

Université de Montréal

**Caractérisation de la dynamique des berges de deux
tributaires contrastés du Saint-Laurent
Le cas des rivières Batiscan et Saint-François**

par

Michèle Tremblay

Département de Géographie

Faculté des Arts et Sciences

Mémoire présenté à la Faculté des études supérieures
en vue de l'obtention du grade de
Maître ès sciences (M.Sc.) en Géographie
Option Géomorphologie fluviale

Juillet 2012

© Michèle Tremblay, 2012

Université de Montréal

Faculté des études supérieures

Ce mémoire intitulé :

Caractérisation de la dynamique des berges de deux tributaires contrastés du Saint-Laurent

Présenté par :

Michèle Tremblay

a été évalué par un jury composé des personnes suivantes :

Jeffrey Cardille

André Roy

Thomas Buffin-Bélanger

Résumé

L'érosion des berges est un processus clé de la dynamique fluviale. Elle influence considérablement la charge sédimentaire des rivières et contrôle l'évolution latérale des chenaux. Les méthodes de caractérisation des mécanismes et des variables affectant l'érosion des berges sont toutefois imprécises et difficiles à appliquer. Ce projet a pour objectif de caractériser la dynamique actuelle des berges de deux tributaires contrastés du Saint-Laurent : les rivières Saint-François et Batiscan. Le premier objectif vise à quantifier les caractéristiques géotechniques de deux tronçons des rivières à l'étude près de l'embouchure avec le Saint-Laurent en décrivant la stratigraphie à différents sites typiques et en recueillant des échantillons de sédiments afin de mesurer différentes variables géotechniques (granulométrie, limites d'Atterberg, résistance à l'érosion mécanique, résistance à l'érosion fluviale). Le second objectif vise à quantifier les principales caractéristiques hydrodynamiques (précipitations, débits, cisaillements, vitesses) des deux sections de rivière. Le troisième et dernier objectif cherche à mesurer les taux d'érosion à l'échelle saisonnière en utilisant des relevés GPS et des chaînes d'érosion et à identifier les mécanismes d'érosion qui opèrent sur les rivières. Les résultats montrent une érosion importante des berges sur chacun des tributaires, mais les mécanismes qui la cause diffèrent. La Batiscan possède des berges dont le matériel est cohésif et ses berges sont principalement marquées par des ruptures de masse. La Saint-François présente des berges peu cohésives ce qui favorise l'érosion fluviale. Le taux de recul sur la rivière Saint-François est de l'ordre de 1 à 3 m/an dans certaines sections de la rivière. Une nouvelle méthode de mesure du cisaillement critique d'érosion fluviale à l'aide d'un chenal expérimental a été élaborée. Les cisaillements critiques obtenus se situent entre 1,19 et 13,41 Pa. Les résultats montrent que les facteurs jouant sur l'érosion des berges ont une variabilité intrinsèque et systémique difficile à mesurer. Le protocole expérimental développé dans ce projet s'est toutefois avéré utile pour étudier les principales variables qui influencent l'érosion des berges, tout en quantifiant les taux d'érosion et les mécanismes d'érosion de berge de deux tributaires importants du fleuve Saint-Laurent. Ce protocole pourrait être utile dans d'autres contextes. **Mots-clés** : érosion de berge, érosion fluviale, rupture de masse, cisaillement, chenal expérimental, résistance mécanique, taux d'érosion

Abstract

Bank erosion is a key process in fluvial dynamics. It affects sedimentary load in rivers and controls channel lateral evolution. Until now, the methodology used to characterize bank erosion mechanisms and other controlling factors is still imprecise and difficult to apply in many cases. The aim of this project is to characterize bank dynamics in two contrasted Saint-Lawrence tributaries: the Batiscan and Saint-François rivers. The first objective of this study is to quantify geotechnical properties of a section on each river. To achieve this objective, we have described stratigraphic sections at different sites and collected bank material samples in order to measure geotechnical variables in the laboratory (grain size analysis, Atterberg limits, mechanical strength, erosional strength). The second objective is to quantify the hydrodynamic characteristics (precipitations, discharge, shear stress, velocity) of the two river sections. The third and last objective is to measure bank erosion rates with GPS data and erosion pins at a seasonal scale and to identify bank erosion mechanisms occurring in the studied reaches. The results show a high erosional sensitivity of the banks on each tributary, but the observed mechanisms differ from one river to the other. Bank material on the Batiscan River is cohesive and is more susceptible to mass failure. Bank material on the Saint-François River is less cohesive and is mainly affected by fluvial erosion. Bank erosion rates measured on Saint-François River are between 1 to 3 m/year in some sections of the studied reach. A new method of measuring fluvial erosion critical shear stress has been developed with a flume. The critical shear stresses are estimated to be between 1,19 and 13,41 Pa. The results demonstrate the high variability of the response of banks to erosional processes and the difficulty of measuring the intrinsic and systemic factors acting on bank erosion. The experimental protocol developed in this project for the study of the main variables that determine erosion bank, erosion rates and bank mechanisms in two tributaries of the Saint-Lawrence could be applied successfully to other rivers.

Keywords : bank erosion, fluvial erosion, bank failure, shear stress, flume, mechanical strength, erosion rates

Table des matières

Résumé	iii
Abstract	iv
Liste des tableaux	ix
Liste des figures	xi
Liste des symboles	xviii
Liste des abréviations	xxi
Remerciements	iii
Contexte	1
Chapitre 1 Revue de la littérature	3
1.1 Les mécanismes d'érosion de berges	3
1.1.1 Les ruptures de masse	3
1.1.2 L'érosion fluviale	7
1.1.3 Les processus subaériens	9
Les cycles d'humification/dessiccation	10
Les cycles de gel/dégel.....	11
1.1.4 Interactions des trois mécanismes d'érosion de berges.....	12
Contrôle du point de terminaison basal.....	13
Modélisation de l'interaction des mécanismes d'érosion de berge.....	14
1.2 Paramètres qui influencent l'érosion des berges	16
1.2.1 Caractéristiques du matériel de berge	20
Analyse stratigraphique.....	20
Résistance mécanique des sols.....	20
Cisaillement critique d'érosion fluviale	21
Coefficient d'érodibilité	27
Pression interstitielle	28
1.2.2 Caractéristiques hydrodynamiques	30
Caractéristiques de l'évènement de crue.....	30
Cisaillement de l'écoulement.....	32
Écoulement secondaire.....	34

1.2.3 Intégration des différents paramètres	36
Protocole expérimental d'étude de la dynamique des berges	36
Exemple de modélisation	38
1.3 Techniques de mesure des taux d'érosion de berges	41
Les chaînes d'érosion	41
Les chaînes d'érosion photo-électroniques	42
La photogrammétrie	43
Les techniques d'arpentage	44
Conclusion	45
Chapitre 2 Objectifs, site à l'étude et méthodes	46
2.1 Objectifs	46
2.2 Site à l'étude.....	47
2.2.1 Contexte d'étude	47
2.2.2 Localisation des sections et des sites à l'étude.....	48
2.3 Méthodes.....	53
2.3.1 Nature du matériel de berge	53
Stratigraphie	53
Cueillette d'échantillons non perturbés.....	53
Granulométrie	55
Limites d'Atterberg.....	55
Résistance à l'érosion mécanique	55
Résistance à l'érosion fluviale	57
Tests d'homogénéité du matériel	62
2.3.2 Mesures des paramètres hydrodynamiques.....	62
Précipitation, débit et cisaillement	62
Relevés bathymétriques	63
Piézomètres	64
2.3.3 Observations et mesures de l'activité érosive	65
Suivis photographiques	65
Système de positionnement global (GPS).....	66
Chaînes d'érosion.....	67

Conclusion	68
Chapitre 3 Résultats	69
3.1 Caractérisation morpho-sédimentologique des berges des rivières Saint-François et Batiscan	69
3.1.1 Coupes stratigraphiques	69
Berges de la rivière Batiscan	69
Berges de la rivière Saint-François	73
3.1.2 Caractéristiques géotechniques des échantillons non perturbés	77
Propriétés texturales et limites d'Atterberg	79
Cohésion effective et angle de friction	80
Cisaillement critique d'érosion fluviale	80
Coefficients d'érodibilité	84
Homogénéité des échantillons	86
3.2 Quantification des facteurs hydrodynamiques qui influencent l'érosion des berges sur les rivières Batiscan et Saint-François	90
3.2.1 Précipitations et débits sur les deux rivières à l'étude au cours des années 2009 et 2010	90
3.2.2 Cisaillements de l'écoulement sur les deux rivières à l'étude au cours des années 2009 et 2010	95
3.2.3 Vitesses de l'eau près des berges à l'étude	100
3.3 Caractérisation de l'activité érosive des berges des rivières Saint-François et Batiscan	102
3.3.1 Évolution des rivières à l'échelle historique	102
3.3.2 Taux d'érosion actuels sur les deux rivières à l'étude	105
Relevés GPS du méandre aval à la rivière Saint-François	105
Relevés des chaînes d'érosion à la rivière Batiscan	109
Taux d'érosion fluviale estimés pour le matériel cohésif	111
3.3.3 Berges actives et berges stables : caractérisation des mécanismes d'érosion en cause	113
Conclusion	127
Chapitre 4 Discussion	128

4.1 Variabilité spatiale et temporelle de la dynamique des berges	128
4.1.1 Facteurs géotechniques	129
4.1.2 Facteurs hydrodynamiques	135
4.1.3 Mécanismes et taux d'érosion	137
4.2 Contraste entre les deux rivières	139
4.3 Protocole expérimental.....	142
Conclusion	147
Bibliographie.....	149

Liste des tableaux

Tableau 1.1 Synthèse des variables selon les différents facteurs qui influencent l'érosion des berges [Tremblay, 2012].	17
Tableau 1.2 : Résultats des tests en chenal expérimental [Kamphuis, 1990].	24
Tableau 2.1 : Principales caractéristiques des rivières à l'étude	49
Tableau 2.2 : Observations et mesures effectuées sur les différents sites à l'étude.	52
Tableau 2.3 : Tables de conversion pour le test de cisaillement direct	57
Tableau 2.4 : Date des relevés bathymétriques et photographiques	64
Tableau 2.5: Disposition des chaînes d'érosion sur les sites 1, 3, 5 à la rivière Batiscan. La ligne 1 représente le haut de la berge et la ligne 3 le pied de la berge. La colonne 1 est la rangée située la plus en amont alors que la colonne 3 est la rangée la plus en aval sur le site d'étude.	68
Tableau 3.1 Caractéristiques morpho-sédimentologiques d'une berge (site 3) à la rivière Batiscan. Le code de l'échantillon identifie la rivière étudiée (BAT), le numéro du site à l'étude (S3), le numéro de strate (1 à 5) correspondant au type de sédiments identifié sur le terrain et la profondeur (cm) à laquelle l'échantillon a été recueilli par rapport au niveau supérieur de cette strate. L'analyse des pourcentages d'argile, de limons et de sables avec <i>Gradistat</i> identifie le type de sédiments (unité 1 à 4). L'unité 1 représente le haut de la berge alors que l'unité 4 représente le pied de la berge. Le D_{50} représente le diamètre médian de l'échantillon.	72
Tableau 3.2 : Caractéristiques morpho-sédimentologiques de deux berges (site 1 et 2) à la rivière Saint-François. Le code de l'échantillon représente la rivière et le site étudié (STF1 ou STF2), le numéro de la coupe dans lequel l'échantillon a été prélevé (C1 à C3) puis le numéro de l'échantillon dans l'ordre de cueillette. L'analyse des pourcentages d'argile, de limons et de sables avec <i>Gradistat</i> identifie le type de sédiment. Le D_{50} représente le diamètre médian de l'échantillon.	76
Tableau 3.3 Caractéristiques morpho-sédimentologiques des berges des sites 2 et 4 de la rivière Batiscan et de la couche basale du site 2 à la rivière Saint-François. Ces paramètres ont été mesurés pour les échantillons non perturbés recueillis sur les berges.	78
Tableau 3.4 : Caractéristiques des expériences en chenal expérimental pour chacune des répliques pour chacun des échantillons. Légende : τ_{\max} : cisaillement maximum de l'écoulement atteint au cours de l'expérience; Delta t : temps écoulé entre deux mesures	

de concentration sédimentaire; τ mesurés : cisaillements de l'écoulement où un échantillon d'eau a été recueilli, τ est le cisaillement. Le cisaillement obtenu est le résultat obtenu via la relation linéaire, se référer au tableau 3.3 pour les valeurs moyennes et les écarts-types.

.....	83
Tableau 3.5 : Tableau des précipitations totales et maximales et des débits maximums et minimums pour chacune des saisons durant la période à l'étude A. Rivière Saint-François, B. Rivière Batiscan. Les saisons ont été définies selon les dates du calendrier.	92
Tableau 3.6 : Vitesses mesurées avec l'ADCP à l'automne 2010 en comparaison avec les vitesses critiques d'érosion fluviale des échantillons de berge non perturbés mesurées en chenal expérimental. Légende : Code de l'échantillon : Idem à Tableau 3.3; Q moyen : Débit moyen total mesuré par l'ADCP sur la coupe transversale; 1 à 4 : Numéro des répliques de l'échantillon testé.....	101
Tableau 3.7 : Distances d'érosion (-) ou d'accumulation (+), à l'échelle historique pour les rives concaves des deux boucles du méandre aval de la rivière Saint-François. L'érosion sur les rives convexes n'a pas été mesurée.....	103
Tableau 3.8 : Tableau récapitulatif des distances d'érosion ou d'accumulation enregistrées sur les rives concaves des deux boucles du méandre aval à la rivière Saint-François. Les pourcentages d'érosion ou d'accumulation correspondent au pourcentage de points mesurés ayant enregistré de l'érosion ou de l'accumulation. Le taux d'érosion net est calculé en soustrayant la distance moyenne d'accumulation de la distance moyenne d'érosion (puis en divisant par le nombre d'années dans le cas de A 2008 à A 2010). ...	107
Tableau 4.1 : Tableau des données géotechniques présentées dans la littérature en comparaison avec les données géotechniques obtenues dans le projet.	131
Tableau 4.2 : Tableau des cisaillements critiques d'érosion fluviale (Pa) obtenus avec les différentes méthodes empiriques fonction du diamètre médian (D_{50}), du pourcentage d'argile ou de l'indice de plasticité (IP) [<i>Smerdon et Beasley, 1961</i>] et du pourcentage total de limons et d'argile (SC) [<i>Julian et Torres, 2006</i>].	133

Liste des figures

- Figure 1.1 : Diagramme d'analyse de stabilité des berges de Darby-Thorne [Darby et al., 2000] (modifié de [Darby et Thorne, 1996]). Légende : K : profondeur d'une craque de tension, K_h : profondeur d'une ancienne craque de tension, Wt : poids du bloc de rupture, β : angle de rupture, U : force de soulèvement hydrostatique, F_{cp} : force hydrostatique confinée, i : angle entre la force hydrostatique confinée résultante et l'angle normal de la rupture plane, ω : angle de la force hydrostatique confinée résultante, α : angle de la berge non érodée, $GWSE$: élévation de la nappe phréatique, WSE : élévation de la surface de l'eau, y_{fb} : élévation de la plaine inondable, y_l : base de la face verticale, y_s : élévation de la pente de berge non érodée, y_{fp} : élévation de la base de la rupture plane, y_k : élévation de la base de la craque de tension, H : hauteur totale de la berge, H' : hauteur de la berge non érodée, F_x et F_y : force hydrostatique confinée en direction x et y. 4
- Figure 1.2 : Schéma d'analyse d'une rupture de surplomb en cisaillement [Darby et al., 2007]. Légende : L : longueur vertical du bloc de surplomb pour la lame i (m), CT : cohésion totale du bloc de surplomb pour la lame i (kPa), γ : poids unitaire du bloc de surplomb pour la lame i (kN/m^3), A : aire de la section transversale du bloc de surplomb pour la lame i (m^2)..... 5
- Figure 1.3 Types de rupture de masse : a) Rupture plane, b) Rupture rotationnelle, c) Rupture de surplomb (mécanisme couplé) [Darby et al., 2000]..... 6
- Figure 1.4 Types de mécanismes couplés, a, b et c sont des ruptures de surplomb : a) rupture de cisaillement selon l'axe de cisaillement AB, b) rupture par déformation angulaire, c) rupture de traction selon le plan horizontal CD [Thorne et Tovey, 1981].9
- Figure 1.5 Craques de dessiccation dans un matériel argileux [Bernatchez et Dubois, 2008].
..... 11
- Figure 1.6 Facteurs de sécurité calculés (A et C) et les taux d'érosion estimés (B et D) pour deux modélisations de berges différentes. Le modèle représenté en A et B ne tient pas compte de l'érosion fluviale et le modèle C et D a une composante d'érosion fluviale. Les figures B et D illustrent aussi les mécanismes d'érosion ayant générés l'érosion (érosion fluviale (FE), rupture de masse (SF), surplomb (CF)) [Rinaldi et al., 2008]. 15

Figure 1.7 Interrelations entre les facteurs qui influencent l'érosion des berges [Tremblay, 2012].	16
Figure 1.8 Profondeurs d'érosion mesurées (mm) en fonction du cisaillement de l'écoulement (Pa) pour chacun des tests effectués par [Kamphuis, 1990]. Les différents codes (1B, 2B, 3T, 4B...) correspondent à des répliques du même matériel. Les berges de Collins Creek sont composées de 19 % de sables, 58 % de limons et 23 % d'argiles, celles de Fairchild Creek sont composées de 5 % de sables, 68 % de limons et 27 % d'argiles. Les berges Humber River sont composées de 7 % de sables, 53 % de limons et 40 % d'argiles et celles de Dingman Creek sont composées de 13 % de sables, 61 % de limons et 24 % d'argiles.	24
Figure 1.9 Cisaillements enregistrés (Pa) selon les taux d'érosion mesurés (kg/m ² /s) lors d'une expérience en chenal expérimental (Granulométrie : 60% sables, 27% limons, 13% argiles, D ₅₀ = 0,08 mm, échantillon provenant d' <i>Union Flat Creek</i> (Washington State, USA)) [Papanicolaou et al., 2007].	25
Figure 1.10 Variation du cisaillement critique d'érosion selon le pourcentage de limons et d'argile du matériel [Dunn, 1959; Julian et Torres, 2006].	26
Figure 1.11 Paramètres décrivant les caractéristiques de l'eau dans le sol. Légende : z : hauteur entre le pied de la berge et l'instrument de mesure; ψ : pression interstitielle [Schwartz et Zhang, 2003].	29
Figure 1.12 Mécanismes d'érosion observés (érosion fluviale, rupture de masse, surplomb) selon les mois de l'année, <i>Rivière Cecina</i> , Italie (Bassin versant vallonné de 905 km ² , sédiments fluvio-lacustres et marins, relief assez plat, sinuosité locale, zone climatique tempérée avec une saison sèche (climat méditerranéen)) [Luppi et al., 2009].	31
Figure 1.13 Mécanismes d'érosion selon les phases de l'évènement de crue, <i>Rivière Cecina</i> , Italie [Luppi et al., 2009].	31
Figure 1.14 Facteurs géométriques de la berge et du chenal [Darby et Delbono, 2002] modifié par [Tremblay, 2012].	33
Figure 1.15 Variation du débit et du cisaillement (BP22 et BP27) selon le temps à la limite aval de la berge érodée, <i>Rivière Cécina</i> , Italie. Mesures prises du 24 novembre au 1 ^{er} décembre 2003 [Rinaldi et al., 2008].	34

Figure 1.16 Variation du cisaillement selon l'inclusion ou l'exclusion des courants secondaires. Les lignes continues représentent les cisaillements calculés tandis que les lignes pointillées illustrent les cisaillements extrapolés en tenant compte des conditions limites du lit et de la surface de l'eau, <i>Union Flat Creek</i> , (Washington State, USA) [Papanicolaou et al., 2007].	35
Figure 1.17 Orientation du courant et coupes transversales illustrant les boucles de courant secondaire (A et B) [Bravard et Petit, 1997].	36
Figure 1.18 Schéma expérimental pour l'étude des berges [Casagli et al., 1999]. Légende : 1 : Sables et limons, 2 : Graviers, 3 : Graviers compactés avec sables dans les interstices.	37
Figure 1.19 Simulations de la stabilité de la berge (ACE) et des taux d'érosion qui en résultent (BDF) lors d'un événement de crue (18 au 20 Novembre 1999, Sieve River, Italie, pied de berge graveleux et couche supérieure cohésive) [Darby et al., 2007].	40
Figure 1.20 Techniques de mesures des taux d'érosion de berge selon leur échelle spatiale et temporelle [Tremblay, 2012] inspiré [Lawler, 1993].	41
Figure 1.21 Installation des PEEP sur une berge [Lawler, 1991].	42
Figure 1.22 Recul de la berge identifié par analyse de photo-aériennes, Big Chico Bend, Sacramento River, California, USA [Larsen et al., 2006].	43
Figure 1.23 TIN (<i>Triangulated Irregular Network</i>) obtenu à partir d'une grille de point LIDAR (Brazos River, Texas, USA) [Merwade et al., 2008].	44
Figure 2.1: Bassins versants à l'étude dans le cadre du Projet Saint-Laurent [Boyer, 2009].	49
Figure 2.2 Berges typiques de la rivière Saint-François (en haut) et de la rivière Batiscan (en bas) (Photos : Michèle Tremblay, 2010).	50
Figure 2.3 Sections de rivières à l'étude dans le projet. Les sites à l'étude sont les sites où certaines caractéristiques morpho-sédimentologiques ou des taux d'érosion ont été mesurés (Tableaux 2.2 A et B). Les jauges correspondent aux jauges de niveau d'eau utilisées pour estimer le cisaillement moyen de la rivière.	51
Figure 2.4 Étapes de la cueillette des échantillons : A. Coupe de l'échantillon; B. Enrobage avec du coton fromage; C. Scellage avec la paraffine; D. Immobilisation de l'échantillon dans une boîte de bois (Photos : Geneviève Marquis, 2010).	54

Figure 2.5 Boîte de cisaillement direct [Tremblay, 2012]. Légende : N : charge normale appliquée sur l'échantillon, CD : plan horizontal de cisaillement, T : cisaillement de l'échantillon.....	56
Figure 2.6 Chenal expérimental (Photo : Michèle Tremblay, 2010).	58
Figure 2.7 Inverseur de courant (A), pompe (B) et courantomètre (C) utilisés lors des expériences (Photos : Michèle Tremblay, 2010).....	58
Figure 2.8 Étapes de préparation de l'échantillon avant l'expérience en chenal expérimental : 1 : Identification de l'échantillon, 2 et 3 : Retrait de la paraffine, 4 et 5 : Taillage de l'échantillon selon les dimensions exactes de la boîte d'échantillon, 6 et 7 : Installation de l'échantillon sur le chenal expérimental (Photos : Michèle Tremblay et Tommy Sutarto, 2010).	59
Figure 2.9 Piézomètres installés à la rivière Batiscan (Schéma Michèle Tremblay, 2011).	65
Figure 3.1 Coupe stratigraphique effectuée en aval du site 3 à la rivière Batiscan (LL : limite de liquidité; LP : limite de plasticité). Cette coupe illustre clairement les trois strates qui seront échantillonnées dans cette étude, soit les unités 1, 2 et 4. Ces strates de matériel se retrouve également au site 2 et 4 de la rivière Batiscan, où des échantillons non perturbés ont été recueillis (rectangles pointillés jaune).....	71
Figure 3.2 Triangle granulométrique de Winkler pour les échantillons de la rivière Batiscan.	72
Figure 3.3 Coupes stratigraphiques effectuées au site 1 (A).....	75
Figure 3.4 Triangle granulométrique de Winkler pour les échantillons de la rivière Saint-François.	77
Figure 3.5 Cisaillement de l'écoulement en fonction du taux d'érosion fluviale de l'échantillon de berge pour deux répliques de la strate 3 au site 2 de la rivière Batiscan (Bat_site2_strate3).	82
Figure 3.6 A. Cisaillement de l'écoulement en fonction du taux d'érosion fluviale de l'échantillon de berge pour les trois répliques de la strate 2 au site 2 de la rivière Batiscan (Bat_S2_strate2). B. Cisaillement de l'écoulement en fonction du taux d'érosion fluviale pour toutes les répliques de la strate 2 au site 2 de la rivière Batiscan (Bat_S2_strate2).....	82

- Figure 3.7 A. Cisaillement de l'écoulement en fonction du taux d'érosion fluviale de l'échantillon de berge pour les quatre répliques de la strate 1 à la rivière Saint-François (StF). B. Cisaillement de l'écoulement en fonction du taux d'érosion pour toutes les répliques de la strate 1 à la rivière Saint-François (StF). 84
- Figure 3.8 A. Taux d'érosion de l'échantillon de berge fonction du cisaillement de l'écoulement et du cisaillement critique d'érosion fluviale ($\tau_{erc} - 1$) A. pour les deux répliques de la strate 3 du site 2 à la rivière Batiscan B. pour les quatre répliques de la strate 1 à la rivière Saint-François..... 85
- Figure 3.9 Distribution de la densité du matériel (g/L) A. d'un échantillon de la strate 2 du site 4 à la rivière Batiscan (Bat_site4_strate2) B. d'un échantillon de la rivière Saint-François (STF_strate1)..... 87
- Figure 3.10 Courbes cumulées de la fréquence des concentrations de matériel pour l'échantillon de Batiscan (ligne rouge) (Bat_S4_strate2) et l'échantillon de la rivière Saint-François (ligne bleue)(STF_strate1). 87
- Figure 3.11 Surface de chacune des répliques testées pour l'échantillon Bat_S2_strate2. Rangée du haut : Rugosité initiale de l'échantillon, Rangée du bas : Rugosité finale de l'échantillon. De gauche à droite : Réplique 1 (Bat_site2_strate2_1), Réplique 2 (Bat_site2_strate2_2), Réplique 3 (Bat_site2_strate2_3) 88
- Figure 3.12 Hydrogrammes de crue et précipitations enregistrées pour la rivière Saint-François A. Année 2009 B. Année 2010. Les X rouges sur la courbe représentent le moment où les relevés GPS des berges ont été effectués et les doubles flèches rouges représentent la date où les relevés bathymétriques et photographiques ont été effectués (Résultats présentés à la section 3.3). 92
- Figure 3.13 Hydrogrammes de crue et précipitations enregistrées pour la rivière Batiscan A. Année 2009, B. Année 2010. Les X rouges sur la courbe représentent le moment où les relevés de chaînes d'érosion ont été effectués et les doubles flèches rouges représentent la date où les relevés bathymétriques et photographiques ont été effectués (Résultats présentés à la section 3.3). La ligne rouge indique des données manquantes dans la série de précipitations (Graphique B). 94

- Figure 3.14 Graphiques du cisaillement moyen et du débit de la rivière Saint-François A. pour la période du 5 juin au 2 décembre 2009 et B. pour la période du 31 mai au 10 décembre 2010 97
- Figure 3.15 Graphiques du cisaillement moyen et du débit de la rivière Batiscan A. pour la période du 11 août au 2 décembre 2009 et B. pour la période du 19 mai au 10 décembre 2010 98
- Figure 3.16 Cisaillements moyens de la rivière Batiscan du 7 juin au 30 novembre 2010 et cisaillements critiques d'érosion fluviale moyens des échantillons non perturbés de la rivière Batiscan testés en chenal expérimental..... 99
- Figure 3.17 Évolution du tronçon à l'étude à la rivière Saint-François de 1922 à 2001. Source : 1922 : Carte bathymétrique. 1964 à 1997 : Photo-aériennes. (Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune) 2001 : DEM (Environnement Canada). Carte modifiée par Michèle Tremblay d'après Boyer [2010]..... 103
- Figure 3.18 Évolution du méandre aval de la rivière Saint-François A. de 1922 à 2001 B. de l'automne 2008 à l'automne 2010 (Sources : Idem à la figure 3.17 et Relevés GPS effectués sur le terrain). La flèche rouge illustre la formation d'un banc de convexité. 104
- Figure 3.19 Photo-aérienne de 1997 du tronçon à l'étude à la rivière Batiscan. (Ministère des Ressources Naturelles) Bleu : Gain de végétation sur les berges entre 1964 et 1997. Rouge : Perte de végétation sur les berges entre 1964 et 1997. Carte réalisé par Isabelle Charron (2006). (La cartographie de la végétation est utilisée à titre indicatif seulement, afin de visualiser l'activité érosive du tronçon d'étude entre 1964 et 1997.) 105
- Figure 3.20 Distances moyennes d'érosion ou d'accumulation (m) mesurées au GPS entre chaque relevé saisonniers de l'automne 2008 à l'automne 2010 pour les rives concaves de la boucle amont (A) et de la boucle aval (B) du méandre aval et pour le site 1 (C) à la rivière Saint-François. Les barres d'erreurs correspondent à l'écart-type (m). 108
- Figure 3.21 Distances d'érosion enregistrées par les chaînes d'érosion à la marina (A), au site 1 (B), au site 3 (C) et au site 5 (D) de la rivière Batiscan. Les relevés ont été effectués le 17 juin 2009, le 2 novembre 2009 et le 19 mai 2010..... 110

Figure 3.22 Taux d'érosion estimés lors de la crue du début du mois d'octobre 2010, à la rivière Batiscan.....	112
Figure 3.23 Processus d'érosion observés sur la rivière Saint-François entre le printemps 2009 et l'automne 2010. A. Berges stables ou actives. B. Berges actives en fonction des 4 principaux processus d'érosion. C. Types de ruptures de masse D. Types d'érosion fluviale E. Types de processus couplés.....	115
Figure 3.24 Cartes des berges selon leur niveau d'activité et les processus d'érosion (Rupture de masse, Berge anthropisée, Érosion fluviale, Processus couplés) pour la Saint-François pour A. printemps 2009 B. automne 2009, C. printemps 2010 et D. automne 2010.....	116
Figure 3.25 Exemples types des mécanismes d'érosion observés à la rivière Saint-François.	120
Figure 3.26 Processus d'érosion observés sur la rivière Batiscan entre le printemps 2009 et l'automne 2010. A. Berges stables ou actives. B. Berges actives en fonction des 4 principaux processus d'érosion. C. Types de ruptures de masse D. Types d'érosion fluviale E. Types de processus couplés.....	123
Figure 3.27 Cartes des berges selon leur niveau d'activité et les processus d'érosion (Rupture de masse, Berges anthropisées, Érosion fluviale, Processus couplés) pour la Batiscan pour A. printemps 2009 B. automne 2009 C. printemps 2010 et D. automne 2010.....	124
Figure 3.28 Exemples types des mécanismes d'érosion observés à la rivière Batiscan. ...	126
Figure 4.1 Modèle conceptuel des processus dominants selon la section de cours d'eau à l'étude [Lawler, 1992; Rinaldi, 2007]. Les flèches noires représentent la localisation de quelques sites présentés récemment dans la littérature A : Rivière Asker, Dorset, UK; C : Rivière Cecina, Tuscany, Italy; G : Goodwin Creek, Mississippi, USA; S : Rivière Sieve, Tuscany, Italy. Les deux flèches rouges représentent la localisation du début du tronçon d'étude sur la rivière Saint-François (S) et Batiscan (B).	141
Figure 4.2 Étapes d'une simulation de l'érosion des berges selon Darby [2007]. Légende : τ_b : cisaillement de l'écoulement; τ_c : cisaillement critique d'érosion fluviale; F : facteur de sécurité	145

Liste des symboles

α, β, θ	Angle de la berge non érodée
B	Profondeur de la surface de l'eau
β	Angle de rupture
c'	Cohésion effective
D_{50}	Taille médiane des particules
d, h, H, Y	Profondeur de l'écoulement
D	Granulométrie
d_{eff}	Diamètre effectif du chenal expérimental
D_h	Diamètre hydraulique
E_k ou τ_k	Turbulence
ε	Taux d'érosion fluviale
ϵ	Rugosité du chenal expérimental
f	Facteur de friction de Darcy-Weisbach
F_{cp}	Force hydrostatique confinée
FD	Force d'entraînement
FR	Force de résistance
FS	Facteur de sécurité
F_x et F_y	Force hydrostatique confinée en direction x et y
g	Accélération gravitationnelle
$GWSE, Z$	Élévation de la nappe phréatique
H ou H'	Hauteur totale de la berge non érodée
i	Angle entre la force hydrostatique confinée résultante et l'angle normal de la rupture plane
IP ou I_w	Indice de plasticité
K	Conductivité électrique
K_d ou M	Coefficient d'érosion
K_h	Profondeur d'une ancienne craque de tension
LL	Limite de liquidité
LP	Limite de plasticité

L	Longueur du plan de rupture
MO	Matière organique
N ou Φ	Porosité du matériel
N	Charge normale
P ou I	Précipitations
P	Périmètre mouillé
P_{berge}	Périmètre mouillé de la berge
P_{lit}	Périmètre mouillé du lit
P_c	Contenu en argile
ρ	Densité de l'eau
Q	Débit
Re_{deff}	Nombre de Reynolds correspondant au diamètre effectif
r_m	Angle de courbure du chenal
S	Pente du chenal
SC	Pourcentage d'argile et limons
SF_{berge}	Proportion du cisaillement total qui agit sur la berge
σ	Contrainte de cisaillement normale
τ_0	Cisaillement moyen de l'écoulement
τ_e	Cisaillement effectif de l'écoulement
τ_{berge}, τ_s	Cisaillement réel de l'écoulement près de la berge
$\tau_c, \tau_{oCr}, \tau_{cb}$	Cisaillement critique d'érosion fluviale
τ_s	Cisaillement de l'écoulement secondaire
T	Température du sol ou de l'air
u_a	Pression de l'air
u_w	Pression de l'eau
$u_a - u_w, \psi$	Pression interstitielle
U	Force de soulèvement hydrostatique
V	Vitesse de l'écoulement
W, θ	Teneur en eau/ humidité du matériel
w	Largeur du chenal
WSE	Élévation de la surface de l'eau

W_t, W	Poids du bloc de rupture
ω	Angle de la force hydrostatique confinée résultante
y_b	Élévation de la plaine inondable
y_{fp}	Élévation de la base de la rupture plane
y_k ou K	Profondeur d'une craque de tension
y_k	Élévation de la base de la craque de tension
y_s	Élévation de la pente de berge non érodée
y_t	Base de la paroi verticale de la berge
γ, T_d, τ_w	Poids unitaire du matériel
ϕ, δ	Angle de friction
ϕ^b	Angle de friction sous des conditions d'humidité intermédiaire
ϕ_s	Fraction volumétrique (matériel solide/ matériel)
Ω	Puissance du cours d'eau

Liste des abréviations

3D-CFD	<i>3-Dimensional Computational Fluid Dynamic</i> (Modélisation 3D de la dynamique des fluides)
ADCP	<i>Acoustic Doppler Current Profiler</i> (Courantomètre acoustique profileur à effet Doppler)
ADV	<i>Acoustic Doppler Velocimeter</i> (Courantomètre acoustique à effet Doppler)
ASTM	<i>American Standard Technological Method</i>
MIT	<i>Massachusetts Institute of Technology</i>
BST	<i>Borehole Shear Tester</i>
CSM	<i>Cohesive Strength Meter</i>
DTM	<i>Digital terrain Model</i> (Modèle digital de terrain)
ECM	<i>Electromagnetic Current Meter</i> (Courantomètre électromagnétique)
EDM	<i>Electronic Distance Measurements</i> (Mesures de distance électroniques)
EMI	<i>ElectroMagnetic Induction ground conductivity meter</i>
GPS	<i>Global Positioning System</i> (Système de positionnement mondial)
LIDAR	<i>Light Detection and Ranging</i>
LVDT	<i>Linear Variable Differential Transformer</i>
OBS	<i>Optical Backscatter Sensor</i> (Capteur à rétrodiffusion optique)
PC-ADP	<i>Pulse Coherent Acoustic Doppler Profiler</i> (Profileur de vitesse à effet Doppler)
PEEP	<i>Photo-Electronic Erosion Pins</i> (Chaîne d'érosion photo-électronique)
SIG	Système d'information géographique
TDR	<i>Time Domain Reflectometry</i> (Réflectomètre temporel)
TIN	<i>Triangulated Irregular Network</i>
UTM	<i>Universal Transverse Mercator</i> (Transverse Universelle de Mercator)
WCR	<i>Water Content Reflectometer</i> (Réflectomètre de teneur en eau)

Remerciements

Merci à André Roy pour avoir partagé avec moi sa passion pour la géomorphologie fluviale. Merci de m'avoir accompagné dans ce parcours très enrichissant et surtout de m'avoir fait confiance et d'avoir cru en mes capacités. Merci à Claudine Boyer pour son enthousiasme et son implication dans mon projet, et pour sa patience, sa motivation et sa bonne humeur à chaque journée de terrain. Merci à mes deux assistants de terrain Kevin Partington et Mathilde Péloquin-Guay. Les deux étés passés en leur compagnie ont été les plus belles périodes de ma maîtrise. Merci à toutes les personnes qui m'ont aidé sur le terrain, principalement pour la cueillette de ces fameux échantillons de berge non perturbés; Laurence Chaput-Desrochers, Geneviève Marquis, Tamyliya Elkadi, Alexandre Guertin-Pasquier et François Messier. Merci à toute l'équipe de la Chaire de recherche du Canada en dynamique fluviale pour le partage de votre intérêt pour la géomorphologie fluviale et votre présence au labo: Claudine Boyer, Geneviève Marquis, Mathieu Roy, Mathilde Péloquin-Guay, Laurence Chaput-Desrochers, Hélène Lamarre, Patrick Verhaar, James Luce. Merci à l'équipe du IIHR *Hydroscience and Engineering* de l'Université d'Iowa : Thanos Papanicolaou, Tommy Sutarto, Trevis Huff et Christopher Wilson. Un merci particulier à Tommy, pour les nombreuses heures de travail passées à faire les expériences en chenal expérimental et à Trevis pour la filtration des échantillons après mon départ. Merci à Marie-Claude Turmel pour son support technique lors des analyses granulométriques. Merci à Louis Bouchard, du département de géographie de l'UQAM pour son aide avec les analyses au sédigraphe. Merci à Environnement Canada pour leur contribution aux mesures bathymétriques, principalement à Guy Morin pour sa présence sur le terrain et son aide technique avec les instruments. Merci à Stephen Darby pour sa collaboration et ses commentaires pertinents sur la méthodologie à adopter pour l'étude des berges. Merci à mes amis qui, de près ou de loin, ont suivi mon cheminement et m'ont encouragé dans ce projet. Merci à ma famille pour leur support inconditionnel et merci du fond du cœur à François Messier, pour son support, ses encouragements quotidiens et la confiance qu'il me donne. Merci aussi pour ses nombreux commentaires constructifs et impartiaux sur mon projet. Enfin, merci au CRSNG, au FQRNT et à la Chaire de recherche du Canada en dynamique fluviale pour leur généreux support financier.

Contexte

L'érosion des berges est un processus clé de la dynamique fluviale. Elle est une composante centrale de la formation des méandres, de la migration latérale du chenal et du déplacement des sédiments à travers le bassin versant [Bravard et Petit, 1997; Lawler et al., 1997a; 1997b]. Selon une étude menée au Royaume-Uni, de 37 à 80% de l'apport sédimentaire d'une rivière provient de l'érosion des berges [Darby et al., 2007]. Dans le centre-ouest américain, le bilan sédimentaire de certaines rivières montre que 80% de la charge provient du matériel de berge [Simon et Thorne, 1996]. La connaissance des taux d'érosion et de la dynamique des berges est donc fondamentale pour la compréhension du transport des sédiments et des flux générés vers les zones estuariennes [Lawler et al., 1999].

L'érosion des berges soulève des questions d'ordre socio-économique et écologique [Rinaldi et al., 2008]. Les berges érodées influencent les terres agricoles, les plaines inondables et les infrastructures qui s'y retrouvent [Lawler et al., 1997a; 1997b]. La compréhension des mécanismes d'érosion de berges et leur étendue spatiale est cruciale pour l'identification de mesures d'aménagement et la gestion des bassins versants [Thorne et al., 1996; 1998a; 1998b]. La pression que l'homme exerce sur le milieu, en particulier sur les zones ripariennes et les milieux humides, influence considérablement la dynamique des berges et il est important d'en tenir compte.

À une échelle plus globale, les systèmes fluviaux sont sensibles aux changements environnementaux actuels. La recherche sur les changements climatiques prévoit des variations de niveaux d'eau et de régimes hydrologiques pour plusieurs rivières du monde et les activités humaines devront s'ajuster à ces variations. La dynamique des berges n'échappera pas à ces changements. Dans le sud du Québec, on prédit que les changements climatiques globaux entraîneront une baisse du niveau du fleuve Saint-Laurent de 0,5 à 1 m au cours des 50 prochaines années [Mortsch et al., 2000; Fan et Fay, 2002; Croley, 2003]. Un tel changement aura des répercussions importantes sur la dynamique des tributaires à différentes échelles. Par exemple, les zones de confluence entre le fleuve et ses tributaires

sont déjà marquées par une accumulation excessive de sédiments et par la progression des deltas [Bondue et al., 2006; Hudon et Carignan, 2008].

Bien qu'il soit reconnu que l'érosion des berges est un élément essentiel dans la compréhension des environnements fluviaux, la dynamique actuelle des berges des tributaires du Saint-Laurent est très peu connue. Des modèles permettent maintenant la compréhension et la prédiction de la dynamique morphologique du profil en long des principaux tributaires du Saint-Laurent [Verhaar et al., 2008;2010; Boyer et al., 2010a]. Toutefois, ces modèles ne possèdent pas une composante intégrant l'érosion des berges. Or, des modèles d'évolution des cours d'eau qui tiennent compte à la fois de l'érosion des berges, des ajustements topographiques du lit et de l'affinement du matériel ont été développés pour d'autres rivières [Darby et Thorne, 1996; Darby et al., 2007]. Ces modèles nécessitent cependant d'être améliorés et surtout, d'être calibrés et ensuite validés avec des données de terrain de qualité et en quantité suffisante. Plusieurs aspects de la dynamique des berges et de leur instabilité ne sont pas encore compris en raison des difficultés associées au suivi *in situ* des paramètres qui les influencent. L'érosion des berges est considérée comme un phénomène complexe, difficile à cerner théoriquement et empiriquement.

Ce projet de recherche a pour objectif global de caractériser la dynamique actuelle des berges de deux tributaires contrastés du Saint-Laurent ; les rivières Saint-François et Batiscan. Cela permettra de mieux comprendre les facteurs qui influencent l'érosion des berges et les conséquences de cette érosion sur la dynamique des tributaires. Le mémoire est divisé en quatre chapitres. Le premier chapitre présente une revue de la littérature portant sur la dynamique des berges en milieu fluvial. Les mécanismes d'érosion de berges, les paramètres qui influencent l'érosion et les techniques existantes pour mesurer les taux d'érosion seront décrits. Le chapitre 2 détaillera les objectifs poursuivis dans ce projet et la méthodologie utilisée pour les atteindre. Le chapitre 3 présentera les principaux résultats de nos recherches. Ces derniers feront l'objet d'une discussion au chapitre 4, où les répercussions majeures du projet seront mises de l'avant et des recommandations pour de futures études portant sur l'érosion des berges seront élaborées.

Chapitre 1 Revue de la littérature

1.1 Les mécanismes d'érosion de berges

Les mécanismes d'érosion de berges et leurs interactions influencent l'équilibre dynamique du chenal. L'évolution des rivières démontrent que l'érosion des berges résulte d'une combinaison complexe entre les ruptures de masse, l'érosion fluviale [Hooke, 1979; Thorne et Tovey, 1981; Thorne, 1982; Lawler et al., 1997a; 1997b; Knighton, 1998] et les processus subaériens [Couper et Maddock, 2001; Couper, 2003; Pizzuto, 2009]. Ces trois grands mécanismes d'érosion de berges sont décrits dans les sections qui suivent.

1.1.1 Les ruptures de masse

Une rupture de masse, aussi appelée mouvement de masse, est une chute de matériel engendrée par le dépassement du seuil critique de stabilité des sédiments de la berge [Millar et Quick, 1998; Simon et Rinaldi, 2000]. Cette stabilité est fonction des forces d'entraînement (FD) et de résistance (FR) exercées sur la berge. Ces forces sont exprimées par le facteur de sécurité (FS), une valeur unitaire correspondant au seuil critique d'érosion (Équation 1.1). Un facteur plus grand que 1 indique la stabilité de la berge, alors qu'un facteur plus petit que 1 indique l'instabilité [Thorne et Tovey, 1981].

$$FS = \frac{FR}{FD} \quad (1.1)$$

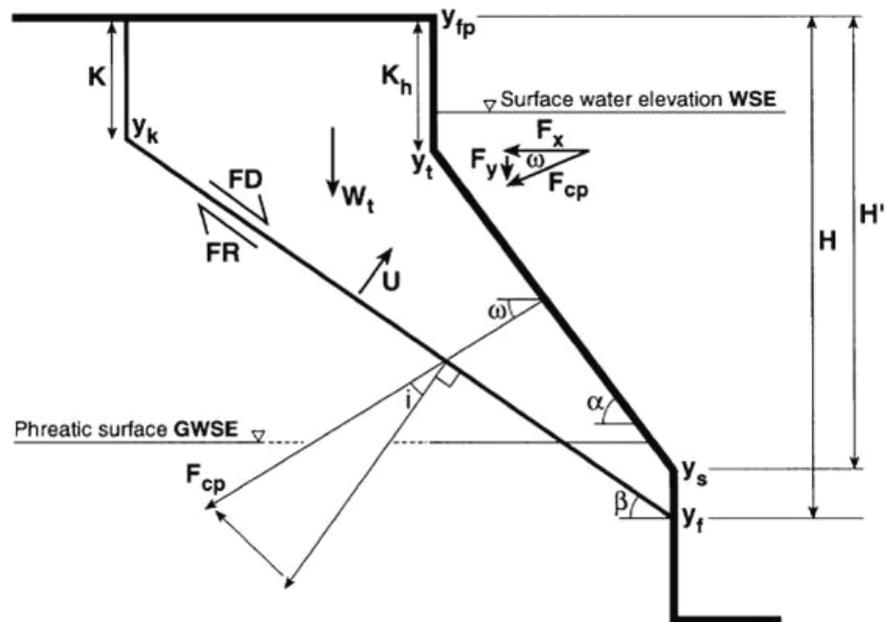
Dans la littérature, plusieurs modèles sont présentés pour exprimer l'interrelation entre les forces d'entraînement et de résistance [Osman et Thorne, 1988; Darby et Thorne, 1996; Casagli et al., 1999; Simon et al., 1999a; Simon et al., 1999b; Darby et al., 2002; Darby et Delbono, 2002; Amiri-Tokaldany et al., 2003]. Le modèle de Darby [2000] repose sur l'équation suivante :

$$FS = \frac{FR}{FD} = \frac{c' L + (W_t \cos(\beta) - U + F_{cp} \cos(i)) \tan(\phi)}{W_t \sin(\beta) - F_{cp} \sin(i)} \quad (1.2)$$

où; c' est la cohésion effective du matériel de berge (N/m^2); L , la longueur du plan de rupture (m); W_t , le poids du bloc de rupture (N/m^2); β , l'angle de rupture ($^\circ$); U , la force de soulèvement hydrostatique (N/m^2); F_{cp} , la force hydrostatique confinée (N/m^2); i , l'angle

entre la force hydrostatique confinée résultante et l'angle normal de la rupture plane ($^{\circ}$) et ϕ , l'angle de friction du matériel de berge ($^{\circ}$) (Figure 1.1).

Figure 1.1 : Diagramme d'analyse de stabilité des berges de Darby-Thorne [Darby et al., 2000] (modifié de [Darby et Thorne, 1996]). Légende : K : profondeur d'une craque de tension, K_h : profondeur d'une ancienne craque de tension, W_t : poids du bloc de rupture, β : angle de rupture, U : force de soulèvement hydrostatatique, F_{cp} : force hydrostatatique confinée, i : angle entre la force hydrostatatique confinée résultante et l'angle normal de la rupture plane, ω : angle de la force hydrostatatique confinée résultante, α : angle de la berge non érodée, $GWSE$: élévation de la nappe phréatique, WSE : élévation de la surface de l'eau, y_{fb} : élévation de la plaine inondable, y_t : base de la face verticale, y_s : élévation de la pente de berge non érodée, y_{fp} : élévation de la base de la rupture plane, y_k : élévation de la base de la craque de tension, H : hauteur totale de la berge, H' : hauteur de la berge non érodée, F_x et F_y : force hydrostatatique confinée en direction x et y.



Le facteur de sécurité varie principalement selon la cohésion effective (c') et l'angle de friction (ϕ) du matériel [Osman et Thorne, 1988]. Ces paramètres seront décrits en détail à la section 1.2.1 (*Résistance mécanique des sols*). Ils sont associés à la théorie de l'équilibre statique limite selon le critère de résistance de Mohr-Coulomb [1781] ;

$$\tau = \sigma \tan(\phi) + c' \quad (1.3)$$

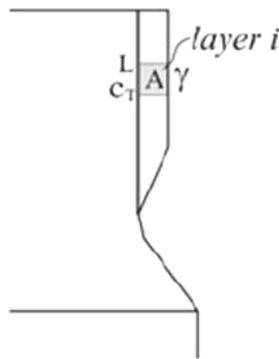
où τ est la résistance du matériel au cisaillement (kPa); σ , la contrainte de cisaillement normale (kPa); c' , la cohésion effective du matériel (kPa) et ϕ , son angle de friction ($^{\circ}$). Le cisaillement normal est obtenu par $\sigma = W \cos \beta$ où W est le poids du bloc de rupture (kN/m^3) et β , l'angle du plan de rupture ($^{\circ}$).

En 2007, Darby modifie cette équation du facteur de sécurité. Il divise alors la berge en plusieurs sections suivant la méthode de Morgenstern-Price [1965] (Figure 1.2 et Équation 1.4) :

$$FS = \frac{\sum L_i C_{T_i}}{\sum \gamma_i A_i} \quad (1.4)$$

où L_i est la longueur vertical du bloc de surplomb pour la lame i (m); C_{T_i} , la cohésion totale du bloc de surplomb pour la lame i (kPa); γ_i , le poids unitaire du bloc de surplomb pour la lame i (kN/m³) et A_i , l'aire de la section transversale du bloc de surplomb pour la lame i (m²). Cette formule ne s'applique qu'à un seul mécanisme d'érosion de berge ; la rupture de surplomb en cisaillement (*shear type cantilever failure*). Ce mécanisme est fréquent et relativement simple à exprimer mathématiquement.

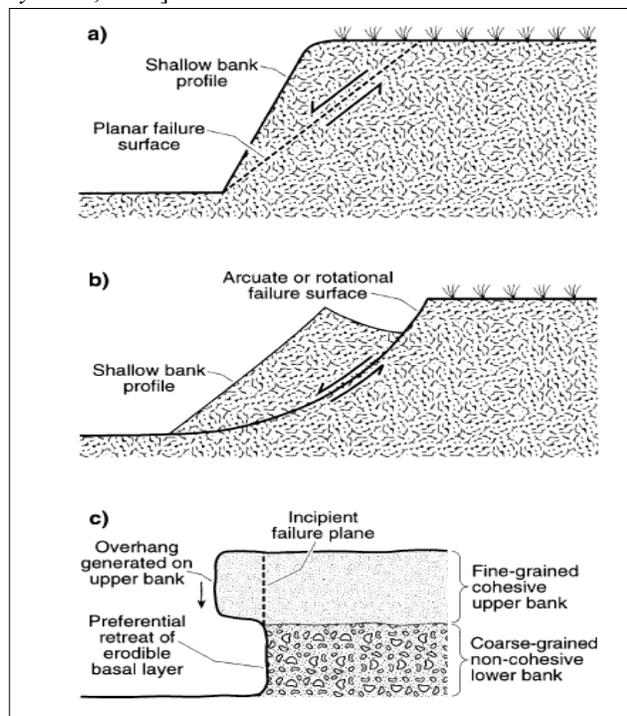
Figure 1.2 : Schéma d'analyse d'une rupture de surplomb en cisaillement [Darby *et al.*, 2007]. Légende : L : longueur vertical du bloc de surplomb pour la lame i (m), C_T : cohésion totale du bloc de surplomb pour la lame i (kPa), γ : poids unitaire du bloc de surplomb pour la lame i (kN/m³), A : aire de la section transversale du bloc de surplomb pour la lame i (m²)



Il existe différents types de ruptures de masse. Les ruptures planes (Figure 1.3 a, *planar failure*) sont fréquentes lorsque la pente de la berge est forte [Dapporto *et al.*, 2003]. La présence de sédiments cohésifs génère des ruptures planes sur des berges relativement basses [Thorne, 1991]. Une pente plus douce et une berge très haute entraînent plutôt des ruptures rotationnelles (Figure 1.3 b, *rotational failure*) [Dapporto *et al.*, 2003]. Ce type de rupture est associé à une stratigraphie complexe [Hooke, 1979]. Les ruptures rotationnelles engendrent des reculs importants, mais elles arrivent moins fréquemment que les autres types de ruptures [Simon, 1989a; Thorne, 1990; Simon *et al.*, 2000]. L'angle de rupture (β)

est influencé par la profondeur des craques de tension (K) et les discontinuités du matériel de berge [Thorne et Tovey, 1981]. Il y a rupture en plaques (*slab failure*) lorsque la rupture suit ces craques ou ces discontinuités [Dapporto et al., 2003]. Ces dernières peuvent aussi mener à l'effritement de petites portions de matériel de berge, soit à la chute et la desquamation du matériel (*fall and sloughing*) [Thorne, 1981; Thorne et al., 1998a; Thorne et al., 1998b; Dapporto et al., 2003] [Thorne, 1981; Thorne et al., 1998a; Thorne et al., 1998b; Dapporto et al., 2003].

Figure 1.3 Types de rupture de masse : a) Rupture plane, b) Rupture rotationnelle, c) Rupture de surplomb (mécanisme couplé) [Darby et al., 2000].



Les ruptures de masse entraînent un élargissement rapide du cours d'eau et libèrent des volumes importants de sédiments dans la rivière [Amiri-Tokaldany et al., 2003; Samadi et al., 2009]. Le matériel délivré lors d'une rupture de masse se divise en trois catégories. Les particules fines sont généralement emportées immédiatement par le courant (*wash load*). Les particules plus grossières s'accumulent en pied de berge et sont éventuellement entraînées lors d'un événement de crue plus important (*bed-material load*). Le matériel qui ne peut être déplacé par la force de l'écoulement devient partie intégrante du lit (*bed material*) [Darby et al., 2002].

1.1.2 L'érosion fluviale

L'érosion fluviale se définit par la mise en mouvement de particules sédimentaires, individuelles ou agglomérées, par la force de cisaillement de l'écoulement de l'eau en rivière [Knighton, 1998; Millar et Quick, 1998]. Cette érosion peut être continue dans le temps et s'exprime par l'équation suivante [Hanson, 1990a;b; Hanson et Cook, 1997] :

$$\varepsilon = K_d(\tau_e - \tau_c)^a \quad (1.5)$$

où; ε est le taux d'érosion fluviale par unité de temps (m/s); K_d et τ_c ; les paramètres d'érodibilité, où K_d est le coefficient d'érodibilité (m^3/Ns) et τ_c est le cisaillement critique d'érosion fluviale (Pa); τ_e est le cisaillement effectif généré par l'écoulement (Pa) et a est un exposant empirique généralement égal à 1 [Arulanandan et al., 1980; Darby et al., 2007]. Pour que l'érosion débute, il est nécessaire que le cisaillement effectif soit supérieur au cisaillement critique ($\tau_e > \tau_c$). Le taux d'érosion fluviale est donc fonction de la portion de cisaillement de l'écoulement qui excède le cisaillement critique de la berge (*excess shear stress*).

Les paramètres qui influencent l'érosion fluviale sont difficiles à quantifier [Darby et al., 2007]. Les différentes méthodes permettant de mesurer les paramètres d'érodibilité du matériel sont décrites à la section 1.2.1. Plusieurs méthodes peuvent aussi être déployées sur le terrain pour mesurer le cisaillement de l'écoulement. Elles sont présentées à la section 1.2.2.

L'érosion fluviale se manifeste par la fragilisation du pied de berge, à l'interface entre la surface de l'eau et l'air. Ce processus s'appelle sapement (*undercutting*). Cette érosion s'effectue d'abord à un niveau d'eau initial, puis, avec les fluctuations du niveau d'eau, l'érosion peut continuer à un niveau d'eau inférieur, des strates d'érosion peuvent alors se créer, ce processus est appelé transgression (*overstepping*).

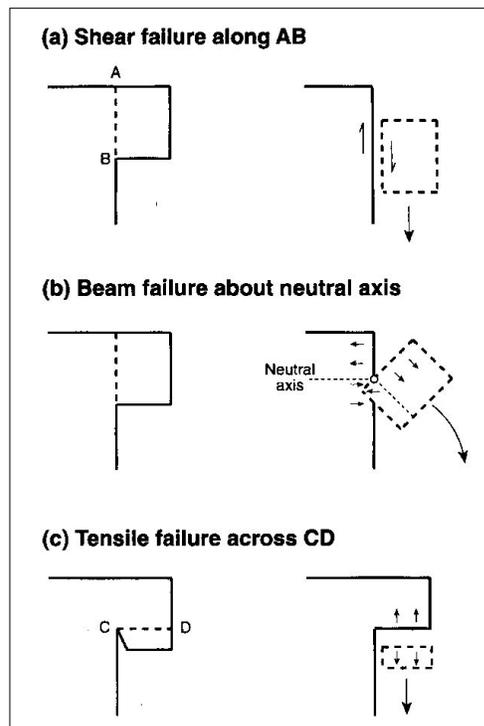
À l'échelle du lit, il existe deux types d'érosion fluviale, lesquels peuvent aussi être appliqués à l'érosion de la berge [Papanicolaou et al., 2007]. L'érosion de type I varie selon le gradient vertical de la résistance du matériel qui compose le lit ou la berge. Ce gradient dépend de la séquence de déposition des sédiments et de leurs caractéristiques

géotechniques, notamment leur porosité [Aberle et al., 2006]. Ce type d'érosion a lieu dans les lits et les berges où le matériel est hétérogène. L'érosion arrête lorsque le cisaillement critique du matériel (τ_c) devient supérieur au cisaillement appliqué par l'écoulement sur le matériel [Mehta et Partheniades, 1982]. L'érosion de type II est une érosion constante. Elle a lieu dans les lits et les berges à matériel uniforme, quand les paramètres d'érodibilité (τ_c et K_d) ne changent pas selon la profondeur [Parchure et Mehta, 1985; Zreik et al., 1998]. Les changements observés dans les taux d'érosion sont alors associés aux variations de la force de l'écoulement. Les deux types d'érosion sont difficiles à distinguer [Aberle et al., 2006]. Sanford et Maa [2001] avancent aussi que l'érosion fluviale varie autant en fonction des variations du cisaillement de l'écoulement que des variations du cisaillement critique du matériel selon la profondeur. Ainsi, le même type de sédiment peut être érodé par les types I et II.

