

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

LA DYNAMIQUE SPATIALE ET TEMPORELLE DE LA RÉPONSE SÉDIMENTAIRE
EN SUSPENSION DANS LA RIVIÈRE DU BOIS-BRULÉ

MÉMOIRE PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

EXTENSIONNÉE DE

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

PAR

TAYLOR OLSEN

DÉCEMBRE 2015

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI
Service de la bibliothèque

Avertissement

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

J'ai commencé une maîtrise pour toutes les mauvaises raisons,
je l'ai finie pour toutes les bonnes.

(T.O. 2013)

REMERCIEMENTS

Comme tous mes collègues, j'ai bravé les intempéries. Certains ont bravé des froids sibériens, d'autres des chaleurs suffocantes. Tous ont subi l'attaque incessante des petites bestioles qui nous brise la peau à la recherche de notre sang frais. Pour ma part, j'ai bravé la pluie. Des pluies soutenues et froides, portées par des vents d'automne qui m'ont fouetté le visage. Des pluies qui m'ont mouillé jusqu'à la peau, peu importe le nombre de couches imperméables que je portais, des pluies dans l'obscurité la plus totale. Dans ces moments les plus difficiles et bien d'autres encore, il y avait toujours Thomas à mes côtés, dont la simple présence m'a soutenu et m'a porté vers l'avant. Pour cela et pour tous ces moments, je lui porte une gratitude profonde et sincère.

J'exprime ma gratitude pour la présence de tous mes collègues, devenus amis et que vous verrez, sans le savoir, entre les lignes de ce mémoire : Jérôme Dubé, Émilie Ringuet, Louise-Anne Belzile, Marie-Andrée Lelièvre, Suzan Taylor, Claude André-Cloutier, Maxime Boivin, Jean-Phillipe Marchand et Véronique Parent. Leur aide a pris diverses formes, sur le terrain, dans le laboratoire et autour d'une bière. Merci aussi à Marie-Andrée Roy pour l'aide avec la cartographie. Merci à Pierre Simard pour son aide particulier pendant les moments plus intenses de rédaction. Merci Annie Duchesne des services aux étudiants. Merci spécialement à Sylvio Demers qui m'a enduré comme coéquipier et voisin de bureau pendant longtemps. Plus important encore, je remercie Sylvio pour toutes les fois où il m'a confronté sur des sujets

traitants de près et de très, très loin de la géomorphologie. Sylvio, merci surtout pour ton support malgré ton vieux cœur aigri.

Merci à mon père pour son support qui en apparence se limitait à la question : « As-tu fini? », mais dont les yeux et la voix traduisaient toute sa fierté et sa bienveillance. Merci à ma mère pour l'étendu de sa douceur qui, sans trop le savoir, m'inspire au quotidien et ce pour toujours. Je ne peux exprimer l'étendue de ma gratitude pour mes deux enfants, Saule et Aube, qui m'ont inspiré à force d'émerveillement et qui m'ont fait connaître l'amour inconditionnel. Merci à vous deux de m'avoir amené à la rencontre de moi-même. Je n'oublierai jamais Saule qui, du haut de ses 5 ans, me regarde consterné en me disant : « Quoi! Tu n'as pas fini l'école!? ». Merci à Myriam de m'avoir amené ailleurs. Merci pour le 10 % de la fin. Merci pour tout.

*À la mémoire de Catherine Bédard,
qui nous a quittés avant que l'on puisse
savourer ensemble la fin de cette maîtrise.*

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	x
LISTE DES TABLEAUX.....	xiii
RÉSUMÉ	xiv
CHAPITRE I.....	1
INTRODUCTION	1
1.1 Pourquoi s'intéresser aux sédiments en suspension?.....	1
1.2 Une expertise à bâtir pour guider l'aménagement des rivières et du territoire.....	3
1.3 L'étude de la réponse sédimentaire en suspension de la rivière du Bois-Brûlé	4
CHAPITRE II	6
REVUE DES ÉCRITS	6
2.1 La nature et la composition des sédiments en suspension.....	6
2.3 Les sources de sédiments en suspension	8
2.3.1 La surface du bassin	8
2.3.2 L'érosion du chenal	19
2.4 Le transfert de sédiments dans le bassin versant	26
2.5 Relation entre le transport de sédiments en suspension et le débit.....	29
2.5.1 La variabilité à l'échelle d'une crue (hystérèse)	30
2.5.2 Variabilité entre différentes crues	36
2.5.3 Variabilité saisonnière.....	36
2.6 Mieux comprendre la complexité des réponses sédimentaires.....	39

2.6.1 La technique du <i>fingerprinting</i>	39
2.6.2 Échantillonnage dense et fréquent.....	41
CHAPITE III.....	42
MÉTHODOLOGIE.....	42
3.1 Approche scientifique	42
3.2 Site d'étude	43
3.3 Stratégie d'échantillonnage	51
3.3.1 Mesures événementielles.....	52
3.3.2 Mesures environnementales en continu	52
3.4 Mesures sur le terrain.....	55
3.4.1 Caractérisation fluviale	55
3.4.2 Concentration de sédiments en suspension	56
3.4.3 Précipitations et humidité du sol	59
3.4.4 Débit.....	60
3.5 Analyse en laboratoire	61
3.6 Analyse des données événementielles (transfert de sédiments)	61
3.7 Analyse des variables environnementales en continu	62
3.7.1 Variables sédimentaires et hydroclimatiques.....	62
3.7.2 Identification de la réponse sédimentaire unitaire.....	64
3.7.3 Estimation de la quantité de sédiments en provenance du chenal et de la surface du bassin	67
CHAPITRE IV	68
RÉSULTATS	68
4.1 Description des événements	68

4.2	Identification de la réponse sédimentaire unitaire	71
4.3	Identification de la source des pics de sédiments	75
4.4	La production des pics de sédiments par les variables hydroclimatiques	83
4.5	Estimation de la quantité de sédiments en provenance du chenal et de la surface du bassin	89
4.6	Analyse d'hystérèse	94
	CHAPITRE V	101
	DISCUSSION	101
5.1	Identification des principales sources ponctuelles de sédiments en suspension (Objectif 1).....	101
	5.1.1 Erreur associée à l'estimation du moment de production des pics de concentration de sédiments en suspension	101
	5.1.2 IP60max et l'initiation du pic de concentration	102
5.2	Description de la réponse sédimentaire en lien avec les processus hydroclimatiques (Objectif 2).....	104
	5.2.1 Relation entre le débit et la vitesse de déplacement des sédiments	104
	5.2.2 La production des pics de sédiments en fonction des variables hydroclimatiques	107
	5.2.3 Modèle conceptuel de l'interaction entre Qmax et IP60max pour expliquer les pics de concentration de sédiments.....	108
5.3	Estimation de la quantité de sédiments en provenance du chenal et de la surface du bassin (Objectif 3).....	109
5.4	Représentativité des données	112
	CONCLUSION GÉNÉRALE.....	113
	RÉFÉRENCES.....	115

LISTE DES FIGURES

Figure		Page
2.1	Calcul de l'érodabilité du sol.	12
2.2	Relations entre la production de sédiments et les précipitations pour des segments de routes de 850 m ² de types variés.	18
2.3	Effet du passage d'un camion sur la concentration de SS.	18
2.4	Masses de sols érodés par les cycles gel-dégel.	23
2.5	Série temporelle de hauteur d'eau et de turbidité pour la rivière Ripple Creek en Australie.	24
2.6	Transfert de sédiments dans un bassin versant.	28
2.7	Schématisation des grands types d'hystérèses.	32
2.8	Réponse sédimentaire et hydrologique de la rivière Bighorn.	35
2.9	Variabilité saisonnière de la relation entre le débit et l'apport de sédiments des régions tropicales.	38
2.10	Variabilité intraévénement des apports relatifs de sédiments provenant de trois groupes géologiques.	40
3.1	Schéma conceptuel de l'approche scientifique.	44
3.2	Localisation du bassin versant de la rivière du Bois-Brûlé.	45
3.3	Utilisation du territoire du bassin versant de la rivière du Bois-Brûlé.	46
3.4	Profils tranverseaux de la vallée de la rivière du Bois-Brûlé.	48

3.5	Régime annuel de températures 1971-2000. Station 7056480, Rimouski (48° 27' N - 68° 31' O).	49
3.6	Régime annuel de précipitations 1971-2000. Station 7056480, Rimouski (48° 27' N - 68° 31' O). Source des données site internet d'Environnement Canada (2013b).	49
3.7	Courbes d'intensité, de durée et de fréquence des précipitations (IDF). Station 7056480, Rimouski. Source des données Environnement Canada (2013a).	51
3.8	Positionnement des sites d'échantillonnages.....	53
3.9	Échantillonnage avec intégration verticale à l'aide du US DH-48.....	54
3.10	L'effet de la croissance d'un biofilm sur la lentille d'un turbidimètre. Tirée de Downing (2006).	58
3.11	Relation fonctionnelle entre la concentration de sédiments en suspension et la rétrodiffusion pour la rivière du Bois-Brûlé (calibration de l'OBS-3).	59
3.12	Courbe de tarage pour la rivière du Bois-Brûlé.....	60
3.13	Caractérisation des événements de précipitations.....	66
3.14	Relation de CSS en fonction de Q.	67
4.1	Précipitations (a), concentrations de sédiments en suspension (b) et débits (c), dans la rivière du Bois-Brûlé (24 mai 2007 au 11 novembre 2007).	69
4.2	Réponses sédimentaires (rouge), réponses hydrologiques (bleu) et précipitations pour les événements de précipitations unimodaux (noir).	72
4.3	Temps de réponse des 4 pics de sédiments pour les réponses sédimentaires unitaires en fonction du débit médian de l'événement.	74
4.4	Hyétoqramme de l'évènement # 8, du 8 août 2007. L'intervalle de mesure est de 15 min.	76
4.5	Sédigrammes de crue des sites 1 (amont) à 5 (aval) dans la rivière du Bois-Brûlé l'évènement du 8 au 9 août (2007).	77
4.6	Shématisation du positionnement des sources à l'aide la vitesse de déplacement des sédiments.	78

4.7	Localisation des principales sources ponctuelles.....	81
4.8	Positionnement des sites d'échantillonnage sur le profil longitudinal du tronçon principal de la rivière du Bois-Brûlé.	82
4.9	Relations fonctionnelles entre CSS1 et IP60max (a), CSSP1 et Δ QP1 (b), CSSP1 et QP1 (c).....	84
4.10	Relations fonctionnelles entre CSSP3 et Qmax (a), CSSP3 et IP60max (b), CSSP4 et IP60max (c), CSSP4 et Qmax (d), CSSP3 et IP60max (e), CSSP4 et IP60max (f).	87
4.11	Relations fonctionnelles entre le débit et la concentration de sédiments de base.	90
4.12	Contributions de sédiments de la part de la surface du bassin et du chenal.	93
4.13	Exemples d'hystérèse 8L. Réponses sédimentaires (rouge), réponses hydrologiques (bleu), boucles d'hystérèse (noir).....	95
4.14	Exemples d'hystérèse 8C. Réponses sédimentaires (rouge), réponses hydrologiques (bleu), boucles d'hystérèse (noir).....	96
4.15	Exemples d'hystérèse HC. Réponses sédimentaires (rouge), réponses hydrologiques (bleu), boucles d'hystérèse (noir).....	97
4.16	Débits maximaux pour les événements, classés selon leur groupe d'hystérèse	100
5.1	(a) Relation entre le débit et la célérité des sédiments (figure tirée de Bull (1997). (b) Relation entre le débit maximal et la célérité des sédiments (données tirées de Bull (1997).	106
5.2	Variation du pouvoir explicatif des pics de concentration en fonction de l'intensité des précipitations et du débit selon la distance de la source.	109

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
Tableau 3.1 : Description des variables sédimentaires et hydroclimatiques.....	65
Tableau 4.1 : Variables de conditions antécédentes, de précipitations, de réponses hydrologiques et sédimentaires	70
Tableau 4.2 : Variables descriptives des événements unimodaux	71
Tableau 4.3 : Position des principales sources de sédiments	80
Tableau 4.4 : Corrélations de Pearson entre les variables réduites	88
Tableau 4.5 : Comparaison des événements : été/automne.....	94
Tableau 4.6 : Description de l'hystérèse	98

RÉSUMÉ

L'étude des sédiments en suspension (SS) est d'une grande importance pour mieux comprendre et gérer plusieurs enjeux environnementaux et économiques actuels (Owens *et al.* 2005). L'apport croissant des SS dans les cours d'eau est notamment l'une des plus grandes causes de dégradation de la qualité de l'eau à l'échelle du Globe (Walling et Fang, 2003). L'Est-du-Québec n'échappe pas à cette réalité. Un indice de qualité bactériophysicochimique (IQBP) réalisé entre 2002 et 2003 dans la rivière du Bois-Brûlé a indiqué que la qualité de l'eau se classait dans la catégorie *mauvaise* en raison des taux de matière en suspension élevés, ce qui compromet la plupart des usages (Hébert, 1996).

L'objectif général du présent mémoire est de décrire la dynamique spatio-temporelle des SS dans la rivière du Bois-Brûlé à l'échelle de son bassin versant. Plus spécifiquement, cette étude vise : l'identification des principales sources de SS; la description de la réponse sédimentaire en lien avec les variables hydroclimatiques et l'estimation de la quantité de sédiments en provenance du chenal et de la surface du bassin.

