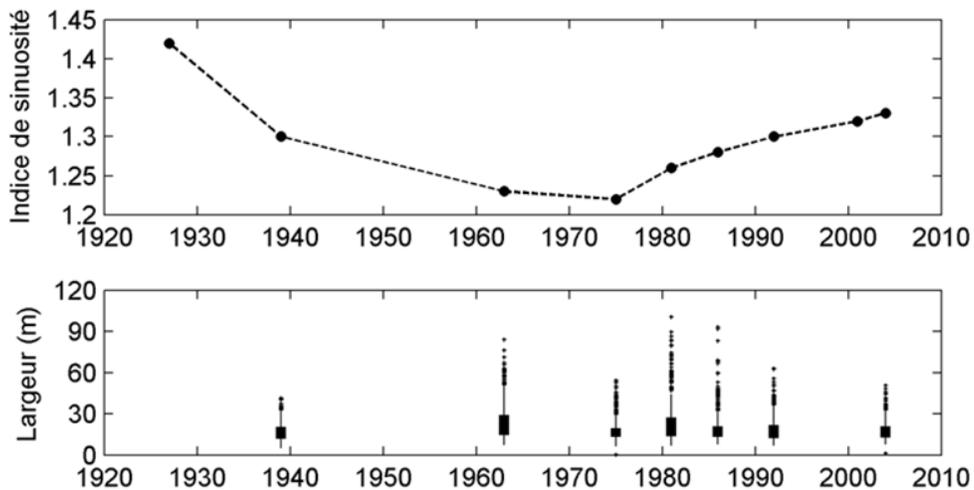


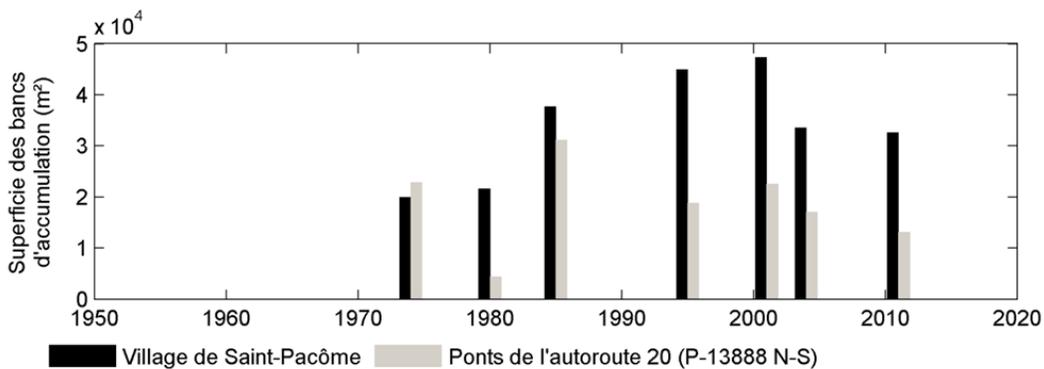
Figure 8 Trajectoire géomorphologique de la rivière Marsoui.

## 2.2 La trajectoire géomorphologique : aperçu des taux de transport

L'analyse de la trajectoire géomorphologique renseigne de façon indirecte sur les variations dans les taux de transport en sédiments (principe de l'approche inverse pour la mesure des taux de transport). Les taux de transport sont notoirement difficiles à quantifier, mais une information qualitative peut être dérivée de paramètres morphométriques représentatifs des ajustements géomorphologiques. Ceci permet de rendre compte de phases d'activité plus intenses associées à différents facteurs qui contrôlent la dynamique hydrosédimentaire.

Par exemple, les fluctuations historiques dans la taille des bancs d'accumulation sur la rivière Ouelle (figure 9) permettent de cibler une période de taux de transport élevés entre les années 1980 et 2000 alors que la superficie des bancs a plus que doublée. L'augmentation de la superficie des bancs est le reflet d'une plus grande disponibilité en sédiments qui s'accumulent dans le chenal là où les conditions le permettent. L'analyse historique des photo-aériennes de la région ont permis de mettre cette période d'engraissement des bancs d'accumulation en relation avec l'activation de sources sédimentaires dans les falaises érodées près d'une dizaine de kilomètres en amont.

À ce stade, à moins de procéder à la quantification des flux sédimentaires (étape 3), les relations de cause à effet entre les facteurs de contrôle et les ajustements géomorphologiques restent des hypothèses qui nécessitent un jugement critique.

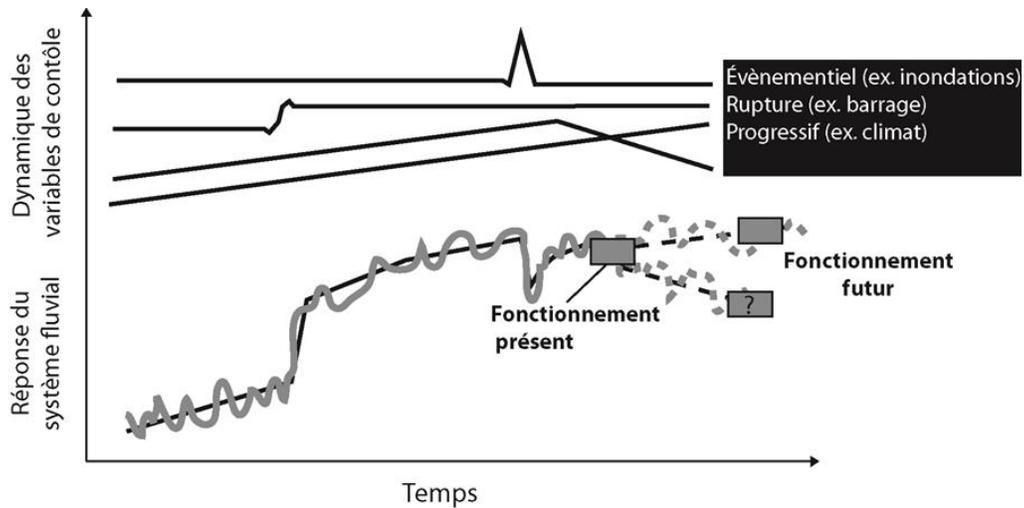


**Figure 9** Trajectoire géomorphologique selon la superficie des bancs d'accumulation (m<sup>2</sup>) pour deux tronçons de la rivière Ouelle,

## 2.3 Identification des facteurs de contrôle

À moins d'impliquer des perturbations soudaines, les changements liés à la trajectoire géomorphologique ne sont pas nécessairement perceptibles.

Cependant, lorsque les perturbations sont soudaines et que l'on connaît les dates d'occurrence de ces perturbations, il est possible de les mettre en relation avec les données de la quantification de la trajectoire morphologique (figure 10) pour mieux cerner le rôle des variables de contrôle sur l'évolution du cours d'eau et, par conséquent, de mieux cerner son évolution future ainsi que la sensibilité/résilience du cours d'eau.