Les mécanismes de ruptures de masse et d'érosion fluviale peuvent interagir les uns avec les autres, il s'agit alors de mécanismes couplés. L'érosion fluviale fragilise la berge, la plupart du temps en érodant sa base, ce qui entraîne par la suite la chute de la portion supérieure de la berge qui s'est retrouvée suspendue dans le vide (surplomb) (Figure 1.3 c, *Cantilever failure*) [Darby et al., 2000]. Il existe trois types de rupture de surplomb [Thorne et Tovey, 1981]. La rupture par cisaillement (*shear failure*) est une chute en ligne droite de la partie supérieure de la berge. Elle s'effectue par gravité, lorsque le cisaillement généré par le poids du bloc de surplomb devient plus grand que la cohésion effective du matériel de berge (Figure 1.4 a). Il y a rupture par déformation angulaire (*beam failure*), lorsque le bloc de surplomb se renverse en maintenant un contact avec la berge au point d'inflexion de sa base. La section de bloc située au-dessus du point de rupture subit une tension, alors que la section de bloc située sous la rupture subit une compression (Figure 1.4 b). Sur le terrain, il est difficile de distinguer une rupture de cisaillement d'une rupture par déformation angulaire [Darby et al., 2007]. Enfin, la rupture par traction (*tensile failure*) est due à la formation d'un plan horizontal de décrochement dans la partie inférieure du bloc de surplomb. Ce plan est souvent issu de craques de tension ou de discontinuités dans le matériel. Il entraîne une chute partielle du bloc (Figure 1.4 c). Ce type de rupture est peu fréquent [Darby et al., 2007]. L'érosion fluviale est un mécanisme qui libère à lui-seul une

source considérable de sédiments dans le chenal. Toutefois, il peut aussi agir comme un processus préparatoire aux ruptures de masse et augmenter significativement le volume de sédiments érodés [Darby et Thorne, 1996; Langendoen et al., 2000; Simon et Rinaldi, 2006].

Figure 1.4 Types de mécanismes couplés, a, b et c sont des ruptures de surplomb : a) rupture de cisaillement selon l'axe de cisaillement AB, b) rupture par déformation angulaire, c) rupture de traction selon le plan horizontal CD [Thorne et Tovey, 1981].



1.1.3 Les processus subaériens

Aux deux premiers mécanismes d'érosion de berges s'ajoutent les processus subaériens, lesquels opèrent à la surface de la berge [Thomas et Goudie, 2006]. Peu d'étude traite du rôle des processus subaériens sur l'érosion, probablement à cause de leur nature saisonnière et de la difficulté à les dissocier de l'érosion fluviale et des ruptures de masse. À notre connaissance, Thorne [1981], Lawler [1993] et Abernethy [1998] sont les premiers, avant Prosser [2000], Couper [2001; 2003] et Pizzuto [2009], à quantifier les taux d'érosion dus aux processus subaériens. Ces taux moyens varient entre 27 mm/année [Lawler, 1993], 13 mm/année [Prosser et al., 2000] et 15 à 20 mm/année dans une zone où l'érosion

fluviale est évaluée à 28 mm/année [Thorne et Lewin, 1981]. Couper [2001] a mesuré des taux de 10 à 40 mm/année avec des valeurs extrêmes allant jusqu'à 157 et 181 mm/année. Pizzuto [2009] estime que les processus subaériens comptent pour 10% du volume total d'érosion de berges.

Certains chercheurs définissent les processus subaériens comme une phase préparatoire de la berge à l'érosion fluviale [Wolman, 1959; Duijsings, 1987; Thorne, 1990; Lawler et al., 1997a; 1997b; Green et al., 1999]. D'autres auteurs affirment qu'il s'agit d'un mécanisme d'érosion de berges, au même titre que les ruptures de masse et l'érosion fluviale [Thorne et Lewin, 1981; Lawler, 1992;1993; 1997a; 1997b; Abernethy et Rutherford, 1998; Lawler et al., 1999; Prosser et al., 2000; Couper et Maddock, 2001]. La quantification des taux d'érosion dus aux processus subaériens est toutefois extrêmement complexe [Luppi et al., 2009].

L'érosion subaérienne des berges se manifeste principalement par les mécanismes de météorisation, tels que les cycles d'humidification/dessiccation et les cycles de gel/dégel. Ces deux processus sont décrits dans les paragraphes suivants.

Les cycles d'humidification/dessiccation

La dessiccation se définit comme étant la diminution de la teneur en eau suite à une période sèche ou à la fin d'un épisode de pluie [Thomas et Goudie, 2006]. L'humidification est le processus inverse. Les conditions d'humidité des berges jouent un rôle crucial sur l'érosion générée par les processus subaériens. Plusieurs études ont démontré que les berges sont plus érodées lorsqu'elles présentent un taux d'humidité élevé [Wolman, 1959; Hooke, 1979; Knighton, 1998]. Une forte teneur en eau diminue les forces d'attraction interparticulaires du matériel [Craig, 1992], réduisant ainsi la résistance de la berge aux forces de cisaillement induites par l'écoulement. Lorsque la berge est humide ou immergée, la surface de la berge peut aussi être fragilisée par le processus de battance (*slaking*) [Osman et Thorne, 1988]. Un faible taux d'humidité peut également influencer le comportement du matériel de berge. Lorsque la berge est sèche et que le matériel se contracte, il peut y avoir formation d'agrégats (*ped fabric*) et de craques de dessiccation

(Figure 1.5) [Thorne et Lewin, 1981; Osman et Thorne, 1988]. Lorsque la cohésion interne des agrégats devient plus importante que la cohésion entre les agrégats, il y a un retrait de la berge par détachement successif d'agrégats [Thorne, 1990]. Les cycles d'humidification/dessiccation sont moins importants dans les zones constamment immergées. Les parties médiane et supérieure de la berge subissent donc les variations d'humidité les plus marquées [Bernatchez et Dubois, 2008]. Au Québec, les périodes d'érosion les plus fortes associées aux cycles d'humidification/dessiccation surviennent lors des étés secs ponctués de forts évènements de pluie [Bernatchez et Dubois, 2008].

Figure 1.5 Craques de dessiccation dans un matériel argileux [Bernatchez et Dubois, 2008].



Les cycles de gel/dégel

Les cycles de gel/dégel sont aussi considérés comme un processus subaérien majeur [Wolman, 1959; Bernatchez et Dubois, 2008; Wynn et al., 2008]. Dans les milieux tempérés à froids, ils sont plus importants que les cycles d'humidification/dessiccation [Couper, 2003]. Dans ces régions, l'érosion par les processus subaériens montre un patron saisonnier avec des taux maximums durant l'hiver [Couper, 2003]. Les cycles de gel/dégel entraînent l'expansion de l'eau dans les pores du sol et réduisent ainsi la cohésion entre les particules. L'impact des cycles de gel/dégel est toutefois différent selon la nature du matériel qui compose la berge et le milieu dans lequel elle se trouve. Par exemple, en milieux côtiers, le froid qui pénètre dans des dépôts argileux forme de la glace de ségrégation, soit de fines couches verticales de glace pure [Bernatchez et Dubois, 2008]. Cette glace entraîne le bris des structures polyédriques de l'argile et forme des agrégats. Ces derniers peuvent ensuite se détacher de la berge et s'accumuler à son pied sous forme d'un talus de gélifraacts. Ce

phénomène est d'autant plus important au printemps, où la fonte de la neige et les précipitations sous forme de pluie transforment le talus de gélifracsts en une boue argileuse. La berge est alors sujette à des épisodes de solifluxion. Les discontinuités entre la glace de ségrégation et les sédiments non gelés créent des surfaces de cisaillement qui entraînent le détachement de morceaux d'argile [Bernatchez et Dubois, 2008].

Les journées ensoleillées favorisent les cycles de gel /dégel et ce, même en hiver [Bernatchez et Dubois, 2008]. Une couverture de neige plus épaisse permet de diminuer les fluctuations de température et de diminuer le nombre de cycles de gel/dégel [Jolivet et Dubois, 1998; 2000]. Par contre, la capacité de la neige à protéger la berge contre les variations de température dépend du type de neige et de son degré de cristallisation. Dans le contexte des changements climatiques que l'on anticipe, le nombre de cycles de gel/dégel risque d'augmenter au Québec. Une réduction de la hauteur du pied de glace entrainera une diminution de l'épaisseur de la couverture de neige. La neige plus tardive peut aussi permettre une pénétration plus profonde du froid dans le matériel de berge et intensifier l'érosion par les cycles de gel/dégel [Bernatchez et Dubois, 2008].

1.1.4 Interactions des trois mécanismes d'érosion de berges

Les interactions entre les ruptures de masse, l'érosion fluviale et les processus subaériens sont bien reconnues [Thorne, 1982; Lawler et al., 1997a; 1997b; 1999; Luppi et al., 2009]. Il est essentiel d'en tenir compte dans l'étude de l'érosion des berges.

Selon Lawler [1992,1999] et Abernethy [1998], le mécanisme d'érosion de berge dominant varie selon la position dans le cours d'eau. À l'amont, il y a prédominance des processus subaériens. Cela s'explique entre autres par les débits généralement faibles qu'on y retrouve [Lawler et al., 1999]. À l'aval, ce sont les ruptures de masse qui sont les plus observées, car la hauteur des berges augmente et devient plus critique [Lawler et al., 1999]. Au centre du chenal, où la puissance du cours d'eau est souvent maximale en raison d'une combinaison optimale de la pente et du débit, l'érosion fluviale domine. L'érosion fluviale est aussi importante à l'aval puisqu'elle fragilise la berge et favorise ainsi les ruptures de

masse [Lawler et al., 1999]. Bien que l'importance relative des processus subaériens diminue de l'amont vers l'aval, leur contribution à l'érosion reste constante.

La fréquence des processus érosifs diffère largement. Une rupture de masse est ponctuelle. Elle a lieu sur une berge à un moment particulier et se reproduira au même endroit ultérieurement ou jamais. L'érosion fluviale peut quant à elle s'observer en continu, tant que les conditions critiques sont maintenues [Casagli et al., 1999]. Les processus subaériens sont sporadiques, ils dépendent des variations des conditions météorologiques. Les interactions entre les différents mécanismes se caractérisent par leur magnitude et leur fréquence [Harvey, 1992]. Par exemple, la contribution des processus subaériens à l'érosion fluviale est influencée par le temps qui sépare les deux processus. Si l'érosion fluviale survient juste après un épisode important de processus subaériens, les taux d'érosion observés seront d'autant plus élevés [Couper et Maddock, 2001]. Dans les milieux à climat tempéré-froid, les processus subaériens sont fréquents, mais de faible magnitude; les ruptures de masse sont rares, mais de magnitude élevée et l'érosion fluviale se situe entre les deux [Couper et Maddock, 2001]. La contribution de l'érosion fluviale aux taux d'érosion totaux est moins marquée que celle des ruptures de masse. Néanmoins, le rôle de l'érosion fluviale, en interaction avec les ruptures de masse, est extrêmement important [Rinaldi et al., 2008].

Contrôle du point de terminaison basal

Les taux d'érosion de berge, à long terme, dépendent du degré d'érosion fluviale au pied de la berge. Il s'agit d'un concept appelé le contrôle du point de terminaison basal (BEC) (*basal endpoint control*) [Carson et Kirkby, 1972; Thorne, 1981; 1982; 1991]. Le BEC se divise en trois stades. Lors du premier stade (*impeded removal*), les sédiments provenant de l'amont et des processus locaux d'érosion de berge se déposent au pied de la berge. Le taux de déposition est plus élevé que le taux d'entraînement du matériel par l'écoulement. L'accumulation de matériel en pied de berge diminue l'angle de la berge, ce qui contribue à la stabiliser, le taux d'érosion local diminue. Au deuxième stade (*unimpeded removal*), la quantité de matériel qui se dépose en pied de berge est en équilibre

avec la quantité de matériel entraînée par l'écoulement. La hauteur et l'angle de la berge ne changent pas. Puis, la berge s'érode à un taux déterminé par le degré d'activité fluviale à sa base, soit le point de terminaison basal. S'il n'y a pas de charge sédimentaire en pied de berge, le point de terminaison basal est statique et le retrait de la berge est nul. Durant le troisième stade (*excess basal capacity*), l'érosion fluviale devient plus importante. Il y a sapement en pied de berge, ce qui augmente l'angle de la berge et diminue sa stabilité. L'érosion augmente la charge sédimentaire dans le système, ce qui recommence le cycle d'érosion [Thorne, 1991].

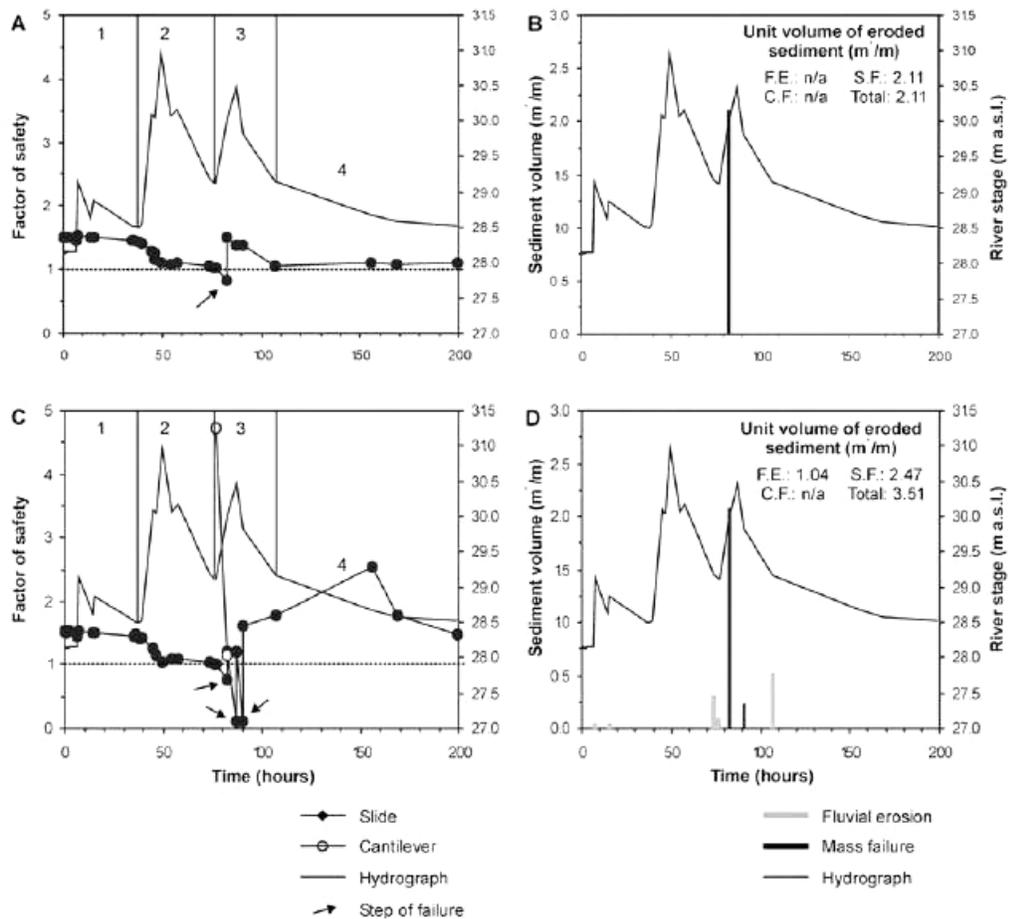
Le concept du point de terminaison basal suggère que les taux d'érosion de berge sont contrôlés par l'activité fluviale, mais dépendent aussi de la nature du matériel, des processus subaériens et des types de ruptures responsables du retrait de la berge. Le concept de BEC est plus approprié pour les rivières dont les taux de retrait sont majoritairement influencés par les ruptures de masse [Thorne et al., 1997]. L'intégration des processus subaériens dans le concept du BEC repose sur le fait que sur la partie supérieure de la berge, l'érosion subaérienne domine et que le taux d'érosion est plus important lorsque les pourcentages d'argile et de limons sont plus élevés. À l'inverse, en pied de berge, c'est l'érosion fluviale qui domine et la présence d'argile et de limons mène à des taux d'érosion plus faibles [Couper, 2003]. Lorsque la berge est sableuse, le cisaillement de l'écoulement en pied de berge contrôle la dynamique d'érosion.

Modélisation de l'interaction des mécanismes d'érosion de berge

Peu d'études traitent des interactions entre l'érosion fluviale et les ruptures de masse, même si ces interactions sont essentielles à la compréhension de l'érosion de berges et à la prédiction des taux d'érosion [Rinaldi et al., 2008]. Cela s'explique par la complexité de ces interactions. Des études récentes [Simon et al., 2003; Darby et al., 2007; Rinaldi et al., 2008; Luppi et al., 2009] utilisent des simulations numériques pour mettre en relation les ruptures de masse et l'érosion fluviale. Rinaldi [2008] a comparé les résultats de deux modèles d'érosion calés avec des données recueillies sur la rivière Cécina en Italie. La figure 1.6 A et B montrent les facteurs de sécurité et le volume de sédiments érodés estimés par le premier modèle, lequel ne tient pas compte de la déformation en pied de berge

générée par l'érosion fluviale. La figure 1.6 C et D illustrent les estimations d'un modèle semblable, mais tenant compte de l'érosion fluviale. Les conditions d'instabilité sont alors beaucoup plus marquées (Figure 1.6 C) et une rupture de masse supplémentaire (Figure 1.6 D) s'observe au troisième pic de crue. Cet exemple illustre l'influence des deux mécanismes l'un sur l'autre et la nécessité de les jumeler afin d'obtenir des résultats plus représentatifs de la réalité. Pour établir de tels modèles, il faut toutefois être en mesure d'estimer la valeur des différents paramètres qui influencent l'érosion des berges.

Figure 1.6 Facteurs de sécurité calculés (A et C) et les taux d'érosion estimés (B et D) pour deux modélisations de berges différentes. Le modèle représenté en A et B ne tient pas compte de l'érosion fluviale et le modèle C et D a une composante d'érosion fluviale. Les figures B et D illustrent aussi les mécanismes d'érosion ayant générés l'érosion (érosion fluviale (FE), rupture de masse (SF), surplomb (CF)) [Rinaldi *et al.*, 2008].

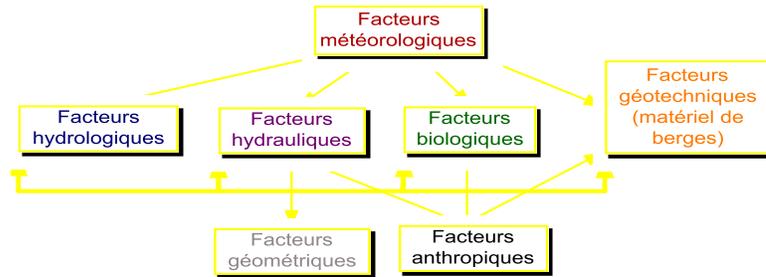


La prochaine section présentera les principales variables influençant les ruptures de masse, l'érosion fluviale et les processus subaériens. Cela permettra de mieux comprendre la complexité de chacun d'eux et d'illustrer la difficulté de les quantifier.

1.2 Paramètres qui influencent l'érosion des berges

L'érosion des berges est un processus complexe compte tenu du nombre important de variables qui l'influencent, de leur complexité intrinsèque et de leur grande variabilité [Lawler, 1993]. Les facteurs qui affectent l'érosion des berges peuvent se diviser en sept catégories interdépendantes (Figure 1.7). Le tableau 1.1 dresse une liste des variables influentes pour chacun des facteurs et énumère les principales méthodes utilisées pour mesurer les variables, ainsi que les principaux auteurs qui ont développé, utilisé ou adapté ces méthodes pour leurs travaux. Le tableau 1.1 présente aussi un aperçu des méthodes qui sont utilisées dans le cadre de mon projet de recherche.

Figure 1.7 Interrelations entre les facteurs qui influencent l'érosion des berges [Tremblay, 2012].



Avant de pouvoir intégrer toutes les variables de chacun des facteurs, il est nécessaire d'estimer l'importance de chacune d'entre elles et d'être capable d'effectuer des mesures précises et de choisir un échantillonnage spatial et temporel approprié, afin de comprendre leur variabilité naturelle [Samadi et al., 2009]. Les sections qui suivent expliqueront quelques uns des facteurs présentés au tableau 1.1. Pour certaines variables, les principales méthodes utilisées pour mesurer ces facteurs *in situ*, en laboratoire ou via des relations empiriques seront examinées. L'impact de ces facteurs sur les différents mécanismes d'érosion de berge sera aussi mis de l'avant. Les variables décrites ici sont reconnues dans la littérature pour leur importance. Les facteurs biologiques et anthropiques ont été exclus de cette revue de la littérature puisqu'ils ne sont pas analysés dans le cadre de mon projet, leur rôle sur l'érosion des berges est toutefois crucial.

Tableau 1.1 Synthèse des variables selon les différents facteurs qui influencent l'érosion des berges [Tremblay, 2012].

Facteurs	Variables (français)	Variables (anglais)	Symboles	Unités de mesure	Méthodes de mesure utilisées dans le projet	Méthodes de mesure présentées dans la littérature sur l'érosion des berges en milieu fluvial et/ou auteurs ayant traité du sujet
Géotechnique (Matériel de berge)	Granulométrie	Size analysis	d	mm ou %	Tamissage, hydrométrie (Labo de pédologie UdM) Sédigraphie (UQAM)	Tamissage, hydrométrie, sédigraphie, méthode électrosensitive. Classification de Wenworth, Folk [1980], Lane Chart [1947], classement ASTM, MIT
	Limites d'Atterberg (plasticité et liquidité) Indice de plasticité	Atterberg limits Plasticity and liquid limit Plasticity index	LL LP PI	%	Méthode de Casagrande Test du colombin (Labo de géomorphologie, UdM)	Méthode de Casagrande Test du colombin Pénétromètre à cône
	Stratification des sédiments	Stratification of bank sediments		m	Points GPS, caractérisation selon les propriétés du sol	Mesures manuelles, mesures GPS, piézocône
	Cohésion effective (Résistance à l'érosion)	Effective cohesivity Shear strength Soil strength Mechanical strength	c' τ	kPa kN/m ²	Test de cisaillement direct (The University of Iowa)	Méthodes <i>in situ</i> : BST [Luttenegger et Hallberg, 1981; Darby et al., 2000; Simon et al., 2000; Dapporto et al., 2003] Méthodes en laboratoire : Test de cisaillement direct [Zhang et al., 2001] Méthode du cylindre rotatif [Arulanandan et al., 1975] Tests triaxiaux [Casagli et al., 1999; Dapporto et al., 2003; Darby et al., 2007] Pénétromètre à cône, test de cisaillement de Vane, boîte de cisaillement en torsion [Zhang et al., 2001]
	Angle de friction (Résistance à l'érosion)	Friction angle	ϕ' δ	°	Test de cisaillement direct (The University of Iowa)	<i>Idem</i> cohésion effective
	Cisaillement critique d'érosion fluviale	Fluvial critical shear stress Erosional strength	τ_c τ_{oc}	Pa N/m ² Kg*m/s ²	Expériences en chenal expérimental (The University of Iowa)	Jet-test [Hanson, 1991; Hanson et Simon, 2001; Zhang et al., 2001; Dapporto et al., 2001; Hanson et Cook, 2004; Darby et al., 2007; Shugar et al., 2007; Rinaldi et al., 2008; Luppi et al., 2009; Karmaker et Dutta, 2011] CSM [Tolhurst et al., 1999; 2009; Darby et al., 2010] Chenal expérimental [Arulanandan et al., 1980; Kamphuis, 1990; Hildale, 2001; Gaskin et al., 2003; Hanson et Cook, 2004; Papanicolaou et al., 2007]
	Coefficient d'érodibilité	Erodibility coefficient	K_d M	m ³ /Ns Kg/m ² s	Chenal expérimental (The University of Iowa)	<i>Idem</i> Cisaillement critique d'érosion fluviale
	Poids unitaire du sol Densité relative	Unit weight of soil Soil bulk density Dry unit weight	T_d τ_w γ_d	g/cm ³ N/m ³	Détecteur de rayon gamma (The University of Iowa)	Essai proctor [Zhang et al., 2001] Détecteur rayon gamma [Papanicolaou et Maxwell, 2006]
	Teneur en eau Humidité dans le sol Porosité	Natural water content Soil water content Soil moisture level	W Θ n Φ	g/kg % Pa	Aquaterr	Mesures en laboratoire : poids échantillon dans les conditions initiales – poids échantillon sec [Thorne, 1990; Rinaldi et Casagli, 1999; Simon et al., 1999b; Zhang et al., 2001; Fox et al., 2006; 2007; Wilson et al., 2007; Chu-Agor et al., 2008; Cancienne et al., 2008]

	Pression interstitielle Pression de l'eau des pores	Porewater pressure Matrice suction Seepage forces	ϕ_b ($u_a - u_w$)	Pa	Tensiomètres	Tensiomètres [Fredlund et Rahardjo, 1993; Darby et Thorne, 1996; Casagli et al., 1999; Rinaldi et Casagli, 1999; Simon et al., 2000; Simon et Collison, 2002; Dapporto et al., 2003; Rinaldi et al., 2004; Darby et al., 2007; Parker et al., 2008; Rinaldi et al., 2008] WCR [Veihe et al., 2011], TDR [Wynn et al., 2008]
Hydrologie	Magnitude, fréquence, variabilité du débit	Magnitude, frequency and variability of discharge	Q	m ³ /s	Jauges de niveau d'eau	Jauges de niveau d'eau [Simon et Collison, 2002; Julian et Torres, 2006; Luppi et al., 2009], limnigraphe, empotement, exploration des champs de vitesse, système de suivi hydrologique national
	Niveau de la nappe phréatique	Groundwater elevation Total head	GWSE z	m	Piézomètres	Piézomètre [Luppi et al., 2009] Senseurs d'humidité
	Submergence de la berge	Water surface elevation	WSE	m	Jauges de niveau d'eau	Idem Débit
Hydraulique	Profondeur de l'écoulement	Flow depth	d ou H	m	Jauges de niveau d'eau	Idem Débit
	Magnitude, fréquence, variabilité du cisaillement	Magnitude, frequency and variability of shear stress	τ_0	N/m ² Pa	Dérivé du débit et de la pente (non mesuré près de la berge)	[Chow et al., 1988] Modèle du cisaillement de Reynolds Cisaillement près de la berge [Flintham et Carling, 1988; Millar et Quick, 1998; Griffin et al., 2005; Julian et Torres, 2006; Kean et Smith, 2006b;a; Darby et al., 2007; Papanicolaou et al., 2007] 3D-CFD [Nicholas et Walling, 1997; Hodkinson et Ferguson, 1998; Nicholas et Walling, 1998; Nicholas et Smith, 1999; Bradbrook et al., 2000; Lane et al., 2000]
	Vitesse de l'écoulement	Flow velocity	V	m/s	ADCP (bathymétrie)	ECM [Julian et Torres, 2006] ADV, ADCP, PC ADP [Papanicolaou et al., 2007] Courantomètre à hélices
	Puissance du cours d'eau	Stream power	Ω	Watts	N/A	[Nanson et Hickin, 1986; Darby et Delbono, 2002; Larsen et al., 2006; Demers et Buffin-Belanger, 2011]
	Turbulence	Turbulent kinetic energy Turbulent kinetic energy shear stress	E_k τ_k	m ² /s ² N/m ²	N/A	Idem Vitesse de l'écoulement
	Écoulement secondaire	Secondary Flow Sidewall shear stress	τ_s	Pa	N/A	Idem Vitesse de l'écoulement
	Marée	Tide		m	Jauges de niveau d'eau	Jauges de niveau d'eau
	Vagues (hauteur, longueur d'onde, amplitude, direction)	Waves (height, length, magnitude, direction)			N/A	Analyse spectrale Accéléromètre ECM [Péloquin-Guay, 2011]
	Conductivité hydraulique Coefficient de perméabilité	Hydraulic Conductivity Permeability	K	m/s	N/A	Test de charge hydraulique, Piézomètre Amoozemètre [Darby et al., 2007; Luppi et al., 2009] Test d'infiltration [Darby et al., 2007; Papanicolaou, 2008] Perméamètre Guelph, EMI [Papanicolaou, 2008]
	Pression hydrostatique	Hydrostatic pressure Hydrostatic confining pressure			N/A	[Darby et Thorne, 1996; Amiri-Tokaldany et al., 2003; Rinaldi et al., 2008]

Géométrie du chenal	Profondeur	Depth	y,d	m	Sonar (Bathymétrie)	Lidar, Station totale, GPS, Sonar [Fuller et al., 2003; Merwade et al., 2008; Ujvari et al., 2009; Jaboyedoff et al., 2009; Pizzuto et al., 2010]
	Largeur Largeur du lit	Width Bed width	w w _b	m	GPS différentiel (Bathymétrie)	Idem Profondeur
	Angle de courbure Sinuosité	Bend curvature	r _m	-	GPS différentiel (Bathymétrie)	Idem Profondeur [Hooke, 1995] Formule : $r = (r' + r'')/2$ [Nanson et Hickin, 1983]
	Périmètre mouillé	Wetted perimeter	P		Sonar (Bathymétrie)	Idem Profondeur, Rayon hydraulique = A/P
	Pente	Slope	S	m/m ou %	Sonar (Bathymétrie)	Idem Profondeur
Géométrie de la berge	Hauteur	Height	H	m	GPS, ruban à mesurer	Idem Profondeur, mesures manuelles
	Angle de la berge	Bank angle	β ou θ	°	GPS, clinomètre	Idem Profondeur, clinomètre
	Nombre et profondeur des craques de tension	Tension cracks depth	y _k K	m	Mesures ponctuelles	GPS, modélisation, mesures manuelles [Osman et Thorne, 1988; Darby et Thorne, 1994]
Météorologie	Température de l'air	Air temperature	T	°C	Thermomètre	Idem Cycles gel/dégel ou dessiccation/humidification
	Température du sol	Soil temperature	T	°C	N/A	Idem Cycles gel/dégel ou dessiccation/humidification
	Quantité, intensité et durée des précipitations	Amount, intensity and duration of rainfall	P ou I	mm/jour	Pluviomètre	Pluviomètre (station météo)
	Cycles gel/dégel	Frequency and duration of freezing (Freeze/thaw)		Unité de temps	N/A	Thermomètre, Hobo [Wolman, 1959; Lawler, 1992;1993; Couper, 2003; Bernatchez et Dubois, 2008; Wynn et al., 2008]
	Cycles dessiccation/humidification	Dessiccation Wetting/drying		Unité de temps	Pluviomètres, baromètre	[Wolman, 1959; Hooke, 1979; Thorne, 1981; 1982; Osman et Thorne, 1988; Knighton, 1998]
	Vent (vitesse et direction)	Wind (speed and direction)		m/s	N/A	Girouette et anémomètre, effet indirect (vagues)
	Pression atmosphérique	Atmospheric pressure	P	Pa	baromètre	Effet indirect (jauge de niveau d'eau/ pression interstitielle)
Biologie	Type de végétation	Vegetation type			Appréciation globale	[Thorne, 1990; Millar et Quick, 1998; Abernethy et Rutherford, 1998; 2000; Simon et Collison, 2002; Pollen et Simon, 2005; Pollen, 2007; Van De Wiel et Darby, 2007]
	Densité du système racinaire	Roots density			N/A	Idem Type de végétation
	Animaux / Insectes	Animal burrows, trampling			Appréciation globale	
Chimie	pH	pH			N/A	[Dennett et al., 1998; Ravisangar et al., 2001]
	Salinité	Salinity			N/A	[Arulanandan et al., 1975]
	Carbone organique	Organic Carbon	MO	%	N/A	Dichromate de potassium [Dennett et al., 1998]
	Forces électrostatiques	Electrostatics forces			N/A	
	Forces de Van Der Waals	Van der Waals forces			N/A	
	Oxydation	Oxydation			N/A	
Anthropie	Utilisation du sol	Soil use			Appréciation globale	
	Drainage	Land draining			N/A	
	Barrage	Bar			N/A	
	Bâteaux (batillage)	Boat			N/A	Idem Vagues
	Protection des berges	Bank protection			Appréciation globale	

1.2.1 Caractéristiques du matériel de berge

L'érosion des berges est grandement influencée par les caractéristiques géotechniques du matériel de berge [Thorne et Abernethy, 1993; Darby et al., 2000]. Ces variables sont toutefois difficiles à quantifier, entre autres parce qu'elles sont dépendantes des variations d'humidité dans le sol [Darby et al., 2000].

Analyse stratigraphique

Une analyse stratigraphique permet d'étudier l'ordre, l'épaisseur et la provenance des strates de matériel qui composent la berge et de mesurer certaines caractéristiques géométriques de la berge, telles la hauteur et la pente (Figure 1.14). Les observations et mesures stratigraphiques *in situ* peuvent être complétées par des analyses sédimentologiques en laboratoire sur des échantillons de matériel composant la berge. La granulométrie est le principal paramètre d'une analyse stratigraphique. Elle permet de déterminer la distribution de la taille des sédiments. L'analyse granulométrique peut s'effectuer selon quatre méthodes: le tamisage mécanique (ASTM D422-63, 2007); l'hydrométrie, aussi appelée sédimentométrie ou densimétrie et basée sur la loi de Stokes (ASTM D422-63, 2007); la diffraction laser, établie à partir des théories de diffraction de Fraunhofer et de diffusion de Mie (ASTM D4464-10, 2010) et la méthode électrosensitive (ASTM D4438-85, 2007). La détermination des classes granulométriques du matériel permet de mieux expliquer le comportement de la berge. Par exemple, la résistance des berges tend à augmenter lorsque le contenu en limon et en argile est plus grand [Thorne, 1981; Osman et Thorne, 1988].

Résistance mécanique des sols

La résistance mécanique du sol (*mechanical strength*) est une quantité à macro-échelle qui représente la résistance critique à laquelle une rupture de masse a lieu [Millar et Quick, 1998]. La résistance mécanique d'un sol s'exprime par la cohésion effective (c') et l'angle de friction interne (ϕ). La cohésion est la force d'attraction qui unit les particules les unes aux autres et en assure la cohérence physique [Thomas et Goudie, 2006]. L'angle

de friction exprime la friction intergranulaire du matériel. La résistance mécanique s'exprime à l'aide de l'équation de Mohr-Coulomb (Équation 1.3). Plus la cohésion et l'angle de friction ont des valeurs élevées, plus la résistance du matériel est grande.

Les méthodes de laboratoire reconnues pour déterminer la cohésion et l'angle de friction d'un matériel sont le test de cisaillement direct (ASTM-D3080, 1998) et l'essai triaxial (ASTM-D4767, 2011 et ASTM-D2850, 2007). Les deux tests s'opèrent sur des échantillons non perturbés ramenés en laboratoire. La sonde de cisaillement, appelé le *Iowa Borehole shear tester* (BST) (ASTM WK33915, 2011) et le test de cisaillement de Vane (scissomètre) (ASTM-D2573, 2008) sont des techniques de mesure *in situ* pour déterminer la cohésion et l'angle de friction (Tableau 1.1). Ces mesures permettent d'éviter les risques de perturbation lors de la cueillette et du transport des échantillons.

La précision d'une mesure de cohésion est fonction du type de matériel, des conditions de mesure et de la méthode choisie [Zhang *et al.*, 2001]. La perturbation ou la consolidation des berges par l'homme, les patrons de déposition anciens et les sédiments du lit déplacés par la migration du chenal peuvent expliquer la variabilité du matériel à macro-échelle, c'est-à-dire entre les différentes strates d'une berge ou d'une section de cours d'eau à l'autre [Parker *et al.*, 2008]. À micro-échelle, la cohésion est entre autres influencée par les processus subaériens tels les cycles de dessiccation/humidification, la biologie et les processus chimiques [Wood *et al.*, 2001]. Bref, la cohésion et l'angle de friction du matériel sont hautement variables [Thorne et Tovey, 1981; Simon et Darby, 1997].

Cisaillement critique d'érosion fluviale

Le cisaillement critique d'érosion représente la force minimale nécessaire (Pa), induite par l'écoulement, pour qu'il y ait érosion fluviale. Ce cisaillement est dépendant de deux critères : les liens entre les particules et le cisaillement imposé par l'écoulement. Le cisaillement critique d'érosion d'un matériel varie selon les forces interparticulaires d'attraction et de répulsion telles les forces électrostatiques, les forces de Van Der Waals, la capacité d'échange ionique, les forces d'hydratation et les forces biologiques

[Papanicolaou *et al.*, 2007]. Plusieurs études [Thorne *et Tovey*, 1981; Thorne, 1982; Lawler, 1993; 1997a; Abernethy *et Rutherford*, 1998] mettent de l'avant l'importance du cisaillement critique d'érosion fluviale tout en exposant la faiblesse des connaissances actuelles sur les méthodes permettant de l'établir.

Pour les berges non cohésives, le cisaillement critique du matériel de berge peut être déterminé par les mêmes méthodes que le cisaillement critique de mise en mouvement de la charge de fond [Darby *et al.*, 2007]. Les critères de Shield [1936] et Hjulström-Sundborg [1956] sont souvent utilisés, même s'ils manquent de précision. Lane [1955] a effectué une modification au calcul de ces critères afin de tenir compte de l'angle de la berge. Le cisaillement critique d'érosion s'exprime alors selon l'équation suivante :

$$\tau_{cb} = \cos\beta \sqrt{1 - (\tan\beta/\tan\phi)^2} \tau_c \quad (1.6)$$

où τ_{cb} est le cisaillement critique d'érosion fluviale de la berge (Pa) ; β , l'angle de la berge (°) ; ϕ , l'angle de friction du matériel (°) et τ_c , le cisaillement critique du lit (Pa). Millar *et Quick* [1993] ont par la suite modifié cette équation afin de tenir compte de l'influence de l'emboîtement (*packing*) et de l'amalgame (*cementing*) des particules :

$$\tau_{cb} = 0,067 \tan\phi \sqrt{1 - (\sin\beta/\sin\phi)^2} (\gamma - \gamma_w) D_{50} \quad (1.7)$$

où γ est le poids unitaire des sédiments (N/m³) ; γ_w , le poids unitaire de l'eau (N/m³) et D_{50} , la taille médiane des sédiments (m). Pour les berges cohésives, l'établissement du cisaillement critique est d'autant plus complexe [Darby *et al.*, 2007].

Méthodes in situ

Les mesures de cisaillement critique d'érosion doivent être effectuées, de préférence, *in situ*. Si tel n'est pas le cas, les échantillons rapportés en laboratoire doivent être exempts de perturbation. Les méthodes de mesure *in situ* s'appliquent autant aux berges cohésives que non cohésives. La méthode la plus courante et la plus simple est le « *Jet-testing device* » (ASTM D5852, 2007) utilisé entre autres par Karmaker *et al.* [2011], Luppi *et al.* [2009], Rinaldi *et al.* [2008], Darby *et al.* [2007] et Hanson *et al.* [2001] (Tableau 1.1). Le « *Cohesive Strength Meter* » (CSM) est un instrument qui permet la prise de mesures directes de l'érodibilité de la surface des sédiments cohésifs et non cohésifs

d'une granulométrie de 200 μm à 1,5 mm [Partrac, 2005]. Il est employé par quelques chercheurs en érosion des berges [Tolhurst et al., 1999; 2009; Darby et al., 2010] puisqu'il permet une estimation rapide du cisaillement critique d'érosion fluviale des sédiments en mesurant simultanément des taux d'érosion. Cet instrument est par contre beaucoup plus dispendieux que le *Jet-testing Device*. Certains auteurs jumèlent les techniques de laboratoire et les mesures *in situ*. Sanford et Maa [2001] et Aberle [2006] ont élaboré un chenal expérimental portatif qui, une fois installé dans le cours d'eau à l'étude, permet de mesurer l'érosion du lit via des capteurs à rétrodiffusion optique (OBS) (*Optical Backscatter Sensor*). Cette méthode nécessite toutefois des ajustements pour être appliquée directement à la berge.

Méthodes en laboratoire

Étant donné la difficulté des mesures *in situ*, quelques expériences en laboratoire ont été élaborées pour établir les valeurs de cisaillement critique d'érosion fluviale pour les sédiments cohésifs [Arulanandan et al., 1980; Kamphuis, 1990; Hildale, 2001; Gaskin et al., 2003; Papanicolaou et al., 2007; Darby et al., 2007]. Les méthodes utilisées diffèrent toutefois largement d'une équipe de recherche à une autre, et il n'y a pas encore de méthode particulière recommandée par la communauté scientifique pour assurer l'uniformité des résultats. Les mesures en laboratoire s'effectuent à l'aide de chenaux expérimentaux dans lesquels les conditions de l'écoulement sont recréées. Les mesures s'avèrent complexes étant donné le nombre de paramètres à contrôler pour représenter le plus fidèlement possible les conditions *in situ* [Hanson et Cook, 2004; Papanicolaou et al., 2007].

La figure 1.8 illustre les résultats d'une série d'expérience en chenal expérimental effectuée sur des échantillons de berges recueillis sur quatre rivières de l'Ontario [Kamphuis, 1990]. Un échantillon, déposé dans le chenal expérimental, était soumis à différentes forces de cisaillement. Pour chaque niveau de cisaillement, la profondeur de l'érosion était mesurée. Les relations linéaires entre les cisaillements induits et les profondeurs d'érosion mesurées ont permis d'établir une valeur de cisaillement critique pour chacun des échantillons (Tableau 1.2).

Figure 1.8 Profondeurs d'érosion mesurées (mm) en fonction du cisaillement de l'écoulement (Pa) pour chacun des tests effectués par [Kamphuis, 1990]. Les différents codes (1B, 2B, 3T, 4B...) correspondent à des répliques du même matériel. Les berges de Collins Creek sont composées de 19 % de sables, 58 % de limons et 23 % d'argiles, celles de Fairchild Creek sont composées de 5 % de sables, 68 % de limons et 27 % d'argiles. Les berges Humber River sont composées de 7 % de sables, 53 % de limons et 40 % d'argiles et celles de Dingman Creek sont composées de 13 % de sables, 61 % de limons et 24 % d'argiles.

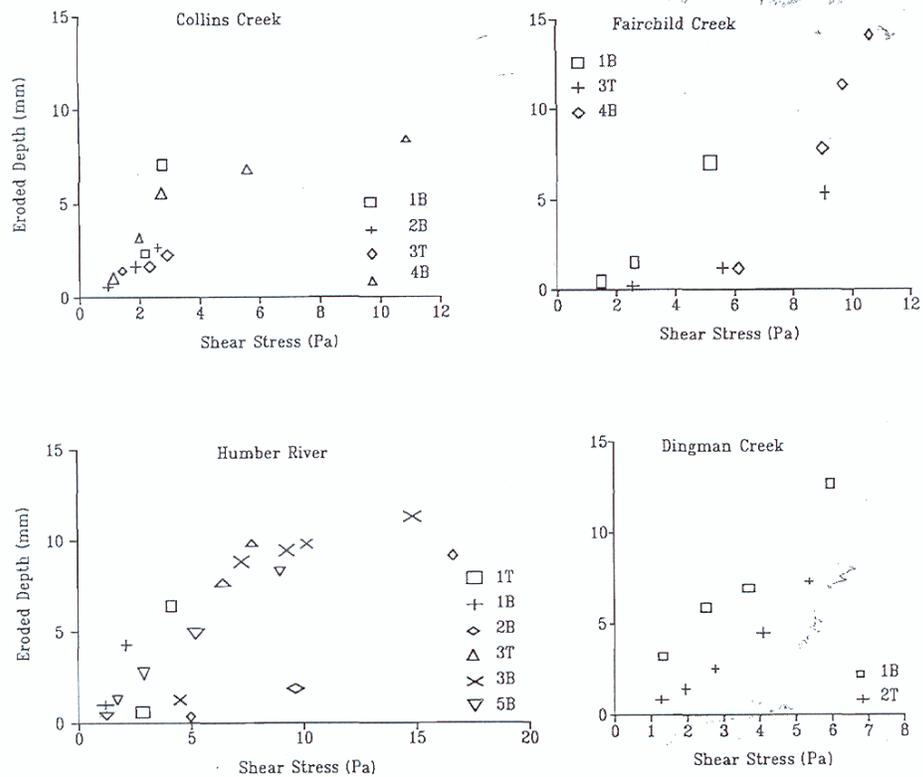
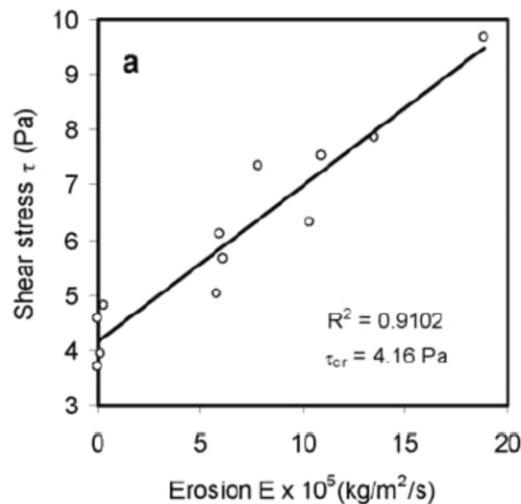


Tableau 1.2 : Résultats des tests en chenal expérimental [Kamphuis, 1990].

Sites	Tests	Cisaillement critique d'érosion (Pa)
Collins Creek	C1B	1,8
	C2B	0,6
	C3T	0,6
	C4B	0,5
Fairchild Creek	F1B	1,3
	F3T	5,0
	F4B	6,0
Humber River	H1B	0,7
	H1T	2,5
	H2T	6,0
	H3B	4,0
	H3T	1,3
	H5B	1,0
Dingman Creek	D1B	0,0
	D2T	1,3

Une méthode semblable a été développée par Papanicolaou [2007]. Un échantillon de sol non perturbé provenant d'*Union Flat Creek* (Washington State, USA) est déposé dans un chenal expérimental fermé où différents cisaillements lui sont induits. Pour chaque pallier de cisaillement, la charge en suspension est mesurée afin d'établir le taux d'érosion. La relation linéaire entre les cisaillements induits et les taux d'érosion calculés établit un cisaillement critique de 4,16 Pa (Figure 1.9). Selon Papanicolaou [2007], le résultat obtenu présente un écart de 9 % avec ce qui est recensé dans la littérature pour ce type de matériel [Gilley *et al.*, 1993; Winterwerp *et Van Kesteren*, 2004; Julian *et Torres*, 2006]. L'expérience est toutefois effectuée sur un seul échantillon de matériel de berge et la réalité complexe de la rivière n'est pas recréée fidèlement dans le chenal expérimental.

Figure 1.9 Cisaillements enregistrés (Pa) selon les taux d'érosion mesurés ($\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$) lors d'une expérience en chenal expérimental (Granulométrie : 60% sables, 27% limons, 13% argiles, $D_{50} = 0,08$ mm, échantillon provenant d'*Union Flat Creek* (Washington State, USA)) [Papanicolaou *et al.*, 2007].



Les méthodes de mesure en chenal expérimental sont peu nombreuses et très diversifiées. Les conditions initiales (saturation de l'échantillon, non perturbation, surface soumise à l'écoulement), le déroulement de l'expérience (nombre de paliers de cisaillement, type d'écoulement, temps pour chaque pallier, choix du moment de fin de l'expérience, etc.) et l'interprétation des résultats diffèrent beaucoup, ce qui rend difficile la comparaison des résultats obtenus. Il s'avère toutefois essentiel de développer une méthode adéquate et efficace afin d'uniformiser et d'augmenter la fiabilité des résultats.

Méthodes empiriques

Darby [2002] affirme qu'il est possible d'obtenir des valeurs de cisaillement critique par l'utilisation de modèles empiriques. Certains auteurs [Shields, 1936; Dunn, 1959; Smerdon et Beasley, 1961; Simon et al., 2003; Gaskin et al., 2003; Julian et Torres, 2006] ont en effet, réussi à établir des relations significatives entre le cisaillement critique d'érosion et des caractéristiques géotechniques du matériel faciles à mesurer, telles la granulométrie et les limites d'Atterberg. Smerdon et Beasley [1961] ont établi plusieurs relations pour exprimer le cisaillement critique d'érosion en fonction du diamètre moyen des particules (D_{50}) (équation 1.8), du pourcentage d'argile (équation 1.9) et de l'indice de plasticité (équation 1.10) :

$$\tau_c = 3,54 * 10^{-28,1D_{50}} \quad (1.8)$$

$$\tau_c = 0,493 * 10^{0,0182P_c} \quad (1.9)$$

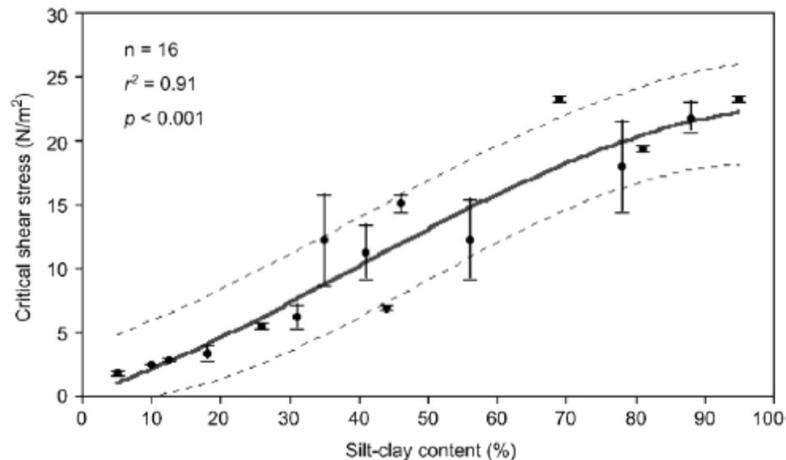
$$\tau_c = 0,16 * I_w^{0,84} \quad (1.10)$$

où τ_c est le cisaillement critique d'érosion (Pa); D_{50} , le diamètre moyen des particules (m) ; P_c , le contenu en argile (%) et I_w , l'indice de plasticité du matériel de berge (%). La figure 1.10 illustre le cisaillement critique d'érosion estimé en fonction du pourcentage de limons et d'argile présent dans le matériel [Julian et Torres, 2006]. Malgré la présence de variabilité, la relation est significative et s'exprime selon l'équation suivante :

$$\tau_c = 0,1 + 0,1779(SC) + 0,0028(SC)^2 - (3,34E^{-5} * (SC)^3) \quad (1.11)$$

où τ_c est le cisaillement critique d'érosion (Pa) et SC est le pourcentage total de limons et d'argile contenu dans le matériel.

Figure 1.10 Variation du cisaillement critique d'érosion selon le pourcentage de limons et d'argile du matériel [Dunn, 1959; Julian et Torres, 2006].



Coefficient d'érodibilité

L'érodibilité est la susceptibilité d'une surface à l'érosion. Il est important de distinguer l'érodibilité (*erodibility*) de l'érosivité (*erosivity*), une mesure de l'habileté potentielle d'un agent géomorphologique, un évènement de pluie par exemple, à éroder un sol [Charlton, 2008]. Le coefficient d'érodibilité de la berge (K_d) est une constante associée aux paramètres locaux. Son calcul est étroitement lié au calcul du cisaillement critique d'érosion fluviale [Hanson et Simon, 2001; Wynn et al., 2004; Winterwerp et Van Kesteren, 2004]. Les méthodes développées *in situ* ou en laboratoire pour estimer le cisaillement critique d'érosion s'applique aussi au coefficient d'érodibilité (*Jet-test* [Hanson, 1991; Shugar et al., 2007], *Cohesive Strength Meter* [Tolhurst et al., 1999; Tolhurst et Chapman, 2005; Tolhurst et al., 2009], *Chenal experimental* [Darby et al., 2007]). Pour déterminer le coefficient d'érodibilité, il faut connaître les valeurs de cisaillement critique et les taux d'érosion correspondants. Il s'agit ensuite de relier chacun des points linéairement. Le taux d'érosion lorsque le cisaillement est nul ($\tau_c = 0$) correspond au coefficient d'érodibilité [Hilldale, 2001; Papanicolaou et al., 2007].

Plusieurs méthodes empiriques ont été établies afin de relier le cisaillement critique et le coefficient d'érodibilité. Suite à 83 jet-tests effectués sur des sols cohésifs dans le centre-ouest américain, Hanson et Simon [2001] ont établi l'équation suivante :

$$K_d = 0,2\tau_c^{-0,5} \quad (1.12)$$

où K_d est le coefficient d'érodibilité (m^3/Ns) et τ_c , le cisaillement critique d'érosion (Pa). Wynn [2004] a aussi établi une relation à partir de 142 jet-tests effectués sur des berges végétalisées du sud-ouest de la Virginie :

$$K_d = 3,1\tau_c^{-0,37} \quad (1.13)$$

Lorsqu'on jumèle les données obtenues par Hanson et Simon [2001] et Wynn [2004], on obtient la relation suivante [Karmaker et Dutta, 2011] :

$$K_d = 3,16\tau_c^{-0,185} \quad (1.14).$$

La connaissance du coefficient d'érodibilité (K_d) et du cisaillement critique permet d'établir le taux d'érosion fluviale à l'aide de l'équation $\varepsilon = K_d(\tau_c - \tau_e)^a$ (Équation 1.5).

Pression interstitielle

La pression interstitielle est la pression exercée par l'eau sur les particules solides d'un sol. Cette pression est exprimée par la valeur de succion matricielle, c'est-à-dire la différence entre la pression de l'air et la pression de l'eau ($u_a - u_w$) dans un matériel [Simon et Rinaldi, 2000]. En condition saturée, les vides sont totalement remplis d'eau. La pression est positive, puisque la pression de l'eau est toujours inférieure à la pression de l'air. Lorsque le matériel est partiellement saturé, les vides sont occupés par l'air et l'eau à la fois. La pression est alors négative. Une façon simpliste d'analyser la pression interstitielle d'un matériel est d'établir deux conditions limites : un milieu sec ou un milieu saturé [Thorne et Tovey, 1981; Osman et Thorne, 1988]. Des études récentes [Darby et Thorne, 1996; Casagli et al., 1999; Simon et Rinaldi, 2000; Rinaldi et al., 2004] démontrent cependant l'importance de déterminer l'impact des pressions partielles.

La distribution de la pression interstitielle contrôle l'infiltration de l'eau dans les zones insaturées du sol en suivant la loi de Darcy. La pression interstitielle (u_w) joue sur le critère de Mohr-Coulomb (Équation 1.3). Lorsque la pression est positive, le critère se calcule selon l'équation suivante :

$$\tau = c' + (\sigma - u_w) \tan \phi' \quad (1.15).$$

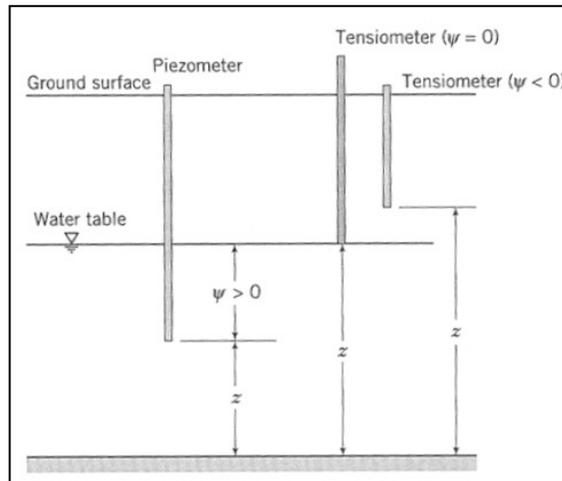
où u_w est la pression de l'eau dans les pores. Lorsque la berge n'est pas saturée et que la pression devient négative, le critère de Fredlund *et al.* [1978] est appliqué :

$$\tau = c' + (\sigma - u_a) \tan \phi' + (u_a - u_w) \tan \phi^b \quad (1.16)$$

où ($u_a - u_w$) est la succion matricielle (kPa); u_a , la pression de l'air des pores (kPa); u_w , la pression de l'eau des pores (kPa); τ , la résistance au cisaillement (Pa); c' , la cohésion effective (kPa) ; ($\sigma - u_a$), le stress normal net au plan de rupture (kPa); ϕ' , l'angle de friction sous les conditions saturées (°) et ϕ^b , l'angle de friction sous des conditions d'humidité intermédiaire (°). La valeur de l'angle de friction en conditions saturées (ϕ') est la valeur maximale que peut atteindre l'angle de friction en conditions partielles (ϕ^b). Les critères de Mohr-Coulomb et de Fredlund permettent de tenir compte des variations de pression interstitielle dans le calcul du facteur de sécurité (Équation 1.2). La pression interstitielle est, en effet, une donnée fondamentale pour déterminer l'instabilité des berges et prévenir d'éventuelles ruptures de masse [Wolman, 1959; Twidale, 1964; Hooke, 1979;

Thorne, 1982]. Elle varie de façon rapide et difficile à prévoir pendant et après un évènement hydrologique, les périodes les plus critiques pour l'érosion [Rinaldi *et al.*, 2004]. La pression de l'eau des pores peut être mesurée *in situ* à l'aide de tensiomètres [Fredlund *et Rahardjo*, 1993], de réflectomètre temporel (TDR) (*time-domain-reflectometry*) [Wynn *et al.*, 2008] ou de réflectomètre du contenu en eau (WCR) (*water content reflectometer*) [Veihe *et al.*, 2011]. Ces instruments mesurent les pressions positives et négatives dans le sol contrairement aux piézomètres qui mesurent seulement les pressions positives (Figure 1.11). Les techniques de mesure en continu de la pression interstitielle sont toutefois peu développées.