L'échantillonnage des SS a été effectué en 5 points lors d'une précipitation le 8 août 2007, afin de suivre l'évolution de la réponse sédimentaire dans le tronçon principal. Ce relevé a permis d'identifier les routes de terre et une gravière comme sources ponctuelles principales de sédiments. Un suivi en continu de la réponse sédimentaire en suspension a été effectué à l'aide d'un turbidimètre installé près de l'embouchure. Les résultats montrent que la réponse sédimentaire est complexe et présente plusieurs pics de concentration. Le temps de réponse des pics de sédiments indique que les précipitations unimodales (dont l'hyétogramme est composé d'un seul pic d'intensité de précipitations) génèrent une réponse sédimentaire unitaire composée de 4 pics de concentration de sédiments. Trois de ces pics, P1, P3 et P4 ont été systématiquement observés dans tous les événements. Des analyses de régression ont montré des relations linéaires positives entre l'intensité des précipitations et la concentration de SS de P1 et P3, indiquant une production de sédiments ponctuelle par ruissellement (dépassement des capacités d'infiltrations). La concentration de SS de P4 est expliquée par une interaction entre le débit atteint et l'intensité des précipitations. Le

pic de concentration de SS de P4 est aussi issu d'une source ponctuelle activée par les précipitations. Toutefois, l'intensité des précipitations dicte la quantité de sédiments apportée au chenal par cette source. Tandis que cette source est lointaine, le débit atteint pendant l'événement explique la quantité de ces sédiments qui se rendent jusqu'à l'embouchure. Ici, le débit n'agit donc pas comme agent d'érosion, mais plutôt comme agent de transport.

Finalement, en ce qui concerne l'estimation de la quantité de sédiments produite par le chenal et la surface du bassin, nous avons montré que pour la période d'étude, le chenal et la surface du bassin ont produit respectivement 54 % et 46 % des SS. Les 15 événements étudiés ont produit un total de 158,3 t de sédiments pour une période de 172 jours, soit un taux d'export de 0,92 t/jour.

Mots clés : Sédiments en suspension, ruissellement, source ponctuelle, routes de terre, hystérèse, turbidimètre

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 Pourquoi s'intéresser aux sédiments en suspension?

L'étude des sédiments en suspension (SS) est d'une grande importance pour mieux comprendre et gérer plusieurs enjeux environnementaux et économiques actuels. Les processus liés aux SS sont impliqués à la fois dans la qualité de l'eau et des habitats, dans la dynamique sédimentaire côtière et dans l'efficacité et la pérennité des infrastructures fluviales et côtières (Owens *et al.*, 2005).

Les sédiments transportés en suspension sont constitués de fines particules minérales et organiques agrégées. Leur structure poreuse et les interactions complexes entre les éléments qui les composent et la colonne d'eau rendent les sédiments actifs chimiquement. Ceux-ci jouent notamment un rôle important dans la transformation et le transport de nutriments organiques et inorganiques, de pesticides, de métaux lourds, de bactéries et d'autres contaminants (Droppo, 2001). Une bonne connaissance des sources, du transport, du dépôt et de la remobilisation des SS est donc importante pour comprendre le déplacement des polluants dans les cours d'eau. Les SS sont également un important facteur de la qualité d'habitat. En augmentant la turbidité de l'eau, les sédiments réduisent la pénétration des rayons du soleil, ce qui

restreint la photosynthèse. Il fut observé dans certains cas que des migrations de populations d'invertébrés coïncidaient avec la diminution de la pénétration de lumière dans le cours d'eau en raison de la présence des SS (Waters, 1995). Le dépôt de sédiments fins sur les lits de rivières peut apporter des modifications morphologiques fatales autant pour les invertébrés que pour les poissons qui s'en nourrissent. Le dépôt de sédiments fins colmate les interstices des lits graveleux qui servent d'habitats aux insectes consommés par les poissons-fourrages. Le colmatage de substrat graveleux a aussi comme effet de réduire la circulation d'eau oxygénée dans les interstices, ce qui cause la suffocation des œufs et des embryons de poissons qui s'y développent (Julien et Bergeron, 2006).

La matière en suspension apportée par les rivières représente généralement de 75 % à 90 % du bilan sédimentaire des rivières (Church *et al.*, 1999 ; Knighton, 1998 ; Walling et Fang, 2003). Elle est la principale source minérale déposée sur la plateforme continentale. L'érosion des berges côtières est un problème généralisé à l'échelle du globe relié aux impacts anthropiques et aux changements environnementaux. La compréhension du bilan sédimentaire, et donc de l'étude du transfert de sédiments vers le milieu côtier, sont importantes au Québec, car l'érosion nuit particulièrement aux activités et à la sécurité de la population qui est concentrée aux abords du fleuve Saint-Laurent.

Les SS peuvent également avoir des effets néfastes sur les infrastructures comme les réservoirs, les ports et les systèmes d'approvisionnement en eau. Il est estimé que 40 % de l'eau des rivières de la planète est interceptée par une grande infrastructure et que 25 % des sédiments sont retenus derrière les barrages qui agissent comme bassin de décantation (Walling et Fang, 2003). Le dépôt des sédiments en milieu côtier a comme effet de combler les infrastructures portuaires et les chenaux dragués pour la navigation. Cette réalité diminue la durée de vie des installations, tout en créant des coûts d'entretien pour la société (Owens *et al.*, 2005).

1.2 Une expertise à bâtir pour guider l'aménagement des rivières et du territoire

La diversité des problématiques associées aux SS en fait un sujet d'étude très exploité à l'échelle du globe. Toutefois, les études portant sur la dynamique des SS dans l'Est-du-Québec sont plus rares. Souvent, les seules données disponibles à ce sujet sont celles issues de l'élaboration d'un indice de qualité bactériophysicochimique (IQBP) par divers organismes publics et parapublics ou encore les données d'échantillonnage du ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs (MDDEFP). Les suivis du MDDEFP se font selon un échantillonnage calendaire de fréquence mensuelle et couvrent des périodes allant de 3 à 25 ans selon les rivières. L'échantillonnage calendaire implique peu de données en simultanéité avec les événements hydrologiques marquants. Or le transport de sédiments se caractérise par une variabilité temporelle très élevée causée par des événements de courtes durées. Ainsi, l'absence possible d'échantillonnage pendant les crues occasionne une méconnaissance des pics de sédiments, ce qui provoque aussi une sous-évaluation de la quantité de SS dans les systèmes fluviaux. De plus, la faible fréquence d'échantillonnage et la courte durée des programmes de suivi ne permettent pas de mettre en relation les données de SS avec les processus hydroclimatiques.

En 2004, le Conseil de bassin de la rivière Rimouski (CBRR) a procédé à l'évaluation de la qualité de l'eau de la rivière du Bois-Brûlé, un tributaire de la rivière Rimouski, à l'aide d'un IQBP. Les résultats révèlent une eau de mauvaise qualité. La concentration des solides en suspension apparaît comme une source de dégradation de la qualité de l'eau avec des concentrations qui atteignent 14 mg/l pendant l'étiage (Conseil de bassin de la Rivière Rimouski, 2011). L'amélioration des pratiques agricoles, particulièrement le respect de la largeur des bandes riveraines, fut avancée comme réponse au problème. Quoique l'amélioration des pratiques culturales soit toujours souhaitable, il importe, dans une optique de gestion intégrée des bassins versants, de considérer l'ensemble des facteurs pouvant contribuer à l'apport de

sédiments. Ceci permet de mieux orienter les stratégies de gestion visant à limiter la dégradation du milieu lotique. De plus, des observations personnelles sur le terrain ont permis de constater que les sources de sédiments fins dans le bassin sont variées. Entre autres, les chemins de terre sont visiblement une source ponctuelle importante.

1.3 L'étude de la réponse sédimentaire en suspension de la rivière du Bois-Brûlé

La présente étude a été motivée par les enjeux d'aménagement qui visent à améliorer la qualité de l'eau et des habitats en diminuant l'apport de sédiments fin au cours d'eau. Ce projet se situe en amont des solutions à proposer. Il offre une compréhension des processus à l'œuvre dans le bassin versant qui construisent la réponse sédimentaire.

L'objectif général du présent mémoire est de décrire la dynamique spatio-temporelle des SS dans la rivière du Bois-Brûlé à l'échelle de son bassin versant. Trois questions ont guidé l'atteinte de ce but soit : 1 - D'où proviennent les sédiments fins qui se déplacent en suspension? ; 2 - Qu'est-ce qui explique la forme de la réponse sédimentaire à l'embouchure de la rivière du Bois-Brûlé? ; 3 - Quel est l'apport relatif du chenal et de la surface du bassin versant dans la composition de la réponse sédimentaire à l'embouchure. Ces questions alimentent les objectifs spécifiques du mémoire :

1. Identifier les principales sources ponctuelles de SS ;
2. Décrire la réponse sédimentaire en lien avec les variables hydroclimatiques ;
3. Estimer la quantité de sédiments en provenance du chenal et de la surface du bassin.

Le mémoire est présenté en cinq chapitres. Le chapitre II propose une revue des écrits qui vise à informer le lecteur sur des sujets qui aideront à mieux comprendre les choix méthodologiques et les idées développées dans le mémoire. Le monde de l'étude des SS est vaste. Il ne s'agit donc pas d'une revue exhaustive, mais plutôt une revue opportuniste de la littérature scientifique. Le chapitre III, intitulé « Méthodologie », comprend une description du site d'étude en plus des diverses approches et méthodes utilisées pour étudier et analyser la dynamique des SS. Le chapitre IV présente les résultats des analyses et leurs interprétations tandis que le chapitre V expose une discussion qui positionne la présente étude par rapport à la littérature scientifique. Le document se termine sur une conclusion qui fait le point sur les principales observations de l'étude.

CHAPITRE II

REVUE DES ÉCRITS

Le texte qui suit présente des connaissances sur le transport des SS. Les thèmes furent choisis en fonction de leur apport à la compréhension des divers choix méthodologiques et des idées développées dans le présent mémoire. D'abord, la nature et la composition des SS sont brièvement présentées, ainsi que l'initiation de leurs transports par l'écoulement de rivière. Par la suite, les différentes sources de SS sont présentées à la surface du bassin et dans le chenal de la rivière. Le texte enchaîne sur les notions de variabilité spatiale et temporelle du transfert de sédiments à l'échelle du bassin versant. Ensuite, le texte se porte sur la variabilité et la complexité de la réponse sédimentaire par l'entremise de la relation fonctionnelle entre le débit (Q) et la concentration de SS. Finalement, la revue se termine par la présentation d'approches existantes qui permettent d'identifier des sources de sédiments pour bien comprendre la complexité d'une réponse sédimentaire en suspension.

2.1 La nature et la composition des sédiments en suspension

Généralement, les SS ont un diamètre inférieur à 63 μm , ce qui correspond aux argiles et aux limons (Wentworth, 1922), quoique des écoulements de vitesse élevée peuvent également suspendre des sables de taille variée (Becht, 1989). Dans les

rivières, les particules minérales s'agglomèrent par floculation avec des éléments organiques présents dans la colonne d'eau et le lit, ce qui mène à la formation et au grossissement des flocons de sédiments (Droppo, 2001). La floculation est un processus complexe qui implique des éléments inorganiques (minéraux), organiques (algues, détritiques bactériens) et bioorganiques (bactéries, polymères extracellulaires). Les particules minérales et bioorganiques possèdent des charges électrochimiques négatives qui initient ce processus tandis que les éléments s'attirent et s'agglomèrent. Les bactéries peuvent coloniser les particules et se nourrir de la matière organique et minérale. Ces mêmes bactéries sont responsables de la production des polymères extracellulaires (PEC) qui possèdent une structure filamenteuse et une surface collante qui solidifie les flocons. Au fur et à mesure qu'un flocon se construit, l'augmentation du nombre de liens entre les différentes particules crée des interstices qui incorporent de l'eau à leur structure. L'évolution de la forme et de la composition des flocons influence leurs comportements physiques (le transport et le dépôt des particules), chimiques (l'adsorption et la transformation des contaminants et des nutriments) et biologiques (le développement de microhabitats). Les flocons sont donc en constante évolution avec leur milieu qui leur fournit les éléments nécessaires à leur croissance (Droppo, 2001).

2.2 Initiation du mouvement et transport des sédiments en suspension

Le transport des SS est initialisé par des structures turbulentes ascendantes qui créent des forces de cisaillement instantanées supérieures aux forces qui gardent les particules aux lits. Ces mêmes structures turbulentes ascendantes vont maintenir les particules suspendues dans la colonne d'eau sur de grandes distances pouvant atteindre la totalité du bassin (Knighton, 1998). La force qu'engendrent les structures turbulentes augmente avec la vitesse de l'écoulement. Les forces nécessaires pour entraîner les particules augmentent avec la taille et la densité des particules. On

associe donc généralement une vitesse d'écoulement à une taille de particule mobilisée. Cette relation est notamment décrite par la courbe de Shields (Knighton, 1998).

2.3 Les sources de sédiments en suspension

On distingue deux catégories de sources de sédiments fins : la surface des bassins versants et les chenaux des rivières (berges et lit) (Walling, 2005). Cette catégorisation se justifie par les différents processus auxquels sont exposés ces deux environnements. À la surface du bassin, l'érosion par les précipitations et le ruissellement, exacerbé par l'utilisation du territoire, expliquent les apports de sédiments fins au chenal. Au niveau du chenal, les rétroactions entre les processus subaériens, géotechniques et hydrauliques expliquent le recrutement et le transfert de sédiments vers l'embouchure.

Il est à noter que les sources de SS sont également caractérisées en fonction de leur origine ponctuelle (drain routier, drain agricole, glissement de terrain) ou diffuse (plusieurs kilomètres de berges, des champs agricoles).

2.3.1 La surface du bassin

En terme de source sédimentaire, la surface des bassins fait surtout référence aux terres agricoles mises à nues et perturbées. Cependant, plusieurs autres perturbations des sols sont reconnues pour leurs apports importants des sédiments fins dans les cours d'eau. Il s'agit notamment des pâturages, de l'exploitation forestière, de l'urbanisation et de l'extraction minière. De plus, les routes de terres sont omniprésentes, peu importe la vocation du territoire. Que l'on soit sur une terre agricole, une aire de coupe ou un chantier de construction ou d'extraction, les routes

de terre sont un dénominateur commun et peuvent être une source principale de sédiments fins (Knighton, 1998). Le texte qui suit décrit les processus d'érosion des sols. L'érosion des sols agricole est abordée par la description du *Universal Soil loss Equation*. Par la suite, les différentes utilisations du sol pouvant contribuer à l'augmentation des apports de sédiments fins au cours d'eau sont présentées. Le pâturage, l'exploitation forestière et minière et l'urbanisation sont traités sommairement, une attention particulière est apportée aux routes de terres vu leurs rôles centraux dans le présent mémoire.