**Figure 10. Concept de trajectoire morphologique (modifié de Dufour et Piégay, 2009)**

Plusieurs cours d'eau du Québec présentent aujourd'hui une trajectoire géomorphologique marquée par des perturbations anthropiques qui ne sont pas totalement résorbées. Ces cours d'eau présentent des ajustements actifs qui sont hérités de perturbations qui datent du début du siècle, notamment pour les activités de la drave, mais aussi en raison de perturbations plus récentes. Pour le cas de la rivière Marsoui (figure 8), la géométrie actuelle et même le style fluvial sont artificiels et ne représentent pas des conditions stables, mais en ajustement. Cela a plusieurs implications au niveau de la représentativité des conditions actuelles pour supporter le processus décisionnel.

Plusieurs facteurs peuvent contrôler l'évolution des apports sédimentaires dans un cours d'eau et, par conséquent, sa trajectoire géomorphologique. Le Tableau 3 dresse la liste des principaux facteurs rencontrés dans la littérature. L'explication de la trajectoire morphologique d'un cours d'eau doit passer par une évaluation de l'ampleur des perturbations et du moment de leur occurrence dans le bassin versant du cours d'eau.

**Tableau 3. Liste des facteurs qui contrôlent les apports en sédiments**

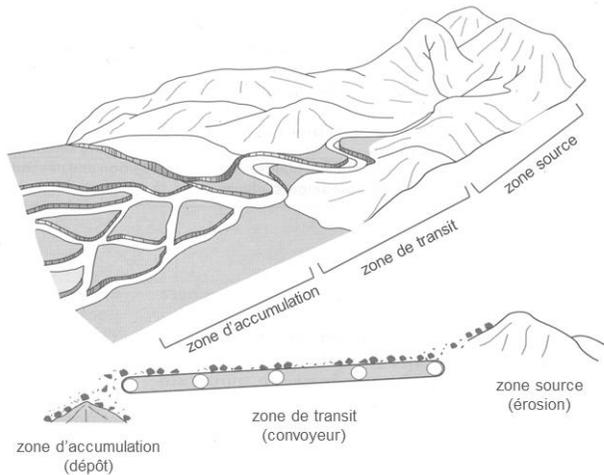
Augmentation des apports en sédiments	Diminution des apports en sédiments
Échelle du bassin versant	
<input type="checkbox"/> Changements climatiques (> précipitations) <input type="checkbox"/> Augmentation du drainage dans le bassin versant (foresterie, construction de parcs éoliens) <input type="checkbox"/> Déforestation <input type="checkbox"/> Apports de rejets miniers <input type="checkbox"/> Développement urbains <input type="checkbox"/> Augmentation du drainage agricole <input type="checkbox"/> Érosion des sols	<input type="checkbox"/> Changements climatiques (< précipitations) <input type="checkbox"/> Construction de barrages <input type="checkbox"/> Diminution des surfaces d'élevage <input type="checkbox"/> Arrêt des apports en rejets miniers <input type="checkbox"/> Végétalisation des versants <input type="checkbox"/> Initiatives pour la gestion de la dynamique hydrosédimentaire
Échelle proximale ( <i>reach</i> )	
<input type="checkbox"/> Érosion en amont <input type="checkbox"/> Ruissellement agricole <input type="checkbox"/> Apports par un tributaire <input type="checkbox"/> Décrochement de berges ou glissement de terrain <input type="checkbox"/> Apports de sédiments par la marée <input type="checkbox"/> Linéarisation <input type="checkbox"/> Construction de digues en amont	<input type="checkbox"/> Banc d'accumulation (de convexité, central, alterné) <input type="checkbox"/> Captage des sédiments (p. ex : présence d'embâcles de bois ou barrages de castor en amont) <input type="checkbox"/> Protection des berges contre l'érosion <input type="checkbox"/> Végétalisation des berges <input type="checkbox"/> Végétalisation des bancs d'accumulation <input type="checkbox"/> Dragage du lit et curage des bancs <input type="checkbox"/> Élargissement du chenal en amont <input type="checkbox"/> Construction de seuils en amont

modifié de Sear *et al.*, 1995



### ÉTAPE 3 : LE BILAN SÉDIMENTAIRE

La notion de bilan sédimentaire est centrée sur la dimension spatiale du dynamisme fluvial. Elle concerne l'acquisition d'une compréhension des flux sédimentaires, c'est-à-dire des caractéristiques des transferts de sédiments des zones sources vers les zones d'accumulation via les zones de transit (figure 11). Ces caractéristiques sont très variées et peuvent comprendre, entre autres, les volumes transportés, la durée, l'occurrence ainsi que la spatialité des événements de transport. Ainsi, le bilan sédimentaire apporte une compréhension approfondie de l'interdépendance et de la connectivité des composantes qui interviennent dans la dynamique hydrosédimentaire du système fluvial.



**Figure 11. Le convoyeur de sédiments.**  
(adapté de Brierly et Fryirs, 2005)

Pour un système fluvial donné, la notion de bilan sédimentaire peut être approchée de manière conceptuelle et qualitative ou encore de manière exhaustive et quantitative.

Dans une approche qualitative, la notion de bilan sédimentaire nous oriente vers une compréhension globale d'une problématique sédimentaire d'accumulation ou d'érosion identifiée à une traverse de cours d'eau ou à proximité de cette dernière. Cette compréhension cherche à caractériser et à définir la connectivité entre les zones où des sédiments sont introduits, échangés, ou stockés dans le système fluvial (Hooke, 2003). Le bénéfice de la compréhension de cette connectivité est d'offrir une plus large gamme d'outils d'intervention. La problématique qui entoure la dynamique hydrosédimentaire aux droits des traverses de cours d'eau est souvent associée à une

dynamique d'incision ou d'aggradation du lit. Lorsqu'un problème d'accumulation sédimentaire se fait sentir à une traverse, l'identification de zones sources très localisées permet d'intervenir sur ces zones et non pas seulement sur la zone d'accumulation, ce qui élargit la gamme d'intervention possible. De la même manière, lorsqu'une incision marquée survient à une traverse, on peut se questionner sur le tarissement des sources en amont. Il importe de souligner que l'intervention sur les sources de sédiments peut impliquer des coûts très significatifs surtout si les zones sont difficilement accessibles ou qu'elles sont étendues sur de grandes distances. Le tableau 4 présente des indicateurs de terrain pour identifier le sens du bilan sédimentaire à une traverse de cours d'eau et la figure 12 présente des cours d'eau illustrant les trois grandes composantes d'un bilan sédimentaire : les sources de sédiments, le transit sédimentaire et les formes d'accumulation.