Figure 1.11 Paramètres décrivant les caractéristiques de l'eau dans le sol. Légende : z : hauteur entre le pied de la berge et l'instrument de mesure; ψ : pression interstitielle [Schwartz *et Zhang*, 2003]



Les variations de pression de l'eau des pores sont influencées par les précipitations, les variations de niveau d'eau, l'évapotranspiration et la capillarité engendrée par les fluctuations de la nappe phréatique. La succion matricielle est donc sujette aux fluctuations événementielles et saisonnières [Casagli *et al.*, 1999]. La pression interstitielle joue un rôle fondamental sur la stabilité de la berge. Des ruptures de masse ont souvent lieu juste après le pic de crue, quand le matériel est très prêt des conditions de saturation [Thorne, 1982; Lawler *et al.*, 1997a]. De plus, un hydrogramme complexe, avec plusieurs pics d'ordre mineur, précédant un pic plus important, entraîne des conditions poreuses plus instables qu'un pic de crue unique [Rinaldi *et al.*, 2004]. Une pression interstitielle positive et une

diminution de la cohésion apparente du matériel sont des conditions suffisantes pour déclencher une rupture pour des berges peu cohésives (limons à sables) [Rinaldi *et al.*, 2004]. Selon Darby [2007], le contenu en eau des pores a quatre principaux effets : il réduit la résistance au cisaillement (pression positive), il augmente le poids unitaire du matériel de berge, il amène une force de déstabilisation supplémentaire due à la présence d'eau dans les craques de tensions et il produit une force d'infiltration additionnelle. La déformation du profil de berge induite par un épisode antérieur d'érosion expose davantage les régions internes de la berge à des valeurs plus élevées de succion matricielle [Darby *et al.*, 2007].

1.2.2 Caractéristiques hydrodynamiques

Caractéristiques de l'évènement de crue

Le débit est une caractéristique hydrodynamique fondamentale dont il est essentiel d'en évaluer la variabilité. L'élévation de la nappe phréatique, soit la nappe d'eau souterraine contenue dans les couches sédimentaires poreuses joue aussi un rôle important sur la dynamique des berges. Les données de variations de débit et d'élévation de la nappe phréatique lors d'une crue sont essentielles aux analyses de stabilité des berges [Dapporto *et al.*, 2003]. Certaines études démontrent une relation significative entre le facteur de sécurité et le pic de crue [Rinaldi *et al.*, 2004; Darby *et al.*, 2007; Luppi *et al.*, 2009], bien que ce dernier ne représente pas toujours un épisode critique d'instabilité [Rinaldi *et al.*, 2008].

Le nombre de pics de crue joue un rôle fondamental sur les taux d'érosion. Luppi [2009] a montré cette relation par l'étude de différents évènements de pluie ayant eu lieu entre l'automne 2003 et l'été 2004 sur la rivière *Cecina*, en Italie (Figure 1.12). Lors des évènements automnaux, caractérisés par un seul pic de crue, l'érosion fluviale domine. Les évènements de la fin du mois de novembre de même que les évènements hivernaux ont souvent plusieurs pics de crue, ce qui favorise plutôt les ruptures de masse [Rinaldi *et al.*, 2004; Luppi *et al.*, 2009]. Au printemps, les conditions sont intermédiaires, une combinaison des différents mécanismes érosifs s'observe.

Figure 1.12 Mécanismes d'érosion observés (érosion fluviale, rupture de masse, surplomb) selon les mois de l'année, *Rivière Cecina*, Italie (Bassin versant vallonné de 905 km², sédiments fluvio-lacustres et marins, relief assez plat, sinuosité locale, zone climatique tempérée avec une saison sèche (climat méditerranéen)) [Luppi et al., 2009].

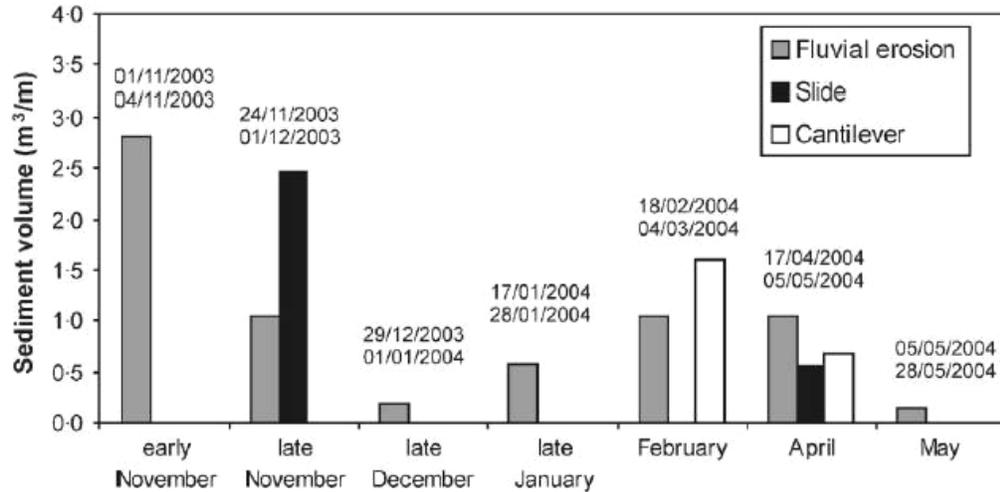
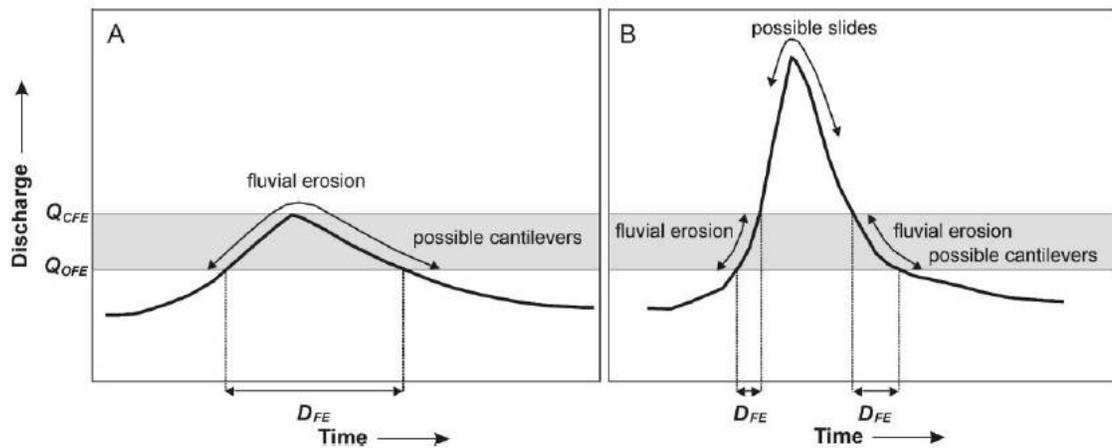


Figure 1.13 Mécanismes d'érosion selon les phases de l'évènement de crue, *Rivière Cecina*, Italie [Luppi et al., 2009].



La magnitude des événements affecte aussi les taux d'érosion. Par exemple, les tempêtes hivernales de faible magnitude et de longue durée causent plus d'érosion que les tempêtes estivales courtes et d'intensité élevée [Wolman, 1959]. Pour les événements mineurs, l'érosion fluviale est le mécanisme dominant (Figure 1.13 A). L'écoulement est moins important, mais se maintient durant un laps de temps élevé. Pour les événements où il y a un pic de crue plus rapide et plus important, l'érosion fluviale se manifeste au début de la phase ascendante et à la fin de la phase descendante de l'hydrogramme (Figure 1.13 B) [Luppi et al., 2009]. Les ruptures de masse s'observent autour du pic de crue et sont plus

importantes lors de la descente de l'hydrogramme [Thorne, 1990; Simon *et al.*, 2000; Luppi *et al.*, 2009]. Les ruptures de surplomb s'observent plutôt en fin d'évènement de crue puisqu'ils sont générés par les effets cumulatifs des deux processus [Luppi *et al.*, 2009]. Pour les évènements avec plusieurs pics de crue, l'interaction entre l'érosion fluviale et les ruptures de masse est d'autant plus complexe. Les conditions les plus instables surviennent entre les deux pics de crues. L'occurrence des mécanismes d'érosion de berges et leur combinaison diffèrent considérablement d'un évènement à l'autre [Luppi *et al.*, 2009]. Cela s'explique, entre autres, par les variations des conditions d'humidité initiales de la berge et des caractéristiques de l'hydrogramme.

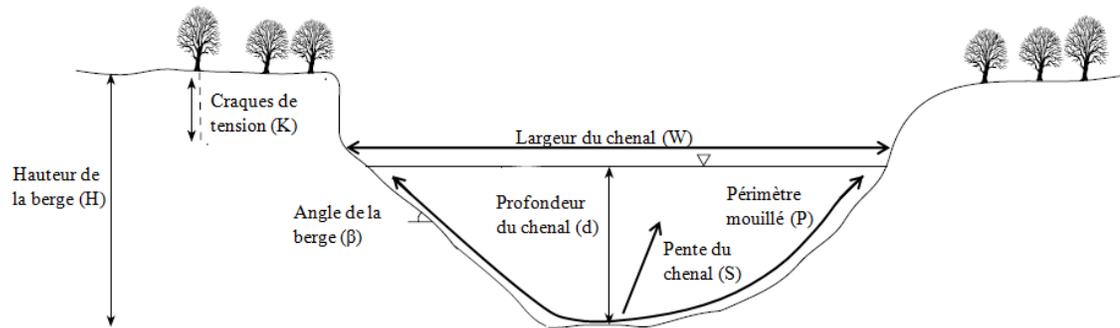
Cisaillement de l'écoulement

Le cisaillement d'un cours d'eau est la force, par unité d'aire, exercée par l'écoulement sur le lit. Il varie selon la profondeur de l'écoulement (h (m)) et la pente du chenal (S (°)) :

$$\tau_0 = \rho ghS \quad (1.17)$$

où τ_0 est le cisaillement moyen au lit (N/m²); ρ , la densité de l'eau (g/L) et g , l'accélération gravitationnelle (m/s) [Chow *et al.*, 1988]. Cette formule exprime un cisaillement moyen qui s'applique sur l'ensemble d'une section du chenal et ne tient pas compte de la variabilité spatiale du cisaillement engendrée par les formes du lit et les obstacles à l'écoulement. Des études ont démontré que le cisaillement est très variable dans le temps et l'espace [Kean *et Smith*, 2006b;a] et qu'il dépend de la géométrie du chenal et de la berge (Figure 1.14) [Couper, 2003]. Or, les rivières naturelles sont caractérisées par une géométrie complexe définie entre autres, par les variations de la largeur et de la sinuosité du chenal et de la rugosité du lit et de la berge [Papanicolaou *et al.*, 2007]. Ces variations induisent une distribution particulière du cisaillement le long d'une section et génèrent des courants secondaires et de la turbulence [Van Prooijen *et al.*, 2005].

Figure 1.14 Facteurs géométriques de la berge et du chenal [Darby et Delbono, 2002] modifié par [Tremblay, 2012].



Plusieurs chercheurs [Flintham et Carling, 1988; Millar et Quick, 1998; Julian et Torres, 2006; Darby et al., 2007; Papanicolaou et al., 2007; Rinaldi et al., 2008] ont développé des modèles mathématiques afin d'estimer la valeur du cisaillement exercé près d'une berge. Plusieurs de ces modèles assument cependant des conditions d'écoulement uniforme et établissent la distribution du cisaillement près de la berge à partir d'expériences menées en laboratoire. Ces résultats doivent être appliqués avec précautions aux rivières naturelles étant donné qu'un chenal expérimental ne représente pas la géométrie complexe d'une berge et l'interaction écoulement-berge qui en résulte [Papanicolaou et al., 2007]. Le cisaillement appliqué sur la berge peut s'exprimer selon les équations suivantes (Équations 1.18 et 1.19) [Flintham et Carling, 1988; Millar et Quick, 1998; Julian et Torres, 2006; Papanicolaou et al., 2007] :

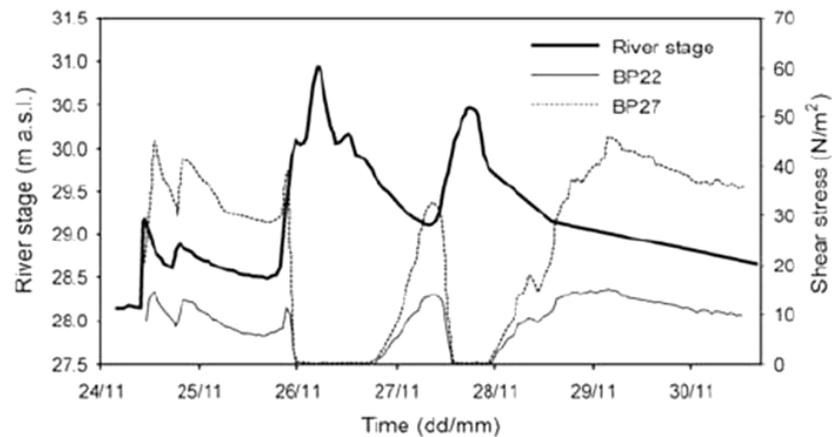
$$SF_{berge} = 1.77 \left(\frac{P_{lit}}{P_{berge}} + 1.5 \right)^{-1.4} \quad (1.18)$$

$$\tau_{berge} = \tau * SF_{berge} \left(\frac{B + P_{lit}}{2 * P_{berge}} \right) \quad (1.19)$$

où SF_{berge} est la proportion du cisaillement total qui agit sur la berge; P_{lit} et P_{berge} , les périmètres mouillés du lit et de la berge (m); τ , le cisaillement de la section (N/m^2); B , la profondeur de la surface de l'eau (m); et τ_{berge} , le cisaillement réel de l'écoulement près de la berge (N/m^2). Cette façon d'estimer le cisaillement près de la berge reste toutefois approximative et beaucoup moins précise qu'une mesure directe du cisaillement près de la berge.

Rinaldi [2008] illustre la relation complexe entre le débit et le cisaillement (Figure 1.15). Cette complexité est induite par la géométrie spécifique du cours d'eau et de la berge. Il remarque que le cisaillement près de la berge est décalé par rapport aux phases de l'hydrogramme de crue. Le cisaillement est faible durant les pics de crue, tandis qu'il est plus élevé durant les phases ascendantes et descendantes.

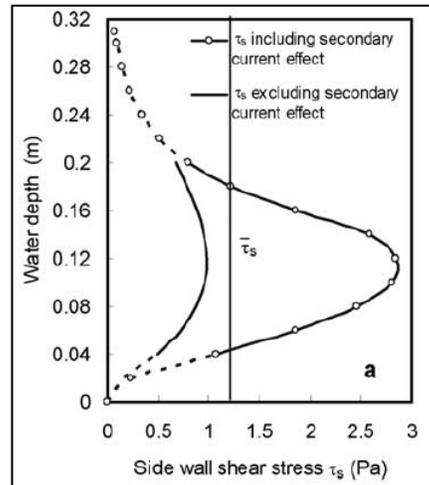
Figure 1.15 Variation du débit et du cisaillement (BP22 et BP27) selon le temps à la limite aval de la berge érodée, Rivière Cécina, Italie. Mesures prises du 24 novembre au 1^{er} décembre 2003 [Rinaldi et al., 2008].



Écoulement secondaire

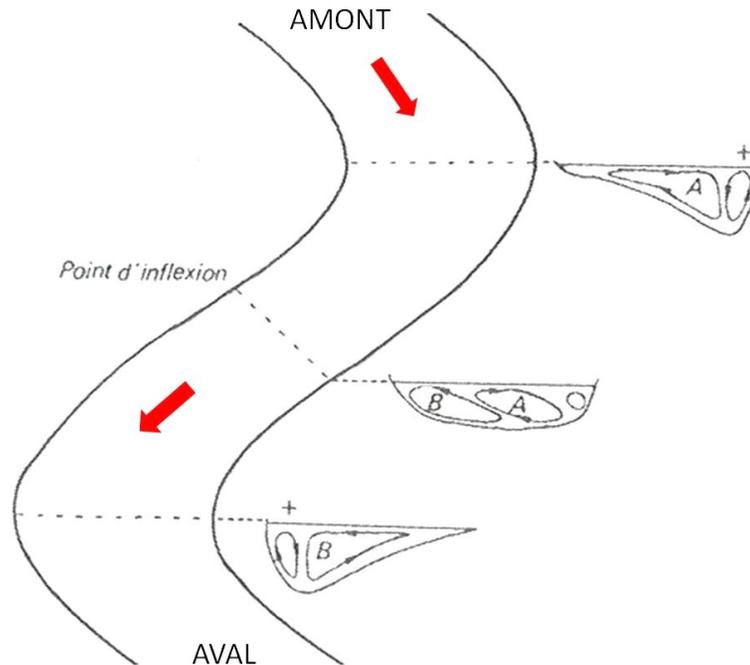
Un écoulement secondaire est un courant vertical et latéral qui se développe perpendiculairement à la direction principale de l'écoulement [Charlton, 2008]. Il est important d'en tenir compte pour fournir des estimations adéquates du cisaillement appliqué sur la berge [Papanicolaou et al., 2007]. L'écoulement secondaire peut être différencié de la turbulence, puisqu'il agit à une échelle plus grande et qu'il est d'intensité plus faible. La figure 1.16 compare des valeurs de cisaillements près de la berge excluant les courants secondaires avec des valeurs de cisaillements près de la berge tenant compte des courants secondaires [Papanicolaou et al., 2007]. Ces valeurs sont estimées à partir de mesures de l'écoulement effectuées sur le terrain à l'aide d'un ADV (*Acoustic Doppler Velocimeter*). La différence entre les deux courbes est particulièrement marquée dans la moitié inférieure de la berge.

Figure 1.16 Variation du cisaillement selon l'inclusion ou l'exclusion des courants secondaires. Les lignes continues représentent les cisaillements calculés tandis que les lignes pointillées illustrent les cisaillements extrapolés en tenant compte des conditions limites du lit et de la surface de l'eau, *Union Flat Creek*, (Washington State, USA) [Papanicolaou et al., 2007].



L'écoulement secondaire joue un rôle important sur l'évolution des cours d'eau, particulièrement sur les cours d'eau méandriques. Les flèches rouges de la figure 1.17 [Hey et Thorne, 1975] indiquent l'orientation du courant principal à la surface de l'eau dans un méandre. L'organisation des cellules de courants secondaires est illustrée à l'aide de coupes transversales effectuées à l'amont, au point d'inflexion et à l'aval du méandre. Ces coupes transversales présentent deux boucles de courants secondaires (A et B). Sur la coupe amont, la boucle de courant A domine, mais une cellule de courant secondaire B se forme sur la rive concave. Cette cellule de courant (B) grossit et devient aussi importante que la cellule de courant A au point d'inflexion du méandre. À l'aval du méandre, la cellule de courant B devient la cellule de courant principale, au détriment de la cellule initiale (A). Cette inversion du courant résulte de la recherche d'équilibre entre les forces centrifuges et les forces de pression générées par la courbure du méandre et de la surélévation de la surface du plan d'eau du côté de la rive convexe [Bravard et Petit, 1997]. Les cisaillements qui résultent de l'interaction entre les deux cellules de courants dépendent du débit. Les fluctuations de ces cisaillements peuvent générer un changement dans le régime hydrologique de la rivière et ainsi modifier les zones d'érosion initialement privilégiées [Bravard et Petit, 1997].

Figure 1.17 Orientation du courant et coupes transversales illustrant les boucles de courant secondaire (A et B) [Bravard et Petit, 1997].



1.2.3 Intégration des différents paramètres

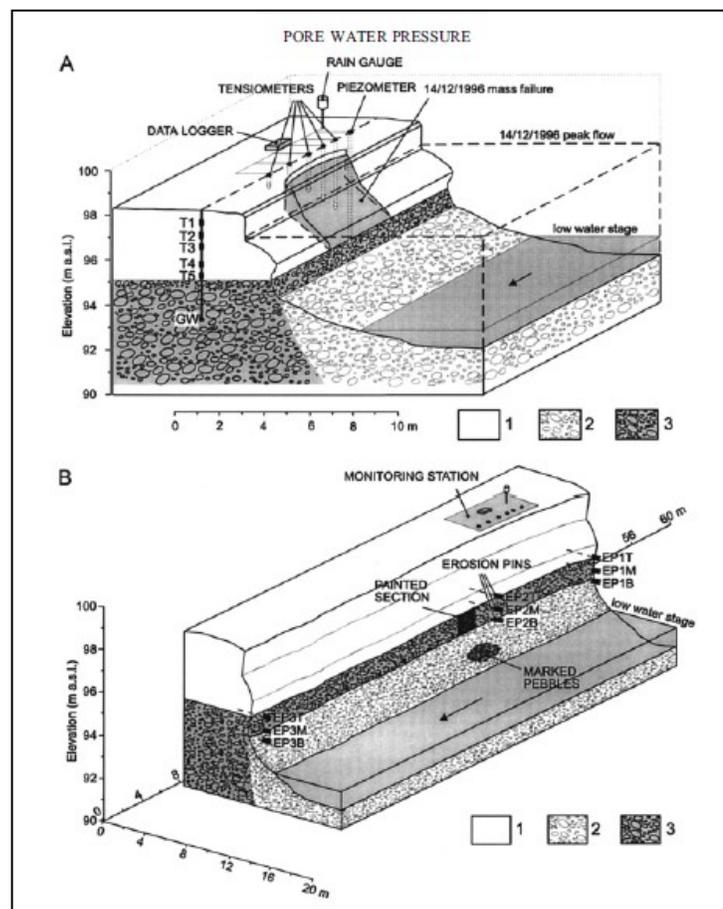
Comme on a pu le constater dans les sections précédentes, il existe trois façons d’acquérir des données sur les variables affectant les berges : des mesures directes sur le terrain, des mesures en laboratoire et des relations empiriques. L’acquisition de données de qualité et en quantité suffisante est nécessaire pour quantifier l’interaction entre les paramètres qui influencent l’érosion des berges [Luppi *et al.*, 2009].

Protocole expérimental d’étude de la dynamique des berges

Casagli *et al.* [1999] ont développé un protocole expérimental de mesures *in situ* qui a ensuite été utilisé et modifié à maintes reprises par plusieurs chercheurs reconnus en érosion des berges [Rinaldi *et al.*, 2004; Darby *et al.*, 2007; Rinaldi *et al.*, 2008; Luppi *et al.*, 2009]. Le projet initial avait pour objectifs d’améliorer la compréhension des facteurs qui influencent la stabilité des berges, d’améliorer les méthodes d’analyse de l’érosion en tenant compte de l’effet des variations de pression interstitielle et d’investiguer les

interactions entre l'érosion fluviale et les ruptures de masse. Le protocole expérimental élaboré par Casagli *et al.* [1999] pour atteindre ces objectifs (Figure 1.18 A) est applicable sur d'autres berges, et permet d'acquérir un nombre significatif de données. La méthodologie permet d'investiguer quelques caractéristiques morpho-sédimentologiques du matériel de berge. La berge est munie d'un pluviomètre, d'un piézomètre, d'une jauge de niveau d'eau et d'une série de tensiomètres qui sont installés à différentes profondeurs dans la berge, afin de créer un profil du comportement de l'eau dans le sol. Ces mesures hydrodynamiques sont prises en continu (30 minutes), ce qui assure un suivi de l'évolution de chacun des facteurs avant, pendant et après un évènement de crue. Casagli *et al.* [1999] ont également mesuré des taux d'érosion, en installant des chaînes d'érosion et des traceurs (cailloux peints) permettant de quantifier l'érosion fluviale (Figure 1.18 B).

Figure 1.18 Schéma expérimental pour l'étude des berges [Casagli *et al.*, 1999]. Légende : 1 : Sables et limons, 2 : Graviers, 3 : Graviers compactés avec sables dans les interstices.



Les résultats de ce projet, présentés par Dapporto *et al.* [2003] et Rinaldi *et al.* [2004], démontrent l'importance de la pression interstitielle sur la stabilité de la berge et établissent que les ruptures de masse ont souvent lieu suite à un pic de crue, lors de la descente de l'hydrogramme quand le matériel est très près des conditions de saturation. Ces articles affirment que les ruptures de masse sont le résultat d'une combinaison complexe de facteurs qui peuvent, schématiquement, être divisés en trois groupes : les caractéristiques de l'évènement de crue, les propriétés du matériel de berge et la géométrie de la berge. Le protocole expérimental s'avère utile pour mieux comprendre l'influence des paramètres géotechniques, hydrodynamiques et géométriques sur les mécanismes d'érosion. Les résultats obtenus sont toutefois issus de l'utilisation de modèles numériques de stabilité de la berge calés et validés avec les données de terrain. Les modèles s'avèrent essentiels pour quantifier l'interaction de l'ensemble des paramètres. Le paragraphe qui suit présente un exemple de modélisation qui démontre l'importance de jumeler les mécanismes d'érosion de berge.

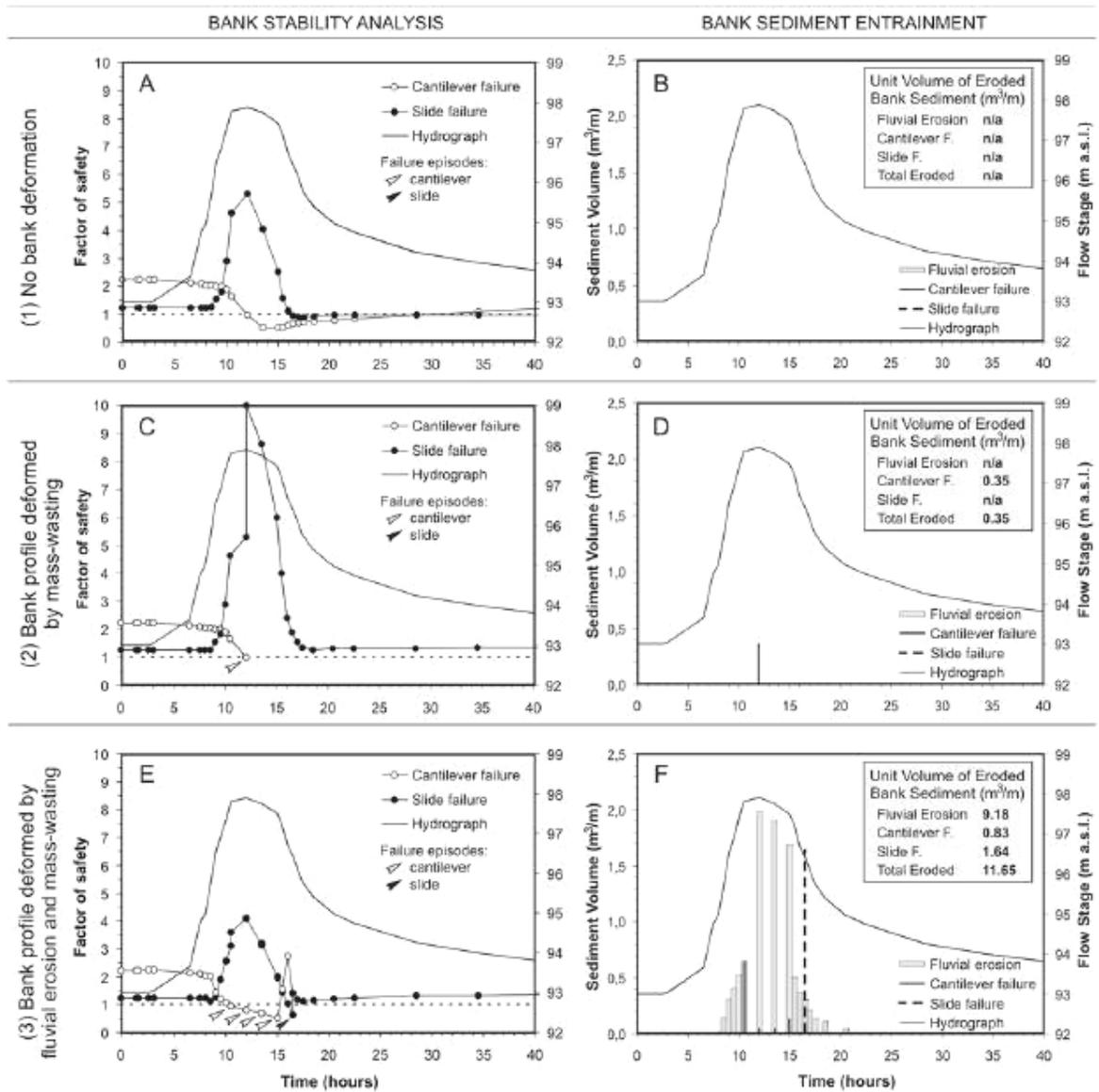
Exemple de modélisation

Tel que mentionné à la section 1.1, le retrait de la berge est le résultat net de l'interaction des processus d'érosion fluviale et des ruptures de masse [Thorne, 1982; Lawler *et al.*, 1997b]. Il est donc crucial de jumeler ces deux mécanismes afin de tenir compte de leur variabilité temporelle et spatiale [Darby *et Thorne*, 1996; Darby *et al.*, 2007; Rinaldi *et al.*, 2008]. Un tel jumelage nécessite de quantifier les processus à l'échelle événementielle. Pour ce faire, il faut mesurer individuellement les variables pour ensuite les intégrer. Darby *et al.* [1996; 2007] a établi les bases des modèles actuels d'érosion de berges en tenant compte des variables influant à la fois sur les ruptures de masse et l'érosion fluviale. La figure 1.19 illustre les résultats de trois simulations; la première prend pour acquis que la berge ne subit aucune déformation lorsqu'il y a érosion (A et B); la deuxième tient compte de la déformation générée par les ruptures de masse (C et D) et la troisième jumèle la déformation induite par les ruptures de masse et l'érosion fluviale (E et F). La quantité d'érosion et le nombre de ruptures détectées sont largement supérieurs au troisième essai. Cette figure montre l'importance de tenir compte des deux mécanismes simultanément. Ces résultats sont très prometteurs et fournissent une avancée majeure dans

l'étude de l'érosion des berges. Ils démontrent que l'érosion fluviale peut agir comme agent déclencheur aux ruptures de masse et ainsi engendrer des quantités plus importantes de matériel érodé. Ils révèlent aussi que la pression interstitielle est modifiée par les déformations de la surface de la berge générées par l'érosion. Ces simulations sont toutefois restreintes au comportement d'un seul site sur une seule rivière avec des caractéristiques sédimentologiques précises (Sieve River, Italie) et décrivent un seul évènement de crue, ce qui réduit considérablement les possibilités d'extrapolation. Aussi, les simulations requièrent un temps considérable afin de recueillir des données de terrain ou de laboratoire servant à calibrer les paramètres du modèle.

Les modèles sont sujets à des avancées majeures, mais le calage et la validation de ces modèles sont essentiels à leur perfectionnement [Samadi *et al.*, 2009]. Les erreurs de modélisation peuvent être liées aux difficultés des mesures *in situ* et en laboratoire, mais elles sont surtout liées à la variabilité et à la complexité naturelle des variables considérées. Malgré les avancées technologiques, l'érosion des berges et la migration du chenal restent souvent une science descriptive étant donné la complexité des paramètres influents et des mécanismes qui les régissent. Les modèles permettent d'estimer des taux d'érosion de berge. Il est toutefois plus approprié de mesurer les taux d'érosion directement sur le terrain. Les mesures sont ainsi plus représentatives de la réalité. La prochaine section présentera les méthodes utilisées actuellement pour quantifier *in situ* les taux d'érosion de berge.

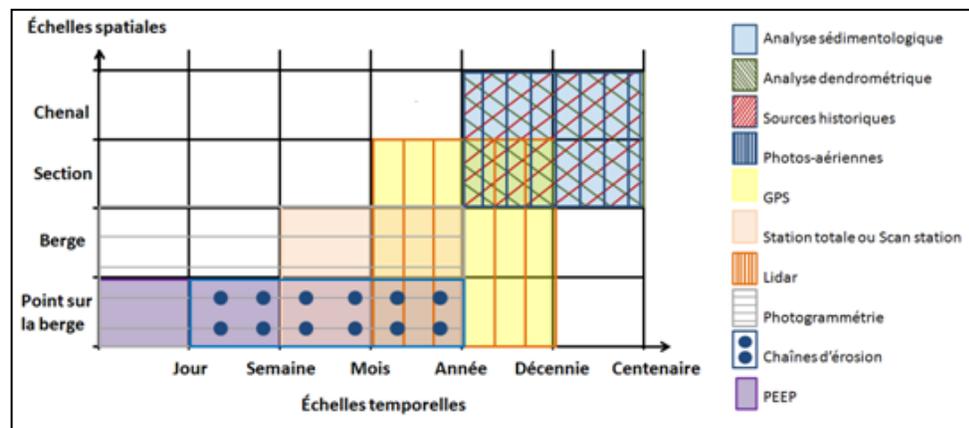
Figure 1.19 Simulations de la stabilité de la berge (ACE) et des taux d'érosion qui en résultent (BDF) lors d'un évènement de crue (18 au 20 Novembre 1999, Sieve River, Italie, pied de berge graveleux et couche supérieure cohésive) [Darby *et al.*, 2007].



1.3 Techniques de mesure des taux d'érosion de berges

Plusieurs méthodes existent pour évaluer les taux d'érosion de berges et la migration du chenal. Les différentes techniques varient selon l'échelle temporelle et spatiale de l'étude (Figure 1.20), la variabilité des rivières, les contraintes de temps, de budget et de logistique dans les projets et le développement de la technologie [Lawler, 1993].

Figure 1.20 Techniques de mesures des taux d'érosion de berge selon leur échelle spatiale et temporelle [Tremblay, 2012] inspiré [Lawler, 1993].



Les chaînes d'érosion

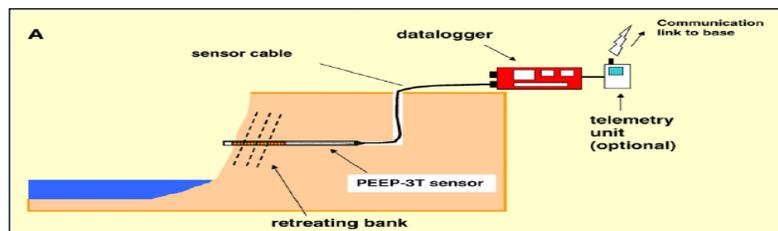
La technique la plus classique pour mesurer les taux d'érosion est la chaîne d'érosion [Lawler, 1993]. Il s'agit d'une chaîne ou d'une tige de métal que l'on insère partiellement dans la berge et à partir de laquelle on mesure, à une fréquence déterminée, la longueur de la partie qui ressort de la berge. Les taux d'érosion ou d'accumulation sont par la suite estimés en comparant les différentes lectures. Il s'agit d'une méthode simple, peu dispendieuse et qui s'applique à différents environnements fluviaux. Par contre, l'échantillonnage spatial choisi, la fréquence des lectures et la perte des chaînes suite à un épisode d'érosion trop important entraînent plusieurs erreurs d'interprétation. De plus, l'insertion des tiges dans les berges peut elle-même perturber le matériel et modifier le taux d'érosion naturel de la berge. Lors de l'analyse des résultats, il faut prendre en considération que la chaîne n'est pas stationnaire. La berge peut avancer ou reculer

indépendamment des processus d'érosion ou de déposition [Couper *et al.*, 2002]. La mesure des taux avec des chaînes d'érosion est une technique spécifique en un point, les résultats doivent donc être traités avec prudence avant d'effectuer des estimations des taux de retrait surfaciques ou volumétriques.

Les chaînes d'érosion photo-électroniques

Suivant le même principe que les chaînes d'érosion, Lawler [2008] fait valoir l'utilité de la méthode des *Photo-Electronic Erosion Pin* (PEEP), un dispositif en verre muni d'un senseur photovoltaïque. Une fois installé dans la berge et relié à une boîte d'enregistrement des données (Figure 1.21), le PEEP enregistre les variations de luminosité. Ces variations sont proportionnelles aux taux d'accumulation et d'érosion. Plus la quantité de lumière augmente, plus le dispositif est dégagé, il y a donc érosion. Inversement, lorsque la quantité de lumière diminue, la chaîne est enterrée, il y a accumulation.

Figure 1.21 Installation des PEEP sur une berge [Lawler, 1991].

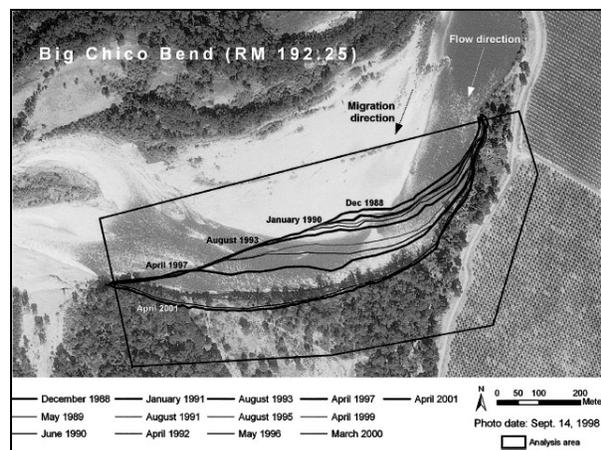


La technique des *Photo-Electronic Erosion Pin* a été utilisée par plusieurs chercheurs [Lawler, 1991;1992; 1994; 1997a; Mitchell *et al.*, 1999; Stott, 1999; Prosser *et al.*, 2000; Thomas *et Ridd*, 2004]. Les PEEP ont une résolution assez fine et enregistrent l'érosion en continu, ce qui répond à un défi majeur dans les études d'érosion de berges. Cependant, les PEEP ne conviennent pas à tous les milieux puisque l'appareil photovoltaïque enregistre les variations de luminosité sur un intervalle de 200 mm seulement, les épisodes nocturnes ne peuvent pas être enregistrés et certains épisodes sous l'eau sont difficiles à interpréter. De plus, comme l'illustre la figure 1.21, l'installation de cet instrument engendre une perturbation assez importante de la berge.

La photogrammétrie

La photogrammétrie utilise la superposition de plusieurs images prises de points de vue différents afin d'obtenir des mesures de l'évolution du paysage [Thomas et Goudie, 2006]. Cette technique permet de reconstituer la topographie de la berge à partir de photos prises à l'aide d'un appareil dont l'angle de mesure est connu. La zone photographiée est déterminée à l'aide de points fixes géoréférencés préalablement [Lawler, 1993]. Le modèle reconstitué permet ensuite de tracer des cartes ainsi que des profils topographiques et d'effectuer des séries de comparaison. Cette technique a beaucoup été utilisée par le passé [Barker et al., 1997], mais elle s'avère longue et ardue de nos jours. Elle est plutôt remplacée par des instruments de mesures électroniques. Néanmoins, elle est encore utilisée pour l'analyse de photos-aériennes. Les photos-aériennes peuvent être numérisées, vectorisées et projetées dans un système de coordonnées réelles. Les points de contrôle utilisés sont souvent tirés d'ortho-photos géoréférencées par les systèmes nationaux [Larsen et al., 2006]. La superposition des différentes cartes à l'aide de logiciels de cartographie (SIG) permet ensuite d'évaluer le recul ou l'avancement de la berge (Figure 1.22) afin de reconstituer les événements du passé où les mesures directes ne sont plus possibles. Les taux d'érosion historiques peuvent aussi être déterminés par dendrochronologie; l'étude des successions végétales observées sur les sites [Lawler, 1993] ou encore, par une analyse stratigraphique, où la séquence granulométrique observée illustre les principales phases d'évolution d'un chenal.

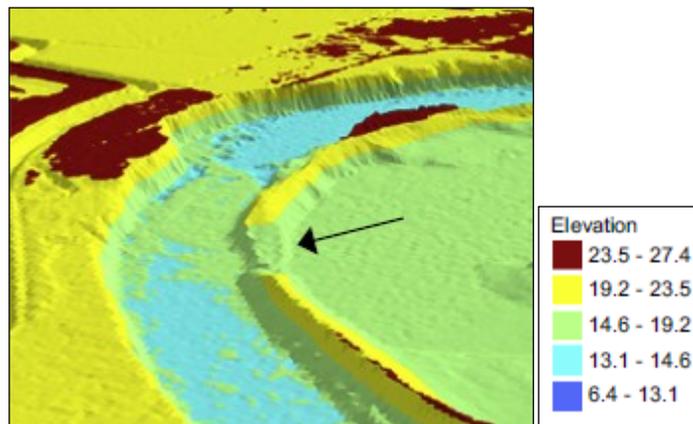
Figure 1.22 Recul de la berge identifié par analyse de photo-aériennes, Big Chico Bend, Sacramento River, California, USA [Larsen et al., 2006].



Les techniques d'arpentage

L'utilisation des mesures électroniques de distance (EDM) (*electronic distance measuring*) est maintenant commune dans les études *in situ* de l'érosion des berges [Lawler, 1993]. Le système de positionnement mondial (GPS), la station totale et le lidar terrestre ou aérien (LIght Detection And Ranging) sont des méthodes actuelles qui permettent d'effectuer des relevés topographiques précis. Les densités de points peuvent aller jusqu'à 10^7 points/m² avec une précision de ± 2 mm pour une surface de berge scannée avec un laser terrestre [Rinaldi, 2007]. L'utilisation du GPS est une technique largement répandue pour le suivi du recul des berges [Lawler, 1993; Ujvari et al., 2009]. Avec ces instruments et l'utilisation de systèmes d'information géographique (SIG), il est possible de faire la représentation des chenaux en 2 ou 3 dimensions (Figure 1.23). La création de modèle digital de terrain (DTM) permet de quantifier l'érosion et de détecter les changements. Les taux de recul et les volumes de berges érodées peuvent être calculés numériquement à partir d'une série de relevés. À une échelle plus globale, ces techniques permettent aussi d'évaluer le taux de migration des chenaux. La précision des relevés de terrain et le choix des méthodes d'analyse spatiale est crucial [Maune, 2001]. Les techniques d'arpentage actuelles permettent d'obtenir des données précises, leur utilisation doit donc être optimisée. Il y a cependant des obstacles à franchir en ce qui concerne le déploiement de ces instruments sur le terrain, notamment les questions de logistique et de sécurité, en plus des coûts relativement élevés associés à l'utilisation de telles techniques.

Figure 1.23 TIN (*Triangulated Irregular Network*) obtenu à partir d'une grille de point LIDAR (Brazos River, Texas, USA) [Merwade et al., 2008].



Les techniques décrites précédemment permettent d'établir des taux d'érosion et d'accumulation à différentes échelles spatiales et temporelles. Les taux à l'échelle événementielle sont toutefois encore difficiles à quantifier étant donné que la plupart des méthodes nécessitent des relevés ponctuels sur le terrain. Les échelles spatiales couvertes par ces méthodes sont aussi restreintes. Il est encore difficile d'établir des taux sur une fraction précise de la berge. L'amélioration des techniques existantes ou l'élaboration de nouvelles méthodes est donc nécessaire pour une meilleure quantification des taux. Des taux d'érosion plus précis permettraient de valider des modèles, tels que présentés à la section 1.2 et d'associer ces taux à un mécanisme d'érosion particulier.

Conclusion

Cette revue de littérature dresse un bilan des connaissances actuelles sur l'érosion des berges et montre l'importance et la complexité de ce mécanisme. Ce chapitre illustre aussi la difficulté d'élaborer un protocole expérimental permettant de caractériser et d'analyser en détails la dynamique des berges, notamment sur des sections de rivières de longueur importante. Plusieurs questions nécessitent d'être investiguées et de nouvelles méthodologies doivent être élaborées. Le prochain chapitre présentera les objectifs détaillés de mon projet de recherche ainsi que la méthodologie développée pour réaliser ces objectifs.

Chapitre 2 Objectifs, site à l'étude et méthodes

2.1 Objectifs

Ce projet de recherche a pour objectif de caractériser la dynamique actuelle des berges de deux tributaires contrastés du Saint-Laurent : la Batiscan et la Saint-François. Cette caractérisation permettra de mieux comprendre les mécanismes d'érosion de berges qui opèrent sur ces rivières et l'interaction des variables qui influencent leur érosion. Il est important de souligner qu'il existe peu de données sur les berges des tributaires du Saint-Laurent, un déficit que cette étude vise à combler en partie. Trois objectifs sont poursuivis.

Le premier objectif vise à décrire et quantifier les principales caractéristiques morpho-sédimentologiques des berges sur les deux rivières à l'étude, afin de déterminer leur résistance à l'érosion. Pour ce faire, une stratigraphie détaillée est effectuée sur une berge représentative des sections d'étude sur la rivière Batiscan et la Saint-François. Les coupes stratigraphiques permettent d'identifier le type de matériel présent et leur provenance. Des échantillons de sédiments recueillis sur ces coupes sont analysés en laboratoire dans le but de quantifier les principales variables intervenant dans la résistance des berges à l'érosion. Une nouvelle méthode pour établir le cisaillement critique d'érosion fluviale et le coefficient d'érodibilité sur les berges cohésives est élaborée.

Le deuxième objectif consiste à décrire et quantifier l'effet des facteurs hydrodynamiques sur l'érosion des berges. Les fluctuations des précipitations, du débit et du cisaillement de l'écoulement durant la période d'étude sont analysées. Les vitesses d'écoulement mesurées près des berges permettent aussi de quantifier la force exercée sur la berge par l'écoulement. Ces différents facteurs sont mis en relation avec les caractéristiques morpho-sédimentologiques de la berge.

Le troisième objectif consiste à caractériser l'activité érosive des rivières à l'étude. Les taux d'érosion et d'accumulation à l'échelle historique sont établis. Les taux d'érosion annuels et saisonniers des dernières années sont aussi déterminés pour certains sites

sélectionnés. Le taux d'érosion fluviale est aussi estimé pour un événement de crue. Des observations qualitatives permettent d'identifier les berges actives et les berges stables des sections à l'étude sur chacune des rivières et les mécanismes d'érosion de berges qui y opèrent.

Les trois objectifs englobent plusieurs échelles spatio-temporelles. L'objectif 1 fait référence à des variables qui fluctuent spatialement mais qui demeurent relativement stables dans le temps. L'objectif 2 vise la quantification des variables hydrodynamiques à l'échelle événementielle. Des moyennes et des maximums journaliers et saisonniers sont par contre établis pour mettre en relation ces facteurs avec les quantités d'érosion enregistrées. L'objectif 3 regroupe plusieurs échelles temporelles avec des calculs de taux d'érosion décennaux, annuels, saisonniers et même événementiels. Par contre, la caractérisation des mécanismes d'érosion est seulement effectuée à l'échelle saisonnière. Ce projet étudie l'érosion des berges sur une section de plusieurs kilomètres en amont de l'embouchure des rivières dans le Saint-Laurent (Figure 2.3). Les variables morpho-sédimentologiques et hydrodynamiques sont mesurées sur quelques sites ponctuels, représentatifs de la section à l'étude. Les caractéristiques mesurées sont par la suite extrapolées à toute la section.

2.2 Site à l'étude

2.2.1 Contexte d'étude

Les rivières Batiscan et Saint-François sont à l'étude depuis 2003 dans le cadre d'un projet scientifique (Projet Saint-Laurent) sur l'impact des changements environnementaux sur les tributaires du Saint-Laurent (Figure 2.1). Cela permet de bénéficier d'une banque de données antérieures au présent projet. La rivière Saint-François est le tributaire du Saint-Laurent le plus important après les rivières Outaouais, Saint-Maurice et Richelieu, pour la section du fleuve entre Cornwall et Québec. La rivière Batiscan est de moins grande importance, mais fait tout de même partie des principaux tributaires du Saint-Laurent dans la section entre Montréal et Québec. Le choix des rivières à l'étude repose sur leur caractère

contrasté. Les mécanismes d'érosion de berges dominants observés sur la rivière Batiscan sont différents de ceux observés sur la rivière Saint-François. De plus, les régimes hydrologiques des deux rivières sont affectés par leur localisation respective sur les rives nord et sud du fleuve.

2.2.2 Localisation des sections et des sites à l'étude

La Saint-François est située au sud du Saint-Laurent (Figure 2.1 et 2.3). Elle prend sa source dans le lac Saint-François, dans la région de Chaudière-Appalaches. Elle coule alors en direction sud-ouest. Près de la ville de Sherbrooke, elle bifurque pour se diriger vers le nord-est et reçoit la rivière Magog. La Saint-François atteint le Saint-Laurent au niveau de la municipalité de Saint-François-du-Lac, dans le centre du Québec. Durant son parcours, la Saint-François traverse la région physiographique des Appalaches, puis celle des basses terres du Saint-Laurent. La Batiscan est située sur la rive nord du fleuve (Figure 2.1 et 2.3). Elle prend sa source dans le lac Édouard en Mauricie et rejoint le Saint-Laurent au niveau de la municipalité de Batiscan. La Batiscan coule à travers deux régions physiographiques : le bouclier canadien puis, les basses terres du Saint-Laurent. Les principales caractéristiques des rivières à l'étude sont présentées au tableau 2.1. Le matériel qui compose la berge est différent pour les deux rivières. La Saint-François possède surtout des berges sableuses (Figure 2.2 A), alors que les berges de la Batiscan sont principalement constituées de matériel cohésif, parfois recouvertes d'une épaisse couche de sable (Figure 2.2 B). Une description stratigraphique détaillée des berges est présentée au chapitre 3 de ce mémoire (section 3.1). L'écoulement de la Batiscan est influencé par la présence de la centrale hydroélectrique de Saint-Narcisse, située juste en amont de la section à l'étude. La rivière Saint-François est aussi fortement contrôlé étant donné la présence de plusieurs centrales et barrages (Weedon, Westbury, East Angus, Barrage-Larocque et Windsor).

Figure 2.1: Bassins versants à l'étude dans le cadre du Projet Saint-Laurent [Boyer, 2009].

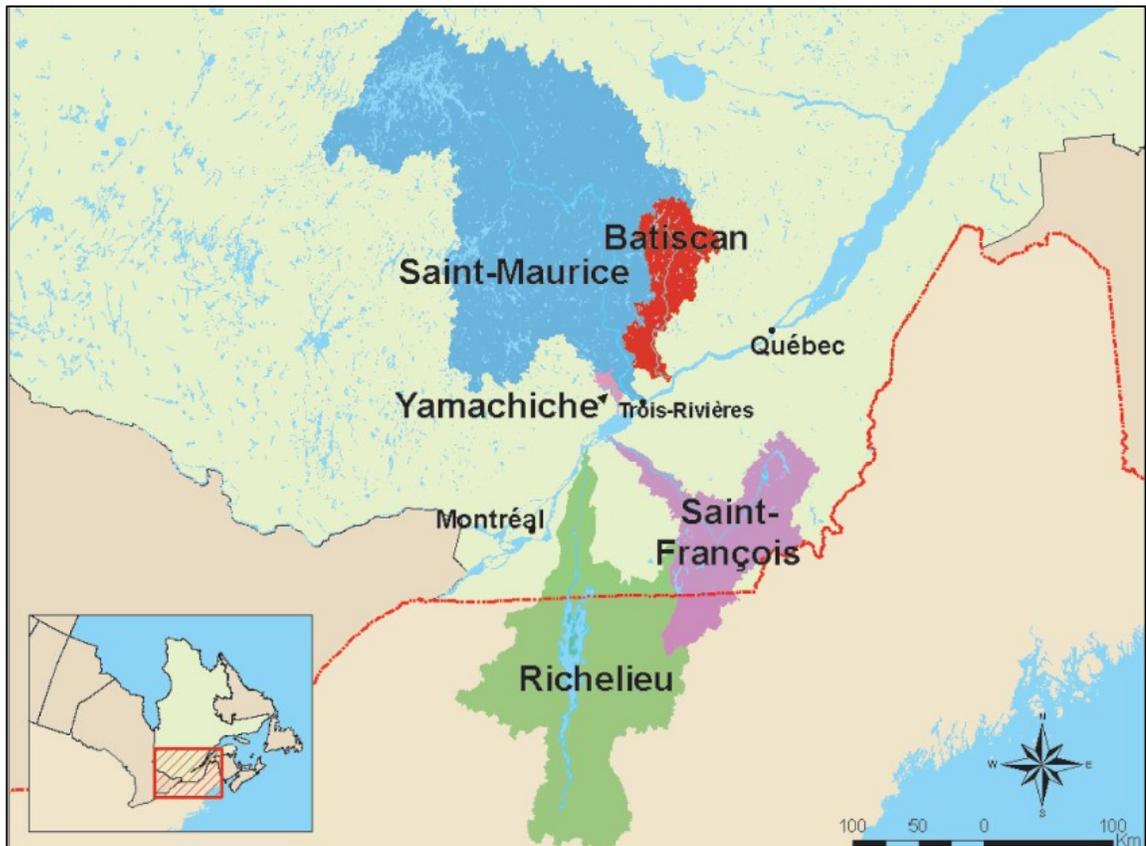


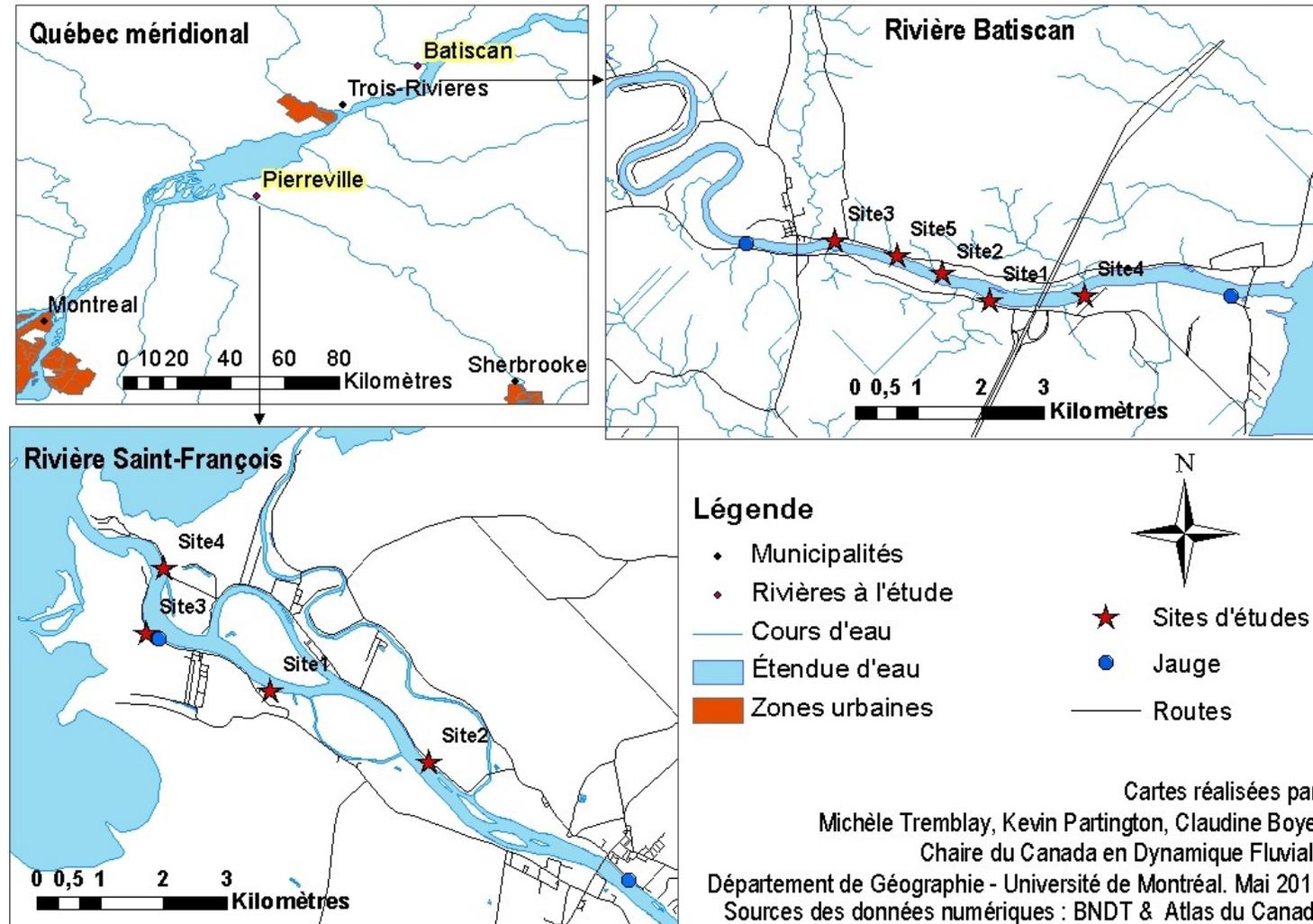
Tableau 2.1 : Principales caractéristiques des rivières à l'étude

Caractéristiques	Rivière Saint-François	Rivière Batiscan
Aire du Bassin Versant (km ²)	10 499	4688
Source	Lac Saint-François	Lac Édouard
Longueur de la rivière (km)	230	177
Largeur du chenal dans la section à l'étude (m) (Min-Max)	233 (88-415)	167 (77-277)
Débit moyen (m ³ /s) (Min-Max)	161 (3-2520)	98 (12-849)
Précipitations moyennes annuelles (mm)	784 (pluie) 182 (neige)	873 (pluie) 258 (neige)
Pente moyenne du lit dans la section à l'étude	0,00003	0,00006
Granulométrie du lit dans la section à l'étude	Limons à sables	Argiles à sables
Granulométrie des berges dans la section à l'étude	Limons à sables	Argiles à sables

Figure 2.2 Berges typiques de la rivière Saint-François (en haut) et de la rivière Batiscan (en bas) (Photos : Michèle Tremblay, 2010).



Figure 2.3 Sections de rivières à l'étude dans le projet. Les sites à l'étude sont les sites où certaines caractéristiques morpho-sédimentologiques ou des taux d'érosion ont été mesurés (Tableaux 2.2 A et B). Les jauges correspondent aux jauges de niveau d'eau utilisées pour estimer le cisaillement moyen de la rivière.



Le tronçon étudié sur chacune des rivières englobe les 10 kilomètres de rivière en amont de l'embouchure avec le fleuve (Figure 2.3). Cette zone de confluence est particulièrement active en termes d'érosion de berges. Le long de chacune des sections, des sites ponctuels, d'une vingtaine de mètres de longueur, ont été sélectionnés pour une étude approfondie des processus actifs (Figure 2.3, étoiles rouges). Ces sites sont choisis selon leur activité érosive et l'accessibilité de la berge. Ils représentent des berges actives où les processus d'érosion diffèrent et où la végétation est de faible densité. Les observations et les mesures qui y sont prises sont précisées aux tableaux 2.2 A et B.

Tableau 2.2 : Observations et mesures effectuées sur les différents sites à l'étude.