- Les processus d'érosion des sols

On distingue trois types de processus d'érosion des sols, soit le ruissellement en nappe, le ruissellement en rigoles et le ravinement. Le ruissellement en nappe comprend l'érosion mécanique de l'impact des gouttes d'eau qui détachent et mobilisent des particules de sol, et le transport des sédiments par un écoulement de surface peu profond. L'impact des gouttes d'eau sur un sol nu peut également causer le durcissement de la surface du sol par compaction. Cet effet de consolidation est plus important lorsque les particules plus fines se logent dans les pores du sol et réduisent le taux d'infiltration, ce qui favorise davantage le ruissellement (Knighton, 1998). Le ruissellement en rigole est le détachement et le transport de sédiments par un écoulement concentré à l'intérieur d'un micro-chenal. L'érosion en rigoles est la forme dominante d'érosion sur les pentes plus longues et plus abruptes tandis que le contraire est vrai pour le ruissellement en nappe (Rinaldi et Casagli, 1999). Finalement, le ravinement est un processus qui s'opère sur des pentes généralement plus abruptes que 12° à 16°. Les ravins qui en résultent sont jugés comme étant des indicateurs d'érosion accélérée et d'instabilité du paysage (Knighton, 1998).

-L'érosion en milieu agricole

Le *Universal Soil Loss Equation*, le USLE (Équation 1), de Wischmeier et Smith, (1978) a été développé pour estimer une moyenne à long terme de perte de sol agricole à l'échelle d'une parcelle. Elle englobe les principaux facteurs physiques et humains qui influencent l'érosion des sols :

$$A = RKLSCP \quad (1)$$

Où **A** est la perte de sol par unité de surface, **R** est l'érosivité de la pluie et du ruissellement, **K** est l'érodabilité du sol, **L** est la longueur de la pente, **S** est la valeur de la pente du terrain, **C** concerne le type des cultures et les pratiques culturales tandis que **P** concerne les aménagements de protection du sol. Les paramètres de l'équation 1 sont utilisés ici pour discuter de l'érosion des sols.

Le facteur **R**, l'érosivité des pluies, est calculé en multipliant l'énergie cinétique moyenne des précipitations par une intensité maximale (Wischmeier et Smith, 1978). L'énergie cinétique KE, est donnée par :

$$KE = 0.5mv^2 \quad (2)$$

Où **m** est la masse de la goutte et **v** sa vitesse. La vitesse de chute d'une goutte d'eau est principalement influencée par son diamètre tandis que le vent peut également influencer la vitesse et l'angle d'impact. La végétation peut aussi ralentir la chute des gouttes d'eau par interception tout en modifiant la distribution de leurs diamètres. L'énergie cinétique emmagasinée par une goutte est donc fonction des variables susmentionnées. Toutefois, l'énergie disponible pour déloger et propulser des particules de sols dépend de l'énergie absorbée par la déformation de la surface du sol (Bryan, 2000). La taille médiane des gouttes d'eau augmente avec l'intensité des précipitations (Wischmeier et Smith, 1958) et la vitesse terminale de chute augmente

avec l'augmentation de la taille des gouttes (Van Dijk, Bruijnzeel et Rosewell, 2002). Il est donc généralement reconnu que l'énergie cinétique d'une précipitation est reliée à son intensité, mais la forme de la relation entre l'intensité et l'énergie peut varier à l'échelle synoptique en raison de différents mécanismes affectant la genèse des gouttes d'eau (milieu côtier versus continental ou montagnard) (Van Dijk, Bruijnzeel et Rosewell, 2002).

Dans le calcul de **R** pour le USLE, un facteur de multiplication est nécessaire pour les précipitations pendant les périodes de gel pour prendre en compte l'action du processus de gel-dégel sur la sensibilité des sols et du ruissellement sur une sous-couche de sol gelé. En effet, les études de Pall *et al.* (1982) dans le sud de l'Ontario ont montré que les événements de précipitations associés à la fonte de la neige sont les plus érosifs, comparativement aux précipitations ou la fonte de la neige séparément. De plus, la présence d'une sous-couche de gel empêche l'infiltration de l'eau, ce qui sature rapidement la couche de sol en surface et donc, crée des conditions favorables au ruissellement. Ceci peut expliquer que dans un bassin versant de Lennoxville par exemple, la période de fonte des neiges est responsable de 72 % à 83 % des sédiments transportés annuellement sur le bassin versant (Salehi 1996 dans Duchemin *et al.*, 2002). Les taux d'érosion sont toutefois très variables à l'échelle de la parcelle (10 % à 90 %) et sont influencés par d'autres facteurs locaux, notamment la pente (Kirby et Mehuys, 1987). Dans le but de développer un outil pratique pour évaluer l'érodabilité des sols (**K**), l'USLE utilise des paramètres tels que la granulométrie, le contenu organique et la perméabilité. Le nomogramme proposé par Wischmeier et Smith (1978) résume l'interaction de ces variables (figure 2.1). Selon ce nomogramme, l'érodabilité diminue avec l'augmentation du contenu en sable, mais augmente avec le contenu en silt et de sable fin. Finalement, plus la structure est fine (classification des sols), plus l'érodabilité augmente et plus la perméabilité est faible. L'USLE a été d'une grande utilité pendant quatre décennies.

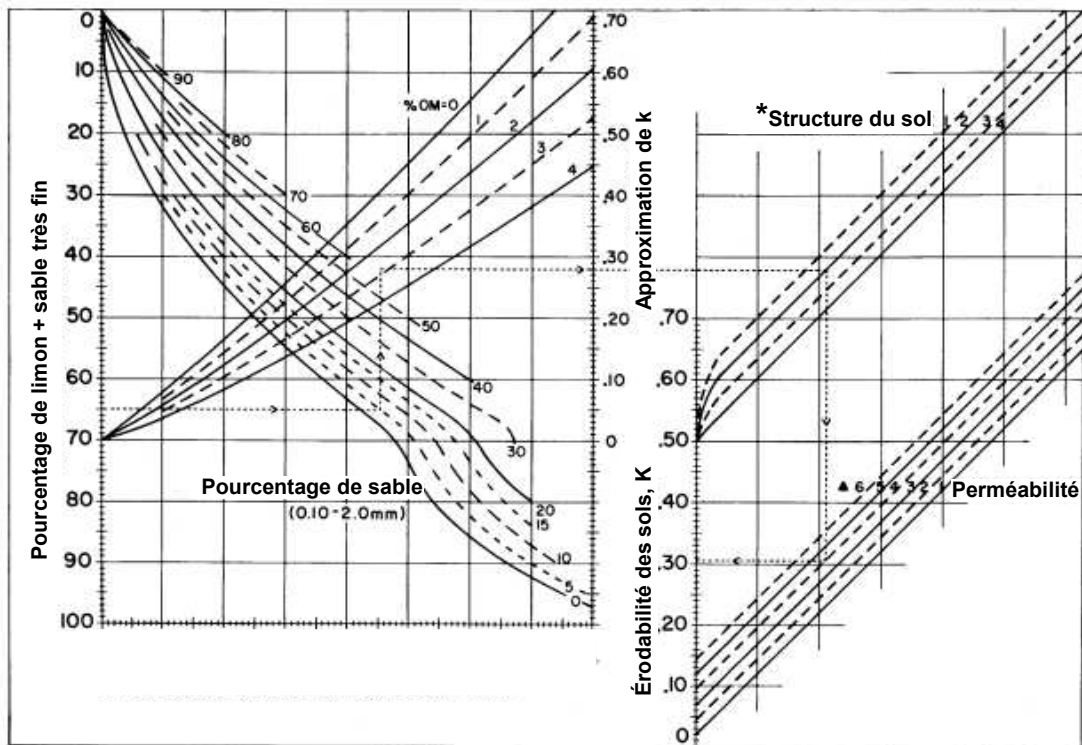


Figure 2.1 : Calcul de l'érodabilité du sol. D'après la figure de Wischmeier et Smith (1978). * = Structure du sol : 1- granulaire très fin, 2- granulaire fin, 3- granulaire moyen à grossier, 4- en bloc, en plaquette ou massif. ▲ = Perméabilité : 1- rapide, 2- modéré à rapide, 3- modéré, 4- lent à modéré, 5- lent, 6- très lent.

Bien qu'il soit encore utilisé sous une forme révisée (RUSLE) (Renard *et al.*, 1997), il est aujourd'hui reconnu que les propriétés des sols changent constamment en regard des conditions d'humidité et du dynamisme physique et chimique rendant délicat l'identification de l'érodabilité par quelques variables statiques (Bryan, Govers et Poesen, 1989), particulièrement à l'échelle événementielle (Bryan, 2000). Les études plus récentes se concentrent sur des facteurs plus évolutifs pour expliquer la résistance d'un sol à l'érosion, par exemple la taille et la nature des agrégats du sol (Bryan, 2000).

Les composantes topographiques qui influencent l'érosion des sols sont la pente (**S**) et la longueur (**L**) d'une parcelle continue. Plus une pente est forte, plus les vitesses

d'écoulement seront élevées et, par conséquent, la compétence et la capacité de transport seront augmentées. De plus, les surfaces plus longues permettent une plus importante accumulation de l'écoulement superficiel et favorisent la formation de rigoles (Ward et Trimble, 2004).

Le calcul de **C** (le type de culture et les pratiques de gestion) implique, selon Wall *et al.* (2002) et Meentemeyer et Zippin (1981) la caractérisation de six variables. 1— La surface de la canopée, dont la principale fonction est d'intercepter les précipitations et de réduire leur l'énergie. 2— La couverture végétale au sol (vivante ou résidus), qui joue également un rôle d'interception des précipitations. 3— La biomasse dans le sol, qui améliore la porosité de sols et qui favorise une meilleure infiltration. 4— Le travail du sol, dont le type, la fréquence et la période vont déterminer le niveau de compactage du sol et donc sa capacité d'infiltration. 5— La rugosité de la surface, parce que plus un sol est rugueux, plus il ralentit, sépare et emprisonne l'écoulement, ce qui diminue l'érosivité de l'eau et améliore l'infiltration. 6— L'utilisation précédente des sols, parce que la régénération des sols en réponse à une perturbation est d'environ sept ans, tandis que certaines interventions peuvent avoir des effets bénéfiques dont les bienfaits peuvent durer même après un changement d'utilisation du sol.

Les pratiques culturales (**P**) sont considérées en tenant compte de l'orientation des rangs de culture par rapport à la pente générale de la parcelle. Les différentes approches ont des effets variables sur la séparation et le ralentissement de ruissellement. En ordre croissant d'efficacité, les pratiques considérées sont la culture en pente transversale, la culture suivant les courbes de niveau, la culture en bandes alternantes et l'aménagement de terrasses.

Le USLE (Wischmeier et Smith, 1978) ou le RUSLE (Renard *et al.*, 1997) sont des outils pour évaluer la perte de sol causée par l'érosion hydrique principalement en

milieu agricole. La présentation de ces outils a permis de présenter et de décrire les principales variables qui expliquent cette érosion. Les paragraphes qui suivent traitent des autres principales utilisations des sols reconnus comme étant responsables des apports importants de SS.

- L'érosion causée par le pâturage

Les terres vouées aux pâturages offrent une quantité importante de sédiments en raison de la faible densité végétale au sol et du piétinement par les bêtes qui perturbent la surface (Collins, Walling et Leeks, 1998 ; Walling, 2005 ; Walling et Fang, 2003 ; Waters, 1995). Le pâturage en milieu riverain peut avoir des impacts importants sur la stabilité des berges. En effet, les zones qui bordent les cours d'eau sont généralement plus humides et offrent une végétation luxuriante qui attire davantage les animaux d'élevage. Dans le pire des cas, des points d'eau sont aménagés pour que les bêtes puissent avoir accès au cours d'eau. En s'abreuvant, les bêtes déstabilisent les berges et le lit de la rivière, et ce, quotidiennement (Collins, Walling et Leeks, 1998 ; Walling, 2005 ; Waters, 1995).

- L'érosion causée par l'exploitation forestière

D'une part, l'apport de sédiments provenant de l'exploitation forestière est très varié, car celui-ci comprend plusieurs pratiques dont les effets sur l'apport de SS sont divergents (Keim et Schoenholtz, 1999). Au Québec, les pratiques forestières sont très diversifiées selon les besoins et dépendamment si l'on se trouve sur des terres privées ou publiques. Les coupes totales, ou coupes à blanc sont sans doute les plus importantes sources de sédiments comparativement aux autres types de techniques telles que les coupes en damier ou les coupes sélectives. Aujourd'hui, au Québec, la présence obligatoire de bordures végétatives en milieu riverain vise à limiter les apports de sédiments aux rivières en provenance des sites de coupes. Toutefois, la

circulation de la machinerie lourde a comme effet de compacter les sols déboisés ce qui favorise le ruissellement. Quoique des mesures récentes tentent de limiter cet effet dans l'espace en restreignant les déplacements de la machinerie dans un réseau bien défini, les nombreux allers-retours, en plus de compacter le sol, créent des lisières qui canalisent l'écoulement (Laflèche, Bégin et Ruel, 2004) et favorisent l'érosion en rigoles.

Les chemins forestiers sont omniprésents dans tout type d'exploitation forestière. Ceux-ci sont de loin, les plus importantes sources de sédiments en ce qui concerne l'exploitation forestière en termes de quantité de sédiments fournie et de la durée de l'apport (Waters, 1995). Contrairement aux territoires de coupes forestières qui se régénèrent rapidement en couvert arbustif, les chemins forestiers compactés et stériles continuent à fournir des sédiments aux rivières plusieurs années après leurs abandons (Waters, 1995).