**Tableau 4. Liste des indicateurs de terrain pour identifier le sens du bilan**

Sens du bilan sédimentaire	Indicateurs sur le terrain
Évidences d'incision	<input type="checkbox"/> Bancs d'accumulation perchés <input type="checkbox"/> Terrasses <input type="checkbox"/> Chenaux abandonnés <input type="checkbox"/> Anciens glissements de terrain <input type="checkbox"/> Affouillement des infrastructures <input type="checkbox"/> Racines d'arbres exposées <input type="checkbox"/> Chenal étroit et profond <input type="checkbox"/> Deux berges en érosion par des décrochements <input type="checkbox"/> Lit compact et présence de pavage <input type="checkbox"/> Matériaux du lit surexposés dans les berges en érosion
Évidences d'aggradation	<input type="checkbox"/> Infrastructures ensevelies <input type="checkbox"/> Bancs de graviers larges, non compactes et sans végétation <input type="checkbox"/> Berges en érosion dans les secteurs peu profonds (seuils) <input type="checkbox"/> Espaces réduits sous les ponts <input type="checkbox"/> Épaisse couche de sédiments fins par-dessus la couche des matériaux du lit <input type="checkbox"/> Sols enfouis sous des dépôts de débordement
Évidences de stabilité	<input type="checkbox"/> Berges et bancs d'accumulation végétalisés <input type="checkbox"/> Lit couvert d'une végétation fournie <input type="checkbox"/> Peu de berges en érosion <input type="checkbox"/> Vieille infrastructure toujours en phase avec la dynamique actuelle du cours d'eau

Modifié de Sear *et al.*, 1995.

Dans une approche quantitative, la notion de bilan sédimentaire peut se définir par la prise en compte des équations de continuité sédimentaire (Ashmore et Church, 1998). La quantification du bilan sédimentaire fait appel à des mesures sur les taux de transport en sédiments (entrées et sorties) ainsi que l'évaluation du stockage sédimentaire pour des tronçons spécifiques de cours d'eau. Cette approche fait intervenir plusieurs outils méthodologiques parfois complexes et exigeants aux niveaux logistique et financier. Par contre, la « fermeture » du bilan sédimentaire n'est pas une obligation. Le bénéfice de la

quantification est de déterminer si telle ou telle autre source de sédiments contribue de façon significative à une problématique donnée au niveau du stockage sédimentaire. Est-ce un petit ou un grand nombre? La mise en évidence des petits et des grands nombres du système hydrosédimentaire permet déjà de cibler des actions/interventions de manière à optimiser la gestion des traverses de cours d'eau.



**Figure 12. Illustration des trois composantes d'un bilan sédimentaire. a) Apport sédimentaire par incision. b) Apport sédimentaire par érosion des berges. c) Présence d'un pavage bien développé indicateur d'un transit sédimentaire. d) Banc de convexité et berge en érosion indicateurs de la migration latérale d'un cours d'eau et du transit sédimentaire. e) cône alluvial est une zone de stockage des sédiments. f) zone de constriction de l'écoulement par un pont donne naissance à une zone de stockage en amont qui s'exprime sans équivoque par la présence d'immenses banc de convexité et d'évidences de migrations latérales actives (embâcles d'arbres fraîchement recrutés par le cours d'eau).**

Dans cette partie, les trois composantes du bilan et des orientations pour leur analyse sont d'abord brièvement décrites. Ces analyses sont ensuite combinées pour guider la mise en place d'une analyse quantitative de bilan sédimentaire.

### **3.1 Les apports sédimentaires**

Les sources contribuant à l'apport de sédiments façonnant la morphologie du lit des cours d'eau sont principalement les berges, le lit et les tributaires. La quantification des apports sédimentaires peut prendre plusieurs orientations selon la disponibilité des données et la nature du système fluvial, mais elle se résume souvent par une analyse de l'évolution de la géométrie des berges ou des taux de transport provenant d'un tributaire (voir 3.2). L'évolution de la géométrie des berges peut reposer sur la comparaison de photographies aériennes combinée à l'existence d'un modèle numérique de terrain (p.ex : LiDAR aéroporté). Si plusieurs modèles numériques de terrain de périodes différentes sont disponibles, ces derniers peuvent également être utilisés.

La figure 13 illustre les éléments d'une analyse géométrique des apports sédimentaires réalisée pour la rivière Ouelle dans le Bas-Saint-Laurent. En a, les équations de calcul des volumes doivent considérer le type de déplacement de berges. En b, une photographie de l'une des falaises en érosion soulignant les unités stratigraphiques car l'épaisseur et la granulométrie des dépôts doivent être considérées dans l'estimation du volume de sédiments. Un modèle LiDAR produit par le MTQ en 2009 fut utilisé pour évaluer les paramètres verticaux des équations. Et, finalement, en c, les tracés fluviaux de la rivière Ouelle pour les années 1961 et 1995 permettant d'évaluer les paramètres planimétriques des équations. Cette approche a permis d'évaluer une contribution de plus de 148 000 m<sup>3</sup> durant la période 1961-2009.