A. Rivière Batiscan

Caractéristiques	Site 1	Site 2	Site 3	Site 4	Site 5
Coordonnées GPS (UTM)	396 911 E 5154048 N	396 169 E 5154481 N	394 460 E 5155014 N	398 428 E 5154128 N	395447 E 5154758 N
Proximité de la route	Champ entre la route et le site	Champ entre la route et le site	~ 10m de friche entre la route et le site	Champ entre le chemin et le site	~ 10m de friche entre la route et le site
Instruments présents ou mesures effectuées	Chaînes d'érosion	Piézomètre	Chaînes d'érosion		Chaînes d'érosion
Stratigraphie réalisée			X		
Cueillette d'échantillons		X	X	X	

B. Rivière Saint-François

Caractéristiques	Site 1	Site 2	Site 3	Site 4
Coordonnées GPS (UTM)	352491 E 5106084 N	352499 E 5106088 N	350529 E 5107006 N	350810 E 5108036 N
Proximité de la route	Champ entre la route et le site	Très près de la route (~5m)	Chemin de terre le long de la berge	Chemin de terre le long de la berge
Instruments présents ou mesures effectuées			Piézomètre Relevés GPS	Relevés GPS
Stratigraphie réalisée	X	X		
Cueillette d'échantillons	X	X		

2.3 Méthodes

Pour atteindre les trois objectifs de la recherche, une cueillette de données qualitatives et quantitatives *in situ* est effectuée de mai 2009 à décembre 2010. Des analyses en laboratoire sont aussi menées sur certains échantillons recueillis sur le terrain. Les trois sections qui suivent présentent en détail la méthodologie élaborée pour ce projet.

2.3.1 Nature du matériel de berge

Stratigraphie

Des descriptions stratigraphiques sont effectuées au site 3 de la Batiscan et aux sites 1 et 2 de la Saint-François. Les différentes strates de matériel sont identifiées et leur épaisseur est mesurée. Chacune des strates est décrite selon les variations de texture et de couleur du matériel. Une appréciation globale de la densité de végétation est aussi notée, sans toutefois faire un relevé floristique détaillé. Pour toute strate suffisamment épaisse (plus de 10 cm), un échantillon est recueilli dans le but d'effectuer des analyses granulométriques et géotechniques en laboratoire. Les observations stratigraphiques sont complétées par des mesures au GPS différentiel permettant d'estimer la hauteur et la pente de la berge.

Cueillette d'échantillons non perturbés

Des échantillons de matériel cohésif non perturbés sont aussi prélevés sur les berges à l'étude dans le but de mesurer le cisaillement critique d'érosion fluviale à l'aide d'un chenal expérimental. Nous utilisons une méthode similaire à celle développée par l'équipe du Dr. Papanicolaou à *The University of Iowa (USA)*. Les échantillons non perturbés sont recueillis aux sites 2 et 4 à la rivière Batiscan et au site 2 à la rivière Saint-François en suivant les normes ASTM D4220-95 (2007). Des blocs de matériel de 36 x 15 x 13 cm sont taillés (Figure 2.4 A), puis enrobés de 2 couches de coton fromage (Figure 2.4 B) et scellés avec de la paraffine (Figure 2.4 C) afin de conserver leur état initial. Ces blocs sont ensuite déposés dans des boîtes de bois d'une grandeur correspondante au bloc (Figure 2.4 D). Ils

sont par la suite transportés, avec un maximum de précaution, jusqu'au laboratoire où la résistance à l'érosion fluviale et d'autres paramètres géotechniques sont mesurés.

Les échantillons recueillis sur les berges de la Batiscan représentent les trois principales strates de matériel observées lors de l'analyse stratigraphique du site 3. Sur chacune des strates, trois répliques du même matériel sont recueillies afin de pouvoir estimer la variabilité entre les mesures. Trois échantillons par strate ont été récoltés pour les 3 strates du site 2 et les 3 strates du site 4 de la rivière Batiscan, pour un total de 18 échantillons. À la rivière Saint-François, une seule strate de matériel est testée, il s'agit d'une couche de limons très fins observés à quelques endroits en pied de berge, quatre échantillons y sont prélevés. Le reste de la berge est constitué de matériel non cohésif (sable). Vingt-deux échantillons ont donc été recueillis et transportés au laboratoire.

Figure 2.4 Étapes de la cueillette des échantillons : A. Coupe de l'échantillon; B. Enrobage avec du coton fromage; C. Scellage avec la paraffine; D. Immobilisation de l'échantillon dans une boîte de bois (Photos : Geneviève Marquis, 2010).



Granulométrie

L'analyse granulométrique est effectuée sur tous les échantillons de matériel prélevés sur le terrain. Afin de séparer les agrégats, un broyage mécanique est d'abord appliqué à l'ensemble des échantillons. Aucun prétraitement chimique n'est effectué puisque les échantillons contiennent très peu de matières organiques et de sesquioxydes. Un tamisage mécanique (ASTM D422-63, 2007) permet de séparer les grains en 14 classes granulométriques allant de sables très grossiers ($\geq 2\text{mm}$) à sables très fins ($\leq 63\mu\text{m}$). L'utilisation d'un sédigraphe (ASTM D44464-10, 2010) permet d'établir la distribution de la taille des particules en deçà de $63\mu\text{m}$. Le logiciel de traitement de données granulométriques *Gradistat* [Blott et Pye, 2001] est utilisé pour l'analyse de ces résultats.

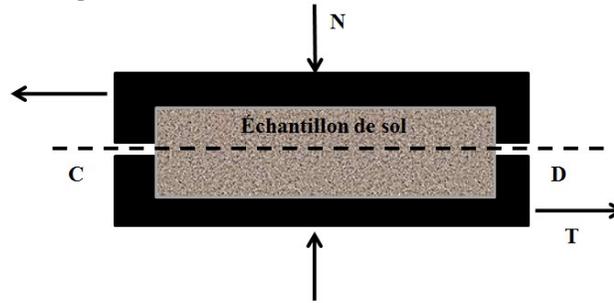
Limites d'Atterberg

L'établissement des limites d'Atterberg permet d'évaluer la sensibilité du matériel aux variations de teneur en eau. Cette sensibilité varie selon la granulométrie et la minéralogie du sol. La méthode permet d'établir les points de transition entre l'état solide, plastique ou liquide d'un matériel. Pour établir la limite de liquidité, la méthode de la coupelle de Casagrande (ASTM D422-63, 2007) est appliquée à tous les échantillons de matériel. La limite plastique est déterminée par le test du colombin (ASTM D4318-00, 2000) effectué sur un sous-échantillon du matériel préparé pour la limite de liquidité. Les résultats de limite de liquidité (LL) et de limite de plasticité (PL) permettent d'établir l'indice de plasticité (PI) ; $PI = LL - PL$ (2.1). Selon l'ASTM, la précision des pourcentages obtenus avec ces deux méthodes est de $\pm 7\%$.

Résistance à l'érosion mécanique

La résistance mécanique du matériel est déterminée à l'aide du test de cisaillement direct (*Direct shear*) (ASTM-D3080, 1998) appliqué sur les échantillons non perturbés. Ce test, basé sur la théorie de Mohr-Colomb décrite précédemment ($\tau = c' + \sigma \tan \phi$) (équation 1.3), permet d'estimer la valeur de la cohésion effective (c') et de l'angle de friction du matériel (ϕ).

Figure 2.5 Boîte de cisaillement direct [Tremblay, 2012]. Légende : N : charge normale appliquée sur l'échantillon, CD : plan horizontal de cisaillement, T : cisaillement de l'échantillon



Pour réaliser ce test, l'échantillon de sol est placé dans une boîte dont les parties supérieure et inférieure sont séparées (Figure 2.5). Ces boîtes sont soumises à une charge normale (N). L'instrument *ELE International Direct Shear, model 300A* connecté à un ordinateur muni du logiciel *LabView 7.1* permet d'induire différentes charges normales. Le test doit être effectué au moins trois fois, avec trois charges normales différentes. Des transducteurs LVDT (*Linear Variable Differential Transformer*) placés en position horizontale et verticale permettent d'enregistrer le cisaillement de l'échantillon (T).

Avant de calculer la cohésion et l'angle de friction, les valeurs de cisaillement (T) enregistrées doivent être corrigées et calibrées selon les standards correspondant à l'instrument utilisé. Les données brutes de cisaillement sont d'abord transformées en une force appliquée sur le matériel (F(lbs)) :

$$F = A * T * 0,224808943 \quad (2.2)$$

où A est l'aire de l'échantillon (m²), T, le cisaillement mesuré (N/m²) et 0,224808943 le facteur de conversion des Newtons vers les livres. Cette force est ensuite associée à la déflexion induite sur l'anneau de déflexion de l'instrument (Tableau 2.3 A). Puis, cette déflexion est transformée en force réelle (en livres (lbs)) appliquée sur le matériel, en utilisant la table de calibration établie par la *United National Institute of Standard and Technology* (Tableau 2.3 B). Cette force réelle est ensuite reconvertie en cisaillement réel.

Les données corrigées permettent d'établir une relation linéaire entre les forces normales induites sur l'échantillon (N) et le cisaillement réel de l'échantillon. Cette relation correspond à l'équation de Mohr-Coulomb (équation 1.3), ce qui permet de déduire les valeurs de la cohésion effective et de l'angle de friction.

Tableau 2.3 : Tables de conversion pour le test de cisaillement direct

A. Anneau de déflexion No 1959 (Wykeham Farrance Engineering Ltd.)		B. Calibration (United States National Institute of Standard and Technology)	
Force appliquée (F) (lbs)	Déflexion	Moyenne de déflexion	Force réelle (lbs)
10	40	25,10	15
20	81	87,07	50
30	122	178,03	100
40	163	266,97	150
50	205	357,70	200
100	413	448,70	250
150	623	539,90	300
200	834	631,03	350
250	1045	722,67	400
300	1257	814,90	450
350	1470	907,97	500
400	1683		
450	1898		
500	2116		

Résistance à l'érosion fluviale

Pour déterminer le cisaillement critique d'érosion fluviale du matériel de berge, nous avons eu recours à une nouvelle méthode de mesure basée sur des expériences en laboratoire élaborées en collaboration avec l'équipe du Dr. Papanicolaou à *The University of Iowa (USA)*. Le chenal expérimental fermé utilisé est de 3,81 m de longueur par 0,10 m de largeur (Figure 2.6). La section d'étude est constituée d'un plastique transparent rectangulaire qui permet d'observer les changements à l'intérieur du chenal. Les autres conduits sont fabriqués avec des tuyaux de pvc rigide (*polychlorure de vinyle*). La rugosité du lit, à l'aval de l'endroit où l'échantillon est installé, est réglée avec un assemblable de perles de verre ou de plomb recouvert d'un papier sablé [Papanicolaou et al., 2007]. La rugosité relative est égale à 0,0045 m pour toutes les expériences. Le chenal est muni d'un réservoir de 0,379 m³ que l'on peut remplir avec un boyau d'arrosage. La pompe et l'inverseur de courant (Figure 2.7 A et B) permettent de générer des débits entre 0,00379 m³/s et 0,01262 m³/s. Ce débit est mesuré par un courantomètre d'une précision de $6,31 \cdot 10^{-7}$ m³/s (Figure 2.7 C). Ces débits correspondent à des valeurs de cisaillement variant entre 2 et 24 Pascals.

Figure 2.6 Chenal expérimental (Photo : Michèle Tremblay, 2010).

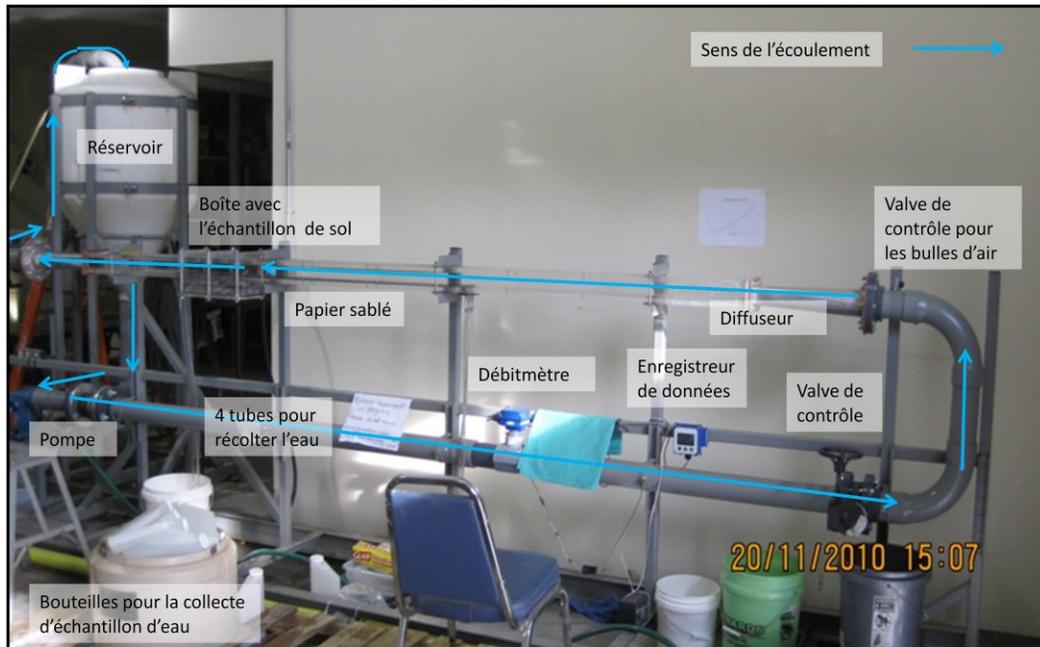


Figure 2.7 Inverseur de courant (A), pompe (B) et courantomètre (C) utilisés lors des expériences (Photos : Michèle Tremblay, 2010).



Une fois le chenal expérimental préparé, l'échantillon non perturbé est déballé et taillé selon les dimensions exactes de la boîte d'échantillon (30,5 x 10 x 5 cm) (Figure 2.8). Au début de l'expérience, l'échantillon est fixé au chenal expérimental à l'aide de vis et d'écrous. Le chenal est ensuite rempli d'eau. L'eau du robinet peut être utilisée car le pH (7) et la température (10°C) se rapproche des conditions mesurées dans l'eau de la rivière lors de la cueillette des échantillons, soit un pH oscillant entre 6,77 et 7,43 et une température d'environ 8°C. Un très faible débit est appliqué pendant environ 5 minutes afin de saturer l'échantillon. Puis, différents débits, de plus en plus grands, sont générés. Chaque échantillon subit 5 débits, donc 5 cisaillements différents. Les débits appliqués peuvent être déterminés préalablement en fonction des connaissances du matériel à l'étude ou des expériences antérieures. Pour atteindre les débits voulus, la force de l'inverseur de

courant est augmentée progressivement. Une fois le débit obtenu, il est maintenu stable pendant 2 minutes, puis deux échantillons d'eau et de la charge sédimentaire qui s'y retrouve sont récoltés à l'aide des tubes de plastique installés à l'amont de la boîte d'échantillon (Figure 2.6). Ces deux échantillons d'eau sont recueillis à 1 minute d'intervalle, puis on passe au débit suivant, jusqu'à ce que dix bouteilles d'eau soient remplies. Le temps total de l'expérience, le cisaillement maximal atteint, le temps entre chaque pallier de cisaillement et les cisaillements mesurés pour chaque échantillon testé sont présentés au tableau 3.4 dans la section *Résultats*.

Figure 2.8 Étapes de préparation de l'échantillon avant l'expérience en chenal expérimental : 1 : Identification de l'échantillon, 2 et 3 : Retrait de la paraffine, 4 et 5 : Taillage de l'échantillon selon les dimensions exactes de la boîte d'échantillon, 6 et 7 : Installation de l'échantillon sur le chenal expérimental (Photos : Michèle Tremblay et Tommy Sutarto, 2010).



À la fin de l'expérience, le chenal expérimental est vidé à l'aide des valves d'évacuation. L'échantillon de sol restant est retiré, photographié et conservé pour les autres mesures géotechniques. Les bouteilles d'eau recueillies durant l'expérience permettent de mesurer la charge en suspension correspondante au cisaillement induit. Les échantillons d'eau sont filtrés à l'aide d'un filtre en microfibre de verre de 47 mm de diamètre (Whatman 934-AH). Les sédiments retenus sont ensuite séchés à 105°C, puis pesés. Le poids du matériel sec mesuré correspond à la quantité de sédiment érodé. Les valeurs de concentrations sédimentaires et les débits correspondants permettent de calculer les paramètres d'érodibilité (τ_c et K_d) du matériel étudié. Les calculs effectués pour estimer ces paramètres sont décrits à la section suivante.

Calculs des paramètres d'érodibilité

Pour déterminer le cisaillement critique d'érosion fluviale et le coefficient d'érodibilité, les valeurs de débit générées par le chenal expérimental doivent d'abord être converties en valeurs de cisaillement de l'écoulement. Pour ce faire, le débit est transformé en vitesse en le divisant par l'aire de l'échantillon exposé à l'écoulement. Puis, la formule suivante est utilisée :

$$\tau_w = \frac{f\rho V^2}{8} \quad (2.3)$$

où τ_w , est le cisaillement au mur (*wall shear stress*) (Pa); f , le facteur de friction de Darcy-Weisbach ; ρ , la densité de l'eau (kg/m^3) et V , la vitesse moyenne enregistrée (m/s). Le facteur de friction de Darcy-Weisbach s'obtient à partir d'une modification de l'équation de Colebrook par Haaland [1983] pour un écoulement turbulent :

$$\frac{1}{f^{1/2}} \approx -1.8 \log \left[\frac{6.9}{Re_{d_{eff}}} + \left(\frac{\epsilon/d_{eff}}{3.7} \right)^{1.11} \right] \quad (2.4)$$

$$\text{où : } d_{eff} = \frac{2}{3} * D_h \quad (2.5)$$

où d_{eff} est le diamètre effectif du chenal expérimental (m) ; $Re_{d_{eff}}$, le nombre de Reynold correspondant au diamètre effectif ; ϵ , la rugosité du chenal expérimental (m) et D_h , le diamètre hydraulique (m).

Ensuite, les valeurs de concentrations sédimentaires mesurées pour chaque cisaillement doivent être transformées en taux d'érosion. La méthode développée pour estimer les taux d'érosion nécessite la connaissance d'aucun autre paramètre géotechnique. Le calcul est basé sur deux postulats. Le premier établit que la concentration sédimentaire mesurée à un débit donné atteint une valeur constante peu de temps après l'atteinte de ce débit. Pour vérifier cette affirmation, un test où le débit était augmenté à chaque dix minutes et où la concentration sédimentaire était mesurée à chaque minute a été effectué sur un échantillon. Les résultats ont montré que les concentrations sédimentaires mesurées après seulement 2 minutes étaient similaires [Papanicolaou et Sutarto, 2011 (communication personnelle)]. Le deuxième postulat établit que la concentration de sédiments dans le chenal à chaque augmentation de débit est très faible puisque les sédiments érodés antérieurement sont dilués à travers la quantité totale d'eau présente dans

le système (environ 245 L). De plus, l'échantillonnage de l'eau et de la charge sédimentaire qui s'y retrouve s'effectue juste à l'aval de l'échantillon de berge ce qui fait en sorte que les sédiments venant juste d'être érodés risquent fortement de se retrouver dans l'échantillon d'eau. Selon ces deux affirmations, le taux d'érosion de l'échantillon de berge dans le chenal (ε (kg/m²s)) peut être estimé selon la formule suivante :

$$\varepsilon = \frac{c * \sum_i^j (V)}{\sum_i^j (t) * A} \quad (2.6)$$

où c est la concentration sédimentaire mesurée dans l'échantillon d'eau recueilli à un débit donné (kg/L); V , le volume total d'eau passant au-dessus de l'échantillon (L) du moment i où un échantillon d'eau vient d'être récolté jusqu'au moment j où un second échantillon d'eau est recueilli; t , le temps total entre deux collectes d'échantillon d'eau (s) et A , la surface de l'échantillon de berge exposée à l'écoulement (m²).

Une fois tous les cisaillements de l'écoulement et tous les taux d'érosion calculés, le cisaillement critique d'érosion fluviale peut être déterminé. Pour chaque échantillon, les quatre derniers cisaillements atteints au cours de l'expérience sont mis en relation avec les taux d'érosion correspondants. Le premier cisaillement n'est pas considéré dans la relation étant donné qu'il est très faible. L'ordonnée à l'origine de la relation linéaire entre les différents points représente le cisaillement critique d'érosion fluviale.

Pour déterminer le coefficient d'érodibilité de l'échantillon, les taux d'érosion estimés sont reliés au cisaillement critique d'érosion et au cisaillement de l'écoulement dans le chenal expérimental ($\tau_e/\tau_c - 1$). L'ordonnée à l'origine de la relation linéaire obtenue représente cette fois le coefficient d'érodibilité. Le cisaillement critique d'érosion fluviale (τ_c) et le paramètre d'érodibilité (K_d) permettent d'estimer des taux d'érosion fluviale (ε) sur les rivières étudiées en appliquant la formule $\varepsilon = K_d \left(\frac{\tau_c}{\tau_e} - 1 \right)$ (2.7) où τ_e est le cisaillement de l'écoulement mesuré dans le cours d'eau [Papanicolaou et al., 2007] [Kandiah, 1974]. Il s'agit d'une modification de la formule initiale $\varepsilon = K_d (\tau_c - \tau_e)^a$ (Équation 1.5) présentée par Hanson et Cook [1997]. Cette formule permet d'établir un

taux d'érosion en kg/m²/s plutôt qu'en m/s tout en conservant le rapport de proportion entre le cisaillement de l'écoulement et le cisaillement critique d'érosion fluviale.

Tests d'homogénéité du matériel

Afin de vérifier l'homogénéité du matériel étudié, un échantillon de la rivière Batiscan et un échantillon de la Saint-François sont soumis au détecteur de rayons gamma. La variabilité spatiale de la densité volumique des échantillons est ainsi mesurée. Les échantillons sont testés dans un laboratoire de l'université d'Iowa : *The University of Iowa's Lucille A. Carver Mississippi Riverside Environmental Research Station (LACMREERS)*, grâce à la collaboration de l'équipe du Dr. Papanicolaou. L'instrument consiste en une source de radiation gamma (550 mCi, Americium (Am-241)) d'une puissance de 60 kiloélectrons Volts (keV) et un détecteur possédant un photomultiplicateur intégré (Harshaw 6S2/2-X-NaI (TI)), lequel permet la détection des radiations. Des rayons gamma sont émis d'un côté de l'échantillon de matériel testé et les rayons ayant réussi à traverser le matériel sont perçus par le détecteur sur la partie opposée [Papanicolaou et Maxwell, 2006]. Les mesures sont prises en points discrets à une distance de 1 cm dans les directions horizontales et verticales. Le taux de rayons gamma enregistré (I) est relié à la densité volumique du solide (ϕ_s) par une relation exponentielle négative :

$$\phi_s = K_1 e^{-K_2 I} - K_3 \quad (2.8)$$

où K_1 , K_2 et K_3 sont des constantes établies lors de la calibration de l'instrument avec des solutions dont la densité volumique est connue. Cette calibration est effectuée avant chaque expérience.

2.3.2 Mesures des paramètres hydrodynamiques

Précipitation, débit et cisaillement

Les précipitations journalières sur les deux rivières à l'étude sont obtenues via la base de données météorologiques d'*Environnement Canada* ([http : //www.climat.meteo.gc.ca/climateData/canada_f.html](http://www.climat.meteo.gc.ca/climateData/canada_f.html)). Les données de la station de Trois-Rivières (7818562) sont utilisées pour la rivière Batiscan et les données de la station de Pierreville (7026043) sont associées à la Saint-François. Le débit journalier des deux rivières à l'étude est obtenu

grâce aux stations hydrométriques du *Centre d'Expertise Hydrique du Québec* (<http://www.cehq.gouv.qc.ca>) où les débits sont mesurés en continu à un intervalle de 15 minutes. Les débits de la rivière Saint-François proviennent de la station 030208, située au parc de la rivière Saint-François, en face de l'embouchure avec la rivière Magog. Les débits de la rivière Batiscan proviennent de la station 050304, installée à 3,4 km en aval de l'embouchure avec la rivière des Envies. Les séries de débit à chaque station sont converties en débit ajusté à la section d'étude, via un facteur de conversion, estimé à 1,05 pour la rivière Saint-François et 1,085 pour la rivière Batiscan. Ce facteur est établi par *Environnement Canada*, il représente le ratio entre l'aire du bassin versant de la station de mesure à l'embouchure et l'aire du bassin versant à l'amont de la station.

Les hauteurs d'eau dans le chenal sont mesurées à l'aide de sondes à pression (*Solinst LT-Levelogger*). Ces dernières sont insérées dans des tuyaux de PVC installés dans le chenal, près de la berge, à une profondeur assez grande pour pouvoir mesurer la hauteur d'eau à l'étiage. Deux jauges sont positionnées respectivement à l'amont et à l'aval des sections à l'étude sur chaque rivière (Figure 2.3). Ces sondes enregistrent la pression à une fréquence de 15 minutes avec une précision de 0,05 %. La profondeur d'eau (h) est ensuite calculée selon la différence entre la pression enregistrée par la sonde et la pression atmosphérique mesurée à la surface par un baromètre. Les données de hauteurs d'eau permettent de calculer le cisaillement moyen (τ) de l'écoulement de la rivière selon l'équation $\tau = \rho ghS$ (Équation 1.17) où ρ est la densité de l'eau (kg/m^3); g , l'accélération gravitationnelle (m/s^2); h , la profondeur moyenne de l'écoulement (m) et S , la pente du chenal calculée selon les données bathymétriques.

Relevés bathymétriques

La bathymétrie de la section de cours d'eau à l'étude a été reconstituée à l'aide d'un sonar (*Echotrac CV200 Teledyne Odom hydrographic*). Le sonar, installé sur un bateau, envoie un signal sonore de 1 Hz dans l'eau et calcule la distance entre le bateau et le lit de la rivière selon la longueur d'onde de retour. Ce type de relevé est effectué sur les deux rivières aux printemps et aux automnes 2009 et 2010 (Tableau 2.4). Les données sont

enregistrées le long d'un transect, allant de la rive gauche vers la rive droite et vice-versa, à tous les 400 m, pour toute la section à l'étude. Les données bathymétriques obtenues sur ces transects sont par la suite importées dans *ArcGIS 10*. Les points mesurés sont extrapolés par krigeage. Cette méthode se base sur des modèles statistiques qui incluent l'autocorrélation des données. Le poids accordé à chacune des données diminue plus la distance entre le point mesuré et le point extrapolé augmente. Cette méthode tient compte de l'arrangement spatial des points mesurés ce qui permet d'éliminer le biais directionnel généré par la collecte de donnée par transects.

Tableau 2.4 : Date des relevés bathymétriques et photographiques

Rivière Batiscan	Rivière Saint-François
28-29 avril 2009	5-6 mai 2009
7-8 décembre 2009	4-5 novembre 2009
12-13 avril 2010	28-29 avril 2010
2-3 novembre 2010	24-25 novembre 2010

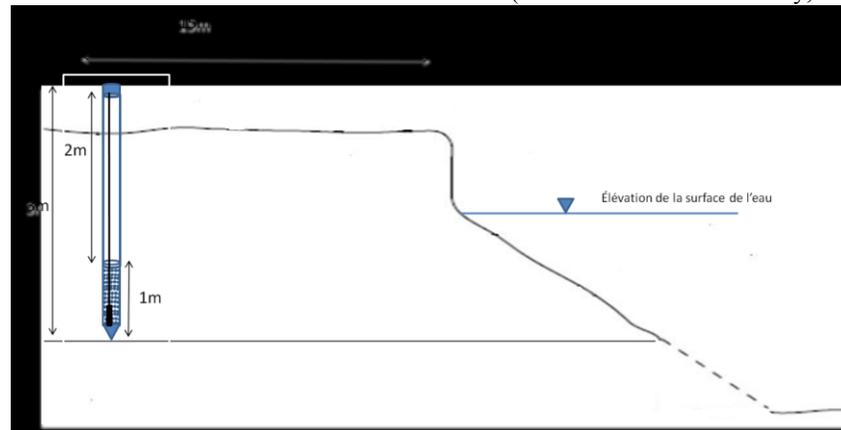
Un courantomètre acoustique profileur (*ADCP Rio-Grande 1200 KHz de Teledyne RD Instruments*) est également installé sur le bateau. Il permet d'enregistrer la vitesse moyenne de l'écoulement dans les directions x, y et z, à une fréquence de 2 Hz. Le courantomètre ne peut pas mesurer la vitesse à moins de 50 cm du lit. La grosseur du bateau et la forme du lit empêche aussi de prendre des mesures très près de la berge. Les profils de vitesses mesurés le plus près possible des berges sont situés à environ 4 mètres de la rive. Les données de vitesse obtenues pour chaque transect sont analysées avec le logiciel de cueillette des données, *WinRiver II*. Un GPS différentiel est aussi installé sur le bateau, il enregistre en continu afin de positionner l'ensemble des mesures.

Piézomètres

Le niveau de la nappe phréatique est mesuré avec une sonde à pression (*Solinst LT-Levelogger*) selon le même principe que la mesure des hauteurs d'eau dans le chenal. Le piézomètre consiste en un tuyau de PVC installé dans le sol à une profondeur suffisamment grande pour rejoindre la nappe phréatique (Figure 2.9). Au bout du tuyau se trouve une pointe filtrante, soit un cylindre de 1,90 cm (3/4 de pouce) en acier inoxydable, perforé au 0,3175 cm (1/8 de pouce) et muni d'un filtre, ce qui permet à l'eau de pénétrer lentement

dans la tige. La sonde à pression est déposée au fond de ce système et mesure à chaque 15 minutes. Ce type de piézomètre est nommé piézomètre de Casagrande. Des piézomètres sont installés au site 2 de la rivière Batiscan, à environ 15 mètres du haut de la berge (Figure 2.9) et au site 3 de la rivière Saint-François, à 6 m de la berge.

Figure 2.9 Piézomètres installés à la rivière Batiscan (Schéma Michèle Tremblay, 2011)



2.3.3 Observations et mesures de l'activité érosive

Suivis photographiques

Afin d'estimer les taux d'érosion de la rivière Saint-François à l'échelle historique, des photos-aériennes des années 1964, 1979 et 1997, à l'échelle 1 : 1500 sont utilisées. La numérisation et le géoréférencement des photos-aériennes s'est effectué antérieurement dans le cadre du Projet Saint-Laurent à l'aide du logiciel d'information géographique *ArcGIS*. Le contour des cours d'eau a aussi été tracé pour toutes les années [Boyer *et al.*, 2010b]. Ces données sont combinées aux relevés GPS effectués dans ce projet sur le méandre aval (site 3 et 4). Les distances entre un tracé de photo-aérienne et les points GPS mesurés à l'automne 2008 (points situés à environ 1 m d'intervalle) sur le méandre aval sont ensuite calculées à l'aide de l'outil *Generate Near Table (Analysis)*. Ces distances d'érosion ou d'accumulation sont ensuite transformées en taux d'érosion nette. Une carte bathymétrique de 1922 provenant du Ministère des Ressources Naturelles est également disponible mais les distances d'érosion n'ont pu être estimées étant donné l'imprécision de son géoréférencement. Cette carte permet toutefois d'obtenir un aperçu de l'évolution de la section d'étude à l'échelle historique.

Pour vérifier l'évolution du tronçon d'étude à la rivière Batiscan, des photos aériennes de 1964 et 1997 ont été comparées. Dans ce cas, la différence entre les deux tracés de cours d'eau est trop faible pour calculer des taux d'érosion. Les tracés de gains et de pertes de végétation, effectués auparavant pour le Projet Saint-Laurent, permettent d'observer les faibles variations de la morphologie du chenal à l'échelle historique.

Pour identifier les mécanismes d'érosion actuels ayant lieu sur les berges, des suivis photographiques sont effectués sur chacune des rivières. À l'aide d'un bateau qui suit le centre du chenal, des photos de la rive droite et gauche sont prises systématiquement à tous les 400 mètres sur les 10 kilomètres du tronçon à l'étude. Ces images sont recueillies au printemps et à l'automne 2009 et 2010 (Tableau 2.4) ce qui permet d'observer les changements saisonniers. Le mécanisme d'érosion de berges dominant est identifié sur chaque photo (rupture de masse/érosion fluviale/processus couplés). On observe aussi l'utilisation du sol et la présence d'infrastructures de drainage et de récréation. La classification des berges se fait par une catégorisation visuelle. Un seul observateur effectue l'ensemble de la classification et le choix du mécanisme dominant est basé sur la connaissance des mécanismes. Les figures 3.25 et 3.28 illustrent un exemple type de chacun des mécanismes d'érosion identifiés lors de la classification des berges pour les rivières Saint-François et Batiscan respectivement.

Système de positionnement global (GPS)

L'utilisation du GPS différentiel (*Trimble 5700/5800 GPS Receiver*) a permis de géoréférencer la position des berges à la rivière Saint-François. Les relevés ont été effectués le 21 octobre 2008, le 10 mai 2009, le 26 octobre 2009, le 31 mai 2010 et le 10 décembre 2010. Nous avons relevé systématiquement les coordonnées géographiques de la limite de la berge à environ un mètre d'intervalle pour le méandre aval de la rivière Saint-François (site 3 et 4) et le site 1. Ce type de relevé n'a pas été effectué à Batiscan puisque la nature ponctuelle de l'érosion s'exprimant surtout sous forme de rupture de masse est difficilement quantifiable par un relevé en haut de berge. Les taux d'érosion mesurés par les données GPS pour la rivière Saint-François excluent d'ailleurs tout processus en pied de berge. Les mesures GPS ont une erreur variant de 0,005 m à 0,25 m en fonction du nombre

de satellites disponibles lors de l'estimation de la position. La présence d'arbres empêchant le GPS de capter les satellites, les points ont dû être espacés de manière considérable dans certaines zones boisées. La borne géodésique 80K0113 (5 105 663,117 N, 352 271,842 E, Élévation : 10,360m) fixée par le Service de géodésie du Ministère des ressources naturelles et de la Faune du Québec permet de corriger les données recueillies lors de chacune des visites sur le terrain afin de s'assurer de la concordance de nos données avec les cartes nationales.

Une fois les relevés effectués, les données sont téléchargées et corrigées à l'aide du logiciel *Trimble Office*. Les données sont ensuite analysées via le système d'information géographique *ArcGIS 10*. Pour estimer les distances d'érosion entre chaque relevé, la première série de point mesurée (Relevé 1) est d'abord transformée en une *polyligne* à l'aide de l'outil *Feature To Line (Data Management)*. L'outil *Near (Analysis)* est ensuite utilisé entre la *polyligne* du relevé 1 et la série de points du deuxième relevé. La distance la plus courte entre la ligne et chacun des points est alors calculée. À partir de ces distances, des moyennes, des écart-types, des maximums et des minimums de distance d'érosion peuvent être calculés. Pour établir les taux d'érosion annuels, les résultats des différents relevés saisonniers sont additionnés.

Chaînes d'érosion

Les sites 1, 3 et 5 de la Batiscan sont munis de chaînes d'érosion. Ces dernières sont d'environ 5 mm de diamètre et sont insérées dans la berge à l'aide d'une tige de métal. Elles sont disposées à un intervalle de 1 m de largeur et de hauteur pour un total de 12 chaînes d'érosion par site (Tableau 2.5). Des relevés saisonniers effectués sur ces sites permettent d'établir des distances d'érosion et d'accumulation moyennes spécifiques au site à l'étude. Des données de décembre 2008 au printemps 2010 sont disponibles. Les distances d'érosion estimées à l'aide des chaînes permettent de mesurer à une échelle spatiale beaucoup plus fine comparativement aux taux obtenus à partir des photos-aériennes ou des mesures GPS. Cette méthode est utilisée pour la Batiscan, étant donné la nature ponctuelle de l'érosion. Les distances obtenues doivent cependant être analysées de façon rigoureuse étant donné les erreurs engendrées par l'échantillonnage spatial choisi, la

fréquence des mesures et les mouvements des chaînes indépendants de l'érosion. Lorsqu'une chaîne n'est pas retrouvée, il est impossible de savoir si elle est enterrée ou si elle a été érodée et s'est déplacée avec le courant. Certaines données manquantes doivent donc être interprétées avec prudence.

Tableau 2.5: Disposition des chaînes d'érosion sur les sites 1, 3, 5 à la rivière Batiscan. La ligne 1 représente le haut de la berge et la ligne 3 le pied de la berge. La colonne 1 est la rangée située la plus en amont alors que la colonne 3 est la rangée la plus en aval sur le site d'étude.

	Colonne 1 (C1)	Colonne 2 (C2)	Colonne 3 (C3)
Ligne 1 (L1)	L1-C1	L1-C2	L1-C3
Ligne 2 (L2)	L2-C1	L2-C2	L2-C3
Ligne 3 (L3)	L3-C1	L3-C2	L2-C3

Conclusion

Les différents objectifs et la méthodologie de ce projet sont limités par la complexité des mécanismes d'érosion des berges et des facteurs qui les influencent. Ces nombreux facteurs (Tableau 1.1) et leurs interrelations ne peuvent pas tous être pris en compte étant donné les limites de temps, de budget, de l'accessibilité aux berges et surtout, de la complexité intrinsèque des sites d'étude. L'érosion des berges est difficile à cerner empiriquement. C'est un processus sporadique, son étude fait donc appel à une caractérisation à l'échelle événementielle, laquelle n'est pas toujours possible compte tenu de l'instrumentation disponible et de l'accessibilité de la berge lors d'un événement de crue. Les objectifs poursuivis dans ce projet et la méthodologie développée permettent toutefois de contrer quelques unes de ces difficultés et de développer de nouvelles approches pour étudier l'érosion des berges. Les analyses présentées au prochain chapitre aideront à mieux comprendre la dynamique des berges de deux tributaires importants du Fleuve Saint-Laurent et d'apporter des données essentielles pour la gestion des milieux riverains.

Chapitre 3 Résultats

Ce chapitre est divisé en trois sections, chacune correspondant à un des objectifs poursuivis dans ce projet. D'abord, les données concernant la variabilité morpho-sédimentologique des berges des rivières Saint-François et Batiscan sont présentées. Les principaux facteurs hydrodynamiques qui influencent la dynamique des berges sont ensuite exposés. Enfin, l'activité érosive des berges enregistrée au cours des années 2009 et 2010 est décrite.

3.1 Caractérisation morpho-sédimentologique des berges des rivières Saint-François et Batiscan

3.1.1 Coupes stratigraphiques

Les coupes stratigraphiques effectuées sur les berges des rivières Batiscan (Figure 3.1) et Saint-François (Figure 3.3 A et B) permettent de décrire la variabilité morpho-sédimentologique du matériel de berge. Cette variabilité s'exprime sur un profil de profondeur d'une même berge et d'une berge à l'autre. Elle met aussi en évidence le contraste entre les deux rivières à l'étude.

Berges de la rivière Batiscan

La coupe stratigraphique du site 3 à la rivière Batiscan décrit une berge de 4,29 m de hauteur et d'une pente de 72°, située dans une section rectiligne de la rivière, où de nombreuses ruptures de masse sont observées. Deux sections verticales de berges, illustrées à la figure 3.1, ont été étudiées lorsque la rivière était à l'étiage. La séparation du profil en deux coupes facilite les mesures et le prélèvement des échantillons. Il y a peu de risque de non concordance entre la fin de la première coupe et le début de la seconde puisque la nature du matériel présent dans les zones de transition est similaire (limons très fins). Le haut de la berge est recouvert de gazon, mais plusieurs petits arbres et arbustes poussent sur la berge. À l'aval de la coupe, la géométrie de la berge témoigne d'une ancienne rupture de masse rotationnelle.

La stratigraphie se compose de quatre unités texturales différentes (Tableau 3.1 et Figure 3.2) correspondant à différents dépôts massifs de matériel. L'unité 1 représente le haut de la berge alors que l'unité 4 représente le pied de berge. La première couche est constituée de limons fins (69 %) où il y a présence de racines. Le matériel y était très sec lors de l'échantillonnage. Les limons fins et l'argile formaient de petits agglomérats d'environ 0,5 cm de diamètre. Ces derniers s'effritaient facilement au passage de la main. La seconde unité est composée de limons très fins (entre 51 et 65 %) et d'argiles (entre 33 et 47 %). Tout comme dans la première strate, les limites de plasticité et de liquidité y sont élevées. Elles varient entre 43,6 et 48,6 % et entre 21,1 et 24,5 %, respectivement. L'accroissement de la quantité d'argile a pour effet d'augmenter la limite de plasticité et de liquidité du matériel. Il y a aussi présence de particules agglomérées dans l'unité 2, mais la forte teneur en humidité assure la cohésion des agrégats. La troisième unité est uniquement constituée de sables moyens. On y observe un lit de minéraux gris, beiges et orangés. Cette couche sableuse est coincée entre deux couches très épaisses de limons et influence la composition de l'unité 4. Cette dernière, principalement formée de limons moyens, contient entre 14 et 22 % de sables alors qu'aucune trace significative de sables n'a été trouvée dans les couches limoneuses supérieures. Le matériel qui compose l'unité 4 est similaire au matériel du lit de la rivière, la teneur en limons (61 à 71 %) est légèrement plus élevée que les couches limoneuses supérieures et c'est la quantité d'argile qui diminue au profit du sable. La coupe stratigraphique du site 3 est représentative des autres berges de la section à l'étude malgré certaines variations de propriétés cohésives que les analyses effectuées en laboratoire sur les échantillons non perturbés mettront en évidence. Ces résultats sont présentés dans une section subséquente (3.1.2).

Figure 3.1 Coupe stratigraphique effectuée en aval du site 3 à la rivière Batiscan (LL : limite de liquidité; LP : limite de plasticité). Cette coupe illustre clairement les trois strates qui seront échantillonnées dans cette étude, soit les unités 1, 2 et 4. Ces strates de matériel se retrouve également au site 2 et 4 de la rivière Batiscan, où des échantillons non perturbés ont été recueillis (rectangles pointillés jaune).

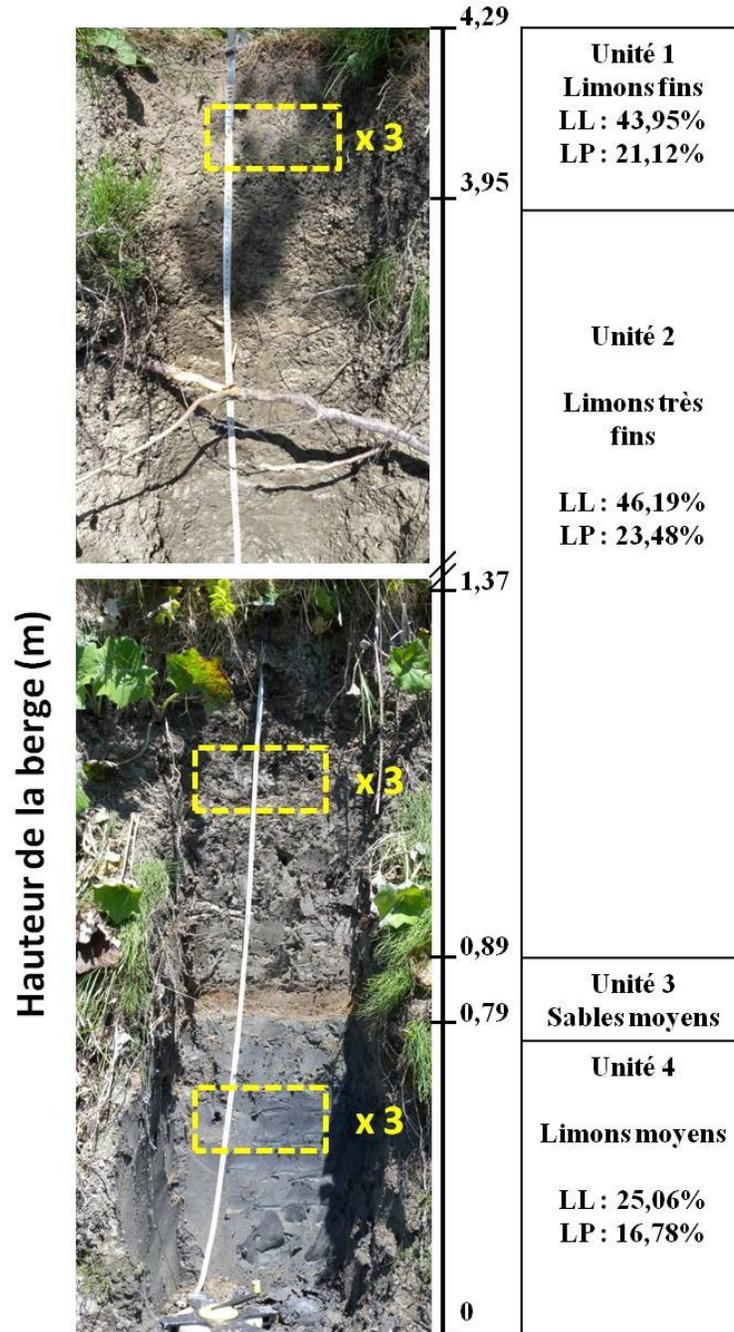
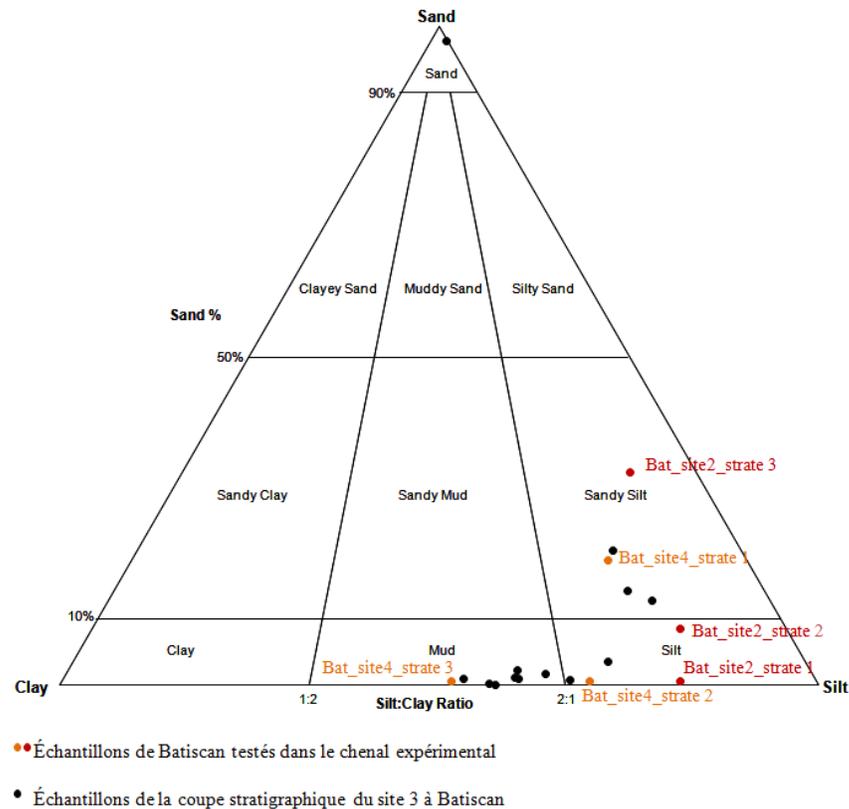


Tableau 3.1 Caractéristiques morpho-sédimentologiques d'une berge (site 3) à la rivière Batiscan. Le code de l'échantillon identifie la rivière étudiée (BAT), le numéro du site à l'étude (S3), le numéro de strate (1 à 5) correspondant au type de sédiments identifié sur le terrain et la profondeur (cm) à laquelle l'échantillon a été recueilli par rapport au niveau supérieur de cette strate. L'analyse des pourcentages d'argile, de limons et de sables avec *Gradistat* identifie le type de sédiments (unité 1 à 4). L'unité 1 représente le haut de la berge alors que l'unité 4 représente le pied de la berge. Le D_{50} représente le diamètre médian de l'échantillon.

Code de l'échantillon	Types de sédiments	Sables (%)	Limons (%)	Argiles (%)	D_{50} (μm)	Limite de liquidité (%)	Limite de plasticité (%)
BAT-S3-1-30	Limons fins (Unité 1)	4,27	69,47	26,26	4,04	43,95	21,12
BAT-S3-1-60	Limons très fins (Unité 2)	1,65	51,42	46,93	2,09	48,50	24,47
BAT-S3-1-90		0,92	55,27	43,81	2,24	48,56	23,68
BAT-S3-2		1,83	58,28	39,89	2,48	45,13	24,20
BAT-S3-3-30		0,70	56,17	43,13	2,26	46,36	24,43
BAT-S3-3-45		1,39	65,80	32,81	3,05	47,48	23,05
BAT-S3-3-60		1,60	58,85	39,55	2,49	43,55	22,57
BAT-S3-3-75		2,37	62,11	35,52	2,81	44,76	22,57
BAT-S3-3-90		2,95	58,02	39,03	2,55	45,19	22,84
BAT-S3-4	Sables moyens (Unité 3)	100,0	0,00	0,02	372,90	-	-
BAT-S3-5-110	Limons moyens (Unité 4)	13,75	70,53	15,72	8,34	28,05	17,45
BAT-S3-5-125		21,51	61,42	17,07	8,73	20,89	16,79
BAT-S3-5-140		15,13	66,59	18,28	6,95	26,25	16,09

Figure 3.2 Triangle granulométrique de Winkler pour les échantillons de la rivière Batiscan.



Le matériel observé sur les berges de la rivière Batiscan témoigne de l'histoire des Basses-Terres-du-Saint-Laurent. Le retrait de la mer de Champlain, il y a 11 500 ans BP, a généré d'importantes accumulations de matériaux fins qui étaient en suspension dans l'eau [Occheitti, 1977]. Ces sédiments ont formé une zone riche en alluvions marines et deltaïques. C'est ce qui explique que des matériaux silteux et argileux composent aujourd'hui les berges de la rivière Batiscan. La présence de petits coquillages dans les différentes strates décrites précédemment confirme cette interprétation. Sur certaines berges observées à Batiscan, la couche limoneuse de quelques mètres est surmontée par une couche de sable tout aussi épaisse. Ce sable provient des dépôts deltaïques et fluviaux dus aux activités récentes de la rivière et du fleuve (Carte des dépôts de surface [Lasalle, 1963; Dion, 1977]). La moraine de Saint-Narcisse et les terrasses de sables des niveaux supérieurs du Saint-Laurent et de la mer de Champlain sont d'importantes sources de sédiments pour la rivière [Occheitti, 1977].

Berges de la rivière Saint-François

Les coupes stratigraphiques des sites 1 et 2 à la rivière Saint-François (Figure 3.3 A et B) ont été effectuées en plusieurs sections afin de minimiser les perturbations sur la berge et de faciliter l'accès à la coupe. La superposition des différentes photos sur les deux schémas permet de voir l'ensemble de la berge. Au site 1, le dessus de la berge est recouvert d'une mince bande de petits arbustes, lesquels laissent place à un champ agricole. Au site 2, une dizaine de mètres de friche sépare le haut de la berge de la route. Des arbres sont présents de part et d'autre de la section, mais la zone à l'étude ne possède que des arbustes et de petites plantes. Quelques arbres, situés au milieu de la berge, témoignent d'une ou plusieurs ruptures de masse en plaques (*slab failure*). Les deux sites accueillent de nombreux insectes et des hirondelles. Ces dernières creusent souvent leur nid dans la partie supérieure de la berge, ce qui la fragilise. La hauteur des berges aux sites 1 et 2 est de 3,5 m et 6,0 m respectivement et la pente de la berge aux deux sites d'étude est d'environ 70°.

Les berges de la rivière Saint-François, autant à l'aval qu'à l'amont, sont majoritairement composées de sables limoneux à sables moyens provenant de dépôts fluviaux récents et déposés en plusieurs lits minces (Tableau 3.2). La stratification

observée dans ces épaisses couches de sables témoigne des phases de migration du chenal et des dépôts sur la plaine d'inondation [Beaulieu, 2006]. Plusieurs strates présentent des zones orangées (Figure 3.3 A et B) qui marquent des périodes d'oxydation du matériel. À travers ces quantités importantes de sables se retrouvent parfois de fines couches de limons sableux, lesquels représentent des épisodes de transition dans le chenal. Les limites de liquidité de ces limons sableux et sables limoneux sont généralement très faibles (17,9 à 26,9 %). La couche épaisse de limons fins que l'on retrouve en pied de berge au site 2 témoigne de la présence de dépôts marins de la mer de Champlain (Carte des dépôts de surface [Lasalle, 1963; Dion, 1977]). Il est probable que cette strate de sédiments soit présente à l'aval également, mais qu'elle se retrouve beaucoup plus en profondeur, ce qui n'influence pas l'érosion de la berge. Cette couche limoneuse est d'ailleurs absente au site 1, bien que la berge soit très haute. La texture des échantillons recueillis aux sites 1 et 2 démontre la similitude entre les deux sites (Figure 3.4). Ils sont aussi sujets à des processus d'érosion semblables. Les sites 3 et 4, situés plus en aval, ont des berges plus basses et constituées de sables seulement. À mesure que la rivière s'élargit pour se jeter dans le lac Saint-Pierre, ces berges sableuses laissent place à des milieux humides.

Figure 3.3 Coupes stratigraphiques effectuées au site 1 (A) et au site 2 (B) de la rivière Saint-François (LL : Limite de liquidité; LP : Limite de plasticité). Le rectangle pointillé jaune au bas de la coupe B présente l'endroit où les échantillons non perturbés ont été prélevés.

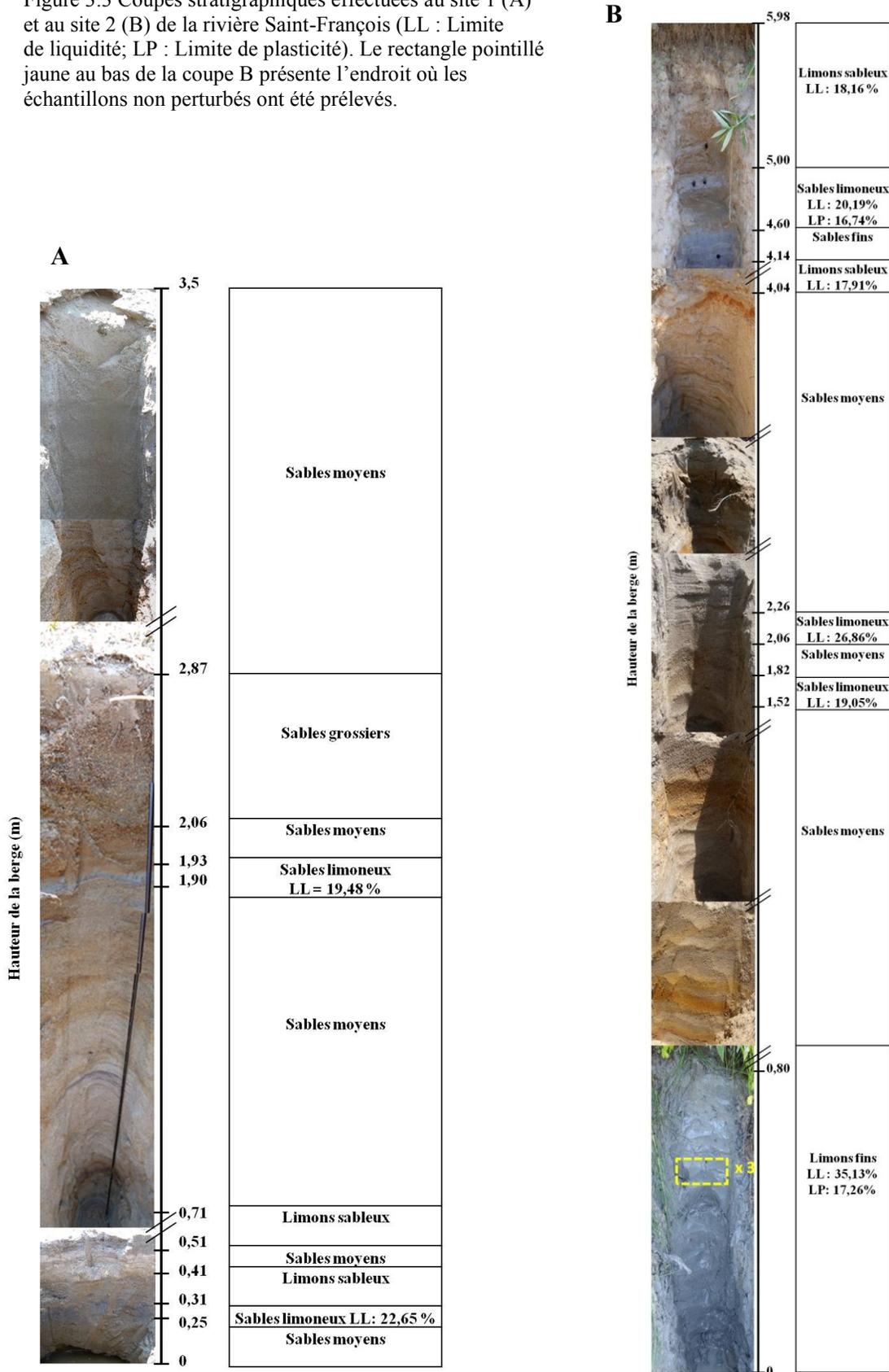


Tableau 3.2 : Caractéristiques morfo-sédimentologiques de deux berges (site 1 et 2) à la rivière Saint-François. Le code de l'échantillon représente la rivière et le site étudié (STF1 ou STF2), le numéro de la coupe dans lequel l'échantillon a été prélevé (C1 à C3) puis le numéro de l'échantillon dans l'ordre de cueillette. L'analyse des pourcentages d'argile, de limons et de sables avec *Gradistat* identifie le type de sédiment. Le D_{50} représente le diamètre médian de l'échantillon.