- L'érosion causée par l'urbanisation

On peut diviser les sources provenant de l'urbanisation dans deux catégories, soit les sédiments issus d'un espace urbain (routes, fossés, égouts), et les sédiments issus d'un chantier de construction. Les chantiers de construction, par la mise à nu des sols, occasionnent des perturbations ponctuelles et limitées dans le temps. Néanmoins, Harbor (1999) a recensé dans la littérature des taux d'érosion allant de 2 à 40 000 fois supérieures aux taux avant l'ouverture des chantiers. En ce qui concerne les espaces urbains, une étude de Wark et Keller, en 1963, analysa le bilan sédimentaire de 42 rivières aux États-Unis et montra que les extrants sédimentaires étaient 50 % plus élevés qu'en milieu rural (Waters, 1995). L'urbanisation, par le retrait de la végétation, l'imperméabilisation des surfaces et l'augmentation artificielle de la densité de drainage, peut modifier la réponse hydrologique d'un bassin versant. Booth (1990) a noté que l'augmentation de la fréquence des crues, suite à

l'urbanisation, peut causer un ajustement de la section transversale d'une rivière, notamment par l'incision, ce qui peut augmenter significativement l'apport de sédiments fins.

- L'érosion causée l'exploitation minière

L'exploitation minière est une autre source ponctuelle capable de produire de grande quantité de sédiments. Quoiqu'il existe plusieurs techniques d'extraction, c'est communément l'exposition des rejets de mines aux intempéries ou l'utilisation de l'eau dans les procédés de triage qui rendent ce type d'exploitation si important en tant que source de sédiments (Waters, 1995).

- L'érosion sur les routes de terre

Les routes de terre sont très nombreuses en milieu agroforestier. Leur surface compactée par le passage des véhicules est caractérisée par de faibles taux d'infiltration, de 0,5 à 12 mm-h selon Croke et Mockler (2001) et de 0,5 à 0,8 mm-h selon Reid et Dunne (1984). Pour cette raison les routes sont susceptibles de subir du ruissellement hortonien (par dépassement de la capacité d'infiltration) pour des précipitations aussi faibles que 0,5 mm/h.

Selon Arnáez, Larrea et Ortigosa (2004), en milieu forestier, les talus recoupés qui bordent les routes peuvent être la source principale de sédiments, particulièrement lorsque leur surface est météorisée par l'action du gel et du dégel. Selon Bilby, Sullivan et Duncan (1989), les routes de terre fournissent des sédiments aux rivières principalement par deux voies : les mouvements de masses et l'érosion de la surface des routes. Selon ces auteurs, les principaux facteurs déterminant la quantité de sédiments provenant de la surface des routes sont la capacité de transport de l'écoulement sur la route et la disponibilité de sédiments fins sur cette dernière. La

capacité de l'écoulement sur les routes est expliquée par l'intensité des précipitations et les caractéristiques du segment de route (principalement la pente), tandis que la disponibilité de sédiments est influencée par l'affluence du trafic (Bilby, Sullivan et Duncan, 1989).

Reid et Dunne (1984) décrivent une analyse de régression multiple mettant en relation la concentration de sédiments de l'eau issue du ruissellement sur les routes en fonction du débit ruisselé, de l'affluence de circulation de voitures sur la route et de la longueur et la pente des routes. L'affluence de voitures explique à elle seule 68 % de la variabilité. La figure 2.2 montre la relation entre la quantité de précipitations en mm et l'apport de sédiments fins en tonnes. Les relations sont groupées selon l'affluence des véhicules. Quoiqu'il y ait toujours une relation positive entre la quantité de précipitations et l'apport de sédiments, l'affluence de véhicules fait augmenter le volume de sédiments transportés.

La figure 2.3 montre l'effet du passage d'un camion sur la concentration de sédiments des eaux de ruissellement sur une route de terre. La concentration passe de 4 500 mg/l à 31 000 mg/l après le passage d'un camion et diminue aux valeurs initiales après une vingtaine de minutes. Ces études font ressortir l'impact de la circulation de véhicules sur la disponibilité de sédiments.

L'impact d'une source de SS dépend ultimement de sa connectivité avec le cours d'eau (Brown *et al.*, 2009). L'efficacité des routes de terres pour le transfert de sédiments vers les rivières s'explique en partie par l'importante connectivité entre les réseaux routiers et le réseau hydrique. Cette connectivité hydrologique fait en sorte que même des sources lointaines peuvent contribuer à l'apport des sédiments aux rivières (Croke et Mockler, 2001). Wemple, Jones et Gordon (1996) ont d'ailleurs montré, dans un bassin versant de l'Oregon, que les sédiments produits par 57 % des routes de terres pouvaient se rendre jusqu'au cours d'eau.

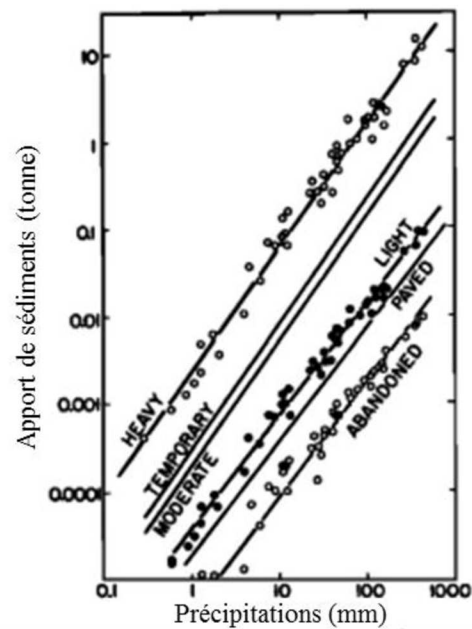


Figure 2.2 : Relations entre la production de sédiments et les précipitations pour des segments de routes de types variés: fréquente (HEAVY), utilisation peu fréquente (LIGHT) et abandonnée (ABANDONED). D'après la figure de Reid et Dunne, (1984).

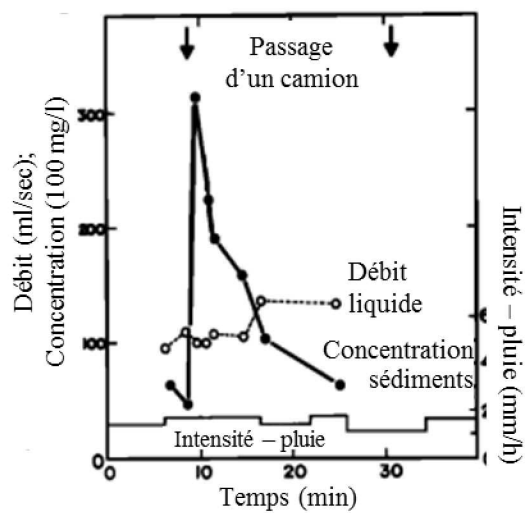


Figure 2.3 : Effet du passage d'un camion sur la concentration de SS. D'après la figure de Reid et Dunne (1984).

- L'utilisation du territoire

L'effet de l'utilisation du territoire sur l'apport en sédiments fins s'explique par trois processus : 1- l'augmentation de la disponibilité des sédiments par la mise à nu du sol et des versants. L'exposition des sols aux précipitations directes favorise le détachement et le transport des particules. Ceci est accentué par la compaction liée à l'action des gouttes d'eau, mais aussi celle occasionnée par le passage de véhicules lourds, que ce soit en milieu agricole ou forestier ; 2- l'augmentation du transfert de sédiments associée à une connectivité accrue entre les sources et les cours d'eau, souvent associée à l'amélioration du drainage des routes et des surfaces urbaines et agricoles ; 3- les deux points mentionnés précédemment peuvent causer un changement important dans les régimes hydrologiques de bassins perturbés. Ceci peut s'exprimer par une réponse hydrologique plus rapide et par l'augmentation de la fréquence et la magnitude des pics de crues pouvant augmenter de surcroît l'érosion au niveau des berges et du lit.

2.3.2 L'érosion du chenal

On distingue généralement trois grands groupes de processus contribuant à l'érosion du chenal : l'érosion hydraulique ou fluviale, les mouvements subaériens et les mouvements de masses. Ces trois groupes de processus et leurs interactions sont omniprésents le long d'un cours d'eau. La prédominance d'un type de processus est grandement influencée par la granulométrie et la position relative des berges.

L'érosion hydraulique est générée par l'action de l'écoulement sur le lit et les berges de la rivière. Ce type d'érosion survient lors des crues compétentes. L'initiation du mouvement des particules de sédiments peut être expliquée par la compétence de l'écoulement qui dépasse la résistance du sédiment au mouvement (Knighton, 1998).

L'initiation du mouvement des particules peut être décrite par le cisaillement critique (τ_{cr}) :

$$\tau_{cr} = \eta g (\rho_s - \rho) \frac{\pi}{6} D \tan \phi \quad (3)$$

où τ_{cr} est le cisaillement critique pour une particule sur un lit horizontal, η est la compaction du lit, g la constante gravitationnelle, ρ la densité du fluide, ρ_s la densité des sédiments et D le diamètre de la particule.

Dans cette équation, le diamètre des grains est le principal facteur expliquant le cisaillement critique tandis que ce dernier augmente proportionnellement au diamètre médian des particules. Knighton (1998) souligne que le cisaillement critique est influencé dans une moindre mesure par la forme et l'imbrication des particules. Encore selon Knighton (1998), le modèle de cisaillement critique est limité par le fait qu'il n'intègre pas les forces verticales de l'écoulement. D'une part, une force verticale s'exerce lorsque l'augmentation de la vitesse de l'eau au sommet d'une particule crée un gradient de pression qui tire la particule vers le haut. D'autre part, des structures turbulentes ascendantes peuvent créer une traction vers le haut plutôt qu'horizontale au lit. De plus, Shields (1936) a montré que le rapport entre le diamètre des particules et la sous-couche visqueuse est une variable qui explique l'amorce de transport. Un rapport faible, comme dans le cas des particules fines, limite l'emprise des forces tractrices sur la particule parce que celle-ci est submergée dans la sous-couche visqueuse. Finalement, la cohésion des sédiments fins est une variable physique qui augmente la résistance au mouvement (Milburn et Prowse, 2002).

- L'érosion des sédiments sur le lit

Les lits de rivière peuvent être une source directe ou indirecte de sédiments fins. Un apport direct du lit se fait lorsque l'érosion hydraulique mobilise les sédiments fins qui composent le chenal. Dans les cas d'incision du lit de rivière, les apports de sédiments sont exacerbés. L'apport indirect vient de la remobilisation de sédiments stockés à court terme sur le lit ou dans le substrat, dans le cas des lits de sable et de graviers.

L'incision du chenal et la diminution de la pente du profil longitudinal sont des processus naturels qui peuvent s'opérer à l'échelle du millénaire. Dans des bassins versants perturbés, ces mêmes ajustements morphologiques peuvent se compléter en 10 à 100 ans (Simon et Rinaldi, 2006). Schumm (1977) a identifié six catégories de causes d'incision : incision géologique, géomorphologique, climatique, hydrologique, faunique et anthropique. Néanmoins, les principales causes d'incision impliquent une capacité de transport de sédiments pour un tronçon qui est supérieure à l'apport de sédiments en provenance de l'amont (Simon et Rinaldi, 2006). L'incision a comme effet de déstabiliser les berges par le fait que le retrait du lit augmente la hauteur et le gradient des berges jusqu'à ce que les forces gravitationnelles agissant sur la berge surpassent le cisaillement interne (Simon et Rinaldi, 2006 ; Thorne, 1982). Lorsque le basculement du matériel de la berge est favorisé par le sapement basal, il est question d'affaissement cantilever. Dans les bassins versants subissant une incision, la déstabilisation des berges est souvent la source dominante de sédiments fins (Simon et Rinaldi, 2006). La déstabilisation des berges survient généralement lors de la décrue tandis qu'il y a un relâchement rapide de l'effet confinant de l'onde de crue, mais que la pression hydrostatique demeure élevée dans la berge (Rinaldi et Casagli, 1999). Ce genre de décalage entre les processus et les apports rend l'évaluation des liens entre les caractéristiques hydrologiques, météorologiques et les taux d'érosion plus difficile (Lawler, 1986).

- L'érosion des berges par les processus subaériens

Les mouvements subaériens sont amorcés par l'interaction des conditions météorologiques et le contenu en eau des berges exposées à l'air (Couper, 2003). Ces mouvements sont très fréquents, mais de petite amplitude, si bien qu'il est difficile de les documenter sans une analyse à haute résolution temporelle durant une longue période. Il existe plusieurs types de mouvements subaériens, mais les plus communs sont le ravinement par le ruissellement de surface et les processus cryogéniques et la dessiccation. Les processus cryogéniques sont surtout actifs dans les berges comportant des matériaux fins. Selon Julian et Torres (2006), les processus subaériens dominent lorsque le contenu en silt et en argile est supérieur à 40 % tandis que les processus hydrauliques dominent l'érosion lorsque ce contenu est inférieur à 20 %. Pour des contenus de 20 % à 40 % les deux processus peuvent se côtoyer. Toutefois, les travaux de Couper (2003), effectués en laboratoire, situent le seuil pour l'érosion par gel-dégel entre 50 % et 55 % de contenu en sédiments fins (<63 microns) (figure 2.4). Le mauvais drainage des berges composées de silts et d'argiles explique leur sensibilité à l'érosion subaérienne. Les processus cryogéniques peuvent agir comme processus de météorisation, c'est-à-dire qu'ils facilitent l'érosion par l'écoulement, mais peuvent également favoriser les mouvements de masse. À l'automne et au printemps lorsque la température de l'air descend légèrement sous zéro degré Celsius, l'exposition des berges au soleil peut faire monter leur température de surface au-dessus du point de congélation. Dans ces conditions, il y a un cycle diurne de gel et de dégel de la couche superficielle de sédiments. La succession de formation de cristaux de glace et de fonte déstructure et peut même liquéfier la couche superficielle de sédiments fins, la rendant plus facilement mobilisable par l'érosion hydraulique.