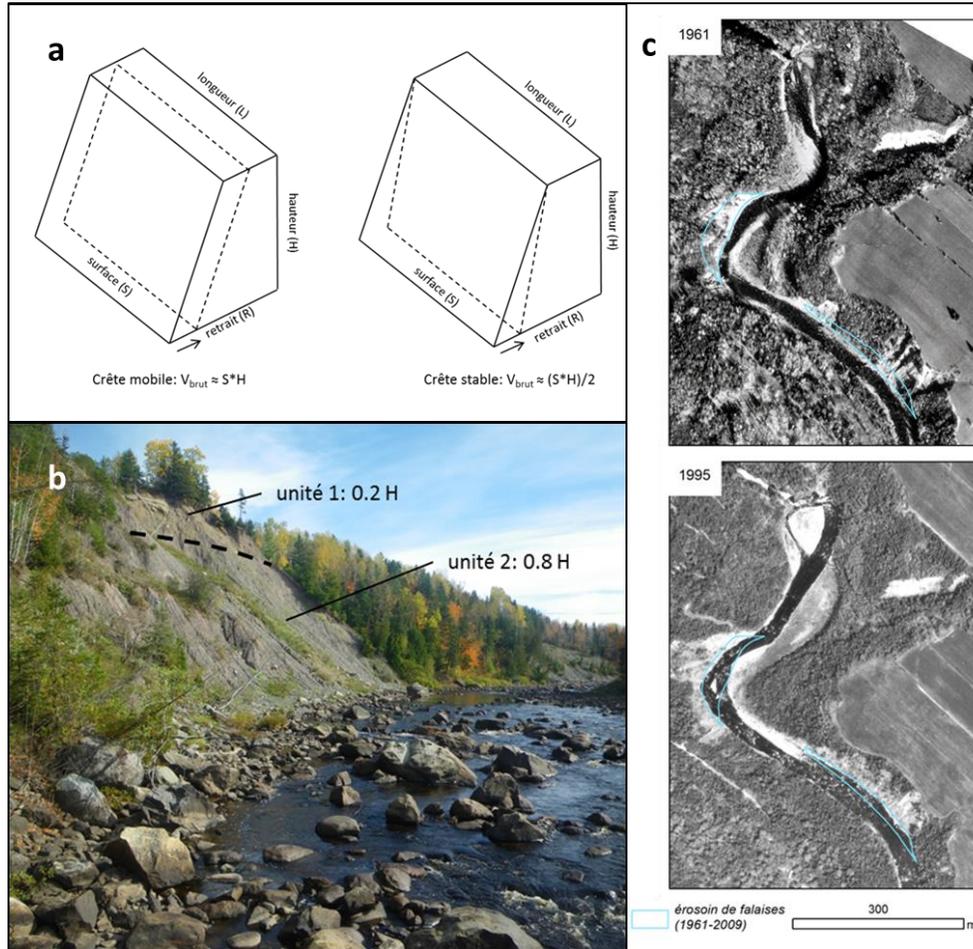


Figure 13. Éléments d'une analyse des apports sédimentaires par les berges en érosion. a) Équations du calcul du volume selon le type de crêtes (adapté de Day *et al.*, 2012); b) Analyse stratigraphique et granulométriques des berges en érosion. c) Analyse du déplacement des tracés fluviaux.

### 3.2 Les taux de transport

Les taux de transport des sédiments sont notoirement difficiles à quantifier. Il est possible d'utiliser des équations empiriques de transport ou encore de les mesurer directement à l'aide d'instrumentation sur le terrain.

#### 3.2.1. Les équations de transport

Les équations de transport permettent de prédire une quantité de sédiments transportés à partir d'un minimum de paramètres hydrauliques et granulométriques. Plusieurs grandes familles d'équations de transport existent et se distinguent, notamment, au niveau du paramètre qui représente les

conditions hydrauliques (débit, cisaillement au lit, puissance spécifique). En guise d'exemple, l'équation de transport de Parker (2010), basé sur le paramètre de puissance spécifique, sera discuté ici. Le paramètre de la puissance spécifique 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 (2010) est la simplicité des paramètres requis ( $\omega$ ;  $D_i$  : taille des sédiments transportés). L'équation est une relation fonctionnelle basée sur des données empiriques présentant deux phases de transport entre la puissance spécifique ( $\omega^*$ ) et le transport de la charge de fond ( $q_b^*$ ) exprimée sans dimension :

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

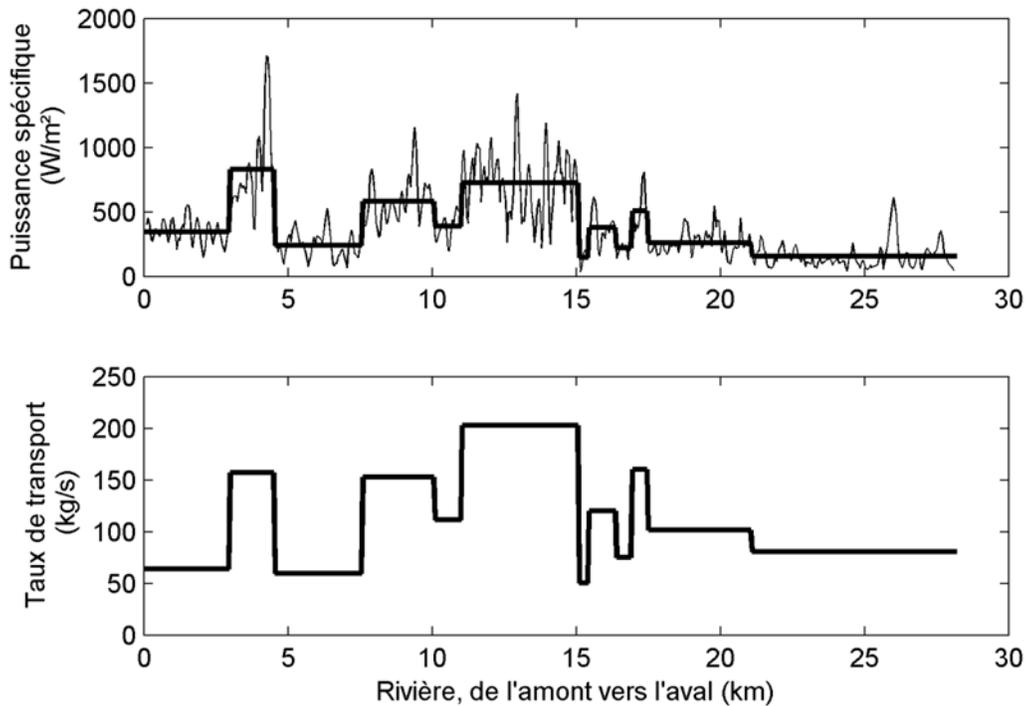
La puissance spécifique et le transport de la charge de fond sans dimension ( $\omega^*$ ) sont exprimés selon les deux équations suivantes :

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

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

où  $g$  est l'accélération due à la gravité (9.81 m/s<sup>2</sup>),  $\rho_s$  et  $\rho$  sont respectivement la densité des sédiments (2650 kg/m<sup>3</sup>) et de l'eau (1000 kg/m<sup>3</sup>),  $D_i$  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).

L'équation de Parker (2010) est spécifiquement développée pour l'estimation des bilans sédimentaires à l'échelle du bassin versant. La figure 14 illustre l'application de l'équation de Parker (2010) au corridor fluvial de la rivière Marsoui. L'approche de Parker (2010) permet d'abord examiner l'évolution de la puissance spécifique puis de la convertir en taux de transport pour des tronçons homogènes au niveau de la puissance spécifique. Sur la rivière Marsoui, douze tronçons homogènes ont été déterminés.



**Figure 14. Exemple de l'application de l'équation de transport de Parker (2010) au corridor fluvial de la rivière Marsoui pour estimer la capacité de transport.**

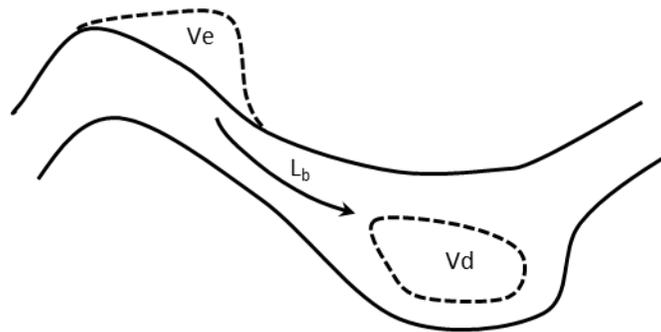
Il importe de souligner que la performance des équations de transport pour la prédiction du transport sédimentaire demeure au niveau d'une approximation (Gomez et Church, 1989; Barry *et al.*, 2004) et que le recours aux équations de transport doit être minimisé sans une connaissance approfondie de leur développement et de leur mise en œuvre dans un système fluvial donné.