Code de l'échantillon	Types de sédiments	Sables (%)	Limons (%)	Argiles (%)	D_{50} (μm)	Limite de liquidité (%)	Limite de plasticité (%)
STF1-C1-1	Sables moyens	100,00	0,00	0,00	535,31	-	-
STF1-C1-2		100,00	0,00	0,00	369,44	-	-
STF1-C1-3	Sables grossiers	100,00	0,00	0,00	1089,22	-	-
STF1-C2-4		100,00	0,00	0,00	1274,62	-	-
STF1-C2-5	Sables moyens	100,00	0,00	0,00	512,84	-	-
STF1-C2-6	Sables limoneux	18,83	74,42	6,75	23,57	19,48	-
STF1-C2-7	Sables moyens	100,00	0,00	0,00	362,77	-	-
STF1-C2-8		100,00	0,00	0,00	365,39	-	-
STF1-C2-9		100,00	0,00	0,00	360,63	-	-
STF1-C2-10		100,00	0,00	0,00	357,51	-	-
STF1-C2-11		100,00	0,00	0,00	252,51	-	-
STF1-C2-12		100,00	0,00	0,00	360,63	-	-
STF1-C2-13		100,00	0,00	0,00	253,23	-	-
STF1-C2-14		100,00	0,00	0,00	364,11	-	-
STF1-C2-15		100,00	0,00	0,00	356,56	-	-
STF1-C2-16		100,00	0,00	0,00	356,31	-	-
STF1-C2-17		100,00	0,00	0,00	359,54	-	-
STF1-C2-19	Limons sableux	79,40	18,17	2,43	141,99	-	-
STF1-C3-20	Sables moyens	100,00	0,00	0,00	358,06	-	-
STF1-C3-21		72,55	25,48	1,97	198,37	-	-
STF1-C3-22	Limons sableux	86,49	12,38	1,13	168,85	-	-
STF1-C3-23	Sables limoneux	48,55	48,23	3,22	59,59	22,65	-
STF1-C3-24	Sables moyens	100,00	0,00	0,00	254,12	-	-
STF2-C1-1	Limons sableux	79,07	18,35	2,58	150,23	-	-
STF2-C1-2		51,62	43,01	5,37	70,15	18,16	-
STF2-C1-3	Sables limoneux	18,89	72,38	8,73	13,97	20,19	16,64
STF2-C1-4	Sables fins	100,00	0,00	0,00	187,07	-	-
STF2-C2-1	Limons sableux	50,80	42,84	6,36	69,52	17,91	-
STF2-C2-2	Sables moyens	100,00	0,00	0,00	426,40	-	-
STF2-C2-3		100,00	0,00	0,00	426,16	-	-
STF2-C2-4		100,00	0,00	0,00	356,48	-	-
STF2-C2-5	Sables limoneux	10,99	80,13	8,88	21,36	26,86	-
STF2-C2-6	Sables moyens	100,00	0,00	0,00	366,06	-	-
STF2-C2-7		100,00	0,00	0,00	366,61	-	-
STF2-C2-8	Sables limoneux	33,45	59,70	6,85	29,12	19,05	-
STF2-C2-9	Sables moyens	100,00	0,00	0,00	361,13	-	-
STF2-C2-10		100,00	0,00	0,00	189,54	-	-
STF2-C3 (STF)	Limons fins	4,40	68,21	27,39	3,99	35,13	17,26

Tableau 3.3 Caractéristiques morpho-sédimentologiques des berges des sites 2 et 4 de la rivière Batiscan et de la couche basale du site 2 à la rivière Saint-François. Ces paramètres ont été mesurés pour les échantillons non perturbés recueillis sur les berges.

Légende : Code de l'échantillon : Bat : rivière à l'étude, S4 ou S2 : site à l'étude, Strate 1 : strate de sédiments en pied de berge, Strate 2 : strate de sédiments en milieu de berge, Strate 3 : strate de sédiments en haut de berge; SC : % de limons et d'argile dans l'échantillon; D_{50} : diamètre médian des particules de l'échantillon (μm); LL : limite de liquidité; LP : limite de plasticité; PI : index de plasticité; c' : cohésion effective; ϕ : angle de friction; τ_c : cisaillement critique d'érosion fluviale; \bar{x} : moyenne des résultats obtenus pour l'ensemble des répliques d'une même strate; σ : écart type des résultats obtenus pour l'ensemble des répliques d'une même strate; Jumelé : cisaillement critique d'érosion fluviale obtenu en jumelant les points pour un même échantillon (toutes les répliques confondues); K_d : coefficient d'érodibilité; R^2 : coefficient de détermination de la relation linéaire entre les cisaillements de l'écoulement induit et les taux d'érosion estimés. Les numéros de réplique correspondent à chacun des échantillons non perturbés prélevés sur une même strate de matériel.

Code de l'échantillon	Granulométrie (%)					Limites d'Atterberg (%)			Cisaillement direct (kPa et °)		Paramètres d'érodibilité : Cisaillement critique d'érosion (τ_c)(Pa) et coefficient d'érodibilité (K_d) (kg/m ² /s)						
	Sables	Limons	Argiles	SC	D_{50}	LL	LP	PI	c'	ϕ	Réplique	τ_c	\bar{x}	σ	Jumelé	K_d (*10 ⁻³)	R^2
Bat_S2_strate1	1,20	80,60	18,20	98,80	60	32,25	21,25	11	30,12	5,78	2	7,32	8,44	1,58	15,45	4,4	0,89
											3	9,56			(0,22)	7,2	0,91
Bat_S2_strate2	9,30	76,40	14,30	91,70	82	28,47	21,30	7,17	12,07	10,36	1	2,02	4,24	4,59	3,62	3,0	0,91
											2	9,52			(0,83)	17,6	0,87
											3	1,19				6,7	0,87
Bat_S2_strate3	33,40	57,80	8,80	67,60	220	23,32	-	-	13,87	10,34	1	1,83	1,98	0,21	2,42	6,0	0,94
											2	2,13			(0,49)	47,4	0,35
Bat_S4_strate1	20,00	61,50	18,50	80,00	68	25,27	16,17	9,10	17,96	8,28	1	13,41	6,60	6,13	10,53	88,2	0,79
											2	1,54			(0,27)	2,7	0,91
											3	4,85				1,7	0,97
Bat_S4_strate2	1,30	68,40	30,30	98,70	32	37,53	18,78	18,75	13,29	5,93	1	4,67	3,82	1,21	5,59	2,93	0,37
											2	2,96			(0,30)	16,1	0,95
Bat_S4_strate3	1,20	50,10	48,70	98,80	19	51,36	24,16	27,2	11,99	1,62	1	3,49	4,02	0,74	4,83	54,8	0,38
											3	4,54			(0,66)	52,0	0,85
STF_Strate 1	7,20	74,70	18,10	92,80	75	23,56	16,25	7,31	13,09	9,24	1	2,05	7,83	4,73	7,64	1,6	0,91
											2	11,38			(0,69)	58,1	0,88
											3	12,00				10,8	0,96
											4	5,89				10,3	0,83

Propriétés texturales et limites d'Atterberg

Les échantillons non perturbés du site 2 à la rivière Batiscan témoignent d'une gradation granulométrique bien marquée (Figure 3.2 et Tableau 3.4). En pied de berge (Bat_S2_strate1) se trouve une couche massive de limons fins par-dessus laquelle prennent place des limons grossiers (Bat_S2_strate2), puis une couche de sables limoneux (Bat_S2_strate3). Le D_{50} de chaque échantillon confirme les variations granulométriques le long du profil. La séquence texturale au site 4 n'est pas aussi régulière. La strate 1 (Bat_S4_strate1), située en pied de berge, est la strate qui contient le plus fort pourcentage de sable. Cela s'explique peut-être par la présence, à un niveau supérieur, d'une couche sableuse, coincée entre deux strates limoneuses, semblable à ce qui a été observé à la coupe stratigraphique du site 3. L'échantillon du haut de la berge (Bat_S4_strate3) présente une forte concentration en argile (49 %). Il s'agit de la seule strate où le D_{50} se situe dans la classe argileuse. Les propriétés des échantillons non perturbés des sites 2 et 4 de la rivière Batiscan diffèrent légèrement des propriétés texturales et des limites de plasticité et de liquidité des échantillons recueillis à la coupe stratigraphique du site 3. Cela démontre une variabilité texturale intersite (Figure 3.2). L'échantillon non perturbé du site 2 à la rivière Saint-François (STF_strate1) est dominé par les limons. Par ailleurs, le D_{50} de l'échantillon se situe dans la classe des sables fins. Les caractéristiques géotechniques de cet échantillon s'apparentent à celles de l'échantillon non perturbé de la strate 2 du site 2 à la rivière Batiscan (Bat_S2_strate2).

Les limites de plasticité et de liquidité obtenues pour les échantillons non perturbés des sites 2 et 4 à la rivière Batiscan sont relativement faibles comparativement aux limites obtenues pour les échantillons recueillis lors de l'analyse des sédiments du site 3. La différence est moins marquée pour les échantillons de la rivière Saint-François. Pour la limite de plasticité, les deux résultats diffèrent de seulement 1 %. Par contre, la limite de liquidité de l'échantillon non perturbé est de 23,6 %, alors que pour l'échantillon de la stratigraphie, elle est de 35,1 %. Les deux échantillons ont toutefois été prélevés sur la même strate du même site (site 2) à la rivière St-François, ce qui illustre la variabilité intrasite.

Cohésion effective et angle de friction

La cohésion effective et l'angle de friction ont été mesurés sur les échantillons non perturbés seulement. Au site 2 de la rivière Batiscan, la cohésion (30,1 kPa) est plus grande en pied de berge (Bat_S2_strate1) (Tableau 3.3). Par contre, l'angle de friction est faible (5,8°), ce qui signifie qu'une rupture de masse peut s'effectuer malgré une pente très faible. La cohésion et l'angle de friction des strates 2 et 3 sont très semblables (12,1 et 13,9 kPa) malgré leur différence de texture (Tableau 3.3). Le pied de la berge au site 4 de la rivière Batiscan (Bat_S4_strate1) est plus cohésif (18,0 kPa) que le reste de la berge, mais la cohésion diffère peu d'une strate à l'autre (13,3 kPa pour Bat_S4_strate2 et 12,0 kPa pour Bat_S4_strate3). L'angle de friction est plus élevé (8,3°) en pied de berge (Bat_S4_strate1), il diminue en milieu de berge (5,9°) (Bat_S4_strate2) et atteint sa valeur minimale en haut de la berge (1,6°) (Bat_S4_strate3). L'angle de friction très faible mesuré à la strate 3 s'explique par la présence d'agglomérats de limons et d'argile qui s'effritaient facilement lors de la cueillette de l'échantillon. Or, lorsque ce matériel est compacté, sa cohésion augmente grandement étant donné sa haute teneur en argile. Cela explique la valeur élevée de cohésion obtenue en laboratoire (12,0 kPa), malgré l'apparence non cohésive du matériel sur le terrain. La cohésion et l'angle de friction à la rivière Saint-François (STF_strate1) sont du même ordre de grandeur que pour les échantillons de la rivière Batiscan (13,1 kPa et 9,2°).

Cisaillement critique d'érosion fluviale

Les résultats des expériences en chenal expérimental montrent que les cisaillements critiques de tous les échantillons non perturbés que nous avons analysés se situent entre 1,19 et 13,41 Pa (Tableau 3.3). Pour chacune des strates présentées au tableau 3.3, trois à quatre répliques ont été recueillies et testées. Certaines expériences n'ont pas permis d'obtenir un résultat adéquat en raison d'erreurs de manipulation ou de problèmes techniques en cours d'expérience, c'est pourquoi le nombre de répliques présentées au tableau 3.3 n'est pas égal pour chaque strate et que la numérotation des répliques est parfois discontinue. Les résultats des expériences pour les échantillons Bat_S2_strate3, Bat_S2_strate2 et STF_strate1 sont expliqués en détail dans les paragraphes qui suivent.

Rivière Batiscan

La figure 3.5 illustre les résultats pour deux répliques de la strate 3 au site 2 de la rivière Batiscan. Les deux droites obtenues établissent un cisaillement critique de 1,83 et 2,13 Pa respectivement, ce qui mène à un cisaillement moyen de 1,98 Pa avec un écart-type de 0,21 Pa (Tableau 3.3). Selon ce résultat, deux échantillons recueillis sur la même strate pourraient être jumelés pour établir un cisaillement moyen associé à une texture spécifique. Cependant, pour la majorité des échantillons testés, les valeurs de cisaillement obtenues pour chaque réplique diffèrent largement, ce qui empêche l'établissement d'un cisaillement moyen représentatif (Tableau 3.3 : \bar{x} et σ).

Les droites des trois répliques de la strate 2 du site 2 de la Batiscan (Figure 3.6 A) ne convergent pas vers une même valeur de cisaillement (1,19; 2,02; 9,52 Pa). Les cisaillements critiques ont une moyenne de 4,24 Pa et un écart-type de 4,59 Pa (Tableau 3.3). La variabilité de ces résultats suggère qu'il n'est pas adéquat de recourir à une valeur moyenne de cisaillement critique. Par contre, lorsque tous les points obtenus pour toutes les répliques sont jumelés sur un même graphique et reliés linéairement, le cisaillement critique d'une valeur de 3,62 Pa est issu d'une relation significative ($\alpha = 0,05$) (Figure 3.6 B). Cependant, le jumelage de tous les points obtenus pour toutes les répliques n'est significatif ($\alpha = 0,05$) que pour les échantillons Bat_S2_strate2, Bat_S4_strate3 et STF_strate1. Utiliser l'ensemble des points obtenus avec toutes les répliques d'un même échantillon permet d'éliminer (en partie) la variabilité générée par l'utilisation de paliers de débits différents d'une expérience à l'autre. Le tableau 3.4 démontre la variabilité des expériences menées en chenal expérimental en comparant le temps de total de l'expérience, les variations de temps et de cisaillements mesurés entre chaque palier et le cisaillement de l'écoulement maximum atteint pour chacune des répliques testées.

Figure 3.5 Cisaillement de l'écoulement en fonction du taux d'érosion fluviale de l'échantillon de berge pour deux répliques de la strate 3 au site 2 de la rivière Batiscan (Bat_site2_strate3).

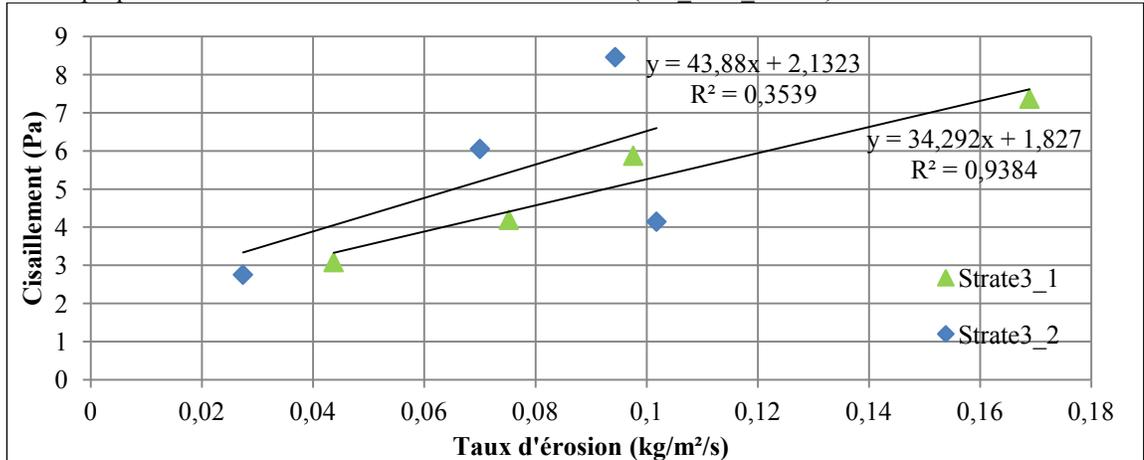


Figure 3.6 A. Cisaillement de l'écoulement en fonction du taux d'érosion fluviale de l'échantillon de berge pour les trois répliques de la strate 2 au site 2 de la rivière Batiscan (Bat_S2_strate2). B. Cisaillement de l'écoulement en fonction du taux d'érosion fluviale pour toutes les répliques de la strate 2 au site 2 de la rivière Batiscan (Bat_S2_strate2).

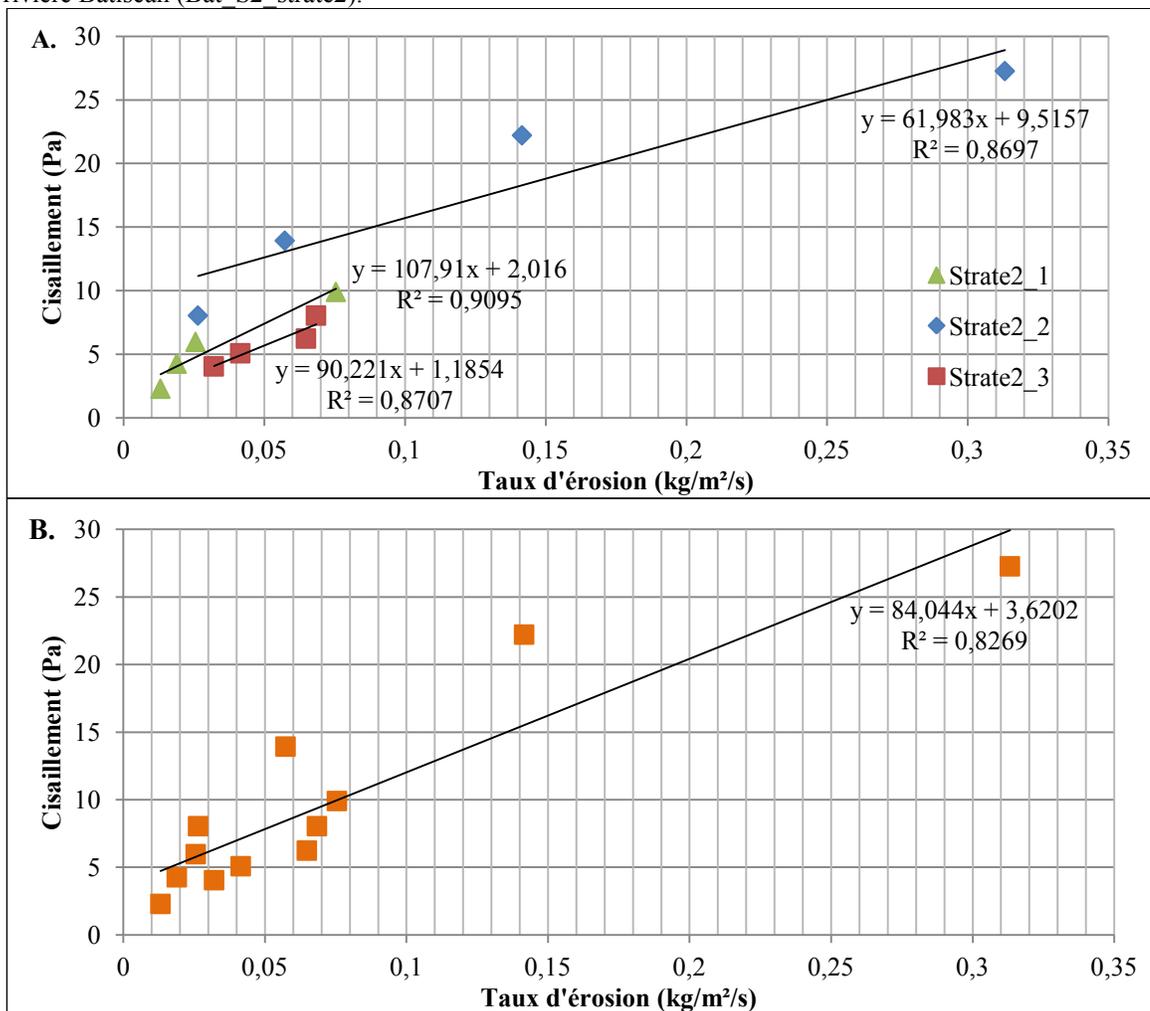


Tableau 3.4 : Caractéristiques des expériences en chenal expérimental pour chacune des répliques pour chacun des échantillons. Légende : τ_{\max} : cisaillement maximum de l'écoulement atteint au cours de l'expérience; Delta t : temps écoulé entre deux mesures de concentration sédimentaire; τ mesurés : cisaillements de l'écoulement où un échantillon d'eau a été recueilli, τ est le cisaillement. Le cisaillement obtenu est le résultat obtenu via la relation linéaire, se référer au tableau 3.3 pour les valeurs moyennes et les écarts-types.

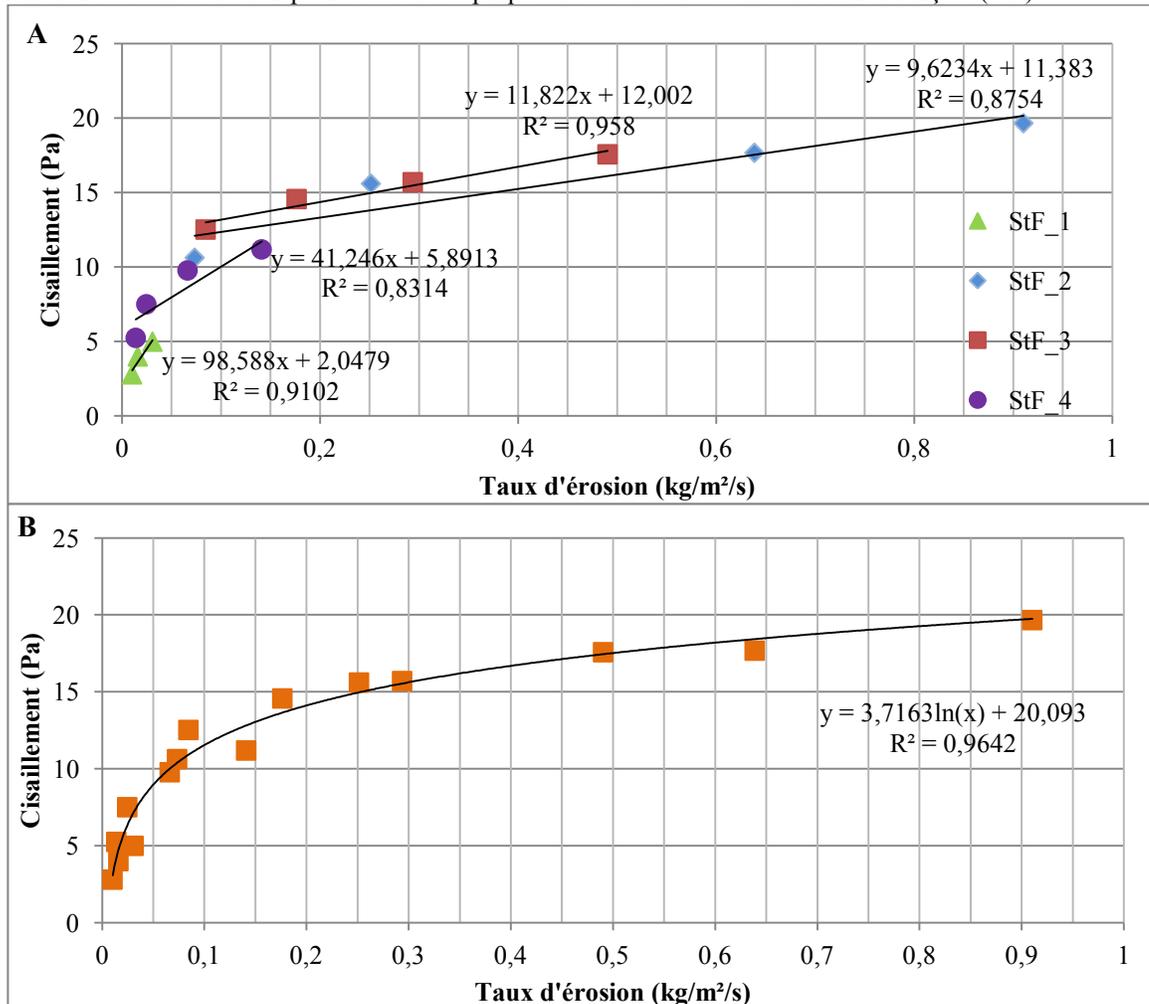
Code de l'échantillon	Répliques	Temps total de l'expérience (minutes)	τ_{\max} atteint (Pa)	Δt (par niveau) (minutes)				τ mesurés (par niveau) (Pa)				Cisaillement obtenu (Pa)
				1	2	3	4	1	2	3	4	
Bat s2 strate1	2	59	32,28	21	20	9	9	8,67	24,79	28,80	32,00	7,32
	3	48	22,90	18	4	6	9	9,62	19,34	20,75	22,90	9,56
Bat s2 strate2	1	56	9,90	29	10	7	8	2,29	4,26	5,97	9,90	2,02
	2	46	27,26	15	10	11	10	8,04	13,93	22,21	27,26	9,52
	3	31	8,11	11	6	6	6	4,05	5,08	6,23	8,04	1,19
Bat s2 strate3	1	40	7,37	14	6	9	10	3,09	4,19	5,87	7,37	1,83
	2	37	8,46	14	7	8	8	2,75	4,14	6,05	8,46	2,13
Bat s4 strate1	1	30	18,29	9	6	5	9	12,61	15,03	16,28	18,29	13,41
	2	46	10,63	23	8	6	9	2,95	5,25	7,35	10,63	1,54
	3	40	19,24	15	12	5	8	7,30	14,57	16,67	19,24	4,85
Bat s4 strate2	1	53	9,50	30	8	7	8	3,26	5,10	7,75	9,50	4,67
	2	37	9,62	16	8	6	6	5,41	6,92	7,91	9,62	2,96
Bat s4 strate3	1	37	7,70	15	6	7	8	3,81	5,08	6,23	7,70	3,49
	3	39	9,55	18	7	8	6	5,64	6,66	8,18	9,55	4,54
StF	1	47	4,99	30	9	8	8	2,79	4,00	4,99		2,05
	2	43	19,66	16	10	8	9	10,63	15,60	17,68	19,66	11,38
	3	42	17,57	20	5	8	9	12,52	14,57	15,70	17,57	12,00
	4	46	11,19	20	10	9	7	5,25	7,50	9,78	11,19	5,89

Rivière Saint-François

Les quatre échantillons testés à la rivière Saint-François montrent aussi une grande variabilité (Figure 3.7 A). Les résultats des répliques 2 et 3 sont très semblables (12,00 et 11,38 Pa), mais ceux des répliques 1 et 4 n'ont pas des cisaillements critiques aussi grands (2,05 et 5,89 Pa). Pour chacun des échantillons testés, la valeur maximale de l'écoulement générée par le chenal expérimental était de 4,92 Pa; 17,47 Pa; 19,77 Pa et 11,11 Pa, pour les répliques 1 à 4 respectivement (Tableau 3.4). Lorsque le cisaillement maximal de l'écoulement est plus grand, la méthode de calcul utilisée semble surestimer le cisaillement critique. Lorsqu'on jumèle les différents taux d'érosion estimés pour toutes les répliques, on obtient un cisaillement critique global de 7,64 Pa issu d'une relation linéaire significative ($\alpha = 0,05$). Ce résultat est aussi très proche de la moyenne obtenue pour tous les échantillons (7,83 Pa), mais avec un écart-type de 4,73 Pa (Tableau 3.3). Pour l'échantillon STF_strate1, la régression linéaire n'est pas la relation la plus adéquate. Une relation logarithmique est plus significative ($\alpha = 0,05$) (Figure 3.7 B). La significativité de la relation logarithmique démontre que l'échantillon subit beaucoup d'érosion (à partir de

3,72 Pa) dans les premières minutes où il est soumis à l'écoulement puis, que l'érosion tend à se stabiliser autour de 20,09 Pa.

Figure 3.7 A. Cisaillement de l'écoulement en fonction du taux d'érosion fluviatile de l'échantillon de berge pour les quatre répliques de la strate 1 à la rivière Saint-François (StF). B. Cisaillement de l'écoulement en fonction du taux d'érosion pour toutes les répliques de la strate 1 à la rivière Saint-François (StF).

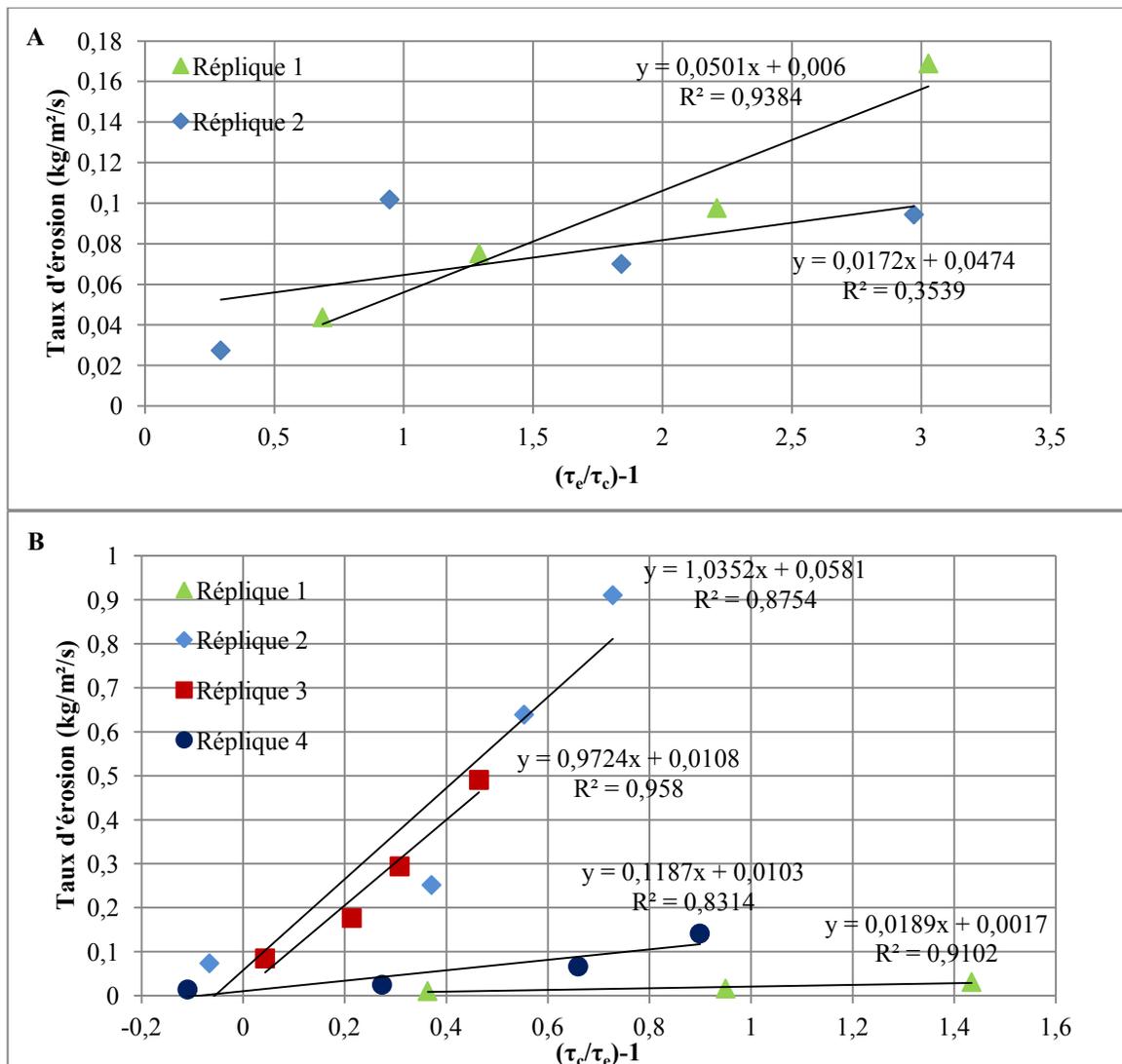


Coefficients d'érodibilité

Pour obtenir le coefficient d'érodibilité (K_d ou M), les taux d'érosion sont mis en relation avec le cisaillement généré par l'écoulement et le cisaillement critique d'érosion fluviatile (Figure 3.8 A et B). Le coefficient d'érodibilité est nécessaire pour estimer des taux d'érosion fluviatile en fonction du cisaillement de l'écoulement mesuré sur les rivières à

l'étude selon la formule : $\varepsilon = M\left(\frac{\tau_e}{\tau_c} - 1\right)^m$ (Équation 2.7). Ces taux d'érosion fluviale seront présentés à la section 3.3.2. Les coefficients d'érodibilité des échantillons non perturbés varient entre 0,0016 et 0,0882 kg/m²/s (Tableau 3.3). Ils démontrent une grande variabilité, même pour deux répliques de la même strate de matériel. La significativité des relations établies pour obtenir le coefficient d'érodibilité est la même que pour le cisaillement critique d'érosion puisque les coefficients d'érodibilité dépendent du cisaillement critique.

Figure 3.8 A. Taux d'érosion de l'échantillon de berge fonction du cisaillement de l'écoulement et du cisaillement critique d'érosion fluviale $\left(\frac{\tau_e}{\tau_c} - 1\right)$ A. pour les deux répliques de la strate 3 du site 2 à la rivière Batiscan B. pour les quatre répliques de la strate 1 à la rivière Saint-François.



Homogénéité des échantillons

La variabilité observée dans les résultats présentés précédemment fait ressortir la difficulté méthodologique d'établir un cisaillement critique d'érosion fluviale et un coefficient d'érodibilité pour les sédiments de berge. Elle met aussi en évidence la variabilité intrinsèque du matériel de berge. Les paramètres géotechniques mesurés (granulométrie, limites d'Atterberg, cohésion effective et angle de friction) présentent des différences importantes entre chaque échantillon. Par ailleurs, les différences entre chaque réplique pour une même strate sont assez faibles. Toutefois, les valeurs de cisaillement critique d'érosion varient grandement entre les répliques. Pour expliquer ces différences, il faut considérer la variabilité intra-échantillon, c'est-à-dire la microstructure du matériel testé. Cette structure change selon la compaction, le contenu en matière organique, la capacité d'échange cationique et la minéralogie du matériel. Tous ces facteurs influencent la densité du matériel. Suite à l'estimation des cisaillements critiques, nous avons analysé la densité relative de deux échantillons, un prélevé à la rivière Batiscan (Bat_S4_strate2) et un prélevé à la rivière Saint-François (STF_strate1) (Figure 3.9 et 3.10).

La densité de l'échantillon de la rivière Batiscan oscille entre 971,2 et 1197,3 g/L (Figure 3.9 A). La courbe cumulée des concentrations enregistrées pour cet échantillon augmente graduellement et couvre un grand spectre de concentration (Figure 3.10). Les berges de la Batiscan semblent donc posséder un matériel hétérogène. Cette hétérogénéité expliquerait une partie de la variabilité observée dans les valeurs de cisaillement critique d'érosion. Elle empêche aussi de jumeler les résultats des différentes répliques pour obtenir un cisaillement critique global. La concentration de matériel pour l'échantillon de la rivière Saint-François change peu spatialement, autant en longueur qu'en hauteur (Figure 3.9 B), variant entre 1091,5 et 1209,7 g/L. La figure 3.10 présente une courbe cumulée des valeurs de concentrations qui augmente rapidement et qui est concentrée dans la deuxième portion du graphique. Le matériel des berges de la rivière Saint-François est donc plus homogène. La variabilité observée dans les valeurs de cisaillement critique serait donc plus difficile à expliquer. Cependant, pour ces quatre échantillons, le regroupement de toutes les valeurs mesurées pour toutes les répliques en une seule relation logarithmique donne une relation significative ($\alpha = 0,05$).

Figure 3.9 Distribution de la densité du matériel (g/L) A. d'un échantillon de la strate 2 du site 4 à la rivière Batiscan (Bat_site4_strate2) B. d'un échantillon de la rivière Saint-François (STF_strate1)

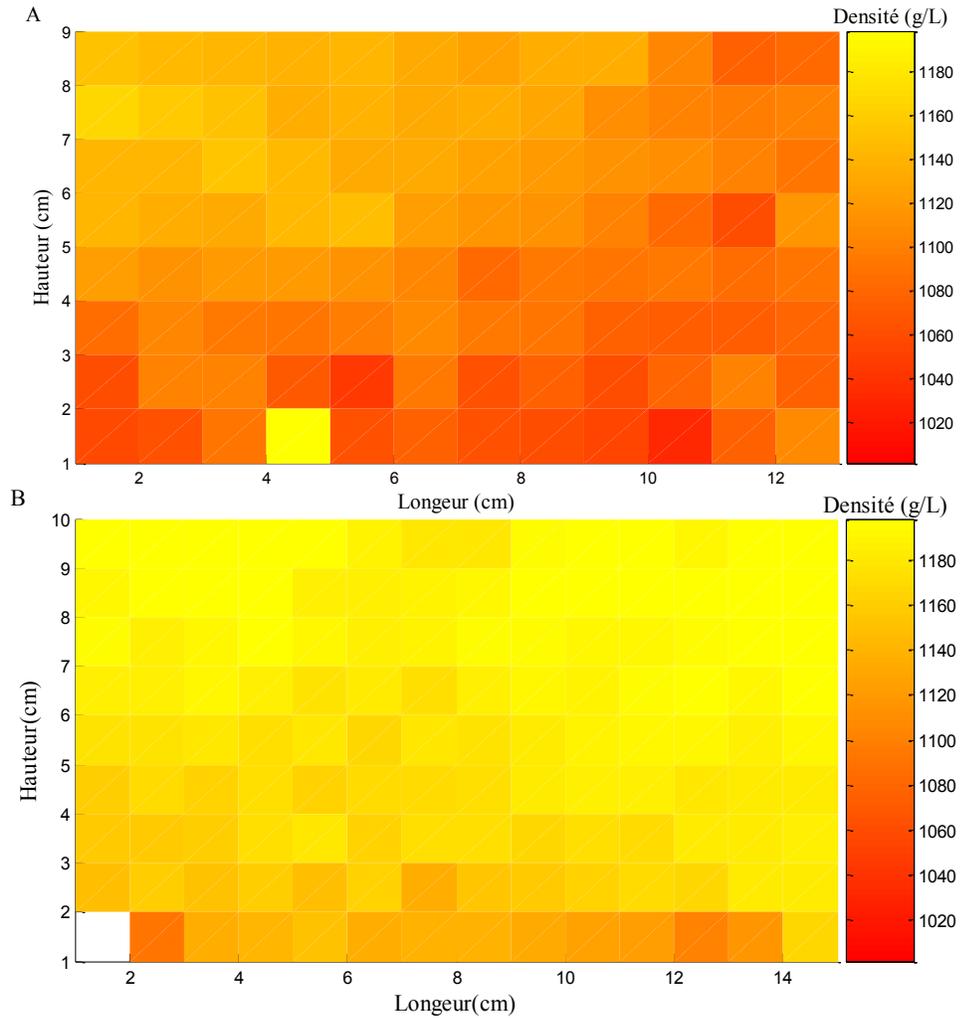


Figure 3.10 Courbes cumulées de la fréquence des concentrations de matériel pour l'échantillon de Batiscan (ligne rouge) (Bat_S4_strate2) et l'échantillon de la rivière Saint-François (ligne bleue)(STF_strate1).

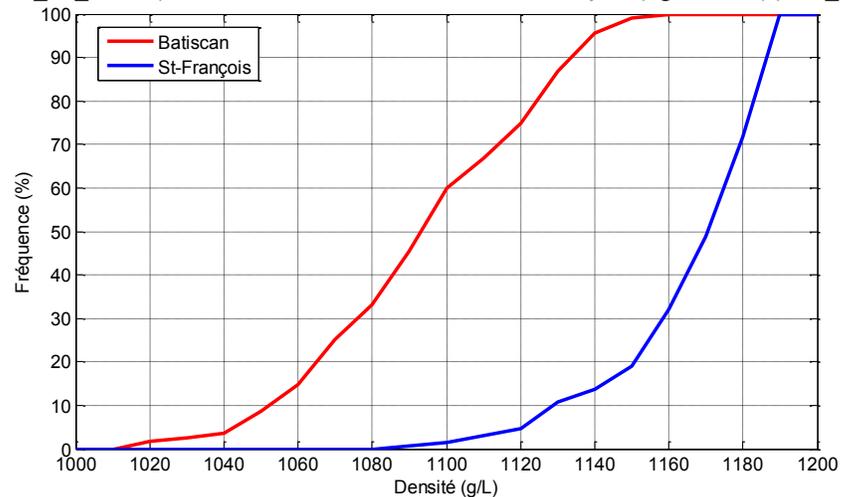


Figure 3.11 Surface de chacune des répliques testées pour l'échantillon Bat_S2_strate2. Rangée du haut : Rugosité initiale de l'échantillon, Rangée du bas : Rugosité finale de l'échantillon. De gauche à droite : Réplique 1 (Bat_site2_strate2_1), Réplique 2 (Bat_site2_strate2_2), Réplique 3 (Bat_site2_strate2_3)



La variabilité des résultats peut aussi s'expliquer par les différences de rugosité de la surface des échantillons en début d'expérience. Les photos prises avant et après chaque expérience pour l'échantillon Bat_S2_strate2 (Figure 3.11) illustrent la structure irrégulière de la surface de chacune des répliques. Ces irrégularités peuvent expliquer en partie l'écart entre les valeurs de cisaillements critiques obtenus (2,02 Pa; 9,52 Pa et 1,19 Pa). Une réplique dont la surface est plus lisse (Réplique 2) aura un cisaillement critique plus élevé alors qu'une réplique dont la surface présente plusieurs infractuosités facilitera l'érosion et générera une valeur de cisaillement critique plus faible (répliques 1 et 3).

L'établissement des caractéristiques morpho-sédimentologiques des berges à l'étude a mis en évidence des différences intrasites et intersites. On constate que malgré des mesures précises à partir de méthode reconnue par la communauté scientifique (mesures ASTM), il est difficile de choisir un échantillonnage spatial assez dense pour capter la variabilité intrinsèque du matériel de berge. Il est aussi difficile de quantifier l'interaction entre les différents facteurs géotechniques et leur impact sur l'érosion des berges. La méthode proposée dans ce projet pour établir les valeurs de cisaillement critique d'érosion fluviale nécessite certaines améliorations, lesquelles seront discutées à la section 4.1.1.

Les caractéristiques géotechniques présentées précédemment ont aussi fait ressortir le contraste entre les rivières Batiscan et Saint-François. Ces dernières sont sujettes à différents mécanismes d'érosion de berges liés aux caractéristiques du matériel qui les compose, mais aussi aux caractéristiques de l'écoulement. La section qui suit présentera quelques unes des variables hydrodynamiques qui influencent l'érosion des berges sur les deux cours d'eau.

3.2 Quantification des facteurs hydrodynamiques qui influencent l'érosion des berges sur les rivières Batiscan et Saint-François

Plusieurs variables hydrodynamiques (hydrologiques et hydrauliques) influencent les berges des rivières Saint-François et Batiscan. Le régime de précipitations, la séquence des crues et la variabilité du cisaillement de l'écoulement pour les deux rivières durant la période d'étude sont détaillés dans cette section. L'analyse porte principalement sur l'échelle saisonnière même si la majorité des données ont été mesurées à un intervalle de 15 minutes. Cela permet de jumeler plus facilement ces caractéristiques avec l'érosion des berges, laquelle a été mesurée saisonnièrement. Les variations de vitesse de l'écoulement mesurées près des sites à l'étude sont aussi présentées. Ces données permettent de mieux comprendre les variations de la force de l'eau près de la berge pour un débit moyen donné.

3.2.1 Précipitations et débits sur les deux rivières à l'étude au cours des années 2009 et 2010

Les figures 3.12 et 3.13 illustrent la variabilité de l'écoulement aux cours des deux années à l'étude pour les rivières Saint-François et Batiscan. Ces figures montrent que les tendances saisonnières de l'écoulement sont les mêmes pour les deux rivières, mais que la magnitude des crues est différente. La proximité géographique des deux cours d'eau explique la similarité des quantités de précipitations reçues, mais les caractéristiques du bassin versant et les morphologies différentes de chacune des rivières entraînent parfois des réponses hydrodynamiques distinctes.

À la rivière Saint-François, l'hiver 2009 est ponctué de quelques fluctuations de débit dues aux températures plus douces de la mi-février (-9,5 à 3.1°C). Les fluctuations mesurées au mois de mars 2009 montrent que la fonte de la neige s'est effectuée graduellement. Des pics de crue sont enregistrés sans qu'aucune chute de précipitations ne soit observée. Les précipitations printanières ont été importantes, atteignant un total de

249,4 mm (Tableau 3.5 A). Ces précipitations ont principalement eu lieu en mai et en juin. Le maximum de débit atteint au cours de l'été 2009 est de 606,2 m³/s, le 5 juillet (Tableau 3.5 A). Cet épisode de crue est précédé de 43,2 mm de précipitations. Deux autres événements de précipitations marquent l'été 2009, avec 42,4 mm de pluie tombés le 11 juillet et 27 mm tombés le 2 août. Les précipitations ont ensuite diminué et des conditions assez sèches sont observées dans le bassin de la fin août à la mi-septembre. La rivière est alors à l'étiage avec un débit de 20 m³/s. Les précipitations automnales ont graduellement fait augmenter le niveau de la rivière. Le débit maximum de l'année est atteint le 4 décembre, avec 997 m³/s (Tableau 3.5 A). Ce fort débit est précédé de seulement 24,6 mm de précipitations le 2 décembre, mais les conditions antécédentes d'humidité dans le bassin (39 mm tombés dans les 14 jours précédents la précipitation du 2 décembre et 62,4 mm dans les 31 précédents la précipitation du 2 décembre) ont permis d'atteindre ce maximum. L'année 2009 s'est terminée avec 46 mm de précipitations, tombées sous forme de pluie le 26 décembre, ce qui n'a toutefois pas entraîné de crue importante, étant donné que les températures sont rapidement revenues sous le point de congélation (en trois jours).

L'hiver 2010 est caractérisé par un événement de crue suite à la chute de 32,6 mm de pluie le 25 janvier. Le reste de l'hiver est assez stable. La fonte de la neige a entraîné un pic de crue de 800 m³/s à la fin du mois de mars 2010. Les autres crues du printemps et de l'été 2010 sont moins importantes. L'été 2010 a été très sec par rapport à 2009. De petites quantités de précipitation, avec un maximum de 33,4 mm, sont tombées de façon dispersée au cours de l'été. L'étiage a été atteint le 6 septembre avec 21,9 m³/s. C'est l'épisode de crue du 1^{er} octobre, avec 72 mm de précipitations tombées en moins de 24 heures et un débit maximal atteint de 1576,2 m³/s (Tableau 3.5 A) qui est venu rompre les conditions très sèches observées durant l'été et le début de l'automne. Le 15 octobre, 52 mm de pluie sont tombés, mais le débit atteint n'a été que de 472,6 m³/s.

Tableau 3.5 : Tableau des précipitations totales et maximales et des débits maximums et minimums pour chacune des saisons durant la période à l'étude A. Rivière Saint-François, B. Rivière Batiscan. Les saisons ont été définies selon les dates du calendrier.

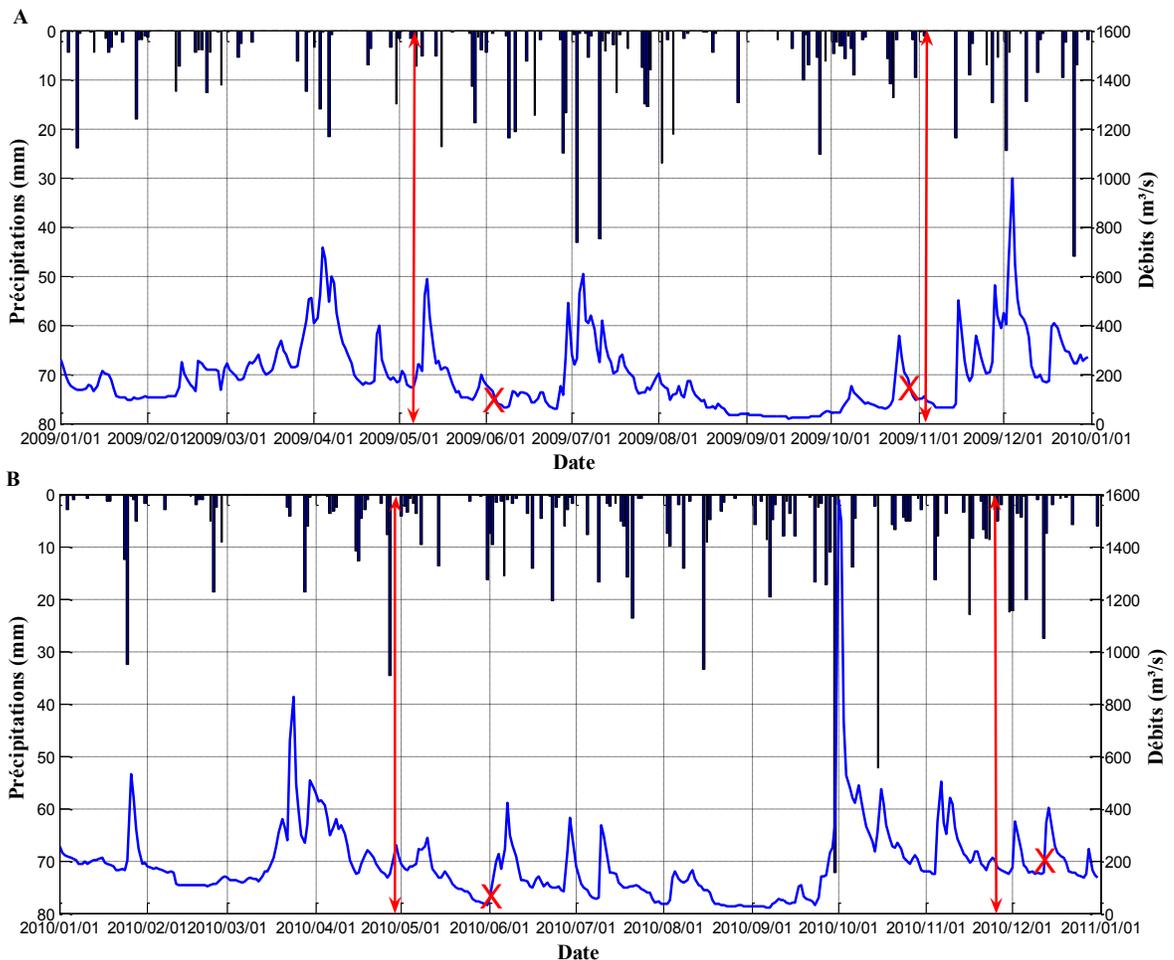
A. Rivière St-François

	Printemps		Été		Automne		Hiver	
	2009	2010	2009	2010	2009	2010	2009	2010
P Totale	249.4	237.5	301.0	269.2	243.6	438.8	201.2	170.1
P max	23.6	34.6	43.2	33.4	25.2	72.2	24.0	46.0
Débit max	714.7	823.8	606.2	364.5	997.0	1578.2	439.5	529.1
Débit min	61.7	33.3	20.1	21.9	21.3	32.4	95.2	102.8

B. Rivière Batiscan

	Printemps		Été		Automne		Hiver	
	2009	2010	2009	2010	2009	2010	2009	2010
P Totale	203.0	176.4	249.1	242.6	233.6	366.5	167.5	164.1
P max	24.6	27.6	41.8	34.5	32.1	60.3	19.7	40.7
Débit max	447.7	370.4	191.5	49.4	101.1	640.4	87.0	142.2
Débit min	43.4	30.2	25.4	12.9	27.2	37.4	36.9	27.1

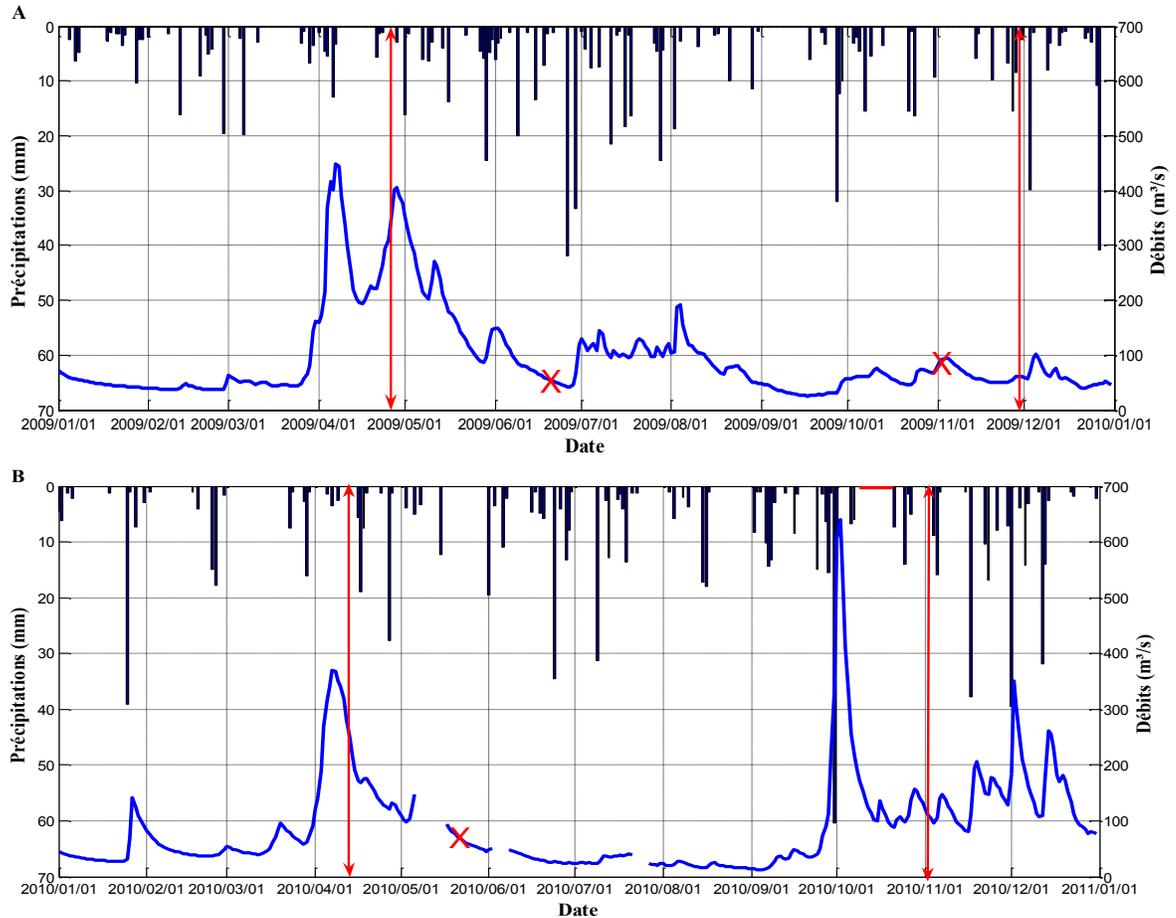
Figure 3.12 Hydrogrammes de crue et précipitations enregistrées pour la rivière Saint-François A. Année 2009 B. Année 2010. Les X rouges sur la courbe représentent le moment où les relevés GPS des berges ont été effectués et les doubles flèches rouges représentent la date où les relevés bathymétriques et photographiques ont été effectués (Résultats présentés à la section 3.3).



À la rivière Batiscan, on observe aussi une différence marquée entre les deux années à l'étude (Figure 3.13). L'année 2009 est caractérisée par un printemps et un été très humide alors qu'en 2010, l'été est très sec et l'automne très humide. L'hiver 2009 présente des conditions assez stables. La première crue printanière a lieu au début du mois d'avril. Le printemps se caractérise par quatre événements de crue et laisse place à un été avec un faible débit et plusieurs fluctuations mineures. La période d'étiage, à la fin du mois d'août, correspond à un débit de 25,4 m³/s (Tableau 3.5 B) et le maximum atteint durant l'été est de 191,5 m³/s. La quantité totale de pluie tombée à l'automne 2009 à la rivière Batiscan (233,6 mm) est comparable avec celle tombée à la Saint-François (243,6 mm). Les débits enregistrés sur la Batiscan sont toutefois beaucoup plus faibles, avec un maximum de 101,1 m³/s (Tableau 3.5 B).

L'année 2010 à la rivière Batiscan est caractérisée par des conditions assez sèches (Figure 3.13 B). La crue du 27 et 28 janvier, aussi enregistrée sur la rivière Saint-François, présente un pic de crue de 142,2 m³/s. La principale crue printanière a lieu le 7 avril, atteignant 370,4 m³/s. L'été 2010 a été très sec avec un débit à l'étiage de 13 m³/s. Les conditions sèches ont pris fin avec l'évènement de crue du 1^{er} octobre (640,4 m³/s), lequel a haussé les conditions d'humidité dans le bassin et laissé place à des épisodes de crue mineures pour le reste de l'automne. Les fluctuations présentes sur l'hydrogramme témoignent de la réponse rapide du cours d'eau aux précipitations automnales. Certaines précipitations n'ont toutefois pas été enregistrées durant cette période (ligne rouge, Figure 3.13 B) dû à un bris des instruments à la station de mesure du 8 au 18 octobre 2010.

Figure 3.13 Hydrogrammes de crue et précipitations enregistrées pour la rivière Batiscan A. Année 2009, B. Année 2010. Les X rouges sur la courbe représentent le moment où les relevés de chaînes d'érosion ont été effectués et les doubles flèches rouges représentent la date où les relevés bathymétriques et photographiques ont été effectués (Résultats présentés à la section 3.3). La ligne rouge indique des données manquantes dans la série de précipitations (Graphique B).



Les taux d'érosion de berge enregistrés et les types de mécanismes observés sur les berges (et présentés à la section 3.3) sont influencés par le type de précipitation (pluie ou neige), la magnitude, la fréquence et l'intensité des précipitations. Les fluctuations de la nappe phréatique jouent aussi un rôle important dans la stabilité de la berge. Les données enregistrées par les piézomètres sur les deux rivières montrent que l'humidité de la berge a très peu varié au courant des étés 2009 et 2010 et qu'elle a subi de nombreuses fluctuations durant l'automne. Les variations de la hauteur d'eau mesurée dans la nappe à la rivière Saint-François sont associées aux variations de débits. Le matériel poreux (sable) dont est constituée la berge permet à l'eau de circuler facilement du cours d'eau vers la berge. À la rivière Batiscan, la nappe est influencée par les variations de précipitations. La première strate de matériel, du limon sableux, laisse pénétrer l'eau de pluie. Les limons fins qui

composent le reste de la berge ne permettent pas à l'eau de s'infiltrer facilement. L'augmentation de la hauteur de la nappe est donc plus graduelle. Le taux d'humidité dans le sol, les précipitations et les débits influencent la cohésion, l'angle de friction et l'érodibilité du matériel de berge. Le printemps et l'automne sont souvent des périodes critiques où les berges sont plus actives puisque les nombreuses fluctuations de l'hydrogramme de crue, tel qu'observé dans les figures précédentes, compliquent l'interaction entre les facteurs hydrodynamiques et les caractéristiques géotechniques, qui ensemble, influencent la dynamique des berges.