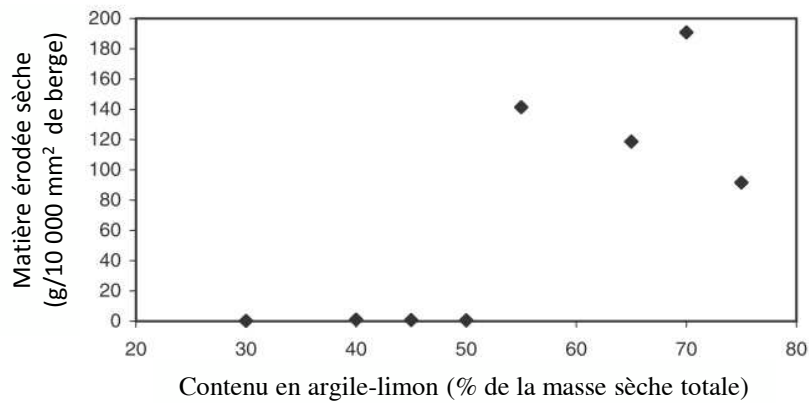


Figure 2.4 : Masses de sols érodés par les cycles gel-dégel. (Note : les valeurs pour les contenus en silt et argile de 30 % à 50 % sont faibles, mais supérieures à zéro. D'après la figure de Couper (2003))

La météorisation des berges par la dessiccation peut avoir un impact important sur la forme de la réponse sédimentaire. En effet, la figure 2.5, tirée de Prosser, Hughes et Rutherford (2000), montre deux pics de turbidité qui précèdent le pic de crue tandis que la turbidité redescend à des valeurs semblables à celles observées à l'étiage lors de la décrue. Les auteurs attribuent cette réponse sédimentaire en début d'événement à la mobilisation des sédiments météorisés sur les berges qui sont exposées à l'air, suivi d'une faible érosion hydraulique. Cette affirmation s'appuie sur l'observation que les pics de sédiments sont faiblement corrélés avec les pics de crue ($r^2=0,03$), mais fortement corrélés avec le nombre de jours avec un débit d'étiage précédent la crue ($r^2=0,87$). Lors des débits d'étiages, une plus grande surface de berge est exposée à l'air et donc plus susceptible de subir une météorisation.

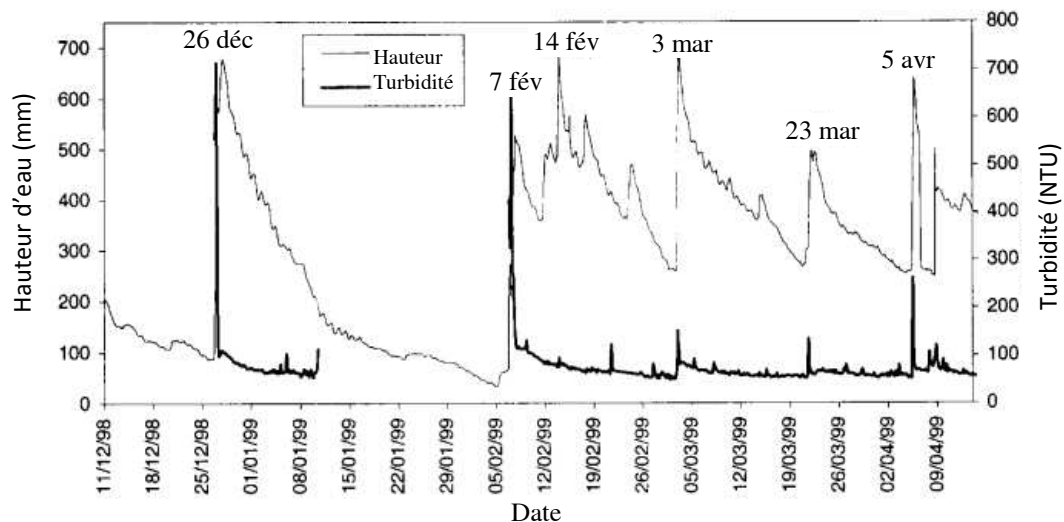


Figure 2.5 : Série temporelle de hauteur d'eau et de turbidité pour la rivière Ripple Creek en Australie. D'après la figure de Prosser, Hughes et Rutherford (2000).

La météorisation des berges peut également expliquer la variabilité saisonnière de l'érosion des berges. Lawler (1986) a observé que dans les berges composées de 21 % à 83 % de sédiments fins, l'érosion hydraulique n'était efficace qu'en hiver (décembre à mars) tandis les perturbations cryogéniques avaient préalablement météorisé les berges. Ce processus fut également identifié par Duijsings (1986) au Luxembourg.

- L'érosion des berges par des mouvements de masses

Les mouvements de masse surviennent sous diverses formes. Ce sont généralement des mouvements de faible fréquence, mais de grande amplitude comparativement aux mouvements subaériens. Un mouvement de masse est une déstabilisation mécanique qui survient lorsque la force gravitationnelle dépasse la force de cisaillement interne du dépôt. Les forces de cisaillement sont fortement influencées par le contenu en eau. L'interaction avec d'autres processus peut également créer des conditions favorables

aux mouvements de masses comme la présence d'une encoche de sapement basal et des processus cryogéniques. Les processus cryogéniques peuvent en effet favoriser des mouvements de masses par la formation de glace de ségrégation. Lorsque l'onde de gel pénètre dans la berge, l'eau qu'elle contient peut migrer vers le front de gel et former une lentille de glace verticale (Meentemeyer et Zippin, 1981). La fonte de cette lentille ou d'une succession de lentilles peut substantiellement déstabiliser la berge et déclencher un mouvement de masse. Les mouvements de masse peuvent grandement augmenter les apports sédimentaires. L'effet est toutefois temporaire et peut durer quelques semaines (Becht, 1989).

- Stockage et mobilisation de sédiments sur le lit

Les sédiments fins incorporés à l'écoulement peuvent potentiellement se rendre jusqu'à l'exutoire. Toutefois, les sédiments peuvent être temporairement stockés dans le chenal. Selon Bilby (1985), le stockage des sédiments fins s'opère surtout lors des débits faibles. Droppo et Stone (1994) ont mesuré une étendue de valeurs allant de 660 à 2 200 g/m² dans des lits de sable et gravier tandis que Collins et Walling (2007) ont mesuré des valeurs moyennes de 1 580 g/m². Pour ce qui est des sédiments stockés sur le lit et remobilisés, ils peuvent représenter de 2 % à 57 % du bilan sédimentaire annuel (Collins et Walling, 2007). Toutefois, la nature transitoire du phénomène fait en sorte que le stockage de sédiments fins dans le chenal n'a pas d'effet sur le transfert de sédiments à l'échelle annuelle (Collins et Walling, 2007).

Le stockage sur le lit est favorisé par la présence d'éléments morphologiques qui créent des zones d'écoulement lent, tels que le bois mort (Bilby, 1981) et les barrages de castor (Butler et Malanson, 1994). Ces éléments peuvent stocker un volume important de sédiments pendant plusieurs années. Le bris de barrage de castor ou le retrait de bois mort permet la resuspension des sédiments stockés dont la majorité sera mobilisée dès la première crue (Beschta, 1979).

2.4 Le transfert de sédiments dans le bassin versant

Cette notion de stockage de sédiments sur le lit (court terme) et en amont des éléments morphologiques (moyen terme) présentés à la section précédente introduit le concept de transfert de sédiments dans le système fluvial. Selon leur position dans le système, les sédiments fins peuvent être stockés ou en transit. La forme dans laquelle seront stockés les sédiments déterminera le temps de résidence dans le bassin fluvial. À l'échelle du bassin versant, le transfert de sédiments est un phénomène complexe. En effet, seulement une petite quantité de la matière érodée dans un bassin versant chaque année se rend à un cours d'eau. De ces sédiments, seulement une portion franchira l'embouchure (Walling, 1983). Une grande proportion de sédiments sera déposée près du site d'érosion, au pied des versants, dans les petits tributaires ou sur les rebords de la plaine inondable du chenal principal (Walling et Fang, 2003). Aux États-Unis par exemple, on estime que l'érosion des sols représente un total de 4 milliards de tonnes tandis que seulement le huitième de cette matière gagne la mer (Ward et Trimble, 2004). La différence relative entre l'érosion totale à l'échelle du bassin et la quantité de sédiments qui franchit l'embouchure s'appelle le rapport d'affranchissement (*sediment delivery ratio*) (Walling, 1983).

Fryirs (2013) présente un modèle conceptuel qui décrit la variabilité spatiale et temporelle des différentes connexions (*linkages*) et blocages (*blockages*) qui expliquent le transfert de sédiments à l'échelle d'un bassin versant. L'auteur présente trois types de connexions : 1- la connexion longitudinale qui inclut les sédiments qui voyagent de l'amont vers l'aval et les apports des tributaires ; 2- la connexion latérale qui inclut les apports des versants au chenal et des échanges entre la plaine (berges) et le chenal ; 3- la connexion verticale qui décrit les sédiments fins qui s'infiltrent dans des dépôts plus grossiers et le pavage du lit. Trois types de blocages sont également présentés soit : 1- les tampons (*buffers*), c'est-à-dire des formes qui affectent le

transfert de sédiments des versants vers le chenal ; 2- les barrières (*barriers*) qui sont des formes qui limitent la propagation des sédiments vers l'aval dans le système fluvial ; 3- les couvertures (*blankets*) qui sont des éléments qui limitent les échanges verticaux.

Pour décrire la variabilité spatiale du transfert de sédiments, Fryirs (2013) présente un modèle inspiré de Schumm (1977) d'où on observe comment la connectivité évolue de l'amont vers l'aval dans un bassin idéalisé (figure 2.6). La figure 2.6 montre les trois grandes zones popularisées par le modèle de Schumm (1977), soit la zone de production en tête de bassin, la zone de transfert à mi-bassin et la zone de déposition dans la basse plaine. Les principaux changements longitudinaux dans la connectivité sont 1- une diminution de connectivité entre les versants et le chenal ; 2- une augmentation de la connectivité entre le chenal et la plaine ; 3- une augmentation du stockage de sédiments ; 4- une augmentation du temps de résidence dans les formes de dépôts et finalement, l'ensemble de ces variables explique ; 5- une diminution du rapport d'affranchissement. Le moteur de ces changements est le développement progressif de la plaine alluviale qui accompagne la diminution du gradient de pente de la vallée. En effet, la plaine joue un double rôle en coupant la connectivité versant-chenal et créant une zone de dépôts plus ou moins imposante selon le milieu. Lors des débordements, la plaine, qui est plus rugueuse que le chenal, rend l'écoulement inefficace pour le transfert de sédiments. Il en résulte un stockage à long terme des sédiments et une aggradation de la plaine inondable (Ward et Trimble, 2004). Finalement, d'un point de vue conceptuel, la variabilité spatiale du transfert de sédiments dans un bassin dépend de la position des blocages et du temps de résidence des sédiments à l'intérieur de ceux-ci (Fryirs, 2013). Fryirs et Brierley (2001) pour leur part proposent une classification des formes basée sur le temps de résidence des sédiments dans les blocages. Ils présentent deux classes soit les 1- les *stores* qui constituent les formes couramment remaniées dont la plupart se trouvent dans le chenal, comme les bancs d'accumulation et 2- les *sinks* qui sont composés de formes

plus persistantes dans le paysage comme les versants, la plaine alluviale et les terrasses fluviales.

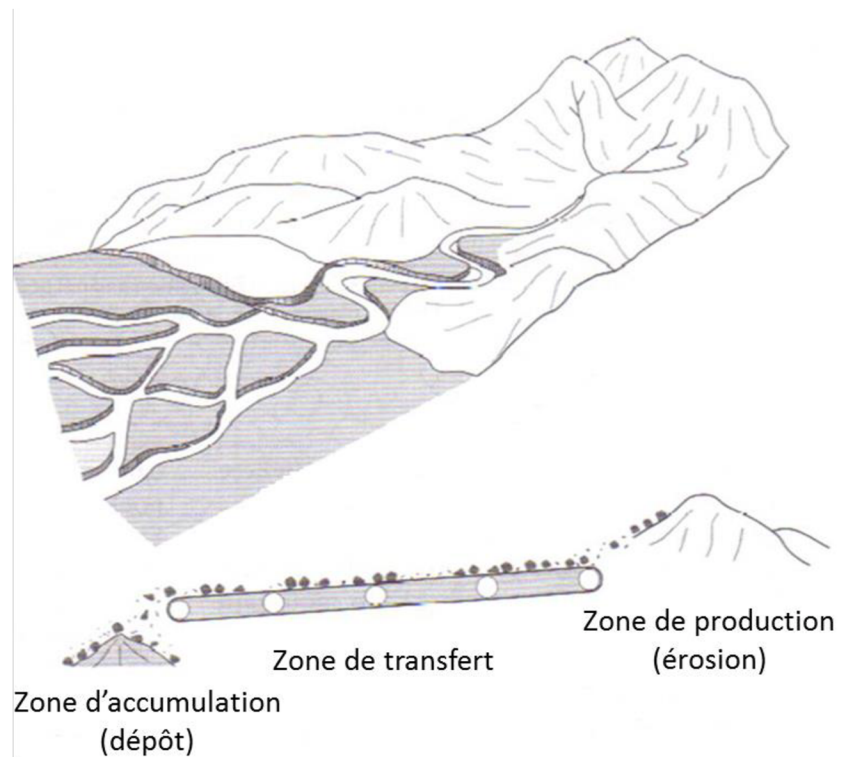


Figure 2.6 : Transfert de sédiments dans un bassin versant. D'après la figure de Brierley et Fryirs (2005).

Pour expliquer la variabilité temporelle dans le transfert de sédiments dans un bassin versant, Fryirs (2013) évoque le modèle conceptuel du convoyeur détraqué (*jerky conveyor belt*) de Ferguson (1981), qui souligne que le transport de sédiments dans un bassin est épisodique et que, pour franchir l'embouchure, des sédiments subiront de multiples cycles d'érosion, de transport et de dépôt. L'auteur évoque également les travaux de Reid *et al.* (2007) et de Lane *et al.* (2008) qui soulignent que les événements ou les processus qui initient le transfert de sédiments diffèrent sur les versants, dans un tributaire ou dans le tronçon principal, et qu'ils s'opèrent à différentes échelles de temps. Par exemple, Lane *et al.* (2008) mentionnent que les

orages estivaux activent le ruissellement sur les pentes abruptes qui alimentent les tributaires en sédiments, tandis que ces événements occasionnent très peu d'augmentation de débit et de transport dans le tronçon principal. À l'opposé, les crues printanières permettent au tronçon principal de transporter les sédiments laissés par les tributaires lors des événements orageux. Finalement, la variabilité dans les événements météorologiques et hydrologiques va également expliquer la variabilité temporelle du transfert de sédiments. Plus un événement est de forte magnitude (temps de récurrence élevé) plus des blocages risquent d'être franchis (ex : rupture de barrage de castor), ce qui permet la remobilisation de sédiments stockés dans le bassin et l'augmentation de la zone contributrice de sédiments de celui-ci (Fryirs, 2013).