### **3.2.2. Les mesures sur le terrain**

Les mesures sur le terrain permettent de mesurer directement des taux de transport pour des événements ou des périodes donnés. Les différentes mesures sur le terrain, largement décrites et documentées dans Kondolf et Piegay (2003), peuvent se regrouper en deux grandes catégories : la première catégorie considère le lien étroit entre l'hydraulique de l'écoulement et le transport des sédiments (méthode directe) alors que la seconde exploite plutôt le lien étroit entre la morphologie et le transport des sédiments (méthode inversée). La méthode directe utilise principalement des trappes ou échantillonneurs à sédiments pour mesurer directement les taux de transport dans un hydrogramme événementiel ou annuel. La méthode inversée détermine de manière indirecte les taux de transport à partir de l'évolution des formes du chenal et du lit et elle peut se présenter selon deux approches

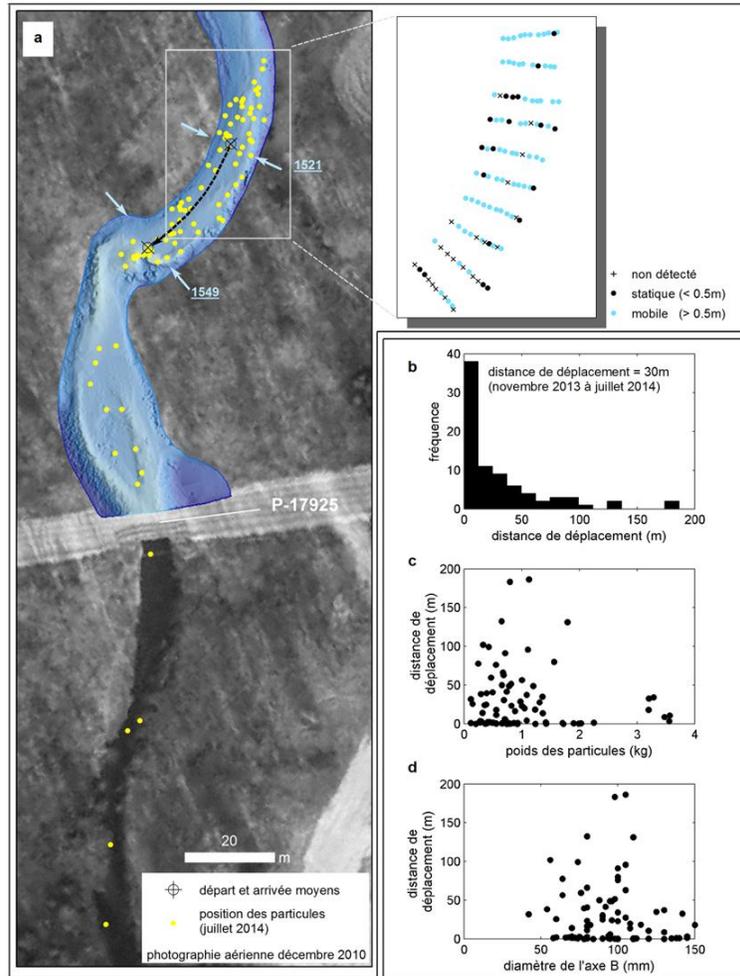
différentes : les distances de transport et le suivi de la mobilité de la couche active du lit (Demers *et al.*, 2014)

La première approche de la méthode inversée repose sur le fait qu'un taux de transport de sédiments peut être déduit si la distance de transport ( $L_b$ ) associée à un volume de sédiments mobilisé ( $V_e$ ) est connue (figure 15). Le défi de cette approche est l'estimation adéquate de la distance de transport ( $L_b$ ) car elle n'est pas mesurée directement mais plutôt à partir d'hypothèses liant le transport de sédiments et la morphologie des 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; Pyrce et Ashmore, 2003; Gaeuman *et al.*, 2003).



**Figure 15. Approche géomorphologique pour l'estimation d'un taux de transport à partir de l'érosion des berges entre deux séries de photographies aériennes.**

La seconde approche de la méthode inversée repose sur le fait qu'un taux de transport peut être estimé à partir de la mobilité de la couche active du lit. Cette méthode est fondamentalement équivalente à la précédente, mais elle s'attarde plus spécifiquement au suivi des sédiments qui sont présents sur le lit du chenal pour l'estimation d'une distance de transport. Le volume de sédiments mobilisés est associé à la couche active du lit, c'est-à-dire la proportion du lit qui est mobile pendant les épisodes de crues (Haschenburger et Church, 1998). Les dimensions (largeur et épaisseur) de la couche active peuvent être évaluées sur le terrain (Haschenburger et Church, 1998) ou encore être estimées à l'aide d'équations empiriques (Wilcock, 1997; DeVries, 2002). Le produit des dimensions de la couche active par la vitesse de déplacement des sédiments permet d'estimer le taux de transport. La vitesse de déplacement provient du quotient de la distance de transport des sédiments par la durée du déplacement. La distance de déplacement peut être quantifiée à l'aide de transpondeurs passifs intégrés aux particules du lit (Lamarre et Roy, 2005) et de relevés successifs pour les repositionner entre les crues (figure 16).



**Figure 16. Exemple d'analyse de traceurs passifs pour évaluer la 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 des particules sur l'axe B.**

### 3.3 Les stockages sédimentaires

Les stockages sédimentaires façonnent la morphologie du lit des cours d'eau dont les bancs d'accumulation et l'aggradation du lit. La quantification du stockage sédimentaire peut prendre plusieurs orientations selon la disponibilité des données et la nature du système fluvial, mais elle se résume souvent par une analyse de l'évolution de la géométrie du lit et des berges. Les changements volumétriques du stockage de sédiments peuvent notamment être 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).

L'analyse du stockage 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). La figure 17 illustre la méthodologie tirée de Ham et Church (2000) et appliquée à un tronçon de la rivière Matane. 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 la cartographie des changements géomorphologiques. 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.

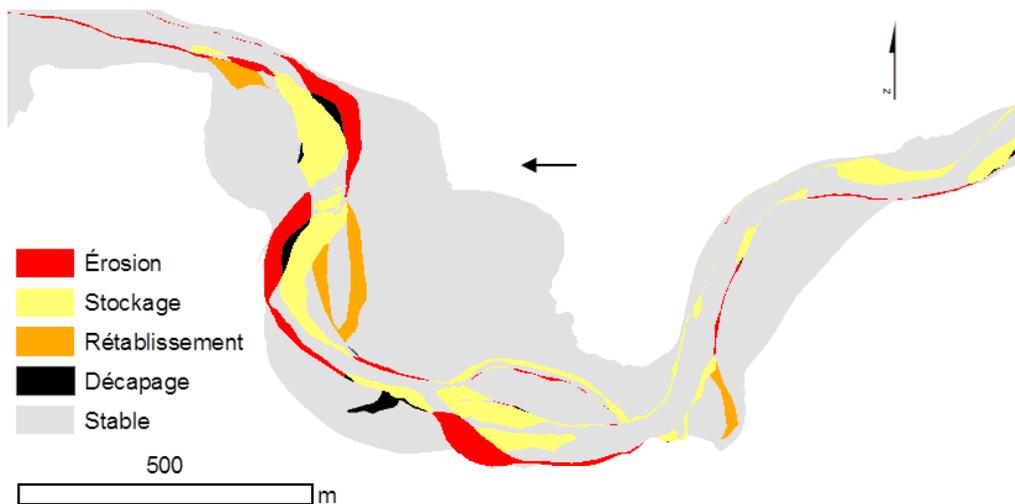


Figure 17. Polygones des changements morphologiques sur la rivière Matane de 2001 à 2009.