3.2.2 Cisaillements de l'écoulement sur les deux rivières à l'étude au cours des années 2009 et 2010

Le cisaillement moyen de l'écoulement estimé à l'aide de l'équation 2.6 exclut les variations générées par les zones de recirculation. Il représente donc le cisaillement de l'ensemble du cours d'eau et non le cisaillement réel exercé directement sur la berge. Les figures 3.14 et 3.15 illustrent le cisaillement moyen estimé pour les deux rivières à l'étude en comparaison avec le débit enregistré à la station. Les cisaillements moyens sont très faibles, ils varient entre 0 et 8 Pa. Ces faibles cisaillements sont dus à la méthode d'estimation qui tient compte de la pente des deux cours d'eau (0,00005 pour la rivière Saint-François et 0,00006 pour la rivière Batiscan). La pente de la surface de l'eau se calcule à partir des relevés des deux jauges situées en amont et en aval de la station ou selon les variations de topographie du lit entre l'amont et l'aval. Dans les deux cas, les pentes résultantes sont toutes inférieures à 0,0001. Ces faibles pentes réduisent considérablement le cisaillement moyen estimé, malgré d'importantes variations de la hauteur d'eau dans le chenal (h). Le cisaillement de l'écoulement près de la berge n'a pas été mesuré étant donné les difficultés techniques de mesures telles l'accessibilité restreinte au cours d'eau en bordure de berge lors d'une période de crue et les risques associés à ces situations. La variabilité spatiale de l'écoulement peut toutefois s'avérer plus importante que la variabilité temporelle mesurée au cours de l'année et il est important d'en tenir compte dans l'interprétation des résultats. Les mesures ponctuelles de vitesses de l'écoulement effectuées sur les deux rivières au printemps et à l'automne 2009 et 2010

donnent toutefois de l'information sur le comportement de l'écoulement près des berges à l'étude. Ces données sont présentées à la section 3.2.3.

L'estimation des valeurs de cisaillement moyen donne tout de même un aperçu de la force générée par l'écoulement sur la berge. Pour la Saint-François, le cisaillement durant l'été et l'automne 2009 varie très peu, il se situe entre 0 et 2,8 Pa et ce, malgré des variations de débit allant de 20,1 à 606,2 m³/s (Figure 3.14 A). Les valeurs négatives de cisaillements sont dues à des inversions du courant générées, entre autres, par les fluctuations de la marée et par les zones de recirculation qui se forment près des jauges. Les données enregistrées en 2010 présentent aussi de faibles variations, surtout au cours de l'été. La crue d'octobre 2010 a entraîné un cisaillement moyen de 5,83 Pa (Figure 3.14 B). Pour la Batiscan, les données enregistrées durant l'automne 2009 oscillent autour de 1 Pa. Ce fût un été et un automne très sec où les variations de débits ont été faibles (Figure 3.15 A). En 2010, le cisaillement est légèrement supérieur à 1 Pa mais varie très peu puisque l'été a été très sec. Un pic de cisaillement de 5,69 Pa a lieu le 1^{er} octobre (Figure 3.15 B). Sur les quatre graphiques, les valeurs de cisaillement suivent de près les variations de débit, mais il est difficile d'établir une relation significative entre les deux variables. La relation entre le débit et le cisaillement semble plus forte pour la rivière Saint-François que la rivière Batiscan. Cette différence peut s'expliquer par les fluctuations causées par les marées, lesquelles sont plus importantes sur la rivière Batiscan. La relation entre le débit et le cisaillement dans le cas de la Batiscan semble aussi être plus faible lorsque les débits mesurés sont faibles, alors que la relation est plus forte lorsque les débits sont forts, tel que l'illustre l'évènement de crue d'octobre 2010.

Figure 3.14 Graphiques du cisaillement moyen et du débit de la rivière Saint-François A. pour la période du 5 juin au 2 décembre 2009 et B. pour la période du 31 mai au 10 décembre 2010

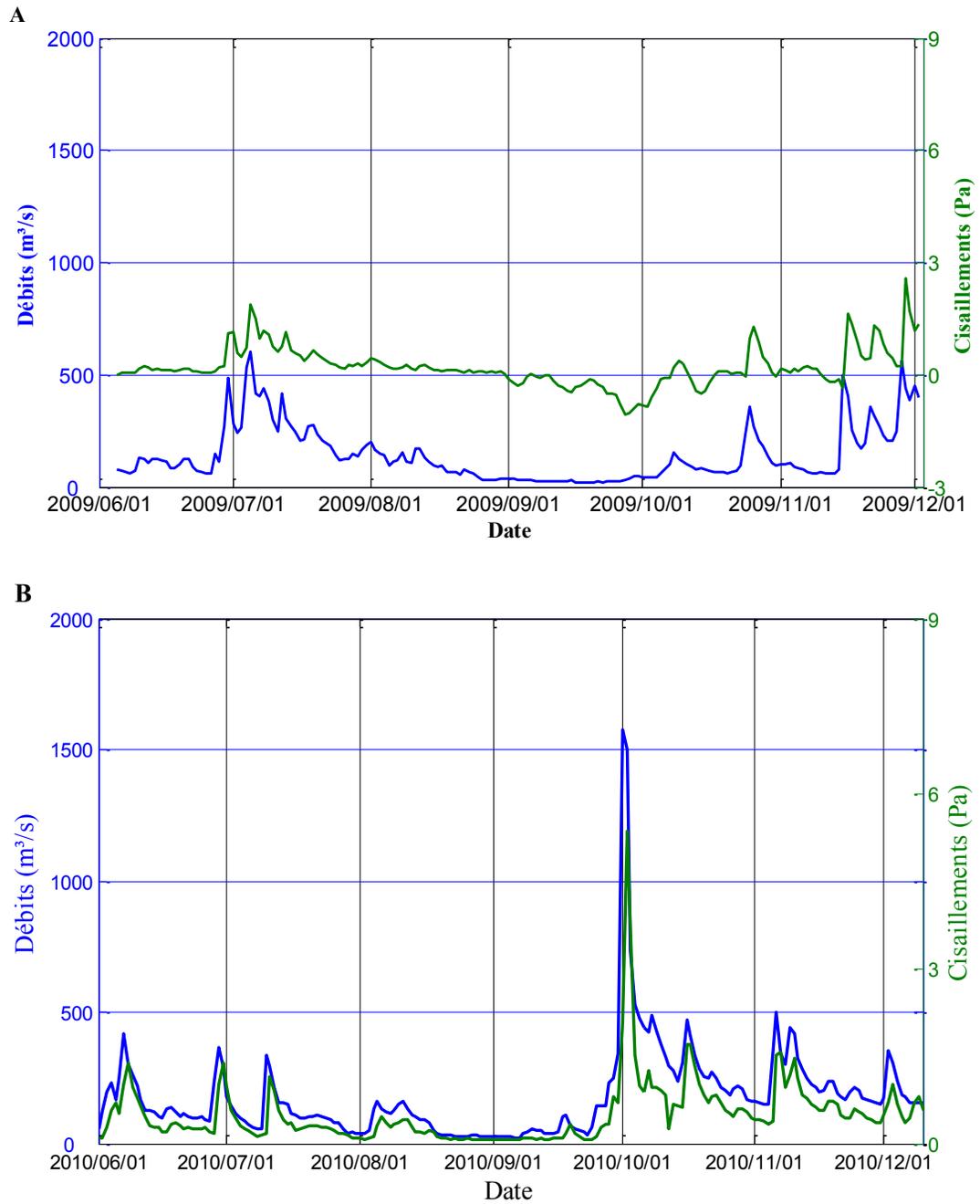
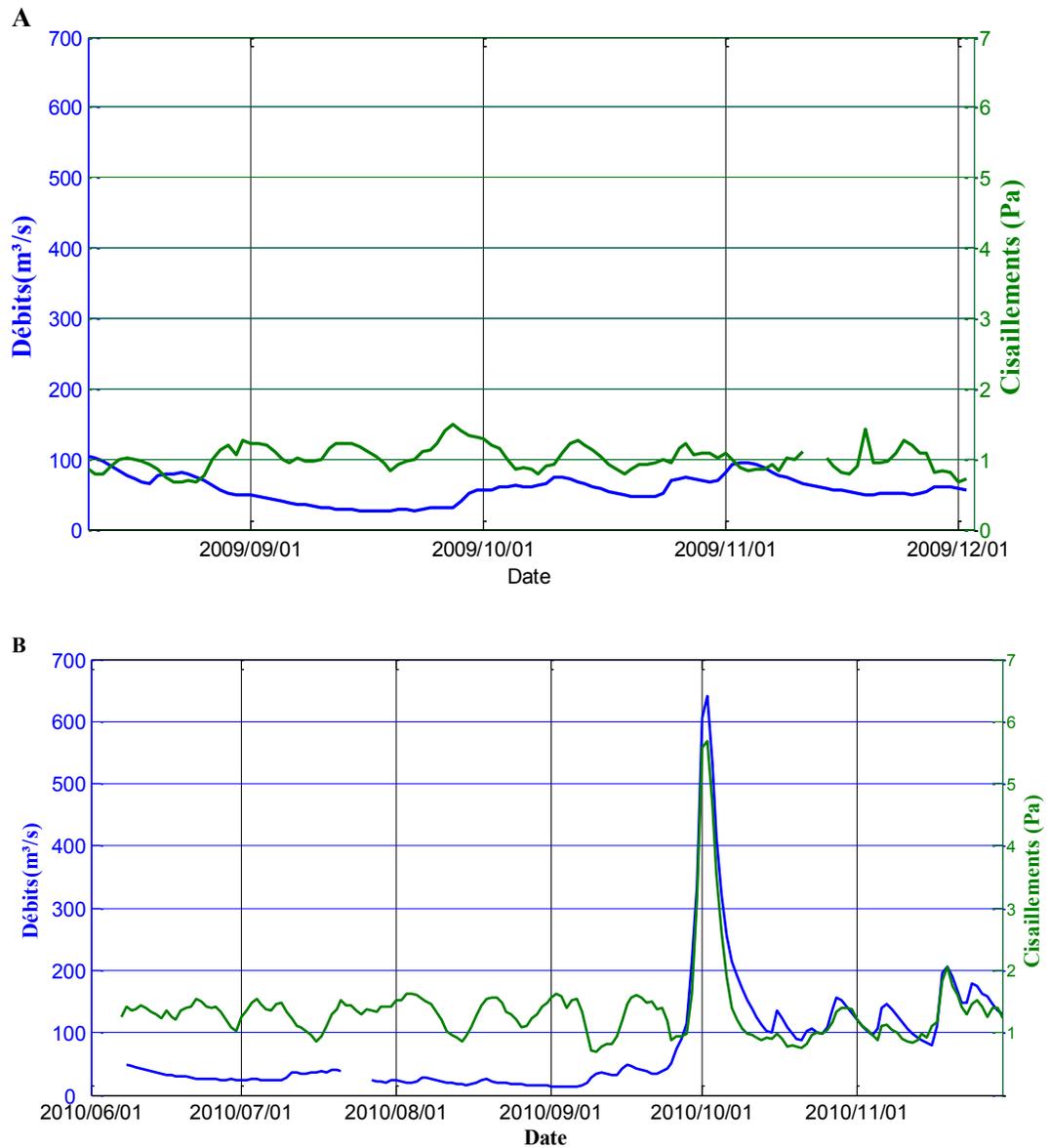


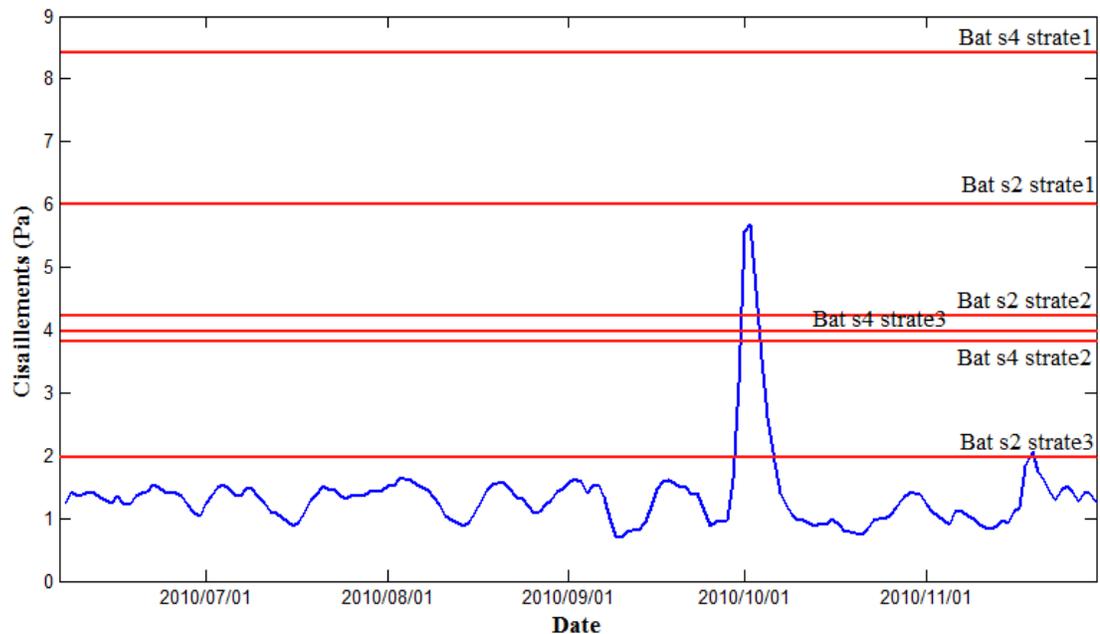
Figure 3.15 Graphiques du cisaillement moyen et du débit de la rivière Batiscan A. pour la période du 11 août au 2 décembre 2009 et B. pour la période du 19 mai au 10 décembre 2010



Les cisaillements moyens calculés et les valeurs de cisaillement critique d'érosion fluviale du matériel de berge obtenues en laboratoire sont du même ordre de grandeur. Pour la rivière Batiscan, les cisaillements critiques d'érosion fluviale, pour tous les échantillons, varient entre 1,19 et 13,4 Pa (Tableau 3.3). La figure 3.16 représente le cisaillement de l'écoulement mesuré du 7 juin au 30 novembre 2010 et les cisaillements critiques d'érosion fluviale moyens obtenus pour les six échantillons de la rivière Batiscan. Selon cette figure,

il pourrait être fréquent que la berge subisse de l'érosion fluviale lors d'un épisode de crue et ce, malgré la faiblesse des cisaillements moyens. Par exemple, la crue du 1^{er} octobre 2010 aurait pu éroder les strates 2 et 3 des sites 2 et 4. Il faut cependant noter que sur la rivière Batiscan, la plupart des berges sont très hautes et la strate 3 autant au site 2 qu'au site 4 n'a jamais été atteinte par l'eau au cours de la période d'étude. La strate 1 est soumise en permanence aux fluctuations du niveau d'eau, alors que la strate 2 sera atteinte par l'eau lorsque le niveau de la rivière est plus élevé. Cette strate est généralement submergée au printemps.

Figure 3.16 Cisaillements moyens de la rivière Batiscan du 7 juin au 30 novembre 2010 et cisaillements critiques d'érosion fluviale moyens des échantillons non perturbés de la rivière Batiscan testés en chenal expérimental.



Compte tenu que le matériel cohésif testé en laboratoire peut être érodé à faible cisaillement, on peut affirmer que le matériel sableux des sites 3 et 4 de la Saint-François est sujet à une érosion continue. Quant à la couche limoneuse basale de la rivière Saint-François, dont le cisaillement critique a été estimé à environ 7 Pa, elle n'aurait pas été érodée par l'écoulement pendant les deux années d'étude.

3.2.3 Vitesses de l'eau près des berges à l'étude

Les relevés de vitesses effectués avec l'ADCP à l'automne 2010 sur les rivières Saint-François et Batiscan sont analysés. Ces relevés sont comparables aux relevés effectués lors des saisons précédentes (printemps 2009, automne 2009 et printemps 2010). Pour les deux rivières, les données de vitesses enregistrées près des berges à l'étude sont très homogènes. Elles oscillent au maximum de 0,3 m/s sur un profil vertical situé à environ 4 m de la berge. Ces faibles variations laissent supposer que la pression exercée sur les berges est semblable partout. Sur l'ensemble des coupes transversales effectuées sur la rivière Saint-François, les variations de vitesses sont un peu plus élevées, allant de 0 et 1,013 m/s. Ces vitesses ont été mesurées à un débit moyen variant entre 200 et 213 m³/s alors que le débit moyen annuel de la section d'étude à la rivière Saint-François est de 160 m³/s (Tableau 2.1). Les zones de plus faibles vitesses sont situées près des berges et du lit alors que le milieu du chenal montre des vitesses un peu plus élevées. Pour la rivière Batiscan, les vitesses mesurées sur les coupes transversales vis-à-vis les sites à l'étude varient entre 0,040 et 0,981 m/s. Lors de ce relevé, le 2 et 3 novembre 2010, le débit moyen enregistré à la station était de 103 m³/s. Le débit moyen de la section à l'étude à la rivière Batiscan est de 98 m³/s. Dans le cas de la Batiscan, la faible variation des vitesses le long d'un transect peut s'expliquer par la géométrie rectiligne de la section à l'étude.

Les données de vitesses critiques d'érosion fluviale (correspondant aux cisaillements critiques d'érosion fluviale) obtenues en chenal expérimental varient entre 0,5367 m/s à 1,8750 m/s. Ces vitesses sont légèrement supérieures aux vitesses enregistrées par l'ADCP à l'automne 2010 (entre 0,2683 à 0,5627 m/s) (Tableau 3.6). La force du courant enregistré à faible débit serait donc suffisante pour éroder de façon continue certaines strates de matériel. Cela justifie les quelques mètres d'érosion mesurés sur les berges sableuses du méandre aval de la section d'étude à la rivière Saint-François (Tableau 3.7 et Figure 3.18).

Tableau 3.6 : Vitesses mesurées avec l'ADCP à l'automne 2010 en comparaison avec les vitesses critiques d'érosion fluviale des échantillons de berge non perturbés mesurées en chenal expérimental. Légende : Code de l'échantillon : Idem à Tableau 3.3; Q moyen : Débit moyen total mesuré par l'ADCP sur la coupe transversale; 1 à 4 : Numéro des répliques de l'échantillon testé.

Code de l'échantillon	Q moyen (m³/s)	Vitesses mesurées A2010 (m/s)		Vitesses critiques par échantillons (m/s)			
		Minimum	Maximum	1	2	3	4
Bat_s2_strate1	113,617	0,3244	0,4654	-	1,3769	1,5777	-
Bat_s2_strate2	113,617	0,3244	0,4654	0,7084	1,5744	0,5367	-
Bat_s2_strate3	113,617	0,3244	0,4654	0,6730	0,7293	-	-
Bat_s4_strate1	129,279	0,3920	0,5627	1,8750	0,6149	1,1153	-
Bat_s4_strate2	129,279	0,3920	0,5627	1,0941	0,8641	-	-
Bat_s4_strate3	129,279	0,3920	0,5627	0,9410	-	1,0771	-
STF	255,261	0,2683	0,4022	0,7141	1,7250	1,7722	1,2320

La variabilité temporelle et spatiale des caractéristiques hydrologiques et hydrauliques joue un rôle fondamental sur les taux d'érosion de berge et les mécanismes d'érosion. L'érosion des berges n'est pas toujours proportionnelle à la force de l'écoulement, une multitude de facteurs et de conditions antécédentes, jumelés aux caractéristiques morpho-sédimentologiques du matériel, contrôle l'érosion de la berge. La prochaine section présente les taux d'érosion de berge de même que les mécanismes d'érosion observés sur les berges à l'étude ce qui permettra d'évaluer l'impact des différents facteurs influents sur l'érosion.

3.3 Caractérisation de l'activité érosive des berges des rivières Saint-François et Batiscan

La caractérisation de l'activité érosive des berges des deux rivières à l'étude se divise en trois sections. D'abord, l'évolution historique des deux chenaux est décrite. Ensuite, les taux d'érosion de berge annuels et saisonniers, du printemps 2009 à l'automne 2010, sont exposés. Enfin, des observations détaillées de l'activité érosive des berges, à l'échelle saisonnière et sur des sites ponctuels, sont présentées. Cette caractérisation de l'érosion sera mise en relation avec les caractéristiques morfo-sédimentologiques et hydrodynamiques des berges présentées précédemment.

3.3.1 Évolution des rivières à l'échelle historique

La rivière Saint-François présente un dynamisme et une migration latérale beaucoup plus marquée que la rivière Batiscan. Cette dynamique s'explique entre autres par les processus d'érosion qui opèrent sur les berges.

Rivière Saint-François

La figure 3.17 illustre les mouvements de la rivière Saint-François à l'échelle historique. La dynamique de migration de cette rivière est grandement influencée par les méandres. Dans la zone à l'étude, l'activité érosive se concentre principalement dans la section du méandre aval (Figure 3.18). Les changements illustrés, à des intervalles de 15, 18 et 9 ans, sont assez importants. L'image lidar de 2001, utilisée en carte de fond pour ces figures, montre que des changements ont toujours lieu entre 1997 et 2001. Le tableau 3.7 quantifie le recul de la berge pour les rives concaves des deux boucles de méandre à l'aval de la section d'étude. Au total, il y a un recul moyen de (-) 156 m entre 1964 et 2008 pour la rive concave de la boucle amont alors que le recul s'élève à (-) 90 m pour la rive concave de la boucle aval (Tableau 3.7).

Un maximum d'érosion a lieu entre 1964 et 1979 avec une moyenne annuelle de (-) 5,97 m/an. Ces données ne permettent toutefois pas de vérifier si l'érosion s'est effectuée durant une année, une saison ou une période de temps en particulier. L'érosion sur la rive concave de la boucle aval est de moins grande envergure. Le taux de recul le plus élevé se

trouve entre 1979 et 1997, avec un recul de (-) 2,57 m/an. L'érosion marquée dans cette section du cours d'eau est reliée à la dynamique des méandres. En 1922, la courbure était beaucoup moins importante. Depuis, la sinuosité s'est largement accentuée, et s'accroît encore, principalement dans la rive concave de la boucle amont (Figure 3.17 et 3.18).

Tableau 3.7 : Distances d'érosion (-) ou d'accumulation (+), à l'échelle historique pour les rives concaves des deux boucles du méandre aval de la rivière Saint-François. L'érosion sur les rives convexes n'a pas été mesurée.

Rive concave de la boucle amont				Totaux
	1964-1979	1979-1997	1997-2008	1964-2008
Moyenne (m)	-89,55	-38,02	-27,94	-155,51
Maximum (m)	-128,66	-60,29	-46,47	-128,66
Minimum (m)	+12,69	+1,45	-0,35	+12,69
Moyenne annuelle (m/an)	-5,97	-2,11	-3,10	-3,53
Rive concave de la boucle aval				
	1964-1979	1979-1997	1997-2008	1964-2008
Moyenne (m)	-24,03	-46,23	-20,64	-90,90
Maximum (m)	-64,84	-57,73	-42,57	-64,64
Minimum (m)	+8,25	-29,31	-0,86	+8,25
Moyenne annuelle (m/an)	-1,60	-2,57	-2,29	-2,07

Figure 3.17 Évolution du tronçon à l'étude à la rivière Saint-François de 1922 à 2001. Source : 1922 : Carte bathymétrique. 1964 à 1997 : Photo-aériennes. (Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune) 2001 : DEM (Environnement Canada). Carte modifiée par Michèle Tremblay d'après Boyer [2010].

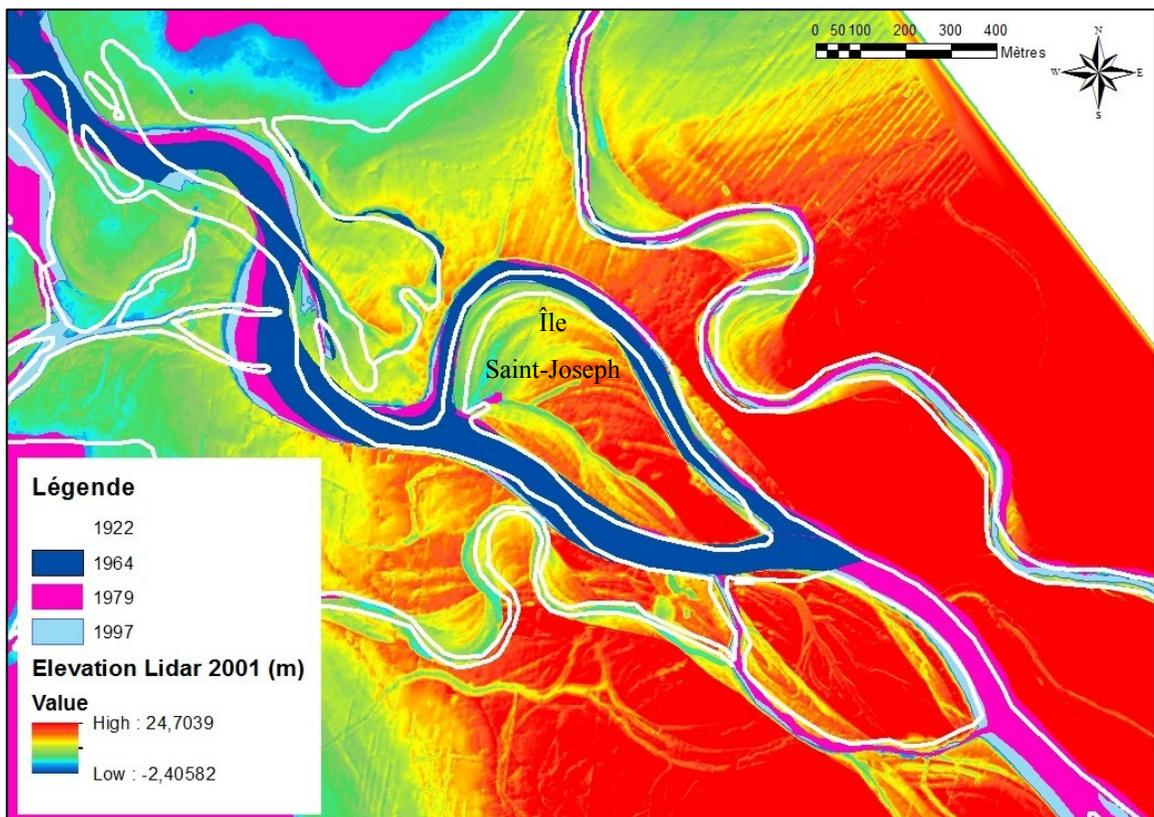
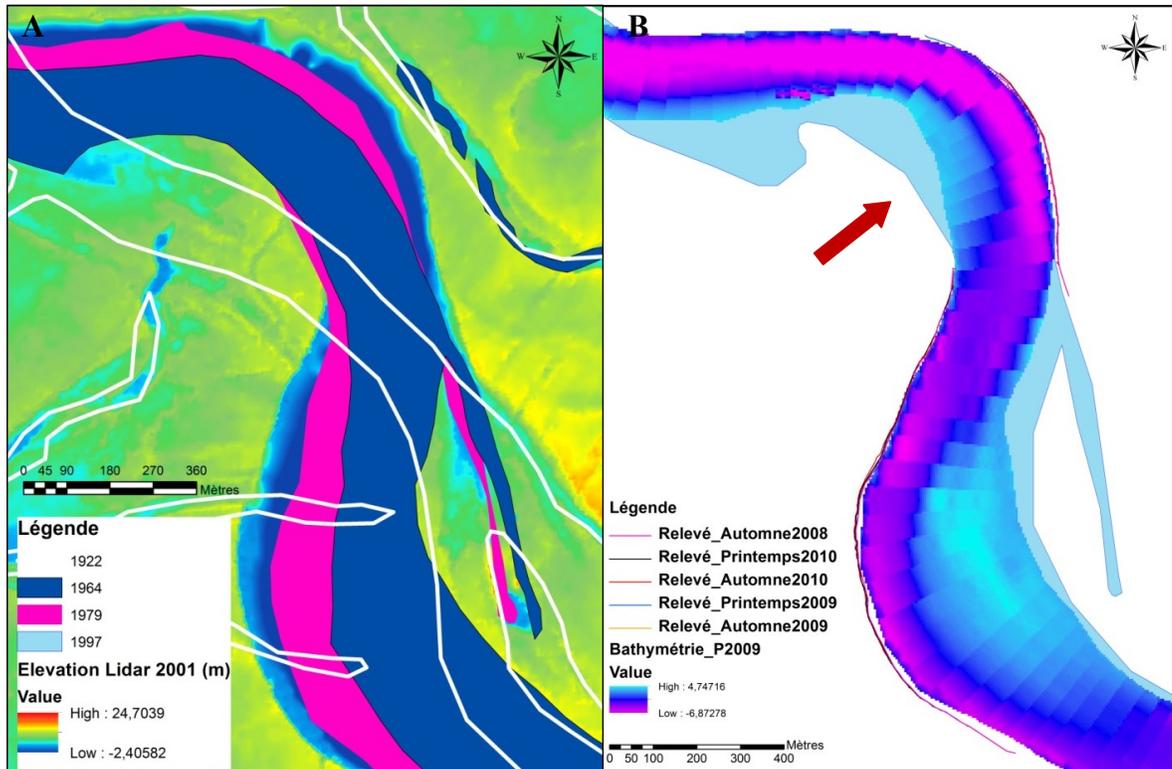


Figure 3.18 Évolution du méandre aval de la rivière Saint-François A. de 1922 à 2001 B. de l'automne 2008 à l'automne 2010 (Sources : Idem à la figure 3.17 et Relevés GPS effectués sur le terrain). La flèche rouge illustre la formation d'un banc de convexité.



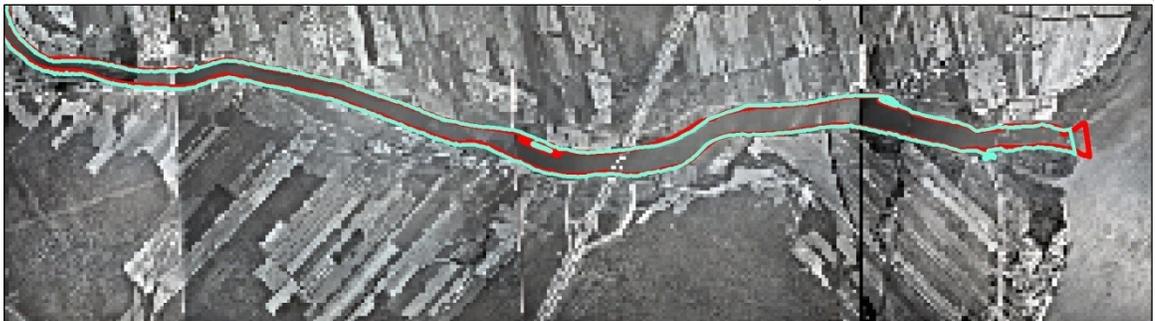
L'évolution du tronçon à l'étude témoigne de l'activité de la rivière et du rôle de l'érosion des berges. Les berges de la rivière Saint-François, telles que décrites dans la section précédente, sont constituées de sable, principalement à l'aval, où la couche basale de limons fins n'est pas apparente. L'écoulement dans les zones méandriques rencontre donc un matériel meuble facilement entraîné. Les taux d'érosion sont élevés. Le matériel prélevé dans le méandre contribue à la création d'un banc de convexité (Figure 3.18, flèche rouge). L'amont du tronçon est assez stable malgré le méandre autour de l'île Saint-Joseph. À l'amont de cette île, la rivière devient plus rectiligne ce qui augmente sa stabilité.

Rivière Batiscan

La rivière Batiscan est aussi caractérisée par une forte activité érosive, mais les variations à l'échelle historique montrent une plus grande stabilité du chenal que pour la rivière Saint-François. La zone à l'étude, rectiligne, est assez stable même si les berges subissent de nombreux mouvements de masse. La figure 3.19 illustre les gains et les pertes

de végétation observés sur les berges, entre les années 1964 et 1997. Ce tracé permet de visualiser l'activité des berges en localisant la végétation qui les recouvre. On remarque que le tracé général de la rivière reste sensiblement le même au cours de cette période. Le recul des berges enregistré sur ces cartes est très faible, étant donné l'erreur engendrée par le géoréférencement et la numérisation des photo-aériennes. À l'échelle historique étudiée, on considère donc que le tronçon d'étude de la rivière Batiscan est stable, bien qu'à l'échelle ponctuelle et actuelle, on enregistre une activité érosive marquée. L'échelle historique étudiée n'est par contre peut-être pas assez longue pour témoigner de l'évolution de la morphologie du tronçon d'étude. Aussi, il est probable que les taux d'érosion observés au cours des trois à quatre dernières années ne soient pas représentatifs des taux d'érosion historiques. L'intensité des processus érosifs actuels est peut-être plus grande dû à de nombreux facteurs (eg. changement du régime de précipitations, du niveau d'eau, de la hauteur de la nappe phréatique, mise en place de barrage contrôlant le débit) ce qui ne reflète pas nécessairement l'intensité des processus à l'échelle historique.

Figure 3.19 Photo-aérienne de 1997 du tronçon à l'étude à la rivière Batiscan. (Ministère des Ressources Naturelles) Bleu : Gain de végétation sur les berges entre 1964 et 1997. Rouge : Perte de végétation sur les berges entre 1964 et 1997. Carte réalisé par Isabelle Charron (2006). (La cartographie de la végétation est utilisée à titre indicatif seulement, afin de visualiser l'activité érosive du tronçon d'étude entre 1964 et 1997.)



3.3.2 Taux d'érosion actuels sur les deux rivières à l'étude

Relevés GPS du méandre aval à la rivière Saint-François

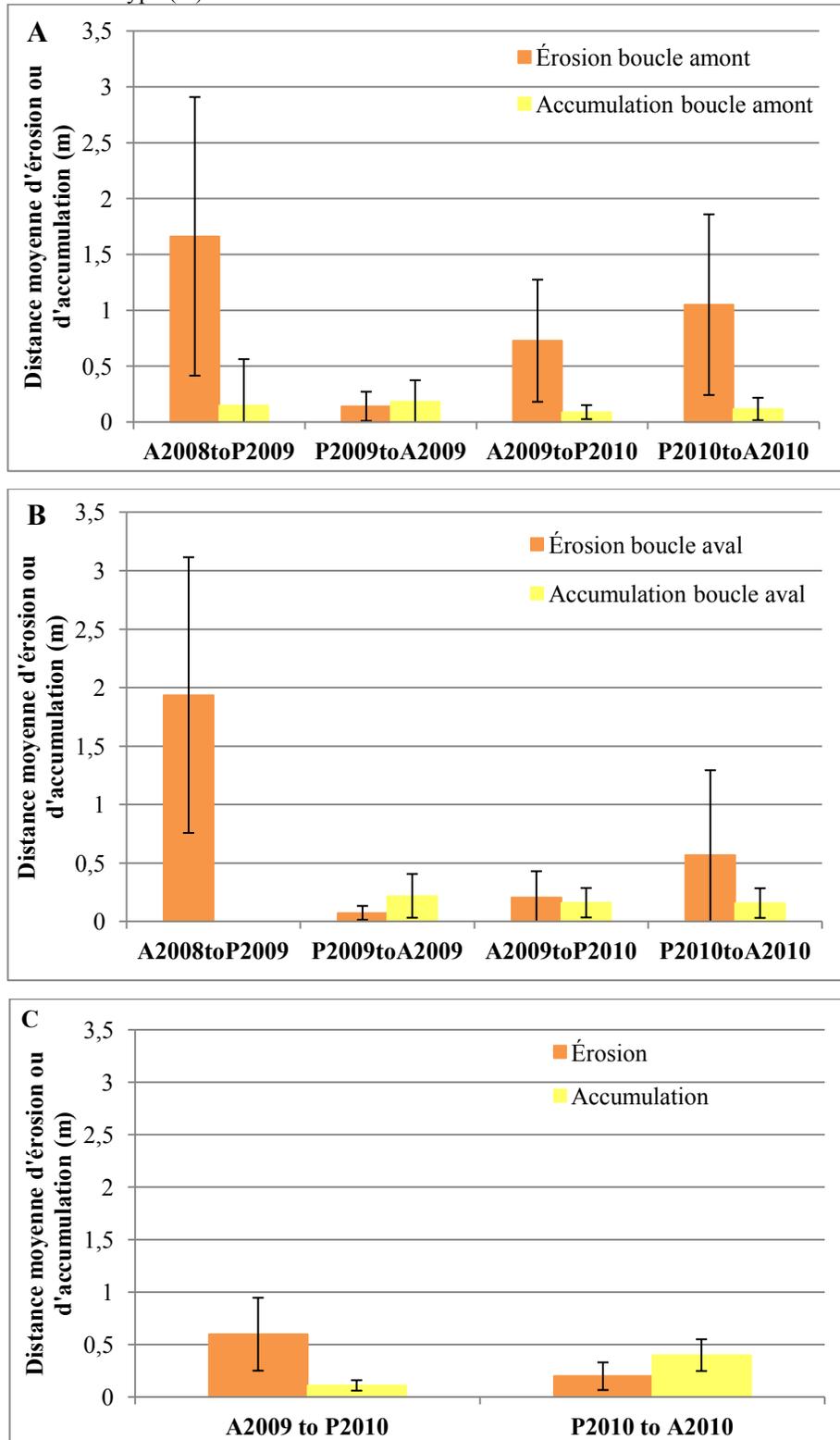
Les relevés GPS effectués saisonnièrement sur le méandre aval (Figure 3.18 B) et sur le site 1 de la rivière Saint-François, permettent de quantifier l'érosion des berges à l'échelle annuelle et saisonnière. Pour toute la période d'étude, de l'automne 2008 à l'automne 2010, un recul total net de (-) 3,05 m a été enregistré pour la berge gauche du

méandre aval, ce qui engendre un taux d'érosion annuel net de (-) 1,53 m/an (Tableau 3.8). Entre l'automne 2008 et l'automne 2009 et entre l'automne 2009 et l'automne 2010, les reculs annuels sont très similaires, étant respectivement de 1,47 et 1,57 m. Les distances de recul enregistrées pour la berge droite sont moins importantes. Pour les deux années, la distance d'érosion totale nette est de (-) 2,25 m, ce qui génère un taux annuel de 1,13 m/an. Par contre, les reculs annuels nets varient grandement : (-) 1,78 m entre 2008 et 2009 et (-) 0,46 m entre 2009 et 2010.

À l'échelle saisonnière, les résultats révèlent que les épisodes d'érosion les plus importants ont lieu entre l'automne 2008 et le printemps 2009 et entre le printemps 2010 et l'automne 2010, et ce, pour les deux rives concaves du méandre aval (Figure 3.20 A et B). Les reculs de berge plus marqués ne sont donc pas associés à une saison particulière. Les distances d'érosion, pour les deux rives concaves, sont toujours plus importantes que les distances d'accumulation à l'exception de la période entre le printemps et l'automne 2009, où il y a eu accumulation. La distance d'accumulation est toutefois négligeable ((+) 0,04 m pour la rive concave de la boucle amont et (+) 0,15 m pour la rive concave de la boucle aval) étant donné la précision du GPS différentiel ($\pm 0,05$ m). La rive concave de la boucle amont a donc été relativement stable au cours de l'été 2009, tandis qu'un peu de matériel s'est accumulé sur la rive concave aval.

Les taux d'érosion obtenus avec les relevés GPS sont légèrement plus faibles que les taux calculés à l'échelle historique. En comparant le tableau 3.7 et le tableau 3.8, on remarque que l'érosion annuelle du méandre aval, en fonction des données historiques, est de l'ordre de (-) 2,11 à 5,97 m/an pour la rive concave de la boucle amont, alors que les données mesurées sur le terrain dans le cadre de mon projet enregistre un taux de (-) 1,47 à 1,57 m/an. Pour la rive concave de la boucle aval, les taux issus des données historiques sont moins élevés, ils varient entre (-) 1,60 et 2,57 m/an, ce qui ressemble à ce qui a été mesuré de 2008 à 2010, soit (-) 0,46 à 1,78 m/an. Les berges de cette section de la rivière Saint-François sont donc constamment érodées. Les taux d'érosion semblent donc varier d'une année à l'autre mais restent relativement constants à l'échelle historique. L'évolution morphologique de la rivière est reliée avec la nature du matériel de berge, lequel ne change

Figure 3.20 Distances moyennes d'érosion ou d'accumulation (m) mesurées au GPS entre chaque relevé saisonniers de l'automne 2008 à l'automne 2010 pour les rives concaves de la boucle amont (A) et de la boucle aval (B) du méandre aval et pour le site 1 (C) à la rivière Saint-François. Les barres d'erreurs correspondent à l'écart-type (m).



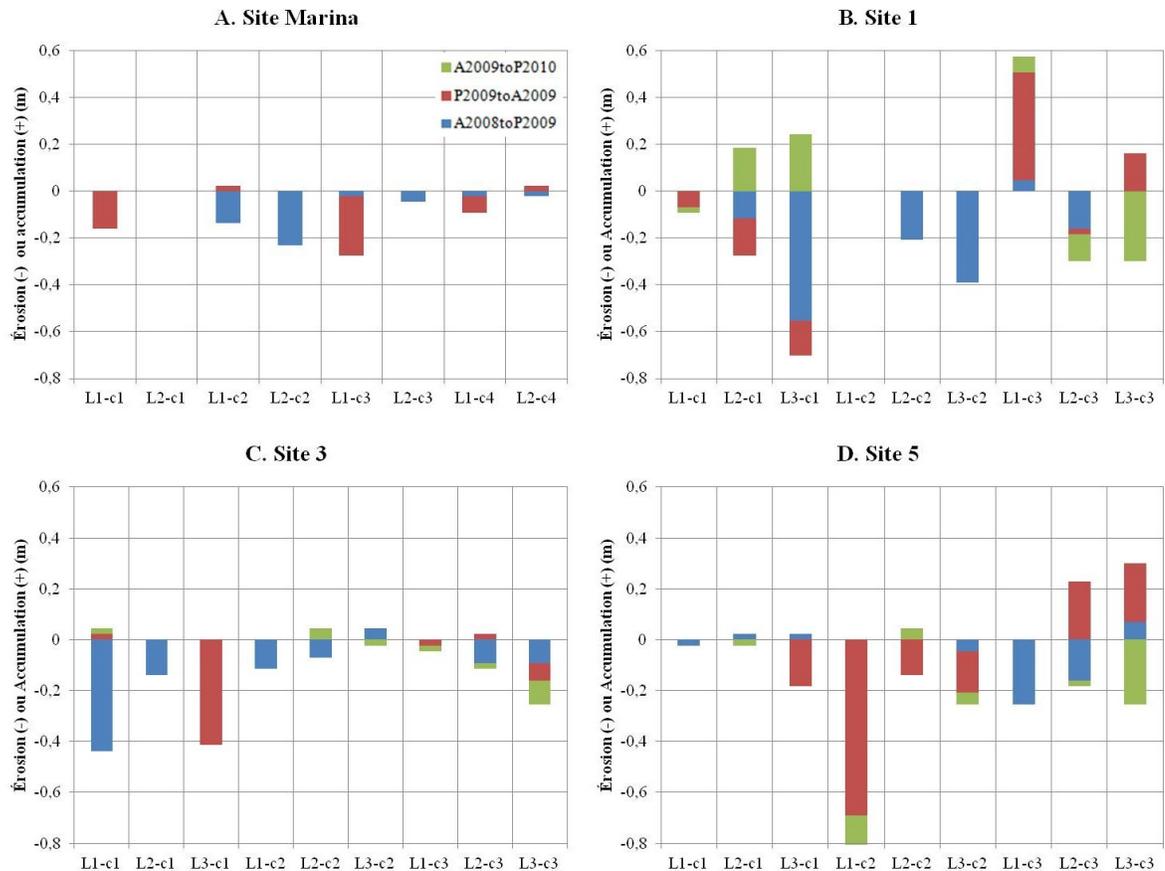
Relevés des chaînes d'érosion à la rivière Batiscan

Les relevés de chaînes d'érosion ont permis d'estimer des distances d'érosion et d'accumulation pour les sites à l'étude à la rivière Batiscan. Pour le site près de la marina (Figure 3.21 A) où la berge est très basse et où l'érosion fluviale joue un rôle important, les chaînes enregistrent des distances d'érosion biannuelles (entre l'automne et le printemps et entre le printemps et l'automne) variant entre (-) 0 et 0,26 m alors que les taux d'accumulation sont beaucoup plus faibles (de (+) 0 à 0,025 m). L'érosion ne présente pas un patron particulier en haut ou en bas de berge et est très variable d'une année à l'autre. Il y a un épisode d'érosion marqué au centre de la section d'étude (Tableau 2.5, C2) entre l'automne 2008 et le printemps 2009. Pour le site 1 (Figure 3.21 B), c'est la période entre l'automne 2008 et le printemps 2009 qui a subi le plus d'érosion, avec un recul maximum de (-) 0,55 m. Du printemps 2009 à l'automne 2009, il y a une accumulation importante en haut de berge, du côté aval (L1-C3). La période de l'automne 2009 au printemps 2010 illustre de l'accumulation en amont de la section (C1) alors qu'il y a plus d'érosion à l'aval (C3). Encore une fois, il n'y a pas de tendance associée à la hauteur et à la position de la chaîne le long de la berge. Au site 3 (Figure 3.2.4 C), le maximum d'érosion enregistré est de (-) 0,44 m correspondant à la période entre l'automne 2008 et le printemps 2009. Il y a très peu d'accumulation pour toute la durée des relevés, le maximum étant de (+) 0,023 m. Les chaînes du site 5 (Figure 3.21 D) montrent principalement des épisodes d'érosion mais de l'accumulation pour la zone amont (C3) du site d'étude.

Tous les sites présentent majoritairement des épisodes d'érosion. Les berges où ont été placées les chaînes sont actives bien qu'elles ne présentent pas de patron spatial particulier d'érosion ou d'accumulation. Les résultats confirment que l'érosion qui opère sur une berge est très variable spatialement même à l'échelle de quelques mètres de berge. Il est difficile de mesurer cette variabilité et surtout, d'associer les épisodes d'érosion ou d'accumulation ponctuels à des caractéristiques particulières de la berge. La variabilité enregistrée dans les taux biannuels d'érosion et d'accumulation est reliée à la variabilité du matériel de berge lui-même. Tels que l'ont montré les caractéristiques variables du matériel de berge, les différentes strates réagissent de différentes façons au même cisaillement, ce qui génère des taux d'érosion différents. Même si la stratigraphie du site 3 à Batiscan est

composée de quatre strates de sédiments dont la résistance à l'érosion varie entre le haut et le bas de la berge (Figure 3.1 et Tableau 3.3), il est impossible d'établir un lien entre ces strates et les taux d'érosion enregistrés par les chaînes (Figure 3.21 C). Les mécanismes d'érosion qui opèrent sur les berges influencent aussi les distances d'érosion enregistrées. L'érosion en milieu ou en haut de berge par exemple, peut être associée aux processus subaériens. Ces derniers n'ont pas été quantifiés dans ce projet mais pourraient jouer un rôle très important.

Figure 3.21 Distances d'érosion enregistrées par les chaînes d'érosion à la marina (A), au site 1 (B), au site 3 (C) et au site 5 (D) de la rivière Batiscan. Les relevés ont été effectués le 17 juin 2009, le 2 novembre 2009 et le 19 mai 2010.



De nouvelles méthodes pour qualifier et quantifier l'érosion des berges doivent être développées pour contrer les difficultés associées aux mesures des taux d'érosion des berges selon la nature des processus d'érosion qui y opèrent. La section 3.3.3 mettra en évidence les principaux mécanismes d'érosion observés sur les berges à l'étude afin de mieux comprendre les diverses manifestations de l'érosion. Ceci permettra d'expliquer la variabilité des taux enregistrés par les chaînes d'érosion sur la rivière Batiscan et par les relevés GPS sur la rivière Saint-François.

Taux d'érosion fluviale estimés pour le matériel cohésif

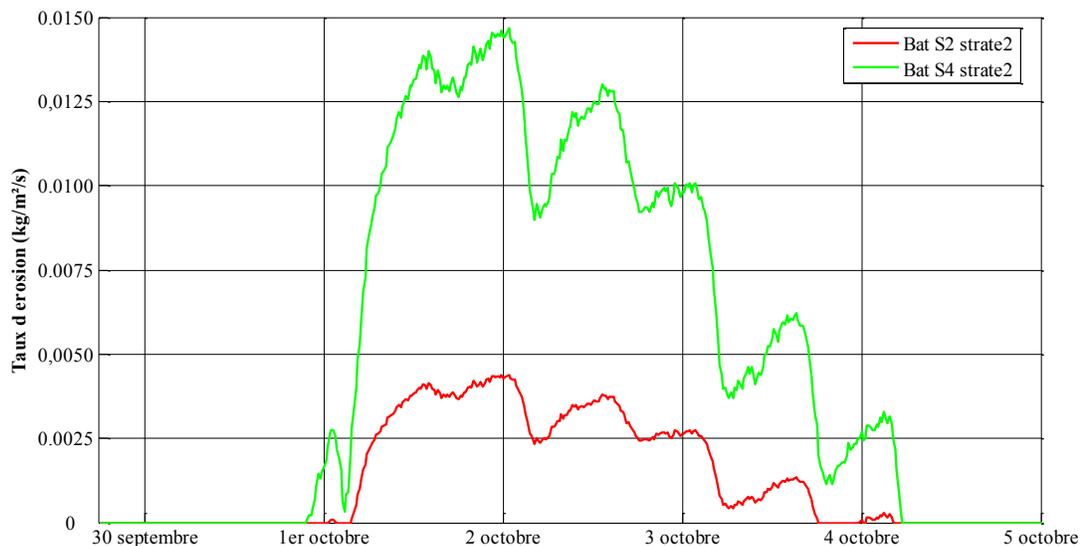
La connaissance du cisaillement critique d'érosion fluviale, du coefficient d'érodibilité calculés précédemment (section 3.1.2) et de la valeur du cisaillement de l'écoulement sur les deux rivières (section 3.2.2) permet d'estimer des taux d'érosion fluviale sur les berges à l'étude. La figure 3.22 illustre les taux d'érosion fluviale estimés selon la formule $\varepsilon = M\left(\frac{\tau_e}{\tau_c} - 1\right)^m$ (Équation 2.7) pour les cisaillements d'écoulement atteint lors de la crue du 1^{er} octobre 2010 sur la rivière Batiscan. Chacune des courbes correspond aux taux d'érosion calculés pour deux des différentes strates de matériel présentes sur la berge. Ces taux d'érosion varient entre 0 et 0,15 kg/m²/s, ce qui est considérable si ce taux est maintenu durant un long laps de temps. Dans le cas de la crue d'octobre 2010, le recul total de la berge, selon ces taux, serait de 0,35 m pour la strate 2 du site 2 et 1,38 m pour la strate 2 du site 4. Les oscillations journalières observées sur le graphique correspondent aux variations de niveaux d'eau dues aux marées. Ces dernières ont un impact important sur la quantité de matériel pouvant être mis en mouvement. Il faut aussi noter que le cisaillement de l'écoulement établi à la section 3.2.2 et utilisé dans ce calcul est sous-estimé puisqu'il s'agit d'une valeur moyenne pour l'ensemble de la section à l'étude. Les taux d'érosion fluviale présentés dans cette section sont donc biaisés par cette sous-estimation, mais illustrent tout de même le pouvoir érosif de l'écoulement et la susceptibilité du matériel à l'érosion.

Selon les cisaillements critiques calculés et les cisaillements d'écoulement mesurés, les strates 1 du site 2 et 4 (Bat_S2_strate1 et Bat_S4_strate1) n'ont pas été érodées lors de cette crue. Le matériel très cohésif qui les compose est peu influencé par les évènements de

crue. Les taux obtenus pour les strates 2 et 3 supposent que le niveau de l'eau était suffisamment haut pour éroder ces strates qui se situent à plus de 1 m au-dessus du lit de la rivière. Pour la strate 2, il est très probable que l'écoulement ait érodé sa partie basale, les taux d'érosion fluviale estimés sont donc réalistes. Pour la strate 3, les taux d'érosion fluviale doivent plutôt être considérés nuls puisque durant les deux années de suivi de la rivière Batiscan, la strate 3 n'a jamais été atteinte par l'eau. Pour la rivière Saint-François, le pied de la berge du site 3 (STF_strate1) où le matériel est très cohésif n'a pas subi d'érosion fluviale.

Il est difficile de comparer les taux d'érosion fluviale des strates avec les taux d'érosion saisonniers calculés à partir des chaînes d'érosion ou du suivi du recul de la berge par relevés GPS étant donné la différence entre les échelles temporelles utilisées. On remarque cependant que la variabilité temporelle et spatiale des taux d'érosion d'une section de berge à l'autre est très grande et qu'elle est associée à la nature du matériel.

Figure 3.22 Taux d'érosion estimés lors de la crue du début du mois d'octobre 2010, à la rivière Batiscan



3.3.3 Berges actives et berges stables : caractérisation des mécanismes d'érosion en cause

Les berges photographiées à tous les 400 mètres le long de la section d'étude donnent des renseignements intéressants sur les processus d'érosion de berges présents sur les deux rivières. La section qui suit présente la classification des berges obtenue à partir de ces photos. Les figures 3.25 et 3.28 illustrent des exemples types des processus d'érosion qui sont observés sur les rivières Saint-François et Batiscan, respectivement.

Rivière Saint-François

Sur la rivière Saint-François, 61 à 66% des berges montrent des signes d'érosion au cours de la période d'étude (Figure 3.23 A). Les processus d'érosion qui opèrent sur ces berges sont très diversifiés et varient d'une section de berge à l'autre (Figure 3.24 ABCD). En observant les figures 3.25, on remarque que les berges analysées peuvent être stables lors d'un relevé et actives lors du relevé suivant. Si elles sont actives deux saisons de suite, il arrive fréquemment que le processus d'érosion qui les caractérise change.

La zone amont de la rivière, où les berges sont hautes, est principalement érodée par les ruptures de masse. Plusieurs chutes de matériel et de la desquamation (*fall and sloughing*) sont enregistrées (Figure 3.25 ABCD). Ce mécanisme s'observe près des zones anthropisées et dans les zones où la végétation retient une partie du matériel pour ensuite laisser glisser quelques blocs de sédiments, sans permettre une rupture complète. Les berges sont plus stables à l'amont qu'à l'aval. Ceci peut s'expliquer par la couche de limons située en pied de berge qui augmente la cohésion du matériel dans la zone amont. Le cours d'eau y est aussi plus rectiligne. L'impact de l'écoulement sur les berges et le lit est donc moins important. Dans le méandre de la section aval, les processus couplés dominant sur les berges concaves. Le pied des berges est érodé par sapement, ce qui entraîne des ruptures de masse en surplomb (*cantilever*). Les berges convexes sont stables ou érodées par l'action hydraulique (Figure 3.25 ABCD). Il y a probablement accumulation de sédiments. La dynamique d'érosion observée sur les berges est en continuité avec l'érosion du lit (Figure 3.25 ABCD). Ce dernier est plus profond près des rives concaves du méandre aval (Figure 3.18 B). La sinuosité du cours d'eau et le matériel peu cohésif (sable) que l'on retrouve à

l'aval de la section contribue à une plus grande érosion des berges et du lit. À l'extrémité aval de la rivière, les berges sont remplacées par des zones humides où la végétation hygrophile absorbe le surplus d'eau lors des épisodes d'inondation.

Le nombre de ruptures de masse enregistrées sur les berges de la Saint-François au cours de la période d'étude est supérieur au nombre de berges érodées par l'action fluviale, à l'exception de l'automne 2009 (Figure 3.24 B). Les berges s'érodent via la chute et la desquamation du matériel (*fall and sloughing*). Ce processus représente de 51 à 85 % des ruptures (Figure 3.24 D). Ce sont les processus de rupture en plaques (*slab failure*) qui arrivent au deuxième rang. Ces dernières se manifestent principalement au printemps. Les ruptures rotationnelles sont rares et se produisent seulement au printemps. Cette activité érosive printanière peut s'expliquer par les variations du niveau d'eau dans le cours d'eau, du niveau de la nappe phréatique et de la pression interstitielle engendrées par la fonte de la neige.

L'érosion fluviale sur la rivière Saint-François a été particulièrement importante à l'automne 2009, via le sapement du pied de la berge. Les processus de transgression sont beaucoup plus rares (Figure 3.24 C). Ils surviennent surtout durant l'été et au début de l'automne, lorsque les niveaux d'eau sont bas. Le sapement et la transgression opèrent rarement seuls, ils sont la majorité du temps couplés à des ruptures de masse. De nombreuses berges sont donc érodées par l'effondrement de surplomb (*cantilever*) (Figure 3.24 E). D'autres processus couplés ont été observés sur des berges très hautes, où les processus en haut et en bas de berge s'influencent très peu l'un et l'autre. Par exemple, il peut y avoir du sapement au pied de la berge alors que le haut de la berge présente des traces de rupture en plaques. On note un changement saisonnier dans la proportion des berges anthropisées. Elle augmente à l'automne (Figure 3.24 B) puisque les gens profitent de la saison estivale pour modifier la berge, souvent avec l'ajout de roches.

Figure 3.23 Processus d'érosion observés sur la rivière Saint-François entre le printemps 2009 et l'automne 2010. A. Berges stables ou actives. B. Berges actives en fonction des 4 principaux processus d'érosion. C. Types de ruptures de masse D. Types d'érosion fluviale E. Types de processus couplés.