2.5 Relation entre le transport de sédiments en suspension et le débit

La forme de la relation entre le débit instantané et la concentration de sédiments est un portrait des principaux processus d'érosion et de transport s'opérant en amont d'un point d'échantillonnage. Elle est perçue comme étant le point de départ pour isoler et interpréter les principaux mécanismes contrôlant la réponse sédimentaire du bassin (Walling et Webb, 1982). Elle est plus souvent présentée comme une fonction de puissance (équation 4) (Walling, 1974 ; Asselman, 2000).

$$CSS = a \cdot Q^b \quad (4)$$

où *CSS* est la concentration de sédiments, *Q* est le débit instantané et *a* et *b* sont des coefficients de régression. Cette relation est toutefois très variable d'un environnement à l'autre. Les valeurs des coefficients *a* et *b* n'ont pas de signification physique bien que plusieurs auteurs leur en assignent (Asselman, 2000). Par exemple, le coefficient *a* est perçu comme un indicateur de la sévérité de l'érosion. Des valeurs

fortes pour le coefficient a surviennent dans des tronçons où les matériaux sont facilement érodables et transportables (Morgan, 1995 *dans* Asselman, 2000). Le coefficient b pour ça part, représenterait l'érosivité de l'écoulement. Des valeurs élevées en b indiqueraient une grande augmentation de la mobilisation et du transport de sédiments avec l'augmentation du débit. Toujours selon Asselman (2000), la valeur de b peut représenter à quel point les nouvelles sources de sédiments sont activées avec l'augmentation du débit.

La relation entre le débit et la concentration de sédiments présente souvent des résidus importants que l'on peut attribuer à la diversité des sources dans un bassin et de la variabilité dans la disponibilité des sédiments fins (Asselman, 2000). Cette variabilité s'exprime à différentes échelles temporelles. À l'échelle de la crue, on reconnaît généralement que cette variabilité cause des relations différentes entre la CSS et le débit pour les composantes de crues et de décrue des hydrogrammes (Walling et Webb, 1982). Lorsque située dans le temps, à l'échelle d'une crue, la relation entre le débit et la concentration de sédiments prend souvent la forme d'une boucle (Walling, 1974 ; Walling et Webb, 1982 ; William 1989), communément appelée boucle d'hystérèse.

2.5.1 La variabilité à l'échelle d'une crue (hystérèse)

De nombreuses études interprètent la provenance des SS et les processus d'érosion dans un bassin versant en fonction de la forme de la boucle d'hystérèse. Williams (1989) a proposé cinq groupes d'hystérèse (figure 2.7). La boucle horaire (figure 2.7b) traduit une situation où la concentration de sédiments atteint son maximum avant le pic de crue. Cela est souvent attribué à la mobilisation des particules déposées dans le chenal en début de crue, suivi d'une diminution de la disponibilité ou tarissement des sédiments disponibles avant qu'une crue n'ait atteint son pic

(Asselman, 1999). Selon Bogen (1980), l'apport associé à la remobilisation des sédiments stockés temporairement sur le lit est présent dans la plupart des rivières. Les sédiments issus de la remobilisation se superposent à la réponse sédimentaire associée aux sources provenant de la surface du bassin pour composer une réponse sédimentaire très complexe que l'on peut seulement saisir par un échantillonnage à haute résolution. La boucle horaire s'explique aussi par un apport de sédiments par ruissellement en provenance d'une source proximale à la station de mesure pendant les précipitations (Klein, 1984 ; Williams, 1989).

Dans la littérature, la boucle antihoraire (figure 2.7c) s'explique par trois situations plus communes. Premièrement, il peut s'agir du résultat de la différence entre la vitesse de déplacement des sédiments versus celle de l'onde de crue. Le pic de crue se propage avec une vitesse supérieure à celle de l'écoulement tandis que les sédiments se déplacent à une vitesse qui se rapproche de cette dernière (Einstein, 1943 *dans* Heidel, 1956). L'échantillonnage à un point précis peut alors montrer un débit qui atteint son pic avant la concentration de sédiments. Deuxièmement, les boucles antihoraires peuvent être causées par des sources de sédiments lointaines qui, en raison des grandes distances à franchir, passent au point d'échantillonnage après le pic de crues (Klein, 1984). Finalement, les boucles antihoraires peuvent être causées par une augmentation de la sensibilité des berges à l'érosion avec la prolongation des événements de tempête, ce qui aura comme effet d'augmenter les apports de sédiments vers la fin d'une crue, donc après que le pic de crue soit passé (Williams, 1989).

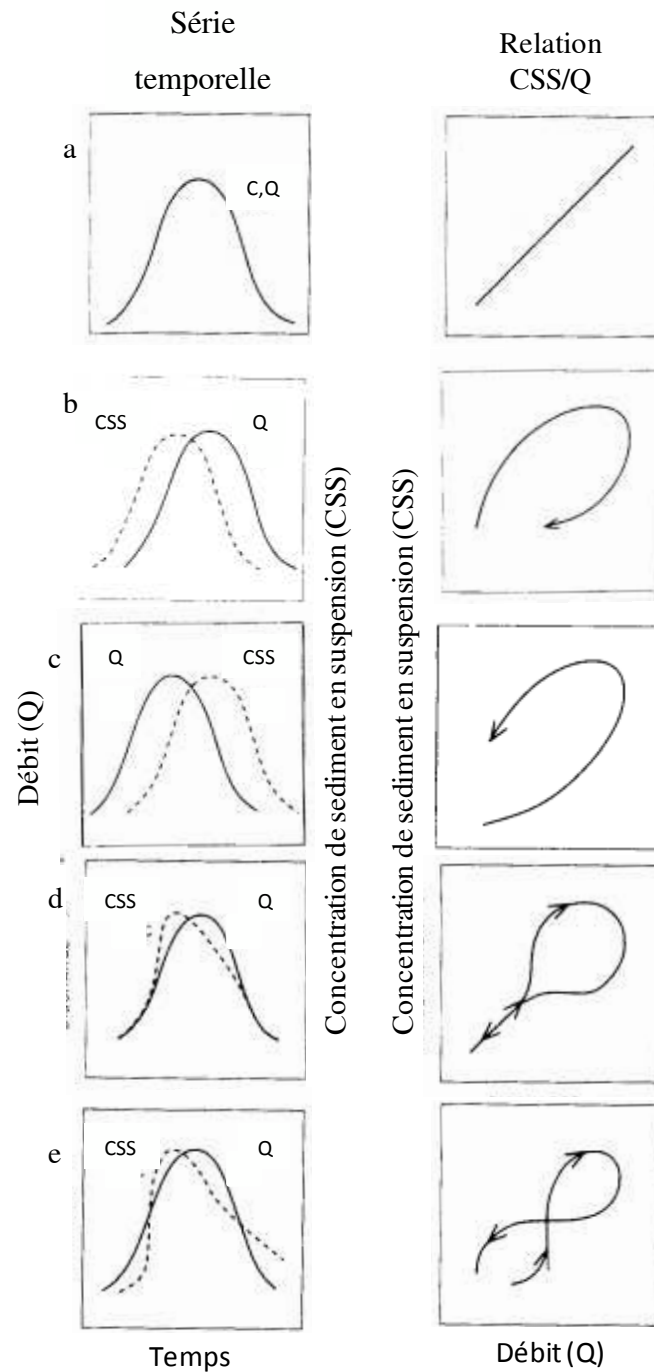


Figure 2.7 : Schématisation des grands types d'hystérèses. a : absence d'hystérèse. b : hystérèse horaire. c : hystérèse antihoraire. d : absence d'hystérèse suivie d'une boucle horaire. e : hystérèse en forme de huit. D'après la figure de Williams (1989).

La figure 2.7-d montre l'absence d'hystérèse en début d'évènement suivi d'une boucle horaire. Il s'agit d'une forme d'hystérèse intermédiaire qui peut s'expliquer par le passage d'un pic de concentration de sédiments produit par une source ponctuelle non adjacente au point d'échantillonnage, mais suffisamment proche pour que les sédiments arrivent avant le passage du pic de crue.

La courbe d'hystérèse en forme de huit (figure 2.7e) est plus courante lors de la débâcle. À l'amorce d'une débâcle, l'augmentation des vitesses sous le couvert de glace peut soulever les sédiments stockés sur le lit et occasionner un pic de sédiments avant le pic de crue (Prowse 1993). La production de sédiments par abrasion glacielle suite à la débâcle est suffisamment importante pour que la CSS diminue moins rapidement que le débit (Arnborg, Walker et Peippo, 1967, *dans* Williams, 1989).

L'absence d'hystérèse (figure 2.7a) se traduit par un apport sédimentaire ininterrompu pendant un cycle de crue ou de décrue (Jansson, 2002 ; Williams, 1989). Dans les bassins versants forestiers naturels, les réponses sédimentaires sont simples et souvent composées d'un seul pic de concentration. En absence de ruissellement de surface, la quasi-totalité des sédiments provient des berges et du lit de la rivière. La relation entre le débit et la concentration de sédiments peut être alors assez forte (Carson, Taylor et Grey, 1973 ; Williams, 1989).

Il doit être souligné que la vitesse de déplacement de l'onde de crue (plus rapide que l'écoulement et le déplacement des sédiments) intervient dans toutes les réponses sédimentaires. L'effet final sur le phénomène d'hystérèse dépend de la position relative du point d'échantillonnage par rapport à source de sédiments comme le montre bien le graphique tiré de Heidel (1956) (figure 2.8).

La figure 2.8 montre que dans le secteur de Manderson (à l'amont du site d'étude), la réponse sédimentaire comporte deux pics. Le premier pic de concentration de

sédiments survient quelques heures avant le pic de crue, tandis que le deuxième pic de concentration de sédiments et le pic de crue surviennent presque simultanément dans la journée du 16 avril. Les réponses sédimentaires et hydrologiques sont suffisamment simultanées malgré les deux pics de concentration pour qu'il y ait absence d'une hystérèse franche. Dans le secteur Kane, 114 km plus loin, le pic de crue devance le pic de sédiments d'environ 12 heures. On remarque également que la réponse sédimentaire a changé de forme. On observe que les deux pics passés au site Manderson sont encore présents. Toutefois, la concentration de sédiments de ces deux pics est plus faible qu'au site précédent (environ de la moitié), ce qui peut être expliqué par des apports d'eau de sources souterraines qui diluent la concentration, en opposition aux eaux de ruissellement qui peuvent être chargées de sédiments.

La diminution de la concentration peut également être expliquée par le dépôt des sédiments plus grossiers. À ce stade, la relation entre le débit et la concentration de sédiments donne une hystérèse antihoraire. Finalement, on remarque deux épaulements sur la réponse sédimentaire, le premier précède les deux pics de concentration et le deuxième, plus important, les procède. Ces deux épaulements sont associés à de nouvelles sources situées en aval du premier site de mesure. Dans le secteur Bighorn, 268 km plus loin, le pic de crue devance le pic de sédiments d'environ deux jours. Depuis le premier site de mesure, le débit a plus que doublé et la concentration maximale a diminué de plus des deux tiers. Du côté de Bighorn, la forme de la réponse sédimentaire ressemble à celle du site Kane, toutefois elle est diffuse et diluée. La majorité de la variation de la concentration de sédiments survient alors qu'il n'y a aucune variation dans le débit. Il y donc absence de relation entre le débit et la concentration de sédiments et donc, absence d'hystérèse. Pris à part, les diagrammes d'hystérèses permettent d'élaborer des hypothèses sur la provenance et les processus qui contribuent à la concentration de SS en amont du point d'échantillonnage, en se basant sur des études antérieures. Néanmoins, l'information sur le transfert de sédiments dans le système fluvial par l'échantillonnage en plusieurs

points permet un portrait plus juste des apports de sédiments en circonscrivant des zones sources.