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. 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. Le stockage sédimentaire est calculé pour chaque section transversale à partir du produit du changement d'élévation et de la surface de la section transversale (figure 18 a et b). Cette méthode de calcul ne prend pas en compte l'érosion des berges, mais seulement les variations de hauteur dans le chenal (incision/aggradation). 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 pour produire des modèles numériques de terrain. Pour chaque intervalle de temps, la différence d'élévation entre les MNT est calculée par pixel (relevé récent – relevé ancien) et un écart positif correspond à de l'accumulation sédimentaire (figure 18c). Chaque valeur de différence d'élévation peut alors être multipliée par la taille des pixels pour faire la conversion en volumes sédimentaires (m<sup>3</sup>). Cette approche rend compte autant des changements apportés par la mobilité (érosion des berges) et des fluctuations verticales du lit (incision/aggradation).

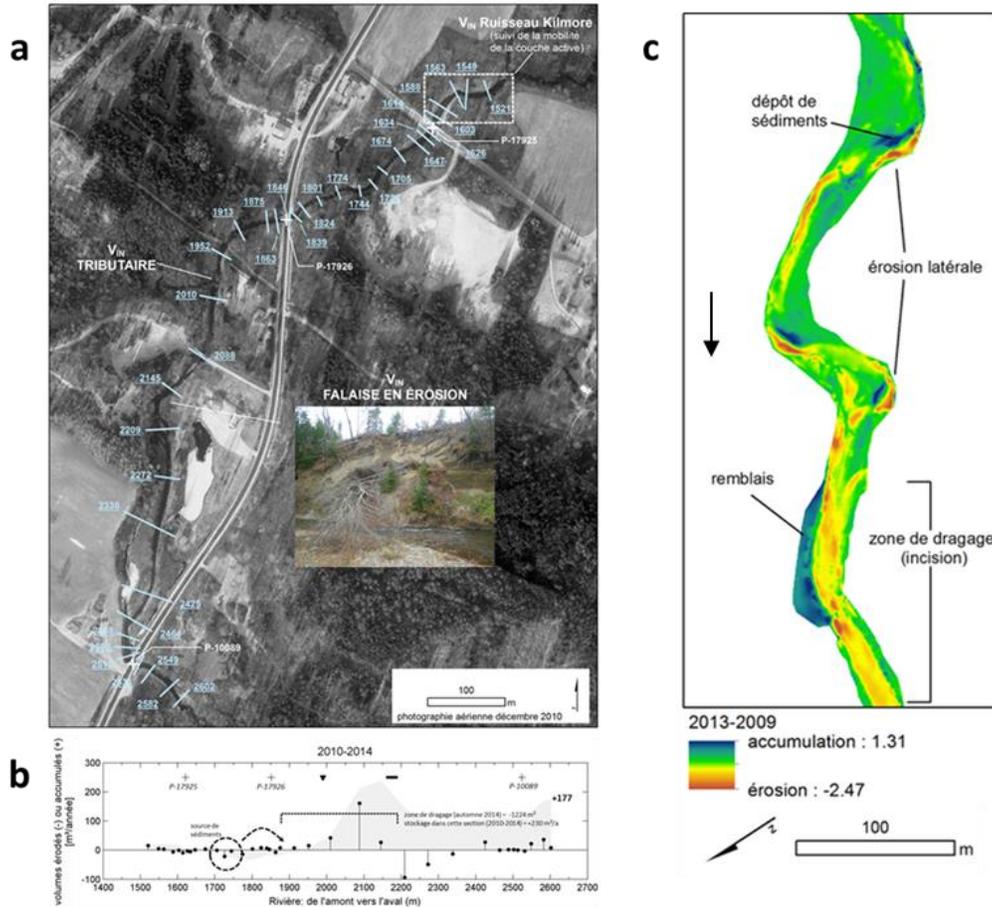


Figure 18. a) Localisations de sections transversales relevées en 2010 et 2014 sur la Ruisseau Kilmore; b) Volume érodés ou accumulés par section transversale pour la période 2010-2014 sur la rivière Kilmore. c) Différences d'élévation sur la rivière de l'Anse Pleureuse entre 2009 et 2013 mises en évidence par la comparaison de modèles numériques de terrain.

### 3.4. Exemple de bilan sédimentaire pour un système fluvial (source-transit-accumulation)

L'intégration des composantes du bilan sédimentaire est ici illustrée pour le cas de la rivière Ouelle (figure 19) (Demers *et al.*, 2014). 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 (P-13888 N-S). La linéarisation et l'élargissement du chenal génèrent un bassin propice à l'accumulation de sédiments. De plus, en amont, les pentes fortes assurent une connectivité rapide entre l'activation des sources sédimentaires et leur acheminement jusqu'à la zone des traverses. Cette connectivité est apparente dans les valeurs de puissance spécifique de l'amont vers l'aval du cours d'eau; elles sont supérieures à 300 W/m<sup>2</sup> dans la zone de transition entre le relief

appalachien et la basse plaine côtière et inférieures à  $25 \text{ W/m}^2$  en aval des traverses de l'autoroute 20. Cette diminution drastique correspond généralement à une incapacité à faire transiter les sédiments (Brookes, 1987; Thorne *et al.*, 2010), ce qui conduit au dépôt en sédiments et à l'aggradation du lit.

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 des traverses de l'autoroute 20. Dans les années 1990, il y a une augmentation du rythme d'aggradation et ceci entraîne la multiplication des interventions de dragage. Pendant l'année 2013-2014, des relevés topographiques exhaustifs indiquent un stockage de  $5\,300 \text{ m}^3$  de sédiments. L'application du bilan sédimentaire a pour objectif d'identifier les principales sources de sédiments qui alimentent la charge sédimentaire et contribuent à l'aggradation du lit sous les traverses de l'autoroute.

Plusieurs sources potentielles de sédiments ont fait l'objet d'analyses, parfois qualitatives et brèves et parfois quantitatives et fortement instrumentalisées. La principale branche du réseau de drainage, le Bras-de-la-rivière-Ouelle, a fait l'objet d'une quantification des taux de transport par le suivi de la mobilité de la couche active à l'aide de transpondeurs passifs insérés dans les particules présentes sur le lit. Une analyse diachronique des falaises en érosion à partir de photographies aériennes, situées dans le secteur de puissance spécifique élevée ( $> 300 \text{ W/m}^2$ ), a permis de quantifier les volumes de sédiments délivrés au cours d'eau entre 1961 et 2009. Aussi, la visualisation des photographies aériennes a permis d'évaluer sommairement les quantités de sédiments transportés par les autres branches du réseau hydrographique (Grande-Rivière) ou libérés par le démantèlement des barrages dans le village de Saint-Pacôme en 1958.