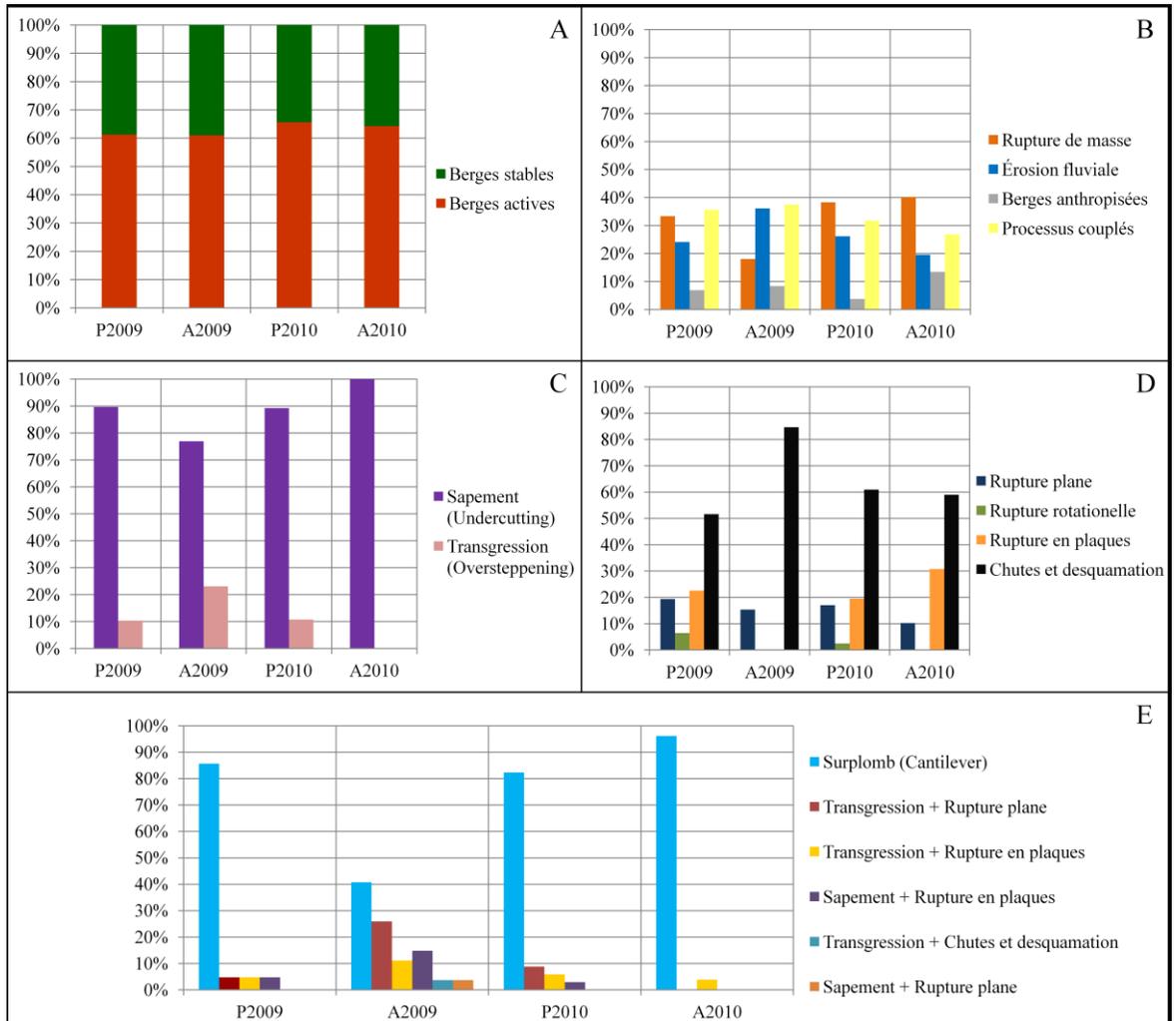


Figure 3.24 Cartes des berges selon leur niveau d'activité et les processus d'érosion (Rupture de masse, Berge anthropisée, Érosion fluviale, Processus couplés) pour la Saint-François pour A. printemps 2009 B. automne 2009, C. printemps 2010 et D. automne 2010.

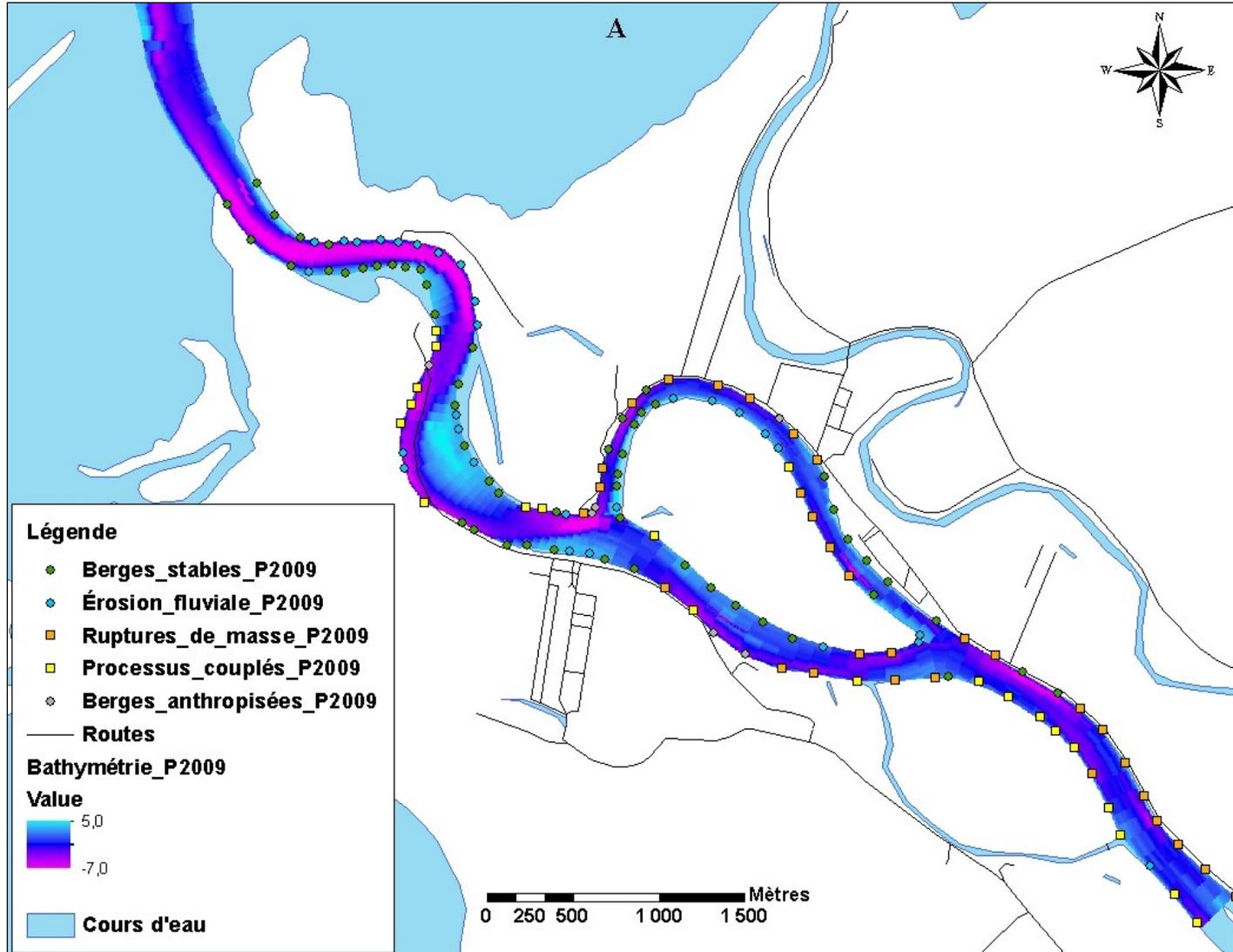


Figure 3.24 : Cartes des berges selon leur niveau d'activité et les processus d'érosion (Rupture de masse, Berge anthropisée, Érosion fluviale, Processus couplés) pour la Saint-François pour A. printemps 2009 B. automne 2009 C. printemps 2010 et D. automne 2010.

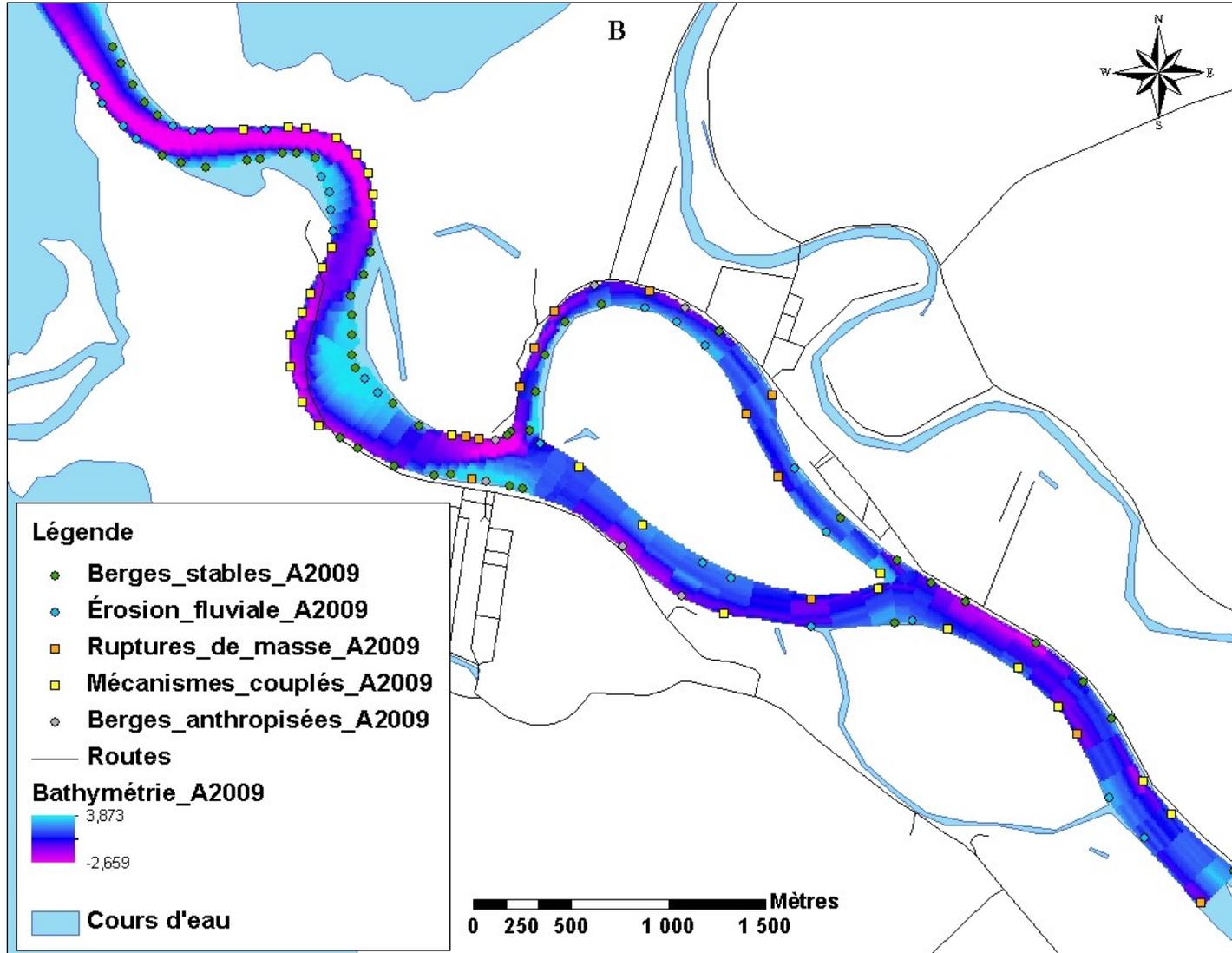


Figure 3.24 : Cartes des berges selon leur niveau d'activité et les processus d'érosion (Rupture de masse, Berge anthropisée, Érosion fluviale, Processus couplés) pour la Saint-François pour A. printemps 2009 B. automne 2009 C. printemps 2010 et D. automne 2010.

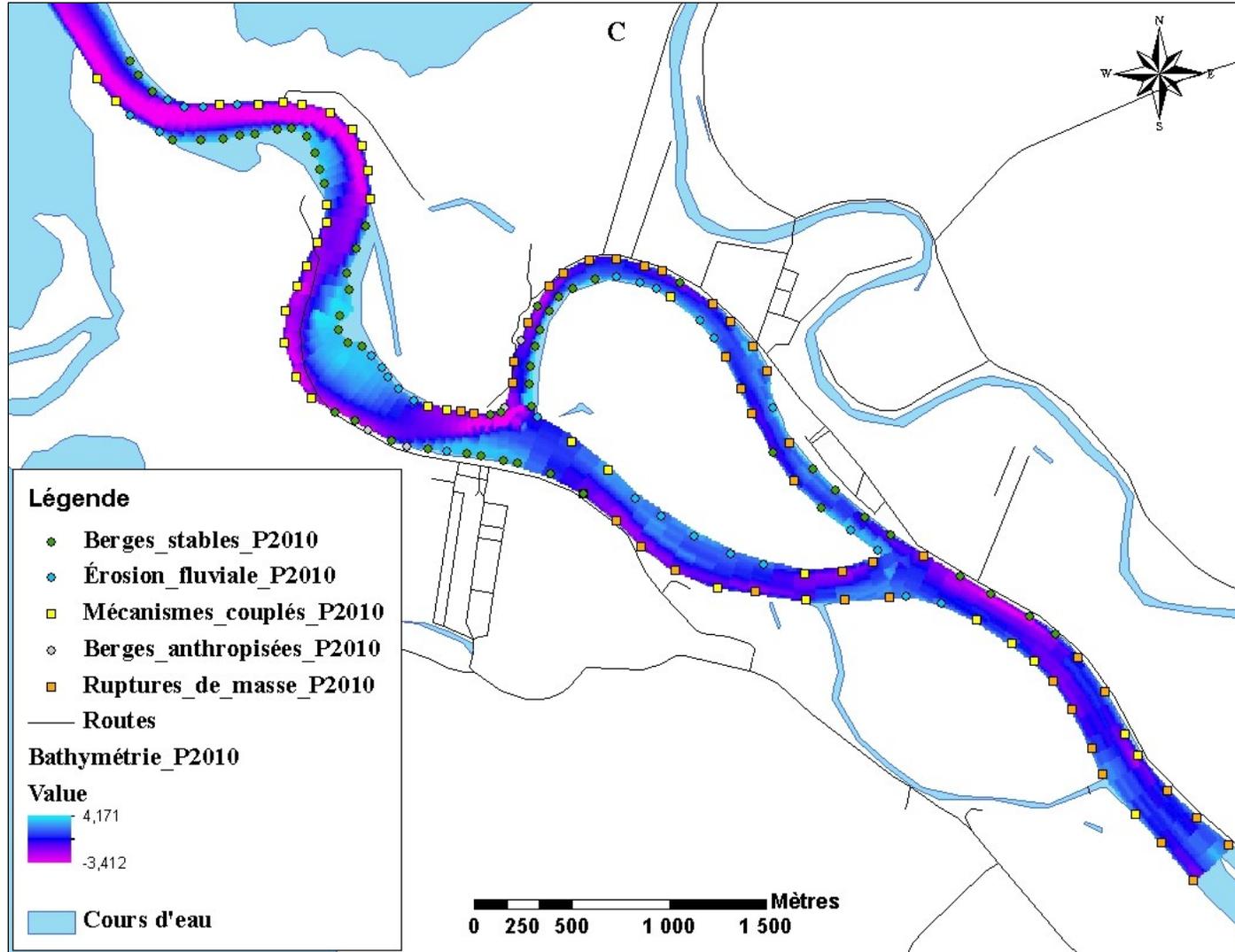


Figure 3.24 : Cartes des berges selon leur niveau d'activité et les processus d'érosion (Rupture de masse, Berge anthropisée, Érosion fluviale, Processus couplés) pour la Saint-François pour A. printemps 2009 B. automne 2009 C. printemps 2010 et D. automne 2010.

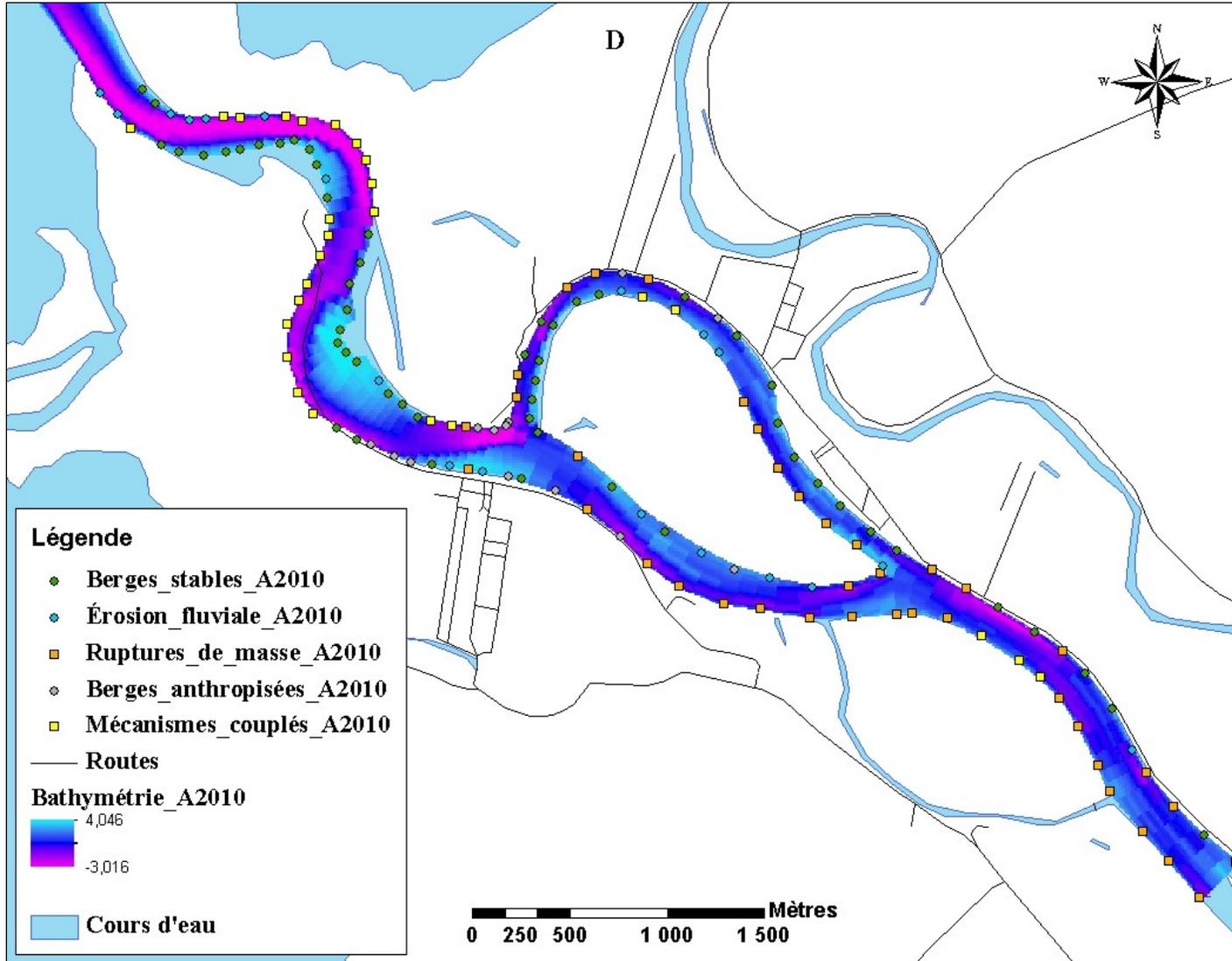
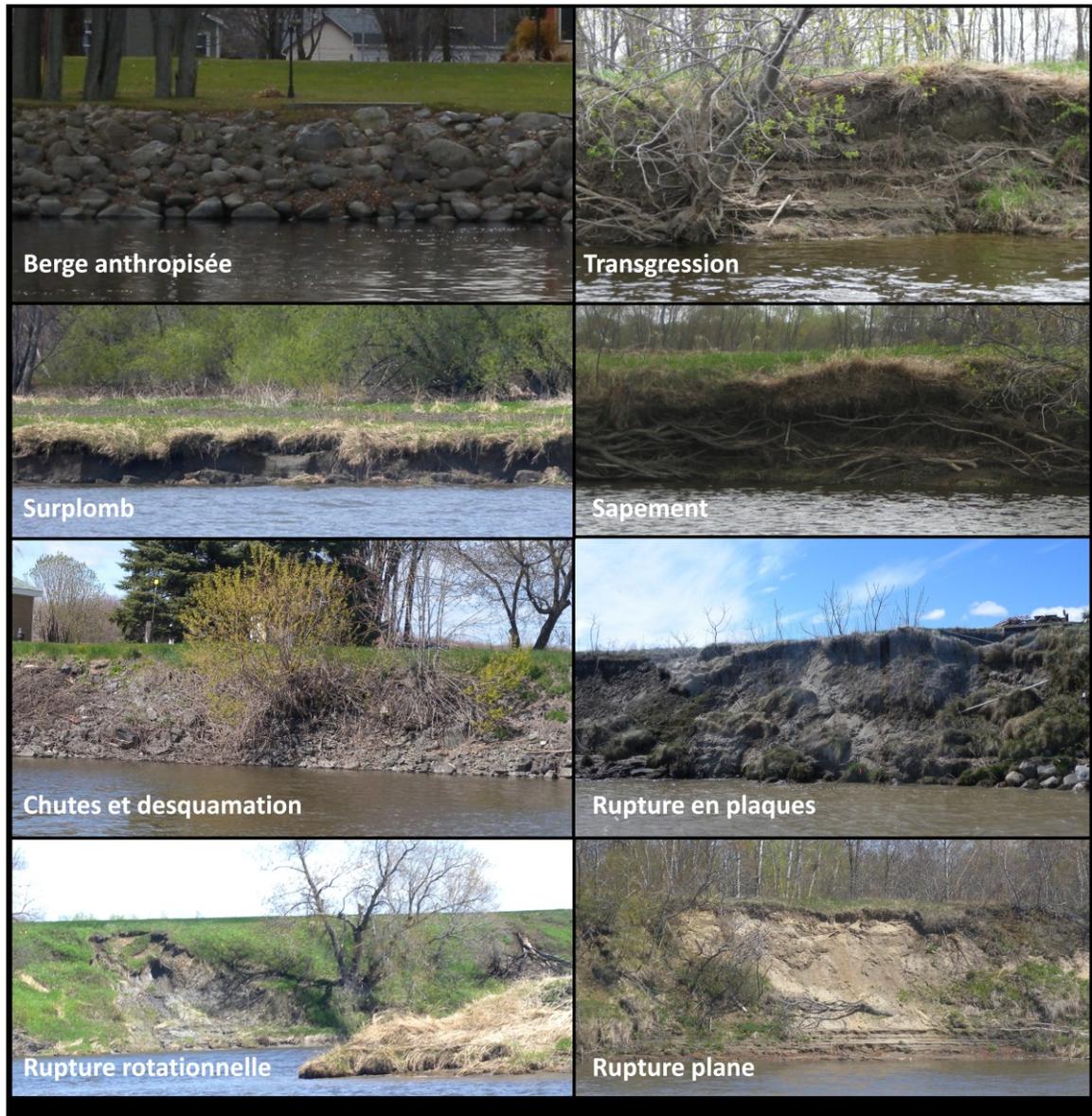


Figure 3.25 Exemples types des mécanismes d'érosion observés à la rivière Saint-François.



Rivière Batiscan

Selon les quatre relevés photographiques, entre 59 et 74% des berges de la rivière Batiscan sont actives (Figure 3.26 A). Comme pour la rivière Saint-François, les processus d'érosion de berge observés démontrent une grande variabilité spatiale et temporelle (Figures 3.26 et 3.27). Les berges stables lors de certains relevés deviennent actives lors du relevé suivant et vice versa. Les berges actives en continu ne subissent pas nécessairement le même processus d'une saison à l'autre. La stabilité des berges sur les deux rivières à l'étude est donc relative. Elle dépend de plusieurs facteurs géotechniques et hydrodynamiques.

Les berges les plus hautes, situées entre le village de Sainte-Geneviève-de-Batiscan et le pont de l'autoroute 40 favorisent surtout les ruptures de masse. Sur la rive droite de cette zone, on remarque une suite de ruptures de masse, intercalées par des berges stables (Figure 3.27 A et C). Autour du village de Sainte-Geneviève-de-Batiscan et du viaduc de l'autoroute 40 (Figure 3.27 ABCD), la plupart des berges sont anthropisées. À l'aval du pont de l'autoroute 40, la berge gauche présente surtout des traces d'érosion fluviale (Figure 3.27 ABCD). Le matériel qui compose les berges de la section aval est plus sableux. Il favorise à la fois l'érosion fluviale et les processus couplés. Une grande zone d'érosion fluviale enregistrée sur la berge droite à l'automne 2009 (Figure 3.27 B) laisse place à des processus couplés pour tous les relevés de 2010 (Figure 3.27 C et D). La zone aval est grandement influencée par les fluctuations de l'écoulement. Les marées y sont assez importantes, variant de 0,3 m à 1,4 m étant donné la proximité avec le fleuve. Les relevés bathymétriques indiquent d'ailleurs une érosion plus importante du lit dans cette zone de confluence. La topographie du lit dans le reste du cours d'eau est assez uniforme, ce qui peut s'expliquer par le tracé rectiligne de la section à l'étude.

Pour toutes les saisons et les années confondues, les ruptures de masse représentent de 43 à 75% des berges actives (Figure 3.26 B). Les ruptures en plaques et la chute et desquamation de matériel sont les deux processus dominants. Les ruptures planes et les ruptures rotationnelles, comme sur la Saint-François, sont surtout observées au printemps (Figure 3.26 D). À l'automne, la majorité des ruptures enregistrées sont des chutes et de la

desquamation de matériel. Durant l'été, les berges subissent peu de pression mais sont tout de même sujettes à une désorganisation du matériel. Malgré la dominance des mouvements de masse, contrôlée en partie par la forte cohésion du matériel limoneux qui compose les berges, l'érosion fluviale joue un rôle important sur la rivière Batiscan (Figure 3.26 B). Elle s'exprime principalement par le processus de sapement et opère tout au long de l'année. Les transgressions sont observées seulement à l'automne et au printemps 2010 (Figure 3.26 C). Le mécanisme d'érosion couplé le plus souvent observé est le sapement couplé à une rupture en plaques ou à la chute et la desquamation de matériel (Figure 3.26 E). Les mécanismes couplés sont toutefois beaucoup moins fréquents à la rivière Batiscan qu'à la rivière Saint-François.

La caractérisation de l'activité érosive des berges des rivières Saint-François et Batiscan a permis de retracer l'évolution des deux cours d'eau depuis plusieurs décennies afin de mettre en perspective l'évolution actuelle du chenal. Les taux d'érosion enregistrés saisonnièrement et la classification des berges ont montré le dynamisme important des berges des deux rivières à l'étude en plus de mettre en évidence le contraste des processus d'érosion qui opèrent sur chacune des rivières. La grande variabilité des taux et des mécanismes d'érosion demeure une constante de cette étude.

Figure 3.26 Processus d'érosion observés sur la rivière Batiscan entre le printemps 2009 et l'automne 2010. A. Berges stables ou actives. B. Berges actives en fonction des 4 principaux processus d'érosion. C. Types de ruptures de masse D. Types d'érosion fluviale E. Types de processus couplés.

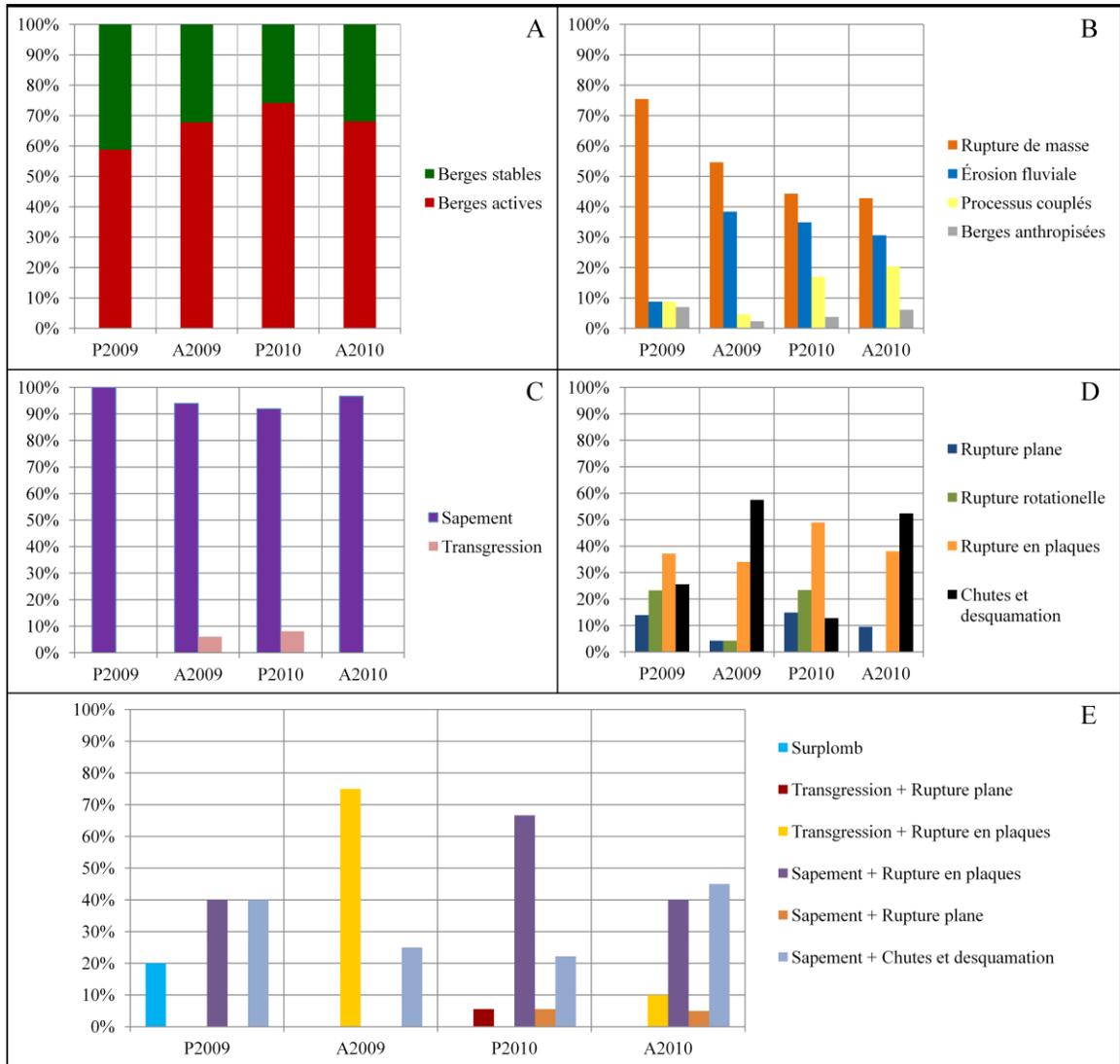


Figure 3.27 Cartes des berges selon leur niveau d'activité et les processus d'érosion (Rupture de masse, Berges anthropisées, Érosion fluviale, Processus couplés) pour la Batiscan pour A. printemps 2009 B. automne 2009 C. printemps 2010 et D. automne 2010.

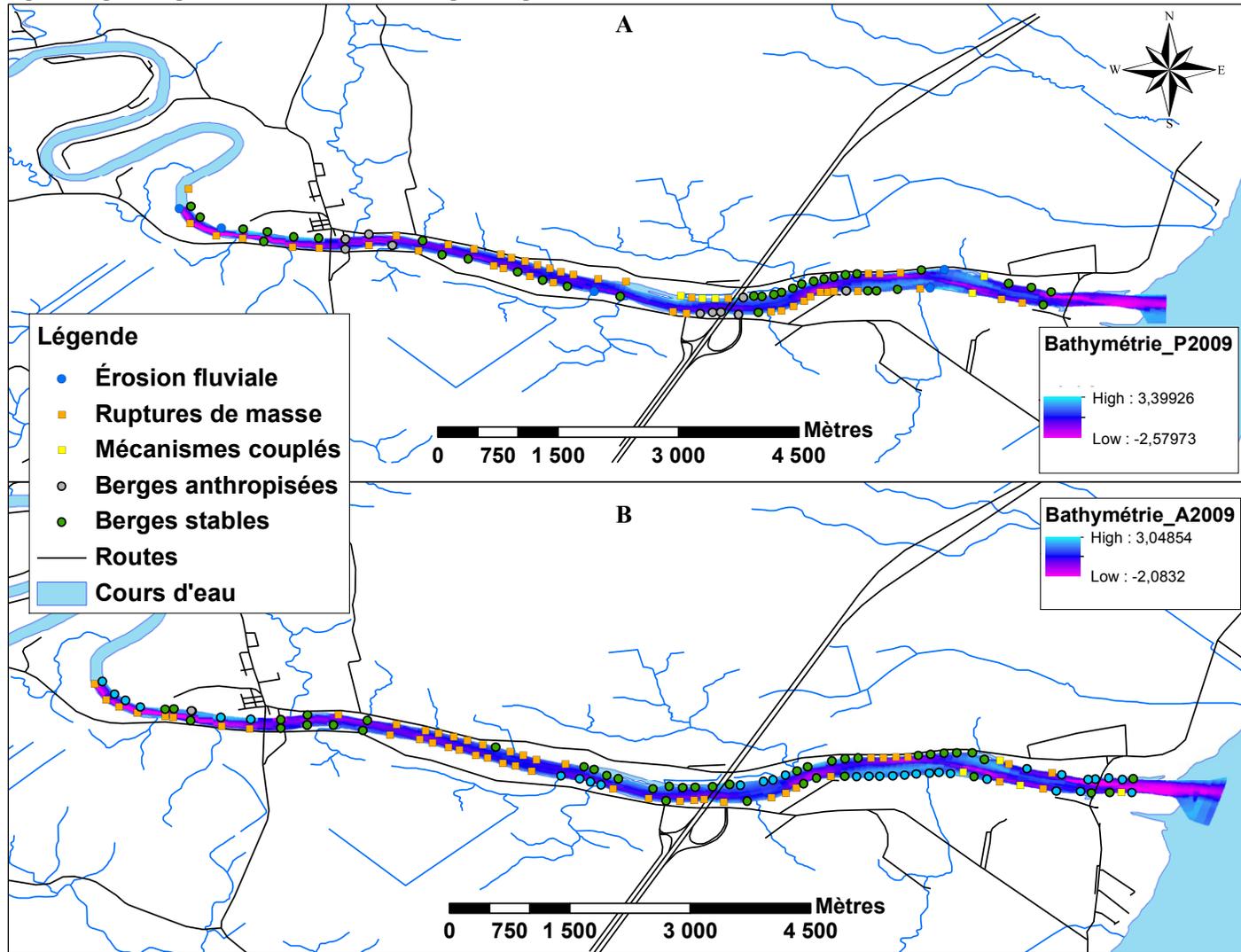


Figure 3.27 : Cartes des berges selon leur niveau d'activité et les processus d'érosion (Rupture de masse, Berges anthropisées, Érosion fluviale, Processus couplés) pour la Batiscan pour A. printemps 2009 B. automne 2009 C. printemps 2010 et D. automne 2010.

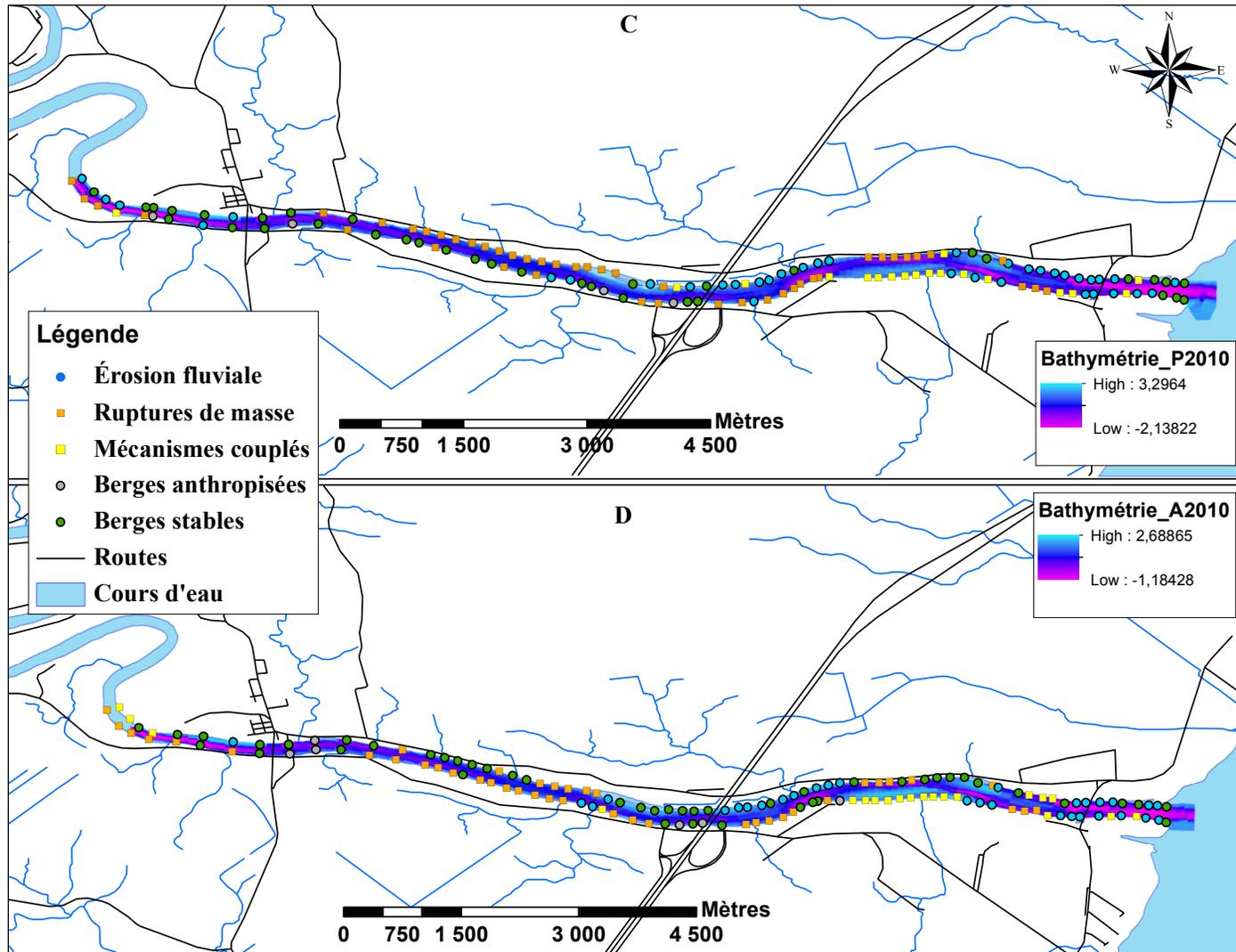
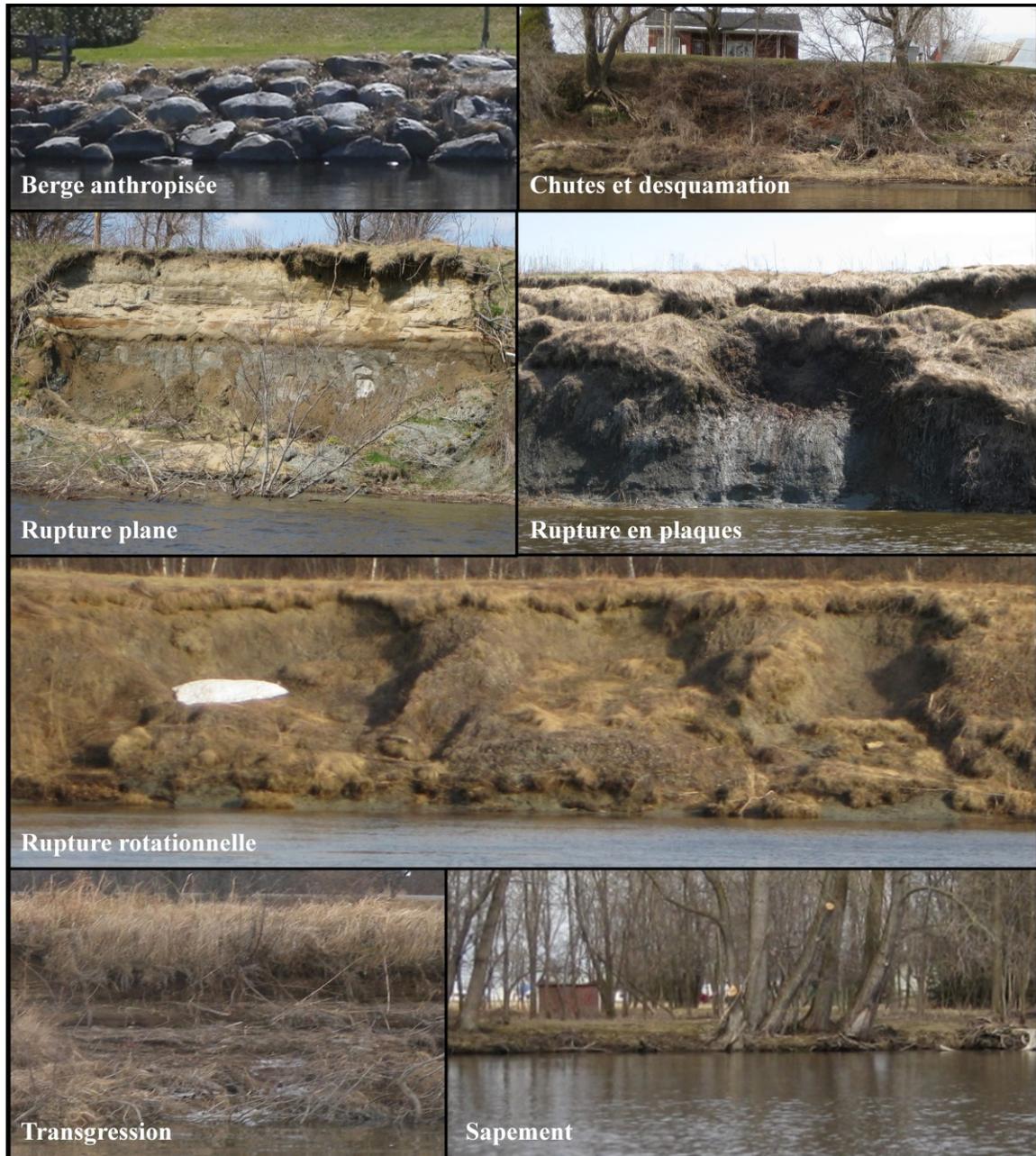


Figure 3.28 Exemples types des mécanismes d'érosion observés à la rivière Batiscan.



Conclusion

Les résultats présentés dans ce chapitre ont décrit les caractéristiques morpho-sédimentologiques des berges des rivières Saint-François et Batiscan. Ils ont aussi permis de quantifier les principaux facteurs hydrodynamiques des deux cours d'eau afin d'évaluer l'impact de l'écoulement sur l'érosion du lit et de la berge. Enfin, ces résultats ont illustré la magnitude des taux d'érosion sur chacune des rivières en plus de mettre en évidence la diversité des processus d'érosion de berges qui y opèrent. Bien que les résultats soient spécifiques aux rivières étudiées, la méthodologie développée et les techniques d'analyse peuvent cependant être appliquées à d'autres rivières. Le design expérimental élaboré pour cette recherche fera l'objet d'une critique dans le prochain chapitre. Les éléments clés à retenir de cette étude sur l'érosion des berges seront aussi mis en évidence en fonction de ce qui a été présenté jusqu'à maintenant dans la littérature.

Chapitre 4 Discussion

Comme d'autres avant elle, cette étude a démontré que l'érosion des berges est difficile à quantifier et que les processus actifs sont intermittents et souvent imprévisibles. Les berges constituent une interface complexe entre la berge elle-même, l'écoulement et l'atmosphère. Il s'agit d'un système intégré où l'influence de chacun des éléments est cruciale. Les trois objectifs visés par le projet ont été atteints. La dynamique actuelle des berges des rivières Batiscan et Saint-François a été caractérisée. Les caractéristiques morpho-sédimentologiques (objectif 1) et hydrodynamiques (objectif 2) des berges ont été décrites et quantifiées. L'activité érosive des berges des tronçons de rivière à l'étude a aussi été analysée (objectif 3). Ces trois objectifs ont mis en évidence la variabilité des paramètres influant sur l'érosion de berges et la variabilité des mécanismes d'érosion. Ils ont aussi fait ressortir le caractère contrasté des deux rivières à l'étude. Enfin, la réalisation de ces trois objectifs a permis d'élaborer une méthodologie originale et de recueillir une quantité considérable de données sur des berges dont on connaissait peu de choses initialement.

Ce mémoire apporte aussi des contributions originales à l'étude de l'érosion de berge. La nouvelle méthode d'estimation du cisaillement critique d'érosion fluviale à l'aide d'un chenal expérimental constitue une avancée importante dans les techniques de mesure de l'érosion fluviale. Ces expériences ont d'ailleurs mis de l'avant l'importance de tenir compte de l'hétérogénéité du matériel à petite échelle. Aussi, l'observation des différents mécanismes d'érosion le long d'un tronçon et l'estimation des taux d'érosion ont fait ressortir l'imprévisibilité de l'activité érosive et la nécessité de coupler les mécanismes physiques qui sont responsables de l'érosion de berge.

4.1 Variabilité spatiale et temporelle de la dynamique des berges

La variabilité des résultats est évidente dans les paramètres géotechniques et hydrodynamiques, mais aussi dans les mécanismes d'érosion et les taux d'érosion enregistrés. Cette variabilité sera décrite dans les trois sections qui suivent. Il existe une

variabilité systémique et intrinsèque des paramètres ou des mécanismes influents. Cette variabilité est difficilement quantifiable puisqu'elle est liée à l'interaction entre les facteurs, à la façon dont ils s'influencent l'un l'autre. La variabilité observée provient aussi de la méthodologie utilisée. Les méthodes de mesures diffèrent souvent d'une équipe de recherche à une autre, ce qui amène parfois des résultats différents et empêchent la comparaison des résultats les uns avec les autres. Les méthodes développées jusqu'à aujourd'hui pour quantifier les facteurs jouant sur l'érosion des berges et les mécanismes qui y sont liés ne permettent pas toujours de capter leur variabilité spatio-temporelle. De nouvelles méthodes doivent donc être développées et acceptées par l'ensemble de la communauté scientifique.

4.1.1 Facteurs géotechniques

Les paramètres géotechniques sont relativement stables dans le temps. C'est surtout à l'échelle spatiale que l'on observe une grande variabilité systémique. La granulométrie, les limites d'Atterberg, la cohésion effective et l'angle de friction changent d'une berge à l'autre et d'une strate à l'autre dans une berge. Les paramètres géotechniques sont d'ailleurs très reliés les uns aux autres. La quantité d'argile dans le matériel de berge joue un rôle prépondérant sur les limites d'Atterberg et la résistance mécanique du matériel à l'érosion (cohésion effective et angle de friction). Malgré leur variabilité, ces paramètres peuvent être extrapolés sur l'ensemble de la section d'étude puisque les sites choisis sont représentatifs du tronçon d'étude. Les caractéristiques morpho-sédimentologiques mesurées sur une strate de matériel sont donc associés aux autres strates de matériel d'une hauteur similaire, ailleurs sur le tronçon. La méthodologie utilisée pour déterminer la texture, les limites d'Atterberg et les paramètres de résistance mécanique suit les standards ASTM. Ces méthodes sont toutefois limitées par le nombre d'échantillons analysés. Dans le cas des paramètres de résistance mécanique, les résultats sont aussi limités par les conditions d'humidité du matériel lors du test.

Pour le cisaillement critique d'érosion, le coefficient d'érodibilité, la pression de l'eau interstitielle et la densité relative, des mesures standards ne sont pas encore établies. Ces paramètres sont difficiles à mesurer d'autant plus qu'ils varient non seulement d'une

berge à l'autre et d'une strate à l'autre, mais aussi d'un échantillon à l'autre dans une même strate. Ces paramètres sont influencés par la microstructure du matériel de berge. Les forces d'attraction et de répulsion du matériel telles les forces électrostatiques, la capacité d'échange ionique, les forces de Van Der Waals, les forces d'hydratation et les forces biologiques n'ont pas été mesurées dans la présente étude, même si elles influencent toutes la résistance de la berge à l'érosion fluviale. La variabilité observée dans les résultats des cisaillements critiques d'érosion et de coefficient d'érodibilité s'explique en partie par la variabilité de toutes ces forces et leurs interactions les unes avec les autres.

La variabilité observée dans les valeurs du cisaillement critique d'érosion peut aussi être associée à la méthode de mesure utilisée. Le tableau 4.1 présente les résultats obtenus dans ce projet en comparaison avec les résultats de plusieurs études ayant tenté d'estimer le cisaillement critique d'érosion. Plusieurs chercheurs [*Chapuis, 1986; Kamphuis, 1990; Gaskin et al., 2003*] ont obtenu des résultats différents pour une même strate de sédiments. Plusieurs études omettent aussi simplement d'effectuer des répliques ou de présenter les résultats de ces dernières [*Hanson et Cook, 2004; Darby et al., 2007; Papanicolaou et al., 2007; Luppi et al., 2009; Karmaker et Dutta, 2011*]. Les valeurs présentées au tableau 4.1 sont obtenues via des expériences en chenal expérimental [*Kamphuis, 1990; Gaskin et al., 2003; Hanson et Cook, 2004; Papanicolaou et al., 2007*], des jet-tests [*Hanson et Cook, 2004; Darby et al., 2007; Luppi et al., 2009; Karmaker et Dutta, 2011*] ou des méthodes empiriques [*Julian et Torres, 2006; Luppi et al., 2009*]. Ce tableau illustre la diversité des méthodes utilisées pour déterminer le cisaillement critique mais aussi la diversité des environnements fluviaux d'où provient le matériel testé. Les valeurs de cisaillement se situent toutes entre 0,5 et 33 Pa et la majorité des valeurs se situent sous 5 Pa, une valeur relativement faible. Les valeurs trouvées dans notre projet (entre 1,19 et 13,41 Pa) s'insèrent bien dans celles obtenues dans la littérature. La méthodologie développée semble donc adéquate.

Selon plusieurs auteurs [Smerdon et Beasley, 1961; Julian et Torres, 2006; Karmaker et Dutta, 2011], il est possible de déterminer le cisaillement critique d'érosion fluviale à partir des données granulométriques ou des limites d'Atterberg du matériel (équations 1.8 à 1.11). Le tableau 4.2 présente les valeurs de cisaillement estimées à l'aide du D_{50} , du pourcentage d'argile, de l'indice de plasticité et du contenu en limons et en argiles pour tous les échantillons que nous avons testés en chenal expérimental. Les valeurs obtenues présentent peu de différences interstrates. Il y a toutefois une différence marquée entre chacune des méthodes. L'équation de Julian et Torres (2006), qui tient compte du contenu total en argiles et limons tend à surestimer le cisaillement critique d'érosion fluviale. Les valeurs obtenues avec les trois autres méthodes sont beaucoup plus faibles et se rapprochent plus des valeurs estimées avec les expériences en chenal expérimental, mais ne présentent pas la même variabilité.

Tableau 4.2 : Tableau des cisaillements critiques d'érosion fluviale (Pa) obtenus avec les différentes méthodes empiriques fonction du diamètre médian (D_{50}), du pourcentage d'argile ou de l'indice de plasticité (IP) [Smerdon et Beasley, 1961] et du pourcentage total de limons et d'argile (SC) [Julian et Torres, 2006].

Méthode/ Échantillon	D_{50} Smerdon et Beasley (1961)	% d'argile Smerdon et Beasley (1961)	IP Smerdon et Beasley (1961)	SC Julian et Torres (2006)
Bat s2 strate1	3,526	1,057	1,199	22,441
Bat s2 strate2	3,521	0,898	0,837	21,915
Bat s2 strate3	3,49	0,713		17,693
Bat s4 strate1	3,525	1,070	1,023	20,271
Bat s4 strate2	3,533	1,755	1,877	22,436
Bat s4 strate3	3,536	3,795	2,565	22,441
StF	3,523	1,053	0,851	22,021

Le coefficient d'érodibilité peut aussi être établi selon des méthodes empiriques, en utilisant la valeur du cisaillement critique d'érosion fluviale. La comparaison des résultats obtenus dans notre étude et ceux dérivés des méthodes empiriques est toutefois difficile à établir puisque les paramètres tenus en compte ne sont pas les mêmes. Les équations de Hanson et Simon [2001] et de Wynn [2004] (Équation 1.12 à 1.14) estiment un coefficient d'érodibilité en volume par unité de force et de temps. Or, le coefficient estimé avec notre méthode tient aussi compte de la surface érodée. C'est pourquoi nos résultats et ceux de Papanicolaou [2007] sont plutôt exprimés en $\text{kg/m}^2/\text{s}$ au lieu d'en cm^3/Ns . Bien qu'ils ne soient pas comparables, les résultats présentés dans la littérature et nos résultats montrent

sensiblement la même variabilité. On constate cependant que les méthodes pour déterminer le coefficient d'érodibilité doivent être améliorées et uniformisées puisqu'il s'agit d'un paramètre fondamental de l'équation de l'érosion fluviale (Équations 1.5 et 2.7).

Comparativement aux résultats de notre étude, les valeurs obtenues avec les méthodes empiriques ne semblent pas très précises. En fait, les valeurs de cisaillement critique d'érosion fluviale s'expliquent difficilement par la variabilité de la granulométrie, des limites d'Atterberg, de la cohésion et de l'angle de friction. Il n'existe pas ou peu de corrélation entre ces paramètres et le cisaillement critique d'érosion et le coefficient d'érodibilité. Ces paramètres semblent plutôt être des indices « boîte noire » pour prédire le cisaillement critique d'érosion fluviale, puisqu'ils ne permettent pas de capter la variabilité du matériel à l'échelle particulière. Par contre, nous avons constaté que l'hétérogénéité du matériel à petite échelle pourrait expliquer, du moins en partie, la variabilité dans l'estimation du cisaillement critique. En effet, le test de densité relative appliqué sur deux échantillons de berge montre que la compaction du matériel varie d'un centimètre à l'autre, ce qui change l'érodibilité totale du matériel. Ce test d'homogénéité aurait dû être appliqué systématiquement à tous les échantillons testés avant chacune des expériences. Cependant, c'est la recherche d'une explication à la variabilité observée dans les résultats qui nous a menés vers ces tests. La compaction du matériel est un paramètre rarement mesuré dans les études d'érosion de berge. Comme en témoigne le tableau 4.1, les mesures de granulométrie, des limites d'Atterberg, de cohésion effective et de l'angle de friction sont souvent connues, mais les paramètres tels la densité volumique, la pression de l'eau interstitielle et le contenu en eau (tableau 1.1) restent souvent inconnus en raison de leur difficulté de mesure. Ces variables s'avèrent toutefois très importantes pour saisir la variabilité intrinsèque du matériel.

La variabilité observée dans les résultats est aussi associée à la méthodologie utilisée. Bien que la nouvelle méthode développée dans ce projet pour mesurer les paramètres d'érodibilité ait généré des résultats satisfaisants, elle nécessite plusieurs ajustements afin de soustraire au mieux les erreurs liées aux différentes étapes de

l'expérience. D'abord, la cueillette des échantillons induit une perturbation du matériel. Bien que le maximum de précautions aient été prises pour éviter toute perturbation majeure, le matériel prélevé n'est pas à son état initial. La surface de l'échantillon est aussi perturbée, ce qui influence sa susceptibilité à l'érosion. Des expériences *in situ* seraient donc plus appropriées pour respecter les caractéristiques du matériel.

Ensuite, le tableau 3.4 nous a permis de constater que les expériences ne sont pas uniformes pour chacun des échantillons. Pendant l'expérience en chenal expérimental, certains paramètres qui pourraient être importants ne sont pas très bien contrôlés. Par exemple, la pompe qui génère le courant ne permet pas de contrôler la vitesse à laquelle le débit est augmenté. L'intervalle de temps entre un cisaillement induit et le suivant peut donc différer, ce qui peut causer plus ou moins d'érosion. Les valeurs du cisaillement de l'écoulement auxquelles les échantillons d'eau sont recueillis ne sont pas toutes similaires. Un intervalle plus grand entre deux paliers de cisaillement ou un plus grand cisaillement final peut aussi influencer la quantité d'érosion générée. Finalement, la fin de l'expérience est déterminée selon une observation visuelle. Lorsque de gros agrégats de matériel se détachent de l'échantillon, l'expérience prend fin. Le temps total où l'échantillon est soumis à l'érosion n'est donc pas constant. Bien qu'elle nécessite des ajustements, cette méthode contribue à l'avancement des connaissances par rapport aux autres expériences en chenal expérimental élaborées par le passé et elle semble plus précise que les méthodes empiriques recensées dans littérature.

4.1.2 Facteurs hydrodynamiques

Les facteurs hydrodynamiques sont très variables dans l'espace et le temps. Leur influence sur l'érosion des berges explique en partie la nature sporadique des mécanismes d'érosion de berge. La variabilité temporelle des facteurs hydrologiques et hydrauliques est principalement liée aux facteurs météorologiques. Les résultats présentés précédemment illustrent des tendances saisonnières assez marquées et un patron annuel assez semblable, bien que l'amplitude des événements de crue soit différente. À l'échelle événementielle, les caractéristiques hydrodynamiques diffèrent toutefois largement. La vitesse de montée ou de

descente de l'hydrogramme de crue, le débit maximal atteint, le nombre de pointes de crue pour un même évènement, le temps entre chaque pointe de crue sont toutes des variables qui influencent les mécanismes et les taux d'érosion. Plusieurs auteurs [Rinaldi *et al.*, 2004; Luppi *et al.*, 2009] ont montré des relations entre les mécanismes d'érosion et les caractéristiques de l'hydrogramme. Ces relations sont cependant établies pour un type de berge particulier, étant composé de plusieurs strates de matériel différent (e.g. limons sableux, sables limoneux, graviers) et peuvent difficilement s'appliquer à des berges dont la nature du matériel est différente.

La variabilité spatiale des facteurs hydrodynamiques dépend principalement des formes du lit, de la berge et du chenal et de la nature du matériel. Le débit et le cisaillement sont souvent estimés pour l'ensemble du cours d'eau, tel que nous l'avons fait dans ce projet. Des mesures près de la berge permettent toutefois d'enregistrer la force réelle que l'écoulement applique sur la berge. La valeur peut ainsi être plus élevée ou plus faible que la valeur moyenne tout dépendant de la géométrie du chenal.

La variabilité méthodologique pour quantifier les facteurs hydrodynamiques s'observe surtout dans les mesures à petite échelle. Pour estimer les caractéristiques de l'écoulement près de la berge, certains auteurs utilisent des méthodes empiriques [Julian *et Torres*, 2006] alors que d'autres effectuent des mesures *in situ* avec des instruments tels les courantomètres électromagnétiques (ECM), les courantomètres acoustiques à effet Doppler (ADV) ou les profileurs de vitesses à effet Doppler (ADCP) (Tableau 1.1). Bien que ces instruments mesurent avec une très grande précision, ils ne sont pas encore adaptés pour mesurer en continu et capter la variabilité systémique des caractéristiques de l'écoulement sur une période de temps prolongée.