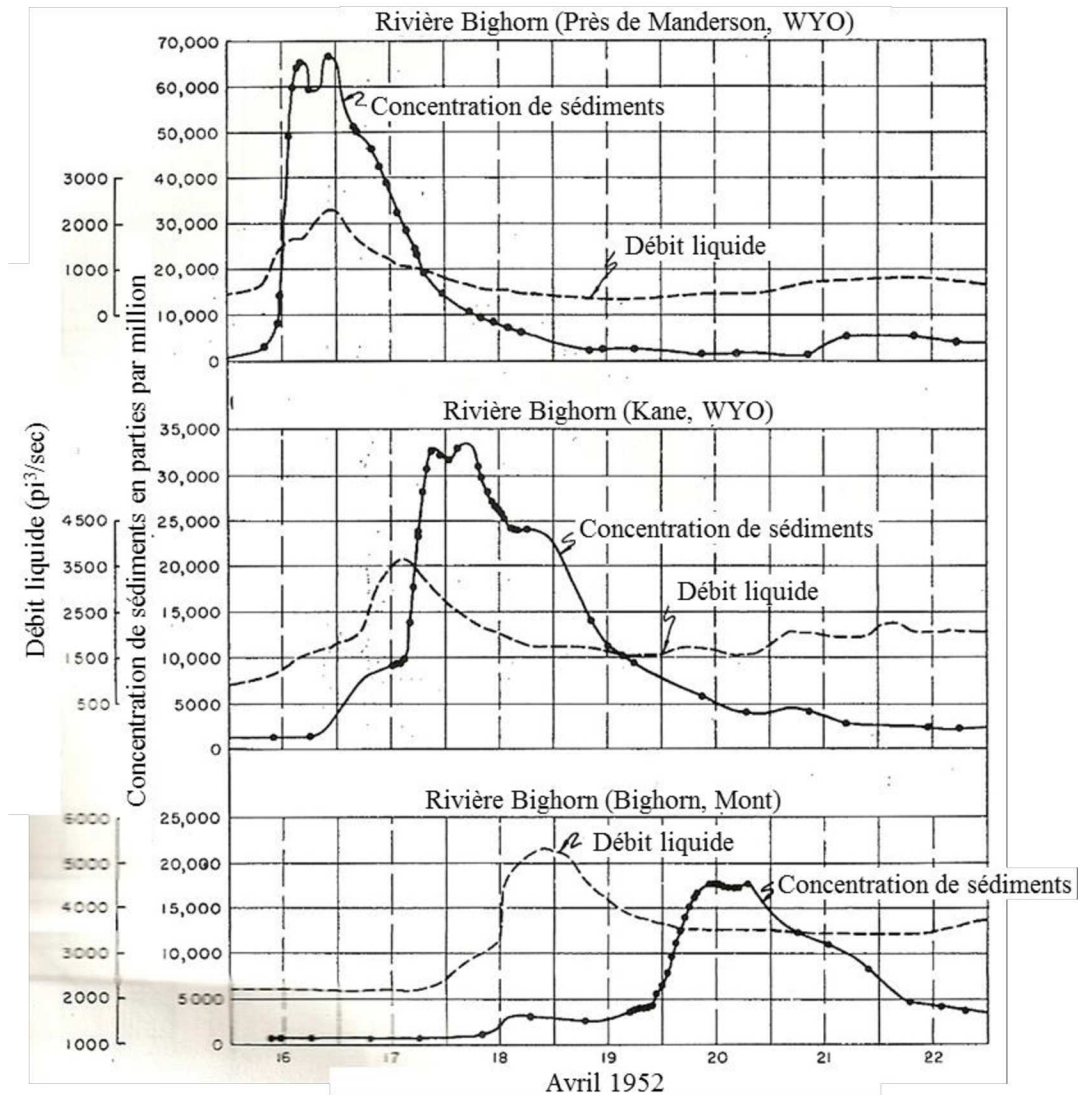


Figure 2.8 : Réponse sédimentaire et hydrologique de la rivière Bighorn. D'après la figure de Heidel (1956).

2.5.2 Variabilité entre différentes crues

Pour une même rivière, la relation entre le débit et la concentration peut varier d'une crue à l'autre en fonction de la disponibilité de sédiments et de la variabilité dans l'activation de différentes sources. Walling et Webb (1982) ont montré que le pic de concentration de sédiments pour une même valeur de débit peut augmenter avec le nombre de jours écoulés depuis la dernière crue (temps de relaxation). Les auteurs interprètent ce phénomène par une augmentation de la disponibilité et la mobilisation de sédiments météorisés à la surface du bassin et déposés sur le lit. Carson, Taylor et Grey (1973) ont conclu d'une façon similaire. Ceux-ci proposent la météorisation des berges comme principal facteur de disponibilité. Le temps de relaxation (*Bank erosion index*) est calculé par le nombre de jours depuis l'atteinte d'une hauteur d'eau équivalente. Il est montré que le temps de relaxation explique en grande partie les résidus dans la relation entre le débit et la concentration de sédiments.

La variabilité spatiale des pluies peut faire en sorte que certaines parties d'un bassin peuvent recevoir des averses tandis que d'autres non. Ceci peut occasionner des réponses sédimentaires spécifiques aux surfaces affectées si elles possèdent des caractéristiques hétérogènes par rapport au reste du bassin (Seeger *et al.*, 2004).

2.5.3 Variabilité saisonnière

La variabilité saisonnière dans la relation entre le débit et la concentration de sédiments s'explique par une modification des processus de météorisation, de mobilisation et de transport de sédiments fins dans les bassins versants. La saisonnalité affecte le régime sédimentaire (Church *et al.*, 1999) en modifiant à la fois les caractéristiques du sol et des précipitations, mais aussi en dictant le déroulement des pratiques agricoles. Par exemple, la partie septentrionale du Québec a un régime de débit pluvionival, contrôlé par les changements saisonniers. En effet, durant

l'hiver, l'eau s'accumule sur le territoire sous forme de neige, ainsi, les rivières sont peu alimentées et les débits et le ruissellement de surface sont généralement très faibles. Au printemps, la fonte des neiges et le retour des précipitations liquides occasionnent la moyenne de débits la plus élevée de toutes les saisons et du ruissellement sur des surfaces pour lesquelles la densité de la couverture végétale est au plus faible. En été, le débit s'atténue graduellement et n'est alimenté que par la pluie et les apports souterrains. La végétation naturelle et cultivée est renouvelée, ce qui augmente l'évapotranspiration ainsi que l'évaporation des gouttelettes interceptées par le feuillage ; ces conditions occasionnent des débits d'étiage. L'automne est marqué par une hausse des débits, quoique de façon moins prononcée qu'au printemps, causée par les précipitations que produisent les dépressions en provenance de l'Atlantique. De plus, la diminution de l'interception des précipitations en raison de la défoliation et de la récolte des végétaux permet à une plus grande quantité d'eau d'être acheminée aux cours d'eau en favorisant le ruissellement de surface.

Plusieurs auteurs soulignent la variabilité saisonnière dans la réponse sédimentaire. Lefrancois *et al.* (2007) ont montré une variabilité saisonnière dans la relation entre le débit et la concentration de sédiments causée par la présence de zones de pâturage en bordure des cours d'eau. Le piétinement des berges du printemps à l'automne favorise le stockage de sédiments dans le chenal. Cela augmente la disponibilité de sédiments mobilisables en début de crue, ce qui explique la prédominance d'hystérèses horaires pour cette période. L'arrêt du pâturage explique une diminution progressive de la disponibilité de sédiments et la prédominance de l'absence d'hystérèse l'hiver. Asselman (1999) a montré que la pente de la relation entre le débit et la concentration de sédiments est toujours plus forte pour la première crue de l'année hydrologique et qu'elle diminue généralement à mesure que l'année avance. Ceci est expliqué par le fait que les sédiments s'accumulent pendant les saisons plus sèches tandis que les débits sont plus faibles et sont rapidement mobilisés dès les

premières crues. Becht (1989) rapporte que les apports de sédiments fins au chenal pendant la période hivernale se limitent aux parois de vallées meubles exposées au sud. L'exposition au soleil génère des cycles de gel-dégel et du ruissellement dans des ravins alimentés par l'eau de fonte. Finalement, Duijsings (1986) souligne que dans le bassin versant de la rivière Schrondeweilerbaach au Luxembourg, les concentrations de SS sont plus élevées en été (mai à octobre) grâce au ruissellement encouru par des orages convectifs.

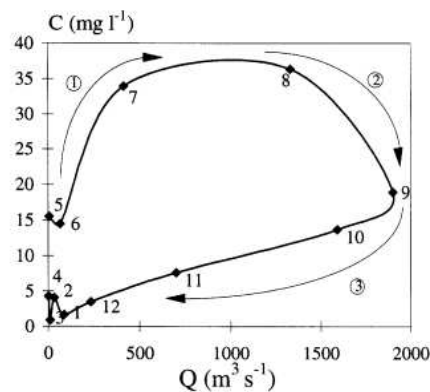


Figure 2.9 : Variabilité saisonnière de la relation entre le débit et l'apport de sédiments des régions tropicales. Tirée de Picouet, Hingray et Olivry (2001).

La figure 2.9, tirée de Picouet, Hingray et Olivry (2001) montre la variabilité saisonnière typique de la relation entre le débit moyen d'un événement de crue et la concentration de sédiments en suspension des régions tropicales. Au début de la saison des pluies, les concentrations augmentent grâce aux apports du ruissellement de surface, de la remobilisation des sédiments dans le chenal et de l'érosion des berges. Le débit continue d'augmenter, mais la disponibilité de sédiments apportés par le ruissellement est diminuée par la croissance de la végétation tandis que les sédiments issus de la remobilisation sont évacués. Finalement, une dilution des concentrations de sédiments est observée grâce à l'augmentation des apports en eau souterraine.

2.6 Mieux comprendre la complexité des réponses sédimentaires

La section 2.5, en plus de décrire la relation entre le débit et la concentration de sédiments, souligne la complexité de la réponse sédimentaire en suspension. Dans le texte qui suit, deux approches qui permettent de mieux saisir cette complexité sont présentées, soit l'empreinte digitale (*fingerprinting*) et l'échantillonnage dense et fréquent.

2.6.1 La technique du *fingerprinting*

La technique du *fingerprinting* est basée sur deux principes de base. Premièrement, les sources potentielles de sédiments à l'intérieur d'un bassin versant peuvent être distinguées par leurs propriétés physiques, géochimiques et biogéniques. Deuxièmement, la comparaison des propriétés des SS et des matériaux du bassin permettent de déterminer l'apport relatif des différentes sources, matières provenant de différents types d'utilisation des terres et des berges (Collins et Walling, 2002). Cette technique est surtout applicable aux petits bassins versants. Quoique présent dans les petits bassins, les grands bassins offrent plus de possibilités de stockage et de remobilisation des sédiments, ce qui peut occasionner des erreurs d'estimation en ce qui concerne l'apport des sources les plus éloignées du point d'échantillonnage.

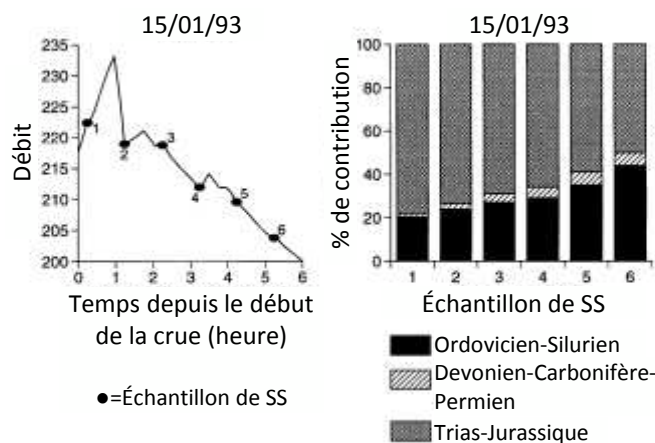


Figure 2.10 : Variabilité intra-événement des apports relatifs de sédiments provenant de trois groupes géologiques. D'après la figure de Collins, Walling et Leeks (1998).

Le diagramme à barre de la figure 2.10 prise de Collins, Walling et Leeks (1998) montre la proportion de sédiments issue de trois groupes géologiques à l'intérieur d'un bassin versant, et ce, à six moments pendant une crue. Les auteurs mentionnent qu'à l'intérieur d'un événement de précipitations, les sédiments provenant de la section centrale et ouest du bassin du groupe Ordovician-Silurian arrivent trop rapidement (moins de 6 h) par rapport à la vitesse de l'écoulement, qui selon l'évaluation des auteurs, devrait arriver après 1,5 à 2 jours suivants les précipitations. Cela prouve que les sédiments en question furent déposés dans le système fluvial lors d'un événement précédent et remobilisé lors de l'événement cité. Ce dernier exemple montre que le *fingerprinting* est un outil puissant pour identifier la provenance des sédiments et qu'une bonne connaissance des processus de transfert de sédiments dans un système fluvial permet de limiter les erreurs liées au stockage et la remobilisation des sédiments. L'usage unique d'analyses de sédigramme ou de diagrammes d'hystérèse pour identifier les sources de sédiments ne permet pas d'arriver à ce genre de précision, car les différentes composantes de la réponse sédimentaire se chevauchent et s'additionnent sous une même courbe, au même titre que les différentes composantes d'apports d'eau d'un hydrogramme de crue. Toutefois, la

nature ponctuelle de certaines sources de sédiments les rend identifiables avec un échantillonnage bien distribué dans l'espace et dans le temps.

2.6.2 Échantillonnage dense et fréquent

Orwin et Smart (2004) ont opté pour une grande densité spatiale d'échantillonnage et une forte fréquence des prises de mesure lors d'une étude sur le transfert de sédiments à l'intérieur d'un chenal proglaciaire. Les auteurs ont installé neuf stations qui mesuraient la turbidité et le débit de l'écoulement en continu pendant toute une saison d'ablation de glacier. Il en ressort que le bilan sédimentaire mesuré à l'exutoire d'un bassin englacé n'est pas représentatif du bilan d'ablation du glacier comme tel, mais plutôt le résultat d'une interaction complexe entre les conditions météorologiques du glacier, les conditions d'écoulement et les caractéristiques des bassins versants et des chenaux proglaciaires. Les multiples stations montrent que le transfert de sédiments à l'intérieur des chenaux proglaciaires est particulièrement variable dans le temps et dans l'espace. Ces chenaux peuvent agir comme sources de sédiments pendant les débits importants, mais peuvent également emmagasiner des sédiments lors des débits plus faibles. Pour finir, Orwin et Smart (2004) mentionnent que, plus on s'éloigne du glacier, plus le phénomène de transfert est important dans les chenaux proglaciaires et plus la probabilité que les sédiments datant des événements glaciaires précédents s'ajoutent aux sources actuelles de SS est grande. Un échantillonnage à haute résolution spatiale et temporelle permet de mieux comprendre le phénomène de transfert de sédiments et d'identifier les facteurs responsables des apports sédimentaires, de leur dépôt et de leurs éventuelles remobilisations.

CHAPITE III

MÉTHODOLOGIE

3.1 Approche scientifique

La figure 3.1 schématise les deux approches utilisées pour atteindre les objectifs de ce projet de recherche. Il s'agit du relevé événementiel et du suivi en continu. Le relevé événementiel contribue principalement à l'atteinte de l'objectif 1 (identification des principales sources ponctuelles de SS). Pour se faire, deux sous objectifs ont été poursuivis soit A : la caractérisation fluviale du tronçon principal et B : le suivi du transfert de sédiments pour un événement de crue. Le suivi du transfert de SS a été complété par l'échantillonnage de la réponse sédimentaire en cinq points le long du tronçon principal pour un événement. Par la suite, la vitesse de déplacement des nuages de sédiments a permis de circonscrire une zone source. Cette analyse est appuyée par une caractérisation fluviale du tronçon principal (sous-objectif A) qui a permis de préalablement identifier et cartographier des sources potentielles.