L'analyse montre que les apports en sédiments sont dominés par l'érosion des falaises meubles, soit  $148\,000 \text{ m}^3$  de sédiments entre 1961 et 2009 — ce qui correspond à plus de  $3\,000 \text{ m}^3$ /année en moyenne. Cette quantité de sédiments explique probablement une partie significative des apports en sédiments aux traverses de cours d'eau ( $5\,300 \text{ m}^3$  entre 2013 et 2014). L'érosion des falaises a été particulièrement intense pendant un événement de crue catastrophique en 1981. Cet événement a probablement accru la disponibilité en sédiments dans le chenal et initié une période où les apports et les dépôts en sédiments aux traverses ont été plus substantiels.

Ainsi, 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. Notamment, elle permet d'envisager des initiatives pour protéger les falaises de l'érosion pour limiter la livraison de sédiments au chenal, atténuant ainsi les impacts liés à l'accumulation de sédiments en aval (embâcles de glace, inondations, mobilité du chenal).

DIAGNOSTIC HYDROGÉOMORPHOLOGIQUE POUR MIEUX CONSIDÉRER LES DYNAMIQUES  
HYDROSÉDIMENTAIRES AUX DROITS DES TRAVERSES DE COURS D'EAU.

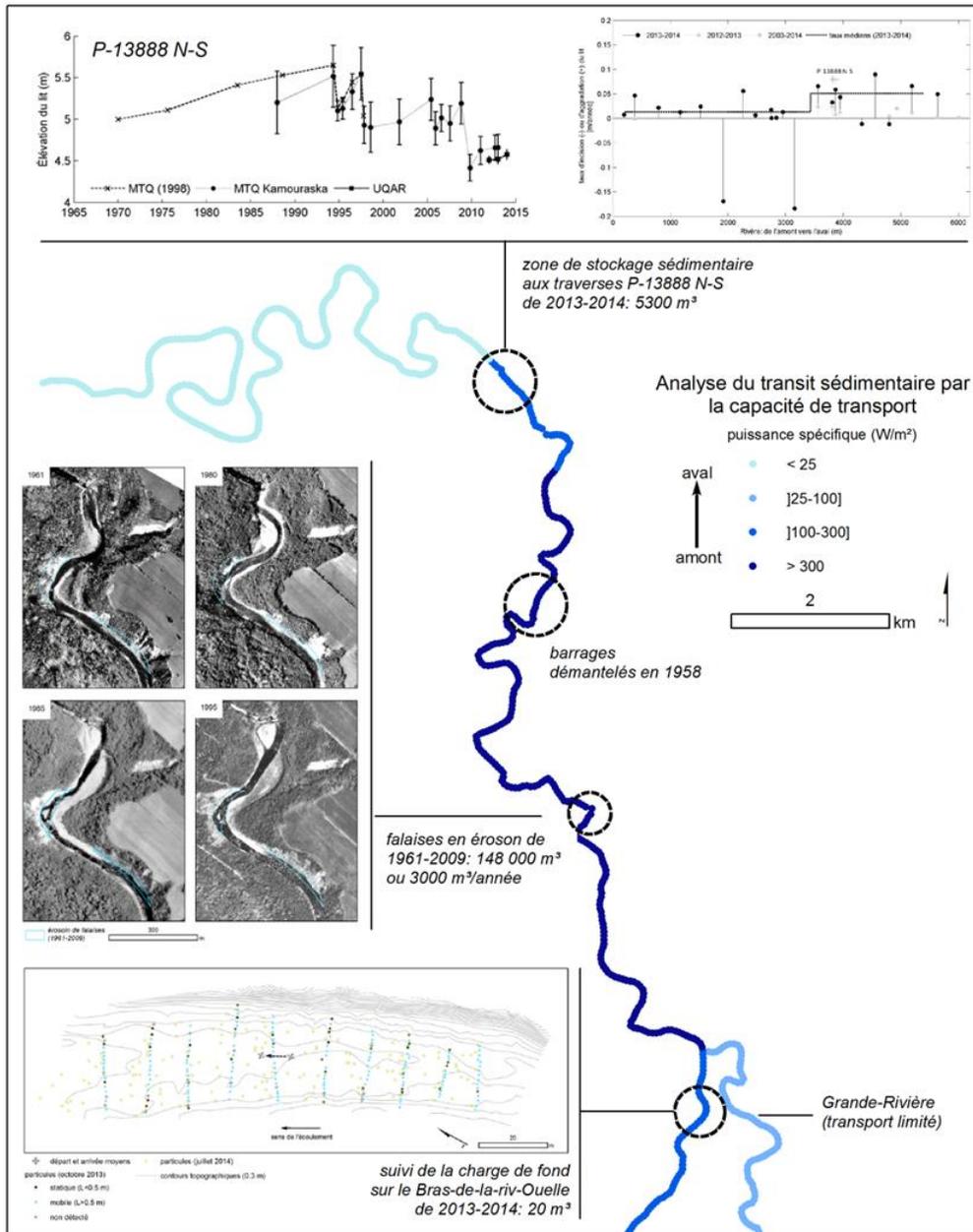


Figure 19. Intégration des composantes du bilan sédimentaire appliquée au cas de la rivière Ouelle.

## CONCLUSION

Ce guide propose un cadre d'analyse regroupant des outils issus de l'hydrogéomorphologie et permettant de poser un diagnostic sur la dynamique hydrosédimentaire d'un cours d'eau. Ce cadre d'analyse comporte 3 étapes significatives pour la caractérisation et la compréhension de la dynamique fluviale. Ces trois étapes sont décrites et illustrées sommairement dans le guide. Elles sont cependant mises en œuvre avec force de détails dans le rapport du projet R-724.1 : *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* d'où émane le guide.

Le niveau de détails et de quantification requis pour poser un diagnostic sur la dynamique fluviale est fonction de la complexité du système, mais reste limité par la disponibilité des données. Les tableaux présentés en annexe listent des observations pertinentes à faire sur le terrain qui permettront d'émettre un diagnostic préliminaire suivant la structure en trois étapes proposées dans ce guide. Ce diagnostic préliminaire permet d'aborder de façon simple, mais exhaustive, les éléments clés qui expliquent la dynamique hydrosédimentaire des cours d'eau et, ce faisant, d'apporter un éclairage qui permet de suggérer des pistes de solution pour en optimiser la gestion sur le long terme.