La pression interstitielle est une caractéristique qui joue un rôle important sur la susceptibilité de la berge à l'érosion. Cette caractéristique s'associe autant aux paramètres géotechniques qu'aux paramètres hydrodynamiques des berges. Elle influence considérablement la résistance du sol à l'érosion. L'application de l'équation de Mohr-

Coulomb ou de Fredlund (Équations 1.15 et 1.16) permet d'en tenir compte dans les analyses de stabilité. La pression interstitielle est influencée par les fluctuations des conditions d'humidité dans le sol, et donc, les fluctuations de la nappe phréatique. Dans mon projet, nous avons tenté de mesurer la pression de l'eau interstitielle du site 2 de la rivière Batiscan avec des tensiomètres. Des problèmes avec l'enregistrement des données ont toutefois empêché la présentation de ces résultats. Nous avons aussi constaté la difficulté d'établir la pression de l'eau interstitielle lorsque les variations des conditions d'humidité sont faibles. Des études récentes [Casagli *et al.*, 1999; Rinaldi *et al.*, 2004; Darby *et al.*, 2007; Klösch *et al.*, 2009] ont montré l'importance de mieux comprendre le comportement de l'eau dans le sol, mais affirment que les méthodes existantes pour mesurer ces caractéristiques ne sont pas suffisamment développées.

4.1.3 Mécanismes et taux d'érosion

La variabilité systémique des mécanismes et des taux d'érosion est dépendante de la variabilité spatiale et temporelle observée dans les propriétés géotechniques du matériel et les variables hydrodynamiques. Les mécanismes d'érosion identifiés dans mon projet illustrent un patron saisonnier. L'automne et le printemps sont des saisons de forte activité. Lorsqu'on compare ces résultats à ceux de Luppi [2009] (Figure 1.11), on constate que la variabilité s'exprime beaucoup plus à l'échelle saisonnière que mensuelle. Dans les régions froides à tempérées, le printemps jouent un rôle particulier dû à la fonte de la neige. Le poids unitaire du sol augmente puisqu'il est saturé d'eau ce qui entraîne des ruptures de masses. Les crues automnales jouent aussi un rôle prédominant. La fin de l'automne est caractérisée par de nombreux cycles de gel/dégel qui favorisent l'érosion via les processus subaériens et la fragilisation de la berge. Les crues importantes qui suivent génèrent des taux d'érosion fluviale plus grands.

La variabilité des mécanismes d'érosion est connue, mais elle est difficilement quantifiable. Il existe peu de méthodes pour quantifier les mécanismes d'érosion, bien qu'il soit essentiel de connaître leur fréquence et leur distribution spatiale pour mieux comprendre la dynamique des berges. La plupart des auteurs [Rinaldi *et al.*, 2004; Darby *et*

al., 2007; *Rinaldi et al.*, 2008; *Luppi et al.*, 2009] se contentent d'identifier le mécanisme qui a lieu sur le site qu'ils étudient et donnent peu d'information sur les mécanismes qui opèrent sur l'ensemble de la rivière. À notre connaissance, il existe peu de méthode systématique pour identifier les mécanismes à l'échelle du cours d'eau. Le suivi photographique saisonnier effectué dans ce projet est une méthode simple, originale et permet de qualifier les mécanismes avec une bonne précision. Bien que cette technique soit un peu biaisée par l'observateur, il s'agit d'une méthode qui ne perturbe pas la berge, qui ne coûte pratiquement rien et qui caractérise les différents mécanismes à une échelle spatiale fine.

Les taux d'érosion totaux sont difficiles à mesurer, surtout à une échelle spatio-temporelle fine. Les méthodes les plus précises qui existent (lidar terrestre et aérien, station totale, GPS) ne permettent pas encore un déploiement facile sur le terrain à chaque évènement ou encore un enregistrement en continu alors que la nature sporadique de l'érosion exige un suivi régulier. Si les taux d'érosion mesurés étaient plus précis, nous serions en mesure de mieux comparer les résultats et de valider les taux établis par des modèles paramétrés selon les différentes caractéristiques spécifiques à une berge. Les taux d'érosion estimés dans ce projet sont très variables, pour toutes les méthodes de mesure choisies. Avec les relevés GPS, on constate que la berge peut subir beaucoup d'érosion en un point alors qu'elle sera inactive et stable deux mètres plus loin. Les taux estimés par les chaînes d'érosion ne présentent pas de patrons associés à la nature du matériel, ce qui empêche d'extrapoler la distance d'érosion mesurée sur l'ensemble d'une strate de berge. Enfin, les taux d'érosion fluviale estimés pour un évènement d'octobre 2010 à la rivière Batiscan illustre cette fois la variabilité temporelle de l'érosion. Pour une période de temps de seulement 3 jours, les fluctuations enregistrées sont considérables.

On remarque que l'érosion des berges ne peut être séparée ni de l'espace ni du temps dans lequel elle opère [*Couper*, 2004]. Les paramètres doivent être analysés de façon systémique et la méthodologie développée doit pouvoir capter la variabilité spatiale et

temporelle autant des variables géotechniques et hydrodynamiques que des mécanismes et des taux d'érosion qui résultent de leurs interactions.

4.2 Contraste entre les deux rivières

Les rivières Batiscan et Saint-François ont été choisies initialement pour leur caractère contrasté. Les différences entre les deux rivières sont d'ailleurs ressorties de façon marquée dans cette étude. Les résultats ont montré que ce contraste s'exprimait d'abord au niveau des caractéristiques géotechniques. Dans un contexte d'étude de l'érosion de berge, on constate que ces différences morpho-sédimentologiques influencent considérablement les mécanismes d'érosion qui opèrent sur les deux rivières et, à une échelle plus grande, la dynamique du tronçon de cours d'eau étudié.

La caractérisation des mécanismes d'érosion de berge (Figures 3.26 et 3.27) a permis de confirmer que les berges de la Batiscan sont principalement sujettes aux ruptures de masse alors que celles de la Saint-François sont surtout soumises à l'érosion fluviale. Cette différence démontre qu'un environnement fluvial qui est soumis à des caractéristiques hydrodynamiques assez semblables (mêmes conditions météorologiques et même régime de précipitations) peut réagir de différentes façons, dépendamment de la nature du matériel qui le compose. Les différents mécanismes d'érosion sont une réponse à une combinaison plus ou moins précise de facteurs hydrologiques, géométriques et géotechniques, tels que l'ont déjà soulevé Darby [2007] et Luppi [2009]. La nature sableuse des berges de la rivière Saint-François favorise une érosion continue, alors que la forte cohésion des berges de la rivière Batiscan engendre une érosion de nature ponctuelle. On constate, par la diversité des mécanismes, que les deux rivières ne peuvent évoluer de la même manière. Les tracés historiques (Figures 3.17 et 3.19) démontrent d'ailleurs que la Saint-François migre beaucoup plus rapidement que la Batiscan.

Les deux rivières sont soumises au principe du *Basal Endpoint Control*. Dans le cas de la section aval de la Saint-François, l'érosion fluviale est quasi-continue. Le matériel peu cohésif s'érode avec un cisaillement de l'écoulement peu élevé. Le point de contrôle basal

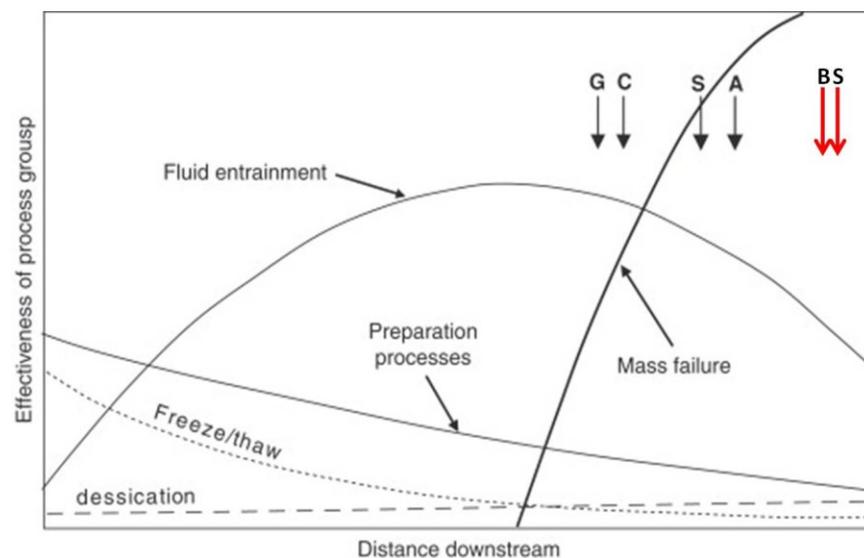
est donc lié à la force de l'écoulement. L'érosion fluviale en pied de berge est souvent accompagnée d'une rupture de masse en surplomb, ce qui cause le recul de la berge. Ce recul entraîne la migration du cours d'eau et la progression du méandre. Cette dynamique d'évolution est donc gérée par la force du courant, la nature du matériel et la forme méandrique de la section de chenal à l'étude. Dans la section amont, la hauteur des berges et la nature plus cohésive du pied de berge entraîne une plus grande stabilité. Le parcours de la rivière y est d'ailleurs plus rectiligne, bien qu'il y ait beaucoup d'accumulation de matériel sous forme de banc de sables ou de petites îles.

Dans le cas de la Batiscan, le principe du *Basal Endpoint Control* peut aussi s'appliquer, mais le résultat n'est pas le même. L'érosion fluviale en pied de berge est faible étant donné que le matériel est très cohésif. Ce sont surtout les processus subaériens qui semblent fragiliser la berge en permanence. Toutefois, lorsque les conditions de stabilité sont dépassées, la berge subit des ruptures de masse, ce qui crée une accumulation considérable de sédiments en pied de berge. Ces sédiments sont souvent moins cohérents et peuvent être entraînés plus facilement par l'écoulement. Le principe du *Basal Endpoint Control* à la Batiscan démontre réellement l'interrelation entre les ruptures de masse, l'érosion fluviale et les processus subaériens. L'érosion de la rivière est ponctuelle et peu influencée par les fluctuations de l'écoulement, mais serait plutôt affectée par les conditions d'humidité dans la berge. Ces conditions ont toutefois été peu documentées dans notre étude. Comme en témoigne la figure 3.19, le tracé en plan de la Batiscan évolue très lentement. La section étudiée est rectiligne et les reculs générés par les ruptures de masse n'entraînent pas une migration du cours principal de la rivière. Par contre, la quantité de sédiments érodés n'est pas négligeable, ce qui change l'apport sédimentaire de la rivière et favorise la progression du delta à son embouchure.

Le choix des sections d'étude sur les deux cours d'eau, soit une section de plus ou moins 10 kilomètres à l'amont de leur embouchure avec le fleuve Saint-Laurent joue un rôle important sur les résultats obtenus. Les mécanismes d'érosion enregistrés auraient sûrement été différents pour des sites localisés plus en amont sur les deux rivières.

Plusieurs auteurs [Lawler, 1992; Abernethy et Rutherford, 1998; Lawler et al., 1999] affirment en effet qu'il y a prédominance de certains mécanismes d'érosion selon les différentes sections d'un chenal (Figure 4.1). Les résultats obtenus permettent d'affirmer que la section aval de la rivière subit à la fois des ruptures de masse et de l'érosion fluviale. Leur localisation sur le schéma de Lawler [1992] suggère que l'érosion fluviale devrait être le mécanisme dominant, ce qui est le cas, si l'on considère seulement la section aval du tronçon d'étude. Dans le cas de la Batiscan, les berges plus près de l'embouchure sont plus basses et laissent place à des mécanismes d'érosion fluviale. La section est soumise aux fluctuations de la marée, ce qui favorise les mécanismes comme la transgression (*overstepping*). Pour la Saint-François, les berges sont aussi plus basses dans la portion aval et sont principalement érodées par l'érosion fluviale. Toutefois, lorsque la rivière rejoint le fleuve, il n'y a plus de berges, les rives droite et gauche de la rivière sont composées de milieux humides.

Figure 4.1 Modèle conceptuel des processus dominants selon la section de cours d'eau à l'étude [Lawler, 1992; Rinaldi, 2007]. Les flèches noires représentent la localisation de quelques sites présentés récemment dans la littérature A : Rivière Asker, Dorset, UK; C : Rivière Cecina, Tuscany, Italy; G : Goodwin Creek, Mississippi, USA; S : Rivière Sieve, Tuscany, Italy. Les deux flèches rouges représentent la localisation du début du tronçon d'étude sur la rivière Saint-François (S) et Batiscan (B).



La différence des mécanismes observés sur les deux rivières démontre qu'il est nécessaire d'ajuster la méthodologie déployée aux caractéristiques spécifiques du milieu. Par exemple, les taux d'érosion fluviale ne se mesurent pas de la même façon que les taux d'érosion dus aux ruptures de masse. Le choix des méthodes de mesure soit les relevés GPS ou les chaînes d'érosion a été justifié par ces différences. Ces méthodes présentent toutefois plusieurs désavantages. Les relevés GPS ont été effectués seulement deux fois par année, et seulement en haut de berge, ce qui n'a pas permis de capter le sapement en pied de berge, qui est particulièrement actif sur la Saint-François. Le relevé GPS donne un aperçu global du recul de la berge, mais il est peu précis dans l'espace et le temps. Les chaînes d'érosion ont permis de quantifier l'érosion locale, en quelques endroits sur les sites d'étude à la Batiscan. Il est toutefois difficile d'extrapoler ces distances d'érosion à l'ensemble de la berge. Ces mesures d'érosion semblent aussi inclure l'influence des processus subaériens qui ont été exclus de la présente étude malgré leur importance, particulièrement dans les milieux tempérés-froids.

La comparaison de ces deux rivières confirme que la dynamique actuelle des rivières Batiscan et Saint-François diffère. Ces différences ont permis de mettre en évidence l'importance des caractéristiques morpho-sédimentologiques des berges de chacun des cours d'eau. Elles signifient aussi qu'il serait inapproprié de considérer les tributaires du Saint-Laurent comme un groupe relativement homogène de cours d'eau.

4.3 Protocole expérimental

Le protocole expérimental développé s'est avéré adéquat pour répondre aux différents objectifs visés par le projet. La paramétrisation de la berge autant au niveau géotechnique qu'hydrodynamique et la quantification des mécanismes et des taux d'érosion ont permis de mieux comprendre la dynamique des berges à l'étude. Le plan expérimental initial était ambitieux et certains aspects ont dû être mis de côté en cours de route étant donné les difficultés de mesure et la complexité des variables ou des mécanismes mesurés (e.g. nappe phréatique à l'aide de piézomètres, pression interstitielle avec les tensiomètres, vitesses de l'écoulement près de la berge avec un ADCP, topographie de la berge en

utilisant la station totale). Malgré les difficultés rencontrées dans ce projet, le design expérimental a permis d'explorer plusieurs échelles spatiales et temporelles. Ces différentes échelles sont toutefois difficiles à imbriquer.

Les études récentes [*Rinaldi et al.*, 2004; *Darby et al.*, 2007; *Rinaldi et al.*, 2008; *Luppi et al.*, 2009; *Pizzuto*, 2009; *Samadi et al.*, 2009] sur l'érosion des berges tendent vers l'intensification de l'acquisition des données. Une seule berge est alors instrumentée pour mesurer un maximum de variables individuelles, qu'elles soient géotechniques, hydrodynamiques, géométriques, météorologiques ou biologiques. Ces mesures sont prises sur des échantillons de berges et représentent souvent une échelle spatiale assez fine, principalement pour les propriétés géotechniques. Pour les variables hydrodynamiques et météorologiques, les chercheurs favorisent des enregistrements en continu, afin d'obtenir une échelle temporelle très fine également. Les données recueillies sont ensuite reliées à l'aide d'un modèle. Cette méthode permet de connaître en détails le comportement d'une berge, mais permet rarement d'extrapoler le comportement de cette berge à l'ensemble du cours d'eau. La cueillette des données est trop intense (en termes de temps et de coût) pour être répétée à plusieurs reprises sur un même chenal. D'autres études [*Brooks*, 2003; *Sarma*, 2005] priorisent plutôt la quantification des taux d'érosion à une échelle spatiale et temporelle plus large. Ces études cherchent à mesurer la migration d'un chenal, à l'échelle décennale, annuelle ou saisonnière, par l'estimation de taux de recul ou d'accumulation. La littérature présente peu de liens entre ces deux types d'étude et les échelles spatio-temporelles différentes qu'elles couvrent. Mon projet, lequel chevauche à la fois des échelles spatio-temporelles très fines et des échelles plus larges illustrent la difficulté de jumeler plusieurs échelles de mesure.

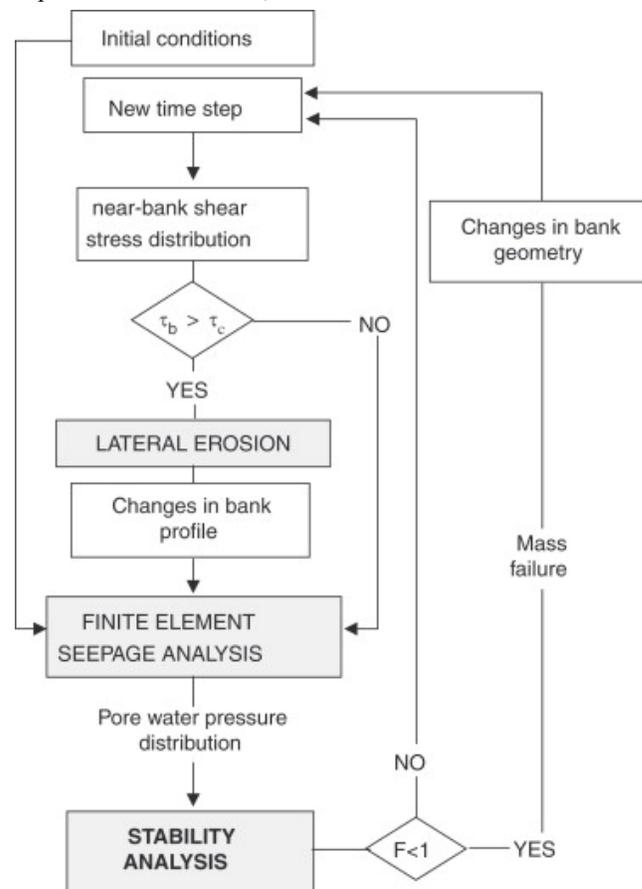
Les taux d'érosion estimés via les relevés GPS et les chaînes d'érosion n'ont pu être associés quantitativement aux variables individuelles mesurées. L'impact de la variabilité des facteurs à petite échelle ne traduit pas systématiquement la variabilité observée dans les taux d'érosion. Sur la rivière Saint-François par exemple, les taux d'érosion enregistrés annuellement depuis plusieurs décennies montrent que le méandre aval de la rivière

progresse à un taux assez semblable d'une année à l'autre. Or, les variables hydrodynamiques mesurées pour les années 2009 et 2010 ont été très différentes à l'échelle événementielle. Les variables semblent donc influencer l'érosion des berges de façon globale et génèrent souvent un signal aléatoire et imprévisible à plus petite échelle. C'est pourquoi plusieurs auteurs priorisent l'utilisation de modèles numériques ou d'équations mathématiques calés avec des paramètres estimés ou mesurés *in situ*, plutôt que des mesures directes *in situ* pour quantifier les taux d'érosion.

Darby [2007] a développé un schéma d'étapes expérimentales afin d'étudier l'érosion de berges (Figure 4.2). Ces différentes étapes permettent l'intégration des paramètres influents. Ce schéma rappelle l'importance des changements de géométrie de la berge suite aux différents mécanismes d'érosion qui y opèrent. Il s'avère très général quant aux méthodes de mesure à utiliser pour quantifier chacune des étapes, mais l'avantage principal de cette méthodologie est qu'elle tient compte à la fois de l'érosion fluviale et des ruptures de masse. Pour l'érosion fluviale, le taux d'érosion est estimé à partir du cisaillement de l'écoulement excédent le cisaillement critique du matériel et pour les ruptures de masse, on aura recours au facteur de sécurité. Pour que ce schéma soit complet, il faudrait cependant ajouter une composante pour les processus subaériens. Dans mon projet, les variables mesurées ont permis le calcul des taux d'érosion fluviale pour une strate de la rivière Batiscan. Or, le facteur de sécurité n'a pu être calculé dû à un manque de données, principalement au niveau des variables géométriques. Le facteur de sécurité nécessite souvent l'estimation de plusieurs paramètres qui ne peuvent être mesurés directement sur le terrain, c'est pourquoi il a été exclu de la présente étude. Le calcul de l'érosion fluviale ou du facteur de sécurité permet de jumeler les différentes variables individuelles. Cependant, même en mesurant des variables individuelles, les échelles de mesure peuvent changer. Dans mon projet par exemple, les variables hydrodynamiques ont été mesurées en continu, mais à l'échelle de l'ensemble du tronçon d'étude, alors que les variables géotechniques ont été mesurées de façon ponctuelle, sur des strates précises de berges.

Mon projet a totalement exclu l'impact des processus subaériens et de la végétation. Or, de nombreux auteurs [Millar, 2000; Abernethy et Rutherford, 2000; Simon et Collison, 2002; Wynn et Mostaghimi, 2006; Van De Wiel et Darby, 2007; Pollen, 2007; Pollen-Bankhead et Simon, 2009] ont souligné l'importance de la végétation sur la berge. Son exclusion est toutefois fréquente dans l'étude de l'érosion des berges étant donné la complexité des mesures et l'interaction de la végétation avec les autres paramètres influant sur les berges. La végétation agit sur la stabilité de la berge, sur la résistance à l'érosion fluviale et sur l'intensité des processus subaériens, il est donc impératif de traiter ce paramètre au même titre que les facteurs géotechniques ou hydrodynamiques.

Figure 4.2 Étapes d'une simulation de l'érosion des berges selon Darby [2007]. Légende : τ_b : cisaillement de l'écoulement; τ_c : cisaillement critique d'érosion fluviale; F : facteur de sécurité



Il est nécessaire de développer un protocole expérimental qui jumèle plusieurs échelles spatiales et temporelles. Ces échelles doivent cependant pouvoir être intégrées les unes aux autres et elles doivent être complémentaires. La difficulté de jumeler plusieurs échelles spatio-temporelles et la nécessité d'acquérir beaucoup de données autant au niveau des variables affectant l'érosion que de la mesure des taux d'érosion font en sorte que les connaissances sur l'érosion des berges progressent lentement. Tel que le mentionne Couper [2004], il est impératif d'établir un lien entre les processus à petite échelle temporelle et spatiale et les processus à échelle plus large afin de comprendre l'érosion des berges. Selon elle, la question centrale de la recherche sur l'érosion des berges est la suivante : « *Why bank erosion 'events' occur where and when they do, by the mechanism(s) they do, within the catchment, and how do they relate to each other?* » [Couper, 2004]. Les nouvelles informations recueillies dans le cadre de ce projet ne répondent qu'en partie à cette question, mais elles contribuent tout même grandement à une meilleure compréhension de la dynamique des tributaires du Saint-Laurent et à la prédiction des mécanismes d'érosion, des taux d'érosion et de l'évolution des cours d'eau.

Conclusion

Cette étude a montré que l'érosion des berges est un système complexe difficile à décrire empiriquement et théoriquement. Le protocole expérimental développé dans ce projet s'avère utile pour étudier les principales variables qui influencent l'érosion des berges, tout en quantifiant les taux d'érosion et la fréquence des mécanismes d'érosion de berge. On constate cependant que le jumelage des différentes échelles de mesure est difficile et qu'il faut développer de nouveaux outils pour faciliter leur imbrication. L'érosion des berges reste souvent une science descriptive dû à un manque de connaissances ou de précision dans les techniques de mesure.

Les facteurs géotechniques influencent considérablement la stabilité des berges et les taux d'érosion fluviale. Il a été démontré que les analyses granulométriques ne suffisent plus pour expliquer la variabilité de l'érosion des berges. Les autres facteurs morpho-sédimentologiques doivent donc être mis de l'avant et les techniques de mesure doivent être développées et uniformisées afin d'obtenir des résultats représentatifs de la réalité et comparables les uns avec les autres. Une meilleure connaissance de la microstructure du matériel de berge permettra d'expliquer la variabilité des taux d'érosion. En ce sens, la méthodologie développée dans mon projet pour l'estimation du cisaillement critique d'érosion fluviale constitue une avancée majeure à la compréhension de la dynamique de l'érosion fluviale.

Les suivis photographiques effectués dans ce projet ont confirmé que les mécanismes d'érosion observés sur les berges à l'étude sont très diversifiés. Les ruptures de masse qui dominent sur la rivière Batiscan génèrent des apports sédimentaires importants dans la rivière, mais ne causent pas de migration latérale importante du chenal. L'érosion fluviale sur la rivière Saint-François a souvent lieu en continu et cause une importante migration du chenal, même à court terme. Ces photos ont mis en évidence l'imprévisibilité de l'activité érosive sur les deux rivières à l'étude. Elles démontrent aussi l'interaction entre

l'érosion fluviale et les ruptures de masse et l'importance de coupler les processus pour comprendre leur dynamique.

Les connaissances acquises dans ce projet permettent de mieux comprendre la dynamique de l'érosion des berges de deux tributaires importants du fleuve Saint-Laurent. Elles permettront de modéliser la dynamique des berges des rivières Batiscan et Saint-François et d'ajouter une composante d'érosion des berges aux modèles actuels de prédiction des réponses des tributaires du Saint-Laurent aux changements environnementaux globaux. Ces connaissances contribuent aussi à mieux comprendre, de façon globale, les mécanismes d'érosion de berge et la dynamique fluviale. Elles favoriseront ainsi l'élaboration de mesures de mitigation face aux enjeux socio-économiques et écologiques actuels associés à la gestion des cours d'eau et des bassins versants.

Bibliographie

- Aberle J., Nikora V. et Walters R. (2006) Data interpretation for in situ measurements of cohesive sediment erosion, *Journal of Hydraulic Engineering-Asce*, 132(6), 581-588.
- Abernethy B. et Rutherford I. D. (1998) Where along a river's length will vegetation most effectively stabilise stream banks?, *Geomorphology*, 23(1), 55-75.
- Abernethy B. et Rutherford I. D. (2000) The effect of riparian tree roots on the mass-stability of riverbanks, *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(9), 921-937.
- Amiri-Tokaldany E., Darby S. E. et Tosswell P. (2003) Bank stability analysis for predicting reach scale land loss and sediment yield, *Journal of the American Water Resources Association*, 39(4), 897-909.
- Arulanandan K., Gillogley E. et Tully R. (1980) Development of a quantitative method to predict critical shear stress and rate of erosion of naturally undisturbed cohesion soils, in *Ressources report GL-80-5*, edited by U. S. A. Engineering, Vicksburg.
- Arulanandan K., Loganathan P. et Krone R. B. (1975) Pore and eroding Influences on surface erosion of soil
Journal of the Geotechnical Engineering Division, Proceedings of the ASCE, 1, 51-66.
- Barker R., Dixon L. et Hooke J. (1997) Use of terrestrial photogrammetry for monitoring and measuring bank erosion, *Earth Surface Processes and Landforms*, 22(13), 1217-1227.
- Beaulieu E. (2006) L'étude préliminaire de l'évolution récente du delta de la rivière Saint-François 45 pp, Universitaire de Montréal, Montréal.
- Bernatchez P. et Dubois J. M. M. (2008) Seasonal quantification of coastal processes and cliff erosion on fine sediment shorelines in a cold temperate climate, north shore of the St. Lawrence maritime estuary, Quebec, *Journal of Coastal Research*, 24(1A), 169-180.
- Blott S. J. et Pye K. (2001) GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments, *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11), 1237-1248.
- Bondue V., Boyer C., Lamothe M., Roy A. G. et Ghaleb B. (2006) Évolution récente du delta de la Yamachiche (Québec) : processus naturels et impacts anthropiques, *Géographie physique et Quaternaire*, 60(3), 289-306.
- Boyer C., Chaumont D., Chartier I. et Roy A. G. (2010a) Impact of climate change on the hydrology of St. Lawrence tributaries, *Journal of Hydrology*, 384(1-2), 65-83.
- Boyer C., Chaumont, D., Chartier, I., Roy, AG. (2009) Impact of climate change on the hydrology of Saint-Lawrence tributaries, *Elsevier Editorial System(tm) for Journal of Hydrology*.
- Boyer C., Verhaar P. M., Roy A. G., Biron P. M. et Morin J. (2010b) Impacts of environmental changes on the hydrology and sedimentary processes at the confluence of St. Lawrence tributaries: potential effects on fluvial ecosystems, *Hydrobiologia*, 647(1), 163-183.
- Bradbrook K. F., Lane S. N. et Richards K. S. (2000) Numerical simulation of three-dimensional, time-averaged flow structure at river channel confluences, *Water Resources Research*, 36(9), 2731-2746.
- Bravard J. P. et Petit F. (1997) *Les cours d'eau, Dynamique du système fluvial*, 221 p., Armand Collin.

- Brooks G. R. (2003) Holocene lateral channel migration and incision of the Red River, Manitoba, Canada, *Geomorphology*, 54(3-4), 197-215.
- Cancienne R. M., Fox G. A. et Simon A. (2008) Influence of seepage undercutting on the stability of root-reinforced streambanks, *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(11), 1769-1786.
- Carson M. A. et Kirkby M. J. (Eds.) (1972) *Hillslope form and process*, University press, Cambridge.
- Casagli N., Rinaldi M., Gargini A. et Curini A. (1999) Pore water pressure and streambank stability: Results from a monitoring site on the Sieve River, Italy, *Earth Surface Processes and Landforms*, 24(12), 1095-1114.
- Chapuis R. (1986) Quantitative measurement of the scour resistance of natural solid clays, *Canadian Geotechnical Journal*, 23, 10.
- Charlton R. (2008) *Fundamentals of fluvial geomorphology*, 234 p., Routledge, New York.
- Chow V. T., David R. Maidment D. R. et Mays L. W. (Eds.) (1988) *Applied hydrology* 572 pp., McGraw-Hill New York
- Chu-Agor M. L., Wilson G. V. et Fox G. A. (2008) Numerical Modeling of Bank Instability by Seepage Erosion Undercutting of Layered Streambanks, *Journal of Hydrologic Engineering*, 13(12), 1133-1145.
- Coulomb C. A. (1781) Théorie des machines simples, en ayant égard au frottement de leurs parties, et à la roideur des cordages, *Mem. Math. Phys*, 161– 342.
- Couper P. (2003) Effects of silt-clay content on the susceptibility of river banks to subaerial erosion, *Geomorphology*, 56(1-2), 95-108.
- Couper P., Stott T. et Maddock I. (2002) Insights into river bank erosion processes derived from analysis of negative erosion-pin recordings: Observations from three recent UK studies, *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(1), 59-79.
- Couper P. R. (2004) Space and time in river bank erosion research: a review, *Area*, 36(4), 387-403.
- Couper P. R. et Maddock I. P. (2001) Subaerial river bank erosion processes and their interaction with other bank erosion mechanisms on the river arrow, Warwickshire, UK, *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(6), 631-646.
- Craig R. F. (Ed.) (1992) *Soil mechanics*, 5 ed., Chapman and Hall, London.
- Croley T. E. (2003) Great lakes climate change hydrolic impact assessment, *NOAA technical memorandum GLERL*, 126.
- Daporto S., Rinaldi M. et Casagli N. (2001) Failure mechanisms and pore water pressure conditions : analysis of riverbank along the Arno River (Central Italy), *Engineering Geology*, 61, 221-242.
- Dapporto S., Rinaldi M., Casagli N. et Vannocci P. (2003) Mechanisms of riverbank failure along the Arno River, central Italy, *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(12), 1303-1323.
- Darby S. E., Alabyan A. M. et Van de Wiel M. J. (2002) Numerical simulation of bank erosion and channel migration in meandering rivers, *Water Resources Research*, 38(9).
- Darby S. E. et Delbono I. (2002) A model of equilibrium bed topography for meander bends with erodible banks, *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(10), 1057-1085.
- Darby S. E., Gessler D. et Thorne C. R. (2000) Computer program for stability analysis of steep, cohesive riverbanks, *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(2), 175-190.

- Darby S. E., Rinaldi M. et Dapporto S. (2007) Coupled simulations of fluvial erosion and mass wasting for cohesive river banks, *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 112(F3).
- Darby S. E. et Thorne C. R. (1996) Development and testing of riverbank-stability analysis, *Journal of Hydraulic Engineering-Asce*, 122(8), 443-454.
- Darby S. E. et Thorne C. R. (1994) Prediction of tension crack location and riverbank erosion hazards along destabilized channels *Earth Surface Processes and Landforms*, 19(3), 233-245.
- Darby S. E., Trieu H. Q., Carling P. A., Sarkkula J., Koponen J., Kumm M., Conlan I. et Leyland J. (2010) A physically based model to predict hydraulic erosion of fine-grained riverbanks: The role of form roughness in limiting erosion, *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 115.
- Demers S. et Buffin-Belanger T. (2011) An illustrated methodology for the morphodynamic sectoring of the Neigette River (Quebec), *Canadian Geographer-Geographe Canadien*, 55(3), 318-333.
- Dennett K. E., Sturm T. W., Amirtharajah A. et Mahmood T. (1998) Effects of adsorbed natural organic matter on the erosion of kaolinite sediments, *Water Environment Research*, 70(3), 268-275.
- Dion D. J. (1977) Levé géotechnique, Région de Boucherville-Tracy, edited by M. d. r. naturelles, Québec.
- Duijsings J. J. H. M. (1987) A sediment budget for a forested catchment in Luxembourg and its implications for channel development, *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 173-184.
- Dunn I. S. (1959) Tractive resistance of cohesive channels, *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, American Society of Civil Engineer* 85(SM 3), 1– 24.
- Fan Y. et Fay D. (2002) Final report on the development of empirical relationships to estimate water levels of the St. Lawrence river from Montreal to Trois-Rivières, edited by G. I.-S. L. R. office.
- Flintham T. P. et Carling P. A. (1988) The prediction of mean bed and wall boundary shear in uniform and compositely rough channels, in *International Conference on River Regime*, edited by W. R. White, pp. 267-287, John Wiley, Chichester, U. K.
- Fox G. A., Wilson G. V., Periketi R. K. et Cullum R. F. (2006) Sediment transport model for seepage erosion of streambank sediment, *Journal of Hydrologic Engineering*, 11(6), 603-611.
- Fox G. A., Wilson G. V., Simon A., Langendoen E. J., Akay O. et Fuchs J. W. (2007) Measuring streambank erosion due to ground water seepage: correlation to bank pore water pressure, precipitation and stream stage, *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(10), 1558-1573.
- Fredlund D. G. et Morgenstern N. R. (1978) The shear strength of unsaturated soils, *Canadian Geotechnical Journal*, 15(3), 313-321.
- Fredlund D. G. et Rahardjo H. (Eds.) (1993) *Soil mechanics of unsaturated soils*, John Wiley and Sons, New York.
- Fuller I. C., Large A. R. G. et Milan D. J. (2003) Quantifying channel development and sediment transfer following chute cutoff in a wandering gravel-bed river, *Geomorphology*, 54(3-4), 307-323.

Gaskin S. J., Pieterse J., Al Shafie A. et Lepage S. (2003) Erosion of undisturbed clay samples from the banks of the St. Lawrence River, *Canadian Journal of Civil Engineering*, 30(3), 585-595.

Gilley J. E., Elliot W. J., Laflen J. M. et Simanton J. R. (1993) Critical shear stress and critical flow rates for initiation of rilling, *Journal of Hydrology*, 142, 251– 271.

Green T. R., Beavis S. G., Dietrich C. R. et Jakeman A. J. (1999) Relation stream-bank erosion to in-stream transport of suspended sediment, *Hydrological Processes*, 13, 777-787.

Griffin E. R., Kean J. W., Vincent K. R., Smith J. D. et Friedman J. M. (2005) Modeling effects of bank friction and woody bank vegetation on channel flow and boundary shear stress in the Rio Puerco, New Mexico, *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 110(F4).

Haaland S. E. (1983) Simple and explicit formulas for the friction factor in turbulent flow *Journal of Fluids Engineering-Transactions of the Asme*, 105(1), 89-90.

Hanson G. J. (1991) Development of jet index to characterize erosion resistance of soils in Earthen Spillways, *Transactions of the Asae*, 34(5), 2015-2020.

Hanson G. J. (1990a) Surface erodibility of earthen channels at high stresses 1. open channel testing, *Transactions of the Asae*, 33(1), 127-131.

Hanson G. J. (1990b) Surface erodibility of earthen channels at high stresses 2. developing an in situ testing device, *Transactions of the Asae*, 33(1), 132-137.

Hanson G. J. et Cook K. R. (1997) Development of excess shear stress parameters for circular jet testing, *American society of Agricultural Engineers*(972227).

Hanson G. J. et Cook K. R. (2004) Apparatus, test procedures, and analytical methods to measure soil erodibility in situ, *Applied Engineering in Agriculture*, 20(4), 455-462.

Hanson G. J. et Simon A. (2001) Erodibility of cohesive streambeds in the loess area of the midwestern USA, *Hydrological Processes*, 15(1), 23-38.

Harvey A. M. (1992) Process interactions, temporal scales and the development of hillslope gully systems: Howgill Fells, northwest England, *Geomorphology*, 5, 21.

Hey R. D. et Thorne C. R. (1975) Secondary flows in river channels, *Area* 7, 191– 195.

Hilldale R. (2001) Fluvial erosion of cohesive banks considering turbulence and secondary flow. , Master of Science in civil Engineering thesis, 128 pp, Washington state University

Hodkinson A. et Ferguson R. I. (1998) Numerical modelling of separated flow in river bends: Model testing and experimental investigation of geometric controls on the extent of flow separation at the concave bank, *Hydrological Processes*, 12(8), 1323-1338.

Hooke J. M. (1995) River channel adjustment to meander cutoffs on the River Bollin and River Dane, northwest England, *Geomorphology*, 14(3), 235-253.

Hooke J. M. (1979) Analysis of the processes of riverbank erosion, *Journal of Hydrology*, 42(1-2), 39-62.

Hudon C. et Carignan R. (2008) Cumulative impacts of hydrology and human activities on water quality in the St. Lawrence River (Lake Saint-Pierre, Quebec, Canada), *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 65(6), 1165-1180.

Jaboyedoff M., Demers D., Locat J., Locat A., Locat P., Oppikofer T., Robitaille D. et Turmel D. (2009) Use of terrestrial laser scanning for the characterization of retrogressive landslides in sensitive clay and rotational landslides in river banks, *Canadian Geotechnical Journal*, 46(12), 1379-1390.

- Jolivet Y. et Dubois J.-M. M. (2000) Évaluation préliminaire de l'enneigement artificiel comme méthode de protection hivernale de la vigne au Québec. , *Journal International des Sciences de la Vigne et du Vin*, 34(4), 155–167.
- Jolivet Y. et Dubois J.-M. M. (1998) Évaluation du régime thermique du cépage *Vitis vinifera* L. var. Melon durant la saison froide au Québec, *Journal International des Sciences de la Vigne et du Vin*, 32(2), 51–58.
- Julian J. P. et Torres R. (2006) Hydraulic erosion of cohesive riverbanks, *Geomorphology*, 76(1-2), 193-206.
- Kamphuis J. W. (1990) Erosion tests on four intact Ontario clays, *Canadian Geotechnical Journal*, 27, 692-696.
- Kandiah A. (1974) Fundamental aspects of surface erosion of cohesive soils, in *Ph.D thesis*, edited, University of California, Davis.
- Karmaker T. et Dutta S. (2011) Erodibility of fine soil from the composite river bank of Brahmaputra in India, *Hydrological Processes*, 25(1), 104-111.
- Kean J. W. et Smith J. D. (2006a) Form drag in rivers due to small-scale natural topographic features: 2. Irregular sequences, *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 111(F4).
- Kean J. W. et Smith J. D. (2006b) Form drag in rivers due to small-scale natural topographic features: 1. Regular sequences, *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 111(F4).
- Klösch M., Blamauer B. et Habersack H. (2009) Monitoring geometry and timing of riverbank failures during flood events, in *33rd IAHR Congress: Water Engineering for a Sustainable Environment*, edited by I. A. o. H. E. R. (IAHR), pp. 4988-4995, San Francisco.
- Knighton D. (Ed.) (1998) *Fluvial forms and processes : a new perspective*, 383 pp., Arnold, London.
- Lamontagne M., Demers D. et Savopol F. (2007) Description et analyse du glissement de terrain meurtrier du 25 octobre 1970 dans le rang des Lahaie, Sainte-Geneviève-de-Batiscan, Québec, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44, 947-960.
- Lane E. W. (1955) Design of stable channels, *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 120, 1-34.
- Lane S. N., Bradbrook K. F., Richards K. S., Biron P. M. et Roy A. G. (2000) Secondary circulation cells in river channel confluences: measurement artefacts or coherent flow structures?, *Hydrological Processes*, 14(11-12), 2047-2071.
- Langendoen E. J., Simon A. et Alonso C. V. (2000) Modelling channel instabilities and mitigation strategies in Eastern Nebraska, paper presented at Joint Conference on water Resources Engineering and water resource planning and management, New York.
- Larsen E. W., Fremier A. K. et Greco S. E. (2006) Cumulative effective stream power and bank erosion on the Sacramento River, California, USA, *Journal of the American Water Resources Association*, 42(4), 1077-1097.
- Lasalle P. (1963) Géologie des dépôts meubles de la région de Verchères, edited by M. d. r. naturelles, Québec.
- Lawler D. M. (Ed.) (1992) *Process dominance in bank erosion systems*, 117-143 pp., Wiley and Sons Ltd., Chichester.
- Lawler D. M. (Ed.) (1994) *Temporal variability in streambank response to individual flow events : the River Arrow*, 171-180 pp., IAHS Publication, Warwickshire.

- Lawler D. M. (1991) A new technique for the automatic monitoring of erosion and deposition rates *Water Resources Research*, 27(8), 2125-2128.
- Lawler D. M. (1993) The measurement of river bank erosion and lateral channel change - A review *Earth Surface Processes and Landforms*, 18(9), 777-821.
- Lawler D. M., Couperthwaite J., Bull L. J. et Harris N. M. (1997a) Bank erosion events and processes in the Upper Severn basin, *Hydrology and Earth System Sciences*, 1(3), 523-534.
- Lawler D. M., Grove J. R., Couperthwaite J. S. et Leeks G. J. L. (1999) Downstream change in river bank erosion rates in the Swale-Ouse system, northern England, *Hydrological Processes*, 13(7), 977-992.
- Lawler D. M., Thorne C. R. et Hooke J. M. (1997b) Bank erosion and instability, *Applied fluvial geomorphology for river engineering and management*, 137-172.
- Luppi L., Rinaldi M., Teruggi L. B., Darby S. E. et Nardi L. (2009) Monitoring and numerical modelling of riverbank erosion processes: a case study along the Cecina River (central Italy), *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(4), 530-546.
- Luttenegger J. A. et Hallberg B. R. (1981) Borehole shear test in geotechnical investigations, *American Society of Testing Materials, Special Publication*, 740, 566-578
- Maune D. F. (Ed.) (2001) *Digital Elevation Model Technologies and Applications: The DEM Users Manual*, 539 pp., Bethesda, Maryland.
- Mehta A. J. et Partheniades E. (1982) Resuspension of deposited cohesive sediment beds, paper presented at 18th Coastal Engineering Conference, Cape Town, South Africa.
- Merwade V., Cook A. et Coonrod J. (2008) GIS techniques for creating river terrain models for hydrodynamic modeling and flood inundation mapping, *Environmental Modelling & Software*, 23(10-11), 1300-1311.
- Millar R. G. (2000) Influence of bank vegetation on alluvial channel patterns, *Water Resources Research*, 36(4), 1109-1118.
- Millar R. G. et Quick M. C. (1998) Stable width and depth of gravel-bed rivers with cohesive banks, *Journal of Hydraulic Engineering-Asce*, 124(10), 1005-1013.
- Millar R. G. et Quick M. C. (1993) Effect of bank stability on geometry of gravel rivers, *Journal of Hydraulic Engineering-Asce*, 119(12), 1343-1363.
- Mitchell S. B., Couperthwaite J. S., West J. R. et Lawler D. M. (1999) Dynamics of erosion and deposition events on an intertidal mudbank at Burringham, River Trent, UK, *Hydrological Processes*, 13(7), 1155-1166.
- Morgenstern N. et Price V. E. (1965) The analysis of the stability of general slip surfaces, *Géotechnique*, 15, 79-93.
- Mortsch L., Hegeveld H. et Lister M. (2000) Climate change impacts on the hydrology of the Great Lakes-St-Lawrence system, *Canadian Resources Journal*, 25, 153-179.
- Nanson G. C. et Hickin E. J. (1983) Channel migration and incision on the Beatton River, *Journal of Hydraulic Engineering-Asce*, 109(3), 327-337.
- Nanson G. C. et Hickin E. J. (1986) A statistical-Analysis of bank erosion and channel migration in Western Canada *Geological Society of America Bulletin*, 97(4), 497-504.
- Nicholas A. P. et Smith G. H. S. (1999) Numerical simulation of three-dimensional flow hydraulics in a braided channel, *Hydrological Processes*, 13(6), 913-929.
- Nicholas A. P. et Walling D. E. (1998) Numerical modelling of floodplain hydraulics and suspended sediment transport and deposition, *Hydrological Processes*, 12(8), 1339-1355.

- Nicholas A. P. et Walling D. E. (1997) Investigating spatial patterns of medium-term overbank sedimentation on floodplains: A combined numerical modelling and radiocaesium-based approach, *Geomorphology*, 19(1-2), 133-150.
- Occheitti S. (1977) Stratigraphie du Wisconsinien de la région de Trois-Rivières-Shawinigan, Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 307-322.
- Osman A. M. et Thorne C. R. (1988) Riverbank stability analysis I : theory, *Proceedings of the American Society of civil engineers : journal of hydraulic engineering*, 114, 134-150.
- Papanicolaou A. et Maxwell A. R. (2006) Methodological considerations for studying self-weight fluidization in a sedimentation column, *International Journal of Mineral Processing*, 78(3), 140-152.
- Papanicolaou A. et Sutarto T. (2011) A brief discussion on the result of gamma detector and erosion flume test, edited.
- Papanicolaou A. N., Elhakeem M. et Hilledale R. (2007) Secondary current effects on cohesive river bank erosion, *Water Resources Research*, 43(12).
- Papanicolaou A. N., Elhakeem, M., Wilson, C., Burras, C.L., Oneal, B. (2008) Observations of soils at the Hillslope Scale in the Clear Creek Watershed in Iowa, USA, *Soil Survey Horizons*, 83-86.
- Parchure T. M. et Mehta A. J. (1985) Erosion of soft cohesive sediment deposits, *Journal of Hydraulic Engineering-Asce*, 111(10), 1308-1326.
- Parker C., Simon A. et Thorne C. R. (2008) The effects of variability in bank material properties on riverbank stability: Goodwin Creek, Mississippi, *Geomorphology*, 101(4), 533-543.
- Partrac L. (2005) Cohesive Strength Meter, edited, Glasgow.
- Péloquin-Guay M. (2011) Caractérisation de l'écoulement des vagues créées par les bateaux près des berges de rivières, 43 pp, Département de géographie, Université de Montréal.
- Pizzuto J. (2009) An empirical model of event scale cohesive bank profile evolution, *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(9), 1234-1244.
- Pizzuto J., O'Neal M. et Stotts S. (2010) On the retreat of forested, cohesive riverbanks, *Geomorphology*, 116(3-4), 341-352.
- Pollen-Bankhead N. et Simon A. (2009) Enhanced application of root-reinforcement algorithms for bank-stability modeling, *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(4), 471-480.
- Pollen N. (2007) Temporal and spatial variability in root reinforcement of streambanks: Accounting for soil shear strength and moisture, *Catena*, 69(3), 197-205.
- Pollen N. et Simon A. (2005) Estimating the mechanical effects of riparian vegetation on stream bank stability using a fiber bundle model, *Water Resources Research*, 41(7).
- Prosser I. P., Hughes A. O. et Rutherford I. D. (2000) Bank erosion of an incised upland channel by subaerial processes: Tasmania, Australia, *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(10), 1085-1101.
- Ravisangar V., Dennett K. E., Sturm T. W. et Amirtharajah A. (2001) Effect of sediment pH on resuspension of kaolinite sediments, *Journal of Environmental Engineering-Asce*, 127(6), 531-538.
- Rinaldi M. et Casagli N. (1999) Stability of streambanks formed in partially saturated soils and effects of negative pore water pressures: the Sieve River (Italy), *Geomorphology*, 26(4), 253-277.

- Rinaldi M., Casagli N., Dapporto S. et Gargini A. (2004) Monitoring and modelling of pore water pressure changes and riverbank stability during flow events, *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(2), 237-254.
- Rinaldi M., Darby, S. E. (Ed.) (2007) *Modelling River Bank erosion processes and mass failure mechanisms : progress towards fully-coupled simulations*, 213-239 pp.
- Rinaldi M., Mengoni B., Luppi L., Darby S. E. et Mosselman E. (2008) Numerical simulation of hydrodynamics and bank erosion in a river bend, *Water Resources Research*, 44(9).
- Samadi A., Amiri-Tokaldany E. et Darby S. E. (2009) Identifying the effects of parameter uncertainty on the reliability of riverbank stability modelling, *Geomorphology*, 106(3-4), 219-230.
- Sanford L. P. et Maa J. P. Y. (2001) A unified erosion formulation for fine sediments, *Marine Geology*, 179(1-2), 9-23.
- Sarma J. N. (2005) Fluvial process and morphology of the Brahmaputra River in Assam, India, *Geomorphology*, 70(3-4), 226-256.
- Schwartz F. W. et Zhang H. (Eds.) (2003) *Fundamentals of Ground Water*, 592 pp., Wiley, The Ohio State University.
- Shields A. (1936) Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement, *Hydrodynamics Laboratory Publications*, 167(translate from german by Ott W.P. et van Uchelen J.C. U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service Cooperative Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California), 5-24.
- Shugar D., Kostaschuk R., Ashmore P., Desloges J. et Burge L. (2007) In situ jet-testing of the erosional resistance of cohesive streambeds, *Canadian Journal of Civil Engineering*, 34(9), 1192-1195.
- Simon A. (1989a) A model of channel response in disturbed alluvial channels, *Earth Surface Processes Landforms*, 14, 11-26.
- Simon A. et Collison A. J. C. (2002) Quantifying the mechanical and hydrologic effects of riparian vegetation on streambank stability, *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(5), 527-546.
- Simon A., Couper P. et Yarbrough L. (1999a) The strenght of riparian tree roots and their role in the enhancing streambank stability, in *1999 International Water Resources Engineering Conference*, edited, Seattle.
- Simon A., Curini A., Darby S. E. et Langendoen E. G. (Eds.) (1999b) *Streambank mechanics and the role of bank and near-bank processes in incised channels*, 123-152 pp., John Wiley and Sons, New York.
- Simon A., Curini A., Darby S. E. et Langendoen E. J. (2000) Bank and near-bank processes in an incised channel, *Geomorphology*, 35(3-4), 193-217.
- Simon A. et Darby S. E. (1997) Process-form interactions in unstable sand-bed river channels: A numerical modeling approach, *Geomorphology*, 21(2), 85-106.
- Simon A., Langendoen E. J., Collison A. et Layzell A. (2003) Incorporating bank-toe erosion by hydraulic shear into a bank-stability model : Model : Missouri River, Eastern Montana, paper presented at World Water and Envionmental Resources Congress, Environmental and Water Resources Institute.
- Simon A. et Rinaldi M. (2006) Disturbance, stream incision, and channel evolution: The roles of excess transport capacity and boundary materials in controlling channel response, *Geomorphology*, 79(3-4), 361-383.

- Simon A. et Rinaldi M. (2000) Channel instability in the loess area of the midwestern United States, *Journal of the American Water Resources Association*, 36(1), 133-150.
- Simon A. et Thorne C. R. (1996) Channel adjustment of an unstable coarse-grained stream: Opposing trends of boundary and critical shear stress, and the applicability of extremal hypotheses, *Earth Surface Processes and Landforms*, 21(2), 155-180.
- Smerdon E. T. et Beasley R. T. (1961) Critical tractive forces in cohesive soils, *Agricultural Engineering*, 42(1), 3.
- Stott T. (1999) Stream bank and forest ditch erosion: Preliminary responses to timber harvesting in mid-Wales, *Fluvial Processes and Environmental Change*, 47-70.
- Sundborg A. (1956) The River Klarålvén: Chapter 2. The morphological activity of flowing water—erosion of the stream bed, *Geografiska Annaler*, 38, 65-221.
- Thomas D. S. G. et Goudie A. (Eds.) (2006) *The Dictionary of Physical Geography*, Blackwell Publishing.
- Thomas S. et Ridd P. V. (2004) Review of methods to measure short time scale sediment accumulation, *Marine Geology*, 207(1-4), 95-114.
- Thorne C. R. (Ed.) (1982) *Processes and mechanisms of river bank erosion*, 227-271 pp., Wiley, New York.
- Thorne C. R. (1991) Bank erosion and meander migration of the Red and Mississippi River, USA, *Hydrology for the Water Management of Large River Basins*, 201, 301-313.
- Thorne C. R. (Ed.) (1990) *Effects of vegetation on riverbank-erosion and stability*, 125-144 pp., John Wiley, Hoboken, New Jersey.
- Thorne C. R. et Abernethy S. R. (1993) Analysis of riverbank instability due to toe scour and lateral erosion, *Earth Surface Processes and Landforms*, 18(9), 835-843.
- Thorne C. R., Allen R. G. et Simon A. (1996) Geomorphological river channel reconnaissance for river analysis, engineering and management, *Transactions of the Institute of British Geographers*, 21(3), 469-483.
- Thorne C. R., et al. (1998a) River width adjustment. I: Processes and mechanisms, *Journal of Hydraulic Engineering-Asce*, 124(9), 881-902.
- Thorne C. R., et al. (1998b) River width adjustment. II: modeling, *Journal of Hydraulic Engineering-Asce*, 124(9), 903-917.
- Thorne C. R., Hey R. D. et Newson M. D. (Eds.) (1997) *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*, John Wiley & Sons Ltd.
- Thorne C. R. et Lewin J. (Eds.) (1981) *Bank processes, bed material movement and planform development in the meandering river*, 117-137 pp., Kendall/Hunt Pub. Co., Dubuque, Iowa.
- Thorne C. R. et Tovey N. K. (1981) Stability of composite rivers banks, *Earth Surface Processes and Landforms*, 6(5), 469-484.
- Thorne C. R., Tovey, N. K. (1981) Stability of composite river banks, *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, 469-484.
- Tolhurst T. J., Black K. S. et Paterson D. M. (2009) Muddy Sediment Erosion: Insights from Field Studies, *Journal of Hydraulic Engineering-Asce*, 135(2), 73-87.
- Tolhurst T. J., Black K. S., Shayler S. A., Mather S., Black I., Baker K. et Paterson D. M. (1999) Measuring the in situ erosion shear stress of intertidal sediments with the Cohesive Strength Meter (CSM), *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 49(2), 281-294.

- Tolhurst T. J. et Chapman M. G. (2005) Spatial and temporal variation in sediment properties of an intertidal mangrove forest: implications for sampling, *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 317, 213–222.
- Twidale C. R. (1964) Erosion on alluvial bank at Birkwood, South Australia, *Z. Geomorphology*, 8, 189-211.
- Ujvari G., Mentés G., Banyai L., Kraft J., Gyimóthy A. et Kovács J. (2009) Evolution of a bank failure along the River Danube at Dunaszekcső, Hungary, *Geomorphology*, 109(3-4), 197-209.
- Van De Wiel M. J. et Darby S. E. (2007) A new model to analyse the impact of woody riparian vegetation on the geotechnical stability of riverbanks, *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(14), 2185-2198.
- Van Prooijen B. C., Battjes J. A. et Uijttewaal W. J. (2005) Momentum exchange in straight uniform compound channel flow, *Journal of Hydraulic Engineering-Asce*, 131, 175-185.
- Veihe A., Jensen N. H., Schiøtz I. G. et Nielsen S. L. (2011) Magnitude and processes of bank erosion at a small stream in Denmark, *Hydrological Processes*, 25(10), 1597-1613.
- Verhaar P. M., Biron P. M., Ferguson R. I. et Hoey T. B. (2008) A modified morphodynamic model for investigating the response of rivers to short-term climate change, *Geomorphology*, 101(4), 674-682.
- Verhaar P. M., Biron P. M., Ferguson R. I. et Hoey T. B. (2010) Numerical modelling of climate change impacts on Saint-Lawrence River tributaries, *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(10), 1184-1198.
- Wilson G. V., Perketi R. K., Fox G. A., Dabney S. M., Shields F. D. et Cullum R. F. (2007) Soil properties controlling seepage erosion contributions to streambank failure, *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(3), 447-459.
- Winterwerp J. C. et van Kesteren W. G. M. (2004) Introduction to the physics of cohesive sediments in the marine environment, *Elsevier Developments in Sedimentology*, 56.
- Wolman M. G. (1959) Factors influencing erosion of a cohesive river bank, *American journal of sciences*(257), 204-216.
- Wood A. L., Simon A., Downs P. W. et Thorne C. R. (2001) Bank-toe processes in incised channels: the role of apparent cohesion in the entrainment of failed bank materials, *Hydrological Processes*, 15(1), 39-61.
- Wynn T. et Mostaghimi S. (2006) The effects of vegetation and soil type on streambank erosion, southwestern Virginia, USA, *Journal of the American Water Resources Association*, 42(1), 69-82.
- Wynn T. M., Henderson M. B. et Vaughan D. H. (2008) Changes in streambank erodibility and critical shear stress due to subaerial processes along a headwater stream, southwestern Virginia, USA, *Geomorphology*, 97(3-4), 260-273.
- Wynn T. M., Mostaghimi S., Burger J. A., Harpold A. A., Henderson M. B. et Henry L. A. (2004) Variation in root density along stream banks, *Journal of Environmental Quality*, 33(6), 2030-2039.
- Zhang B., Zhao Q. G., Horn R. et Baumgartl T. (2001) Shear strength of surface soil as affected by soil bulk density and soil water content, *Soil & Tillage Research*, 59(3-4), 97-106.

Zreik D. A., Krishnappan B. G., Germaine J. T., Madsen O. S. et Ladd C. C. (1998) Erosional and mechanical strengths of deposited cohesive sediments, *Journal of Hydraulic Engineering-Asce*, 124(11), 1076-1085.