## ANNEXE

### 1. Reconnaissance géomorphologique

Cadre physique à l'échelle des formes fluviales

- Le cours d'eau s'écoule dans une large plaine alluviale (largeur de la plaine > 10\*largeur du cours d'eau)
- Le cours d'eau est situé sur un cône alluvial
- Le cours d'eau est situé sur un delta
- Le cours d'eau est fortement encaissé (canyon)
- Le cours d'eau est situé en milieu montagnard avec une petite plaine alluviale ((largeur de la plaine < 10\*largeur du cours d'eau)
  
- Il y a une confluence en amont/aval de l'infrastructure (< 200 m)
- Le tributaire est situé sur un cône alluvial
  
- Le bassin versant est en milieu montagnard
- Le bassin-versant est surtout forestier
- Le bassin-versant est surtout agricole

---

Définition du style fluvial

- Lit de graviers (2-10 cm)  Lit de blocs (>25 cm)  Lit de sable  Lit rocheux (affleurements)
  - Berges cohésives  Berges non-cohésives
  - Berges en érosion  Berges en érosion avec végétation arborescente
  - Bancs de convexité  Bancs centraux  Bancs latéraux  Absence de bancs d'accumulation
  - Un seul chenal  Chenaux multiples (actifs)  Chenaux abandonnés  Chenal d'avulsion
  - Chenal linéaire  Forte sinuosité (> 1.5)
  - Embâcles de bois morts  Dépôts de débordements  Site propice aux embâcles de glace (cicatrices)
  - Aménagements (enrochements, murets)  Interventions récentes (dragage)
  
  - Linéaire en cascades  Linéaire seuil/mouilles  À méandres dynamiques  À méandres stables
  - Divagante  À tresse  Anastomosé
-

---

Cartographie  
hydrogéomorphologique  
(faire un croquis en y intégrant  
les éléments cochés ci-haut)

---

## 2. Trajectoire géomorphologique

### Évidences d'incision

- Bancs d'accumulation perchés
  - Terrasses
  - Chenaux abandonnés
  - Anciens glissements de terrain
  - Affouillement des infrastructures
  - Racines d'arbres exposées
  - Chenal étroit et profond
  - Deux berges en érosion par des décrochements
  - Lit compacte et présence de pavage
  - Matériaux du lit surexposés dans les berges en érosion
- 

### Évidences d'aggradation

- Infrastructures ensevelies
  - Bancs de graviers larges, non compactes et sans végétation
  - Berges en érosion dans les secteurs peu profonds (seuils)
  - Espaces réduits sous les ponts
  - Épaisse couche de sédiments fins par-dessus la couche des matériaux du lit
  - Sols enfouis sous des dépôts de débordement
  - Dragages fréquents
- 

### Évidences de stabilité

- Berges et bancs d'accumulation végétalisés
  - Lit couvert d'une végétation fournie
  - Peu de berges en érosion
  - Vieille infrastructure toujours en phase avec la dynamique actuelle du cours d'eau
-

### 3. Bilan sédimentaire

<b>Augmentation des apports en sédiments</b>	<u>Échelle du bassin versant</u> <ul style="list-style-type: none"><li><input type="checkbox"/> Changements climatiques (&gt; précipitations)</li><li><input type="checkbox"/> Augmentation du drainage dans le bassin versant (foresterie, construction de parcs éoliens)</li><li><input type="checkbox"/> Déforestation</li><li><input type="checkbox"/> Apports de rejets miniers</li><li><input type="checkbox"/> Développement urbains</li><li><input type="checkbox"/> Augmentation du drainage agricole</li><li><input type="checkbox"/> Érosion des sols</li></ul>
	<u>Échelle proximale (<i>reach</i>)</u> <ul style="list-style-type: none"><li><input type="checkbox"/> Érosion en amont</li><li><input type="checkbox"/> Ruissellement agricole</li><li><input type="checkbox"/> Apports par un tributaire</li><li><input type="checkbox"/> Décrochement de berges ou glissement de terrain</li><li><input type="checkbox"/> Apports de sédiments par la marée</li><li><input type="checkbox"/> Linéarisation</li><li><input type="checkbox"/> Construction de digues en amont</li></ul>
<b>Diminution des apports en sédiments</b>	<u>Échelle du bassin versant</u> <ul style="list-style-type: none"><li>Changements climatiques (&lt; précipitations)</li><li><input type="checkbox"/> Construction de barrages</li><li><input type="checkbox"/> Diminution des surfaces d'élevage</li><li><input type="checkbox"/> Arrêt des apports en rejets miniers</li><li><input type="checkbox"/> Végétalisation des versants</li><li><input type="checkbox"/> Initiatives pour la gestion de la dynamique hydrosédimentaire</li></ul>
	<u>Échelle proximale (<i>reach</i>)</u> <ul style="list-style-type: none"><li><input type="checkbox"/> Banc d'accumulation (de convexité, central, alterné)</li><li><input type="checkbox"/> Captage des sédiments (p. ex : présence d'embâcles de bois ou barrages de castor en amont)</li><li><input type="checkbox"/> Protection des berges contre l'érosion</li><li><input type="checkbox"/> Végétalisation des berges</li><li><input type="checkbox"/> Végétalisation des bancs d'accumulation</li><li><input type="checkbox"/> Dragage du lit et curage des bancs</li><li><input type="checkbox"/> Élargissement du chenal en amont</li><li><input type="checkbox"/> Construction de seuils en amont</li></ul>

## RÉFÉRENCES

Alabyan AM et Chalov RS (1998) – Types of river channel patterns and their natural controls, *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(5), 467-474.

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-Bélangier 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.

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.

Church M (2002). – Geomorphic thresholds in riverine landscapes, *Freshwater Biology*, 47(4), 541-557.

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.

Demers S et Buffin-Bélanger T (2011) – Segmentation morpho-sédimentaire de la rivière Neigette (Québec) selon la sensibilité aux ajustements morphologiques, *Géographe canadien*, 55, 318-333.

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.

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

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 BC Millar RG et Davidson S (2010) – Channel patterns: braided, anabranching, and single-thread, *Geomorphology*, 120(3), 353-364.

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.

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).

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.

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

Hooke J (2003) – Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology, *Geomorphology*, 56(1), 79-94.

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

Kondolf GM, Montgomery DR, Piégay H et Schmitt L (2003) – Geomorphic classification of rivers and streams, *dans* Kondolf GM et Piégay H, Tools in fluvial geomorphology, John Wiley and Sons, Chichester, United Kingdom, 171-204.

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.

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.

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.

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

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.

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.

Robert A (2003) – River processes: an introduction to fluvial dynamics. Routledge.

Rosgen DL (1994) – A classification of natural rivers, *Catena*, 22(3), 169-199.

Sear DA, Newson MD et Brookes A (1995) – Sediment-related river maintenance: The role of fluvial geomorphology, *Earth Surface Processes and Landforms*, 20(7), 629-647.

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.

Van den Berg JH (1995) – Prediction of alluvial channel pattern of perennial rivers, *Geomorphology*, 12(4), 259-279.

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

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