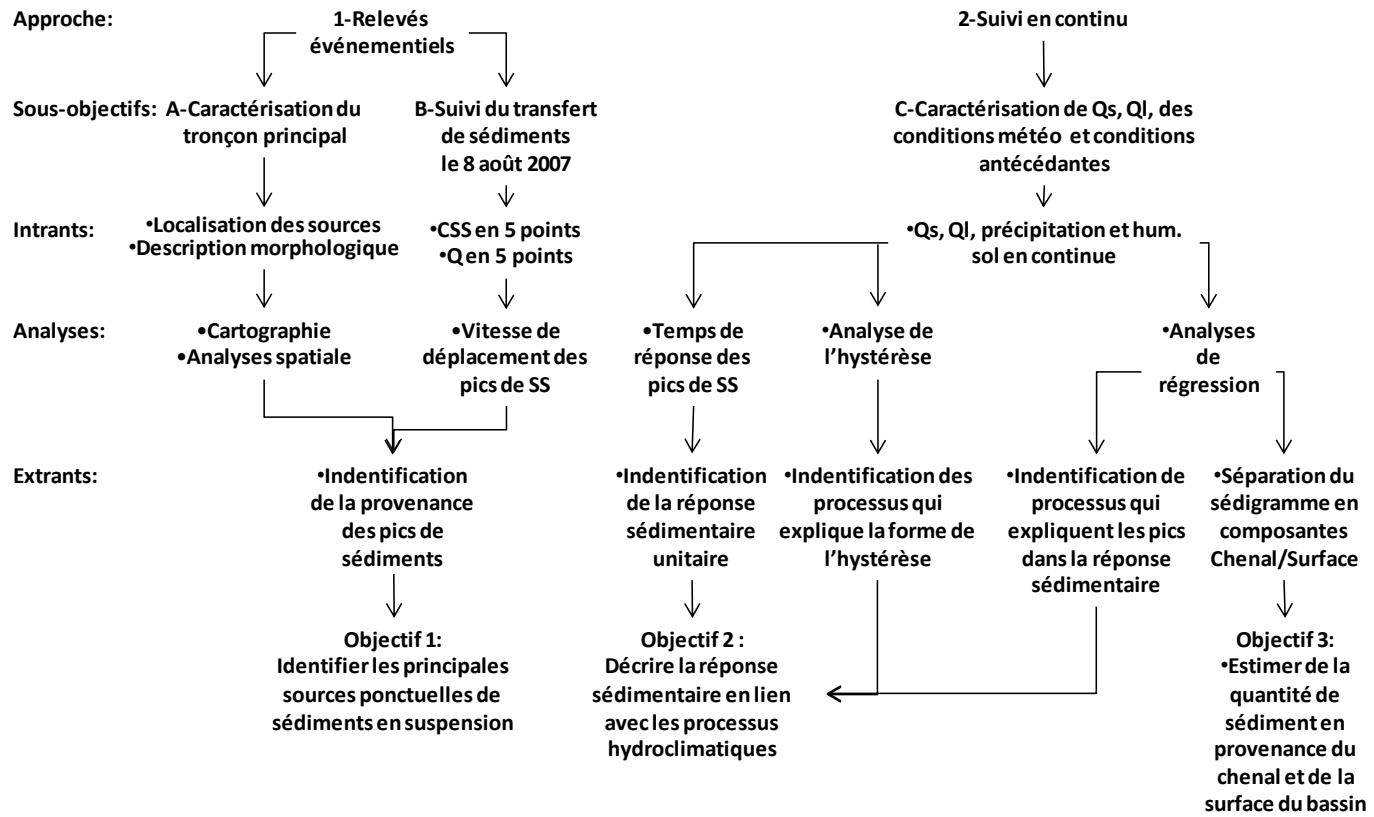
Le suivi en continu de la réponse sédimentaire et des variables hydroclimatiques est utilisé pour répondre au sous-objectif C, soit la caractérisation du débit solide en suspension, du débit liquide, des conditions météorologiques et des conditions antécédentes dans le bassin versant.

Premièrement, des analyses de régression à partir des variables hydroclimatiques permettent d'identifier des processus qui expliquent l'intensité des pics de CSS. Deuxièmement, l'analyse du temps de réponse des pics de CSS permet d'identifier une forme de réponse sédimentaire unitaire. Troisièmement, une analyse fait le lien entre la réponse hydrologique et les formes d'hystérèses dans la relation fonctionnelle entre le débit et la CSS. Ensemble, ces trois analyses, appuyer des observations décrites pour l'objectif 1 répondent, à l'objectif 2 soit, de décrire la réponse sédimentaire en lien avec les variables hydroclimatique. Une deuxième série d'analyse de régression fonctionnelle cette fois-ci entre le débit et la CSS pendant la composante de décrue de l'hydrogramme vise la séparation du sédiagramme en deux composantes (chenal et surface). Les valeurs différenciées sont alors utilisées pour estimer l'apport de SS en provenance du chenal versus la surface du bassin.

3.2 Site d'étude

La rivière du Bois-Brûlé est un tributaire de la rivière Rimouski située dans le Bas-Saint-Laurent, au Québec (figure 3.2). Les coordonnées géographiques de son exutoire sont 68° 32' Ouest et 48° 21' Nord. La superficie du bassin versant est de 59 km². L'élévation dans le bassin passe de 40 m à son embouchure à 380 m sur les sommets de l'escarpement de la faille Neigette. L'utilisation du territoire est principalement agroforestière. La forêt domine et couvre une superficie de 63 % du bassin, tandis que l'agriculture compte pour 27 % de la surface. Finalement, les zones urbanisées et de villégiatures se partagent 10 % de la surface du bassin (figure 3.3). La rivière peut être divisée en trois unités morphologiques distinctes de l'amont vers l'aval : le tronçon forestier, le tronçon agricole et le tronçon encaissé (figure 3.4). Le tronçon forestier coule sur une barre appalachienne sur environ 9 km dans des dépôts d'altération.

Figure 3.1 : Schéma conceptuel de l'approche scientifique.



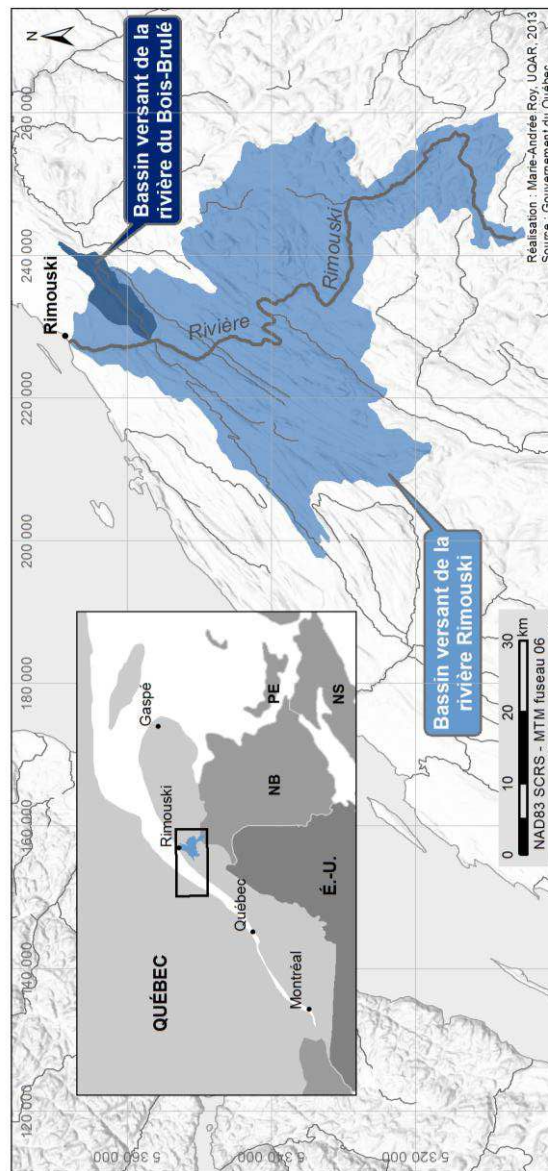


Figure 3.2 : Localisation du bassin versant de la rivière du Bois-Brûlé

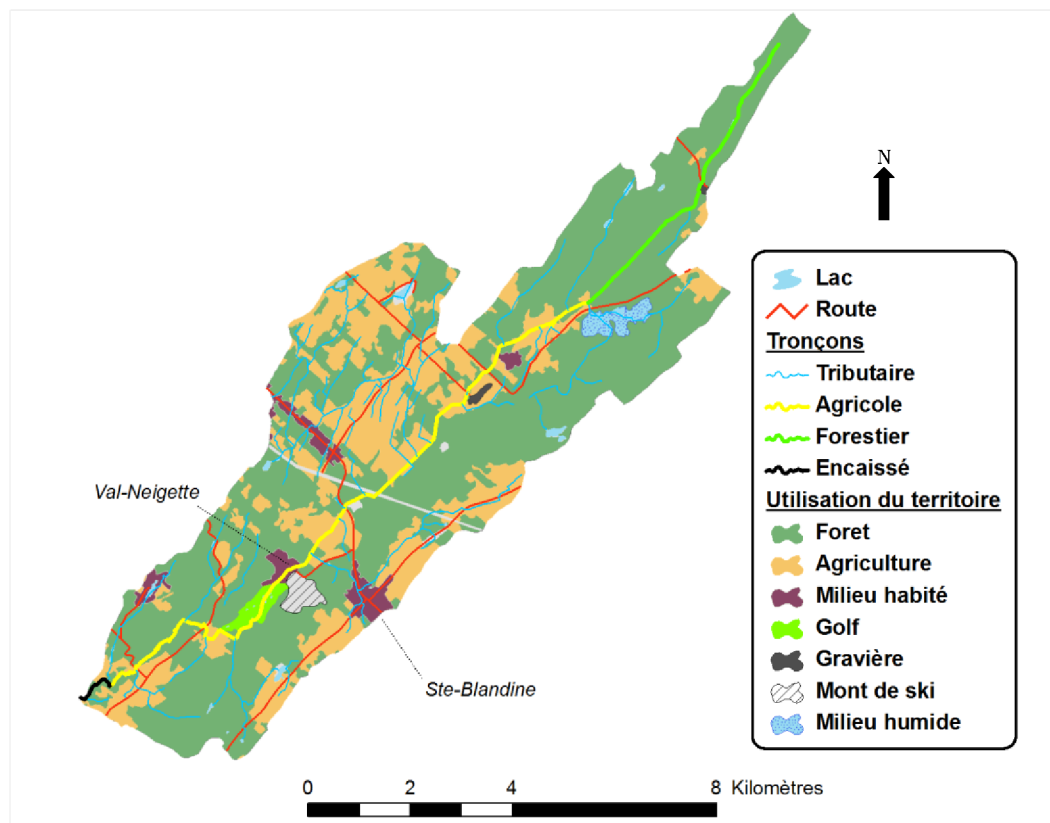


Figure 3.3 : Utilisation du territoire du bassin versant de la rivière du Bois-Brûlé

La vallée est étroite et la plaine et les milieux humides sont nombreux (figure 3.3). La pente de la rivière se situe entre 1 et 5 % et son tracé est linéaire avec des successions de seuils et de mouilles relativement bien développées. La rivière gagne alors le tronçon agricole qui est bordé au sud par l'escarpement de la ligne de faille de Neigette ; la vallée et la plaine s'y élargissent (figure 3.4). Le tronçon agricole s'étend sur environ 11 km. Le fond de la vallée fut submergé par la mer de Goldwaith vers 13 400 à 13 500 ans BP (Hétu, 1998). Les berges sont ainsi généralement composées de sable fin, de silt et d'argile, et la pente de rivière est très faible (<1 %). Le tracé linéaire de la rivière présente quelques méandres peu développés. La faible sinuosité fait suite à la linéarisation de certains tronçons au début des années 1980 pour favoriser le drainage des terres agricoles. On trouve aujourd'hui des mouilles et des

seuils assez profonds, un lit étroit ainsi que des reprises de méandres qui créent des zones d'érosion sur les berges concaves. C'est dans cette section que l'utilisation du territoire est la plus diversifiée. L'agriculture domine (principalement des cultures fourragères) et on y extrait également du gravier d'origine fluvioglacière à proximité du tronçon principal. La rivière s'écoule dans deux quartiers périphériques de la ville de Rimouski, soit Sainte-Blandine, principalement agricole, et Val-Neigette, ce dernier étant un centre de villégiature où y sont exploités un centre de ski et un terrain de golf (figure 3.3).

Le tronçon encaissé s'étend sur le dernier kilomètre avant l'embouchure. Il est caractérisé par des versants rocheux abrupts en lien direct avec le cours d'eau et donc, une absence de plaine alluviale (figure 3.4). La pente du cours d'eau est très forte et se situe entre 1 et plus de 10 %. Cette section présente des successions de marches et de cuvettes ainsi qu'une chute d'environ cinq mètres.

Selon la classification climatique du Québec réalisée au ministère de l'Environnement, le bassin versant à l'étude se trouve dans la zone 15 (équivalent à la zone 12 de Litynski (1988), c'est-à-dire subpolaire/subhumide (Gérardin et McKenney, 2001). La température moyenne annuelle de cette zone se situe entre -0,4 °C et 3,7 °C (Gérardin et McKenney, 2001). La station météo d'environnement Canada la plus proche du bassin de la rivière du Bois-Brûlé (10 km) est la station 7056480 de Rimouski. Les données climatiques de 1971 à 2001 de cette station sont utilisées ici pour décrire les régimes annuels de températures (figure 3.5) et de précipitations (figure 3.6). Cette station côtière subit sans doute les effets tempérants associés à la proximité de l'estuaire du Saint-Laurent. Néanmoins, les données climatiques sont présentées à titre indicatif. La moyenne mensuelle de température est positive du mois d'avril au mois d'octobre et négative de novembre à février (figure 3.5). Le mois le plus chaud est juillet avec une moyenne de 18,2 °C tandis que janvier est le mois le plus froid avec une moyenne de -11 °C (figure 3.5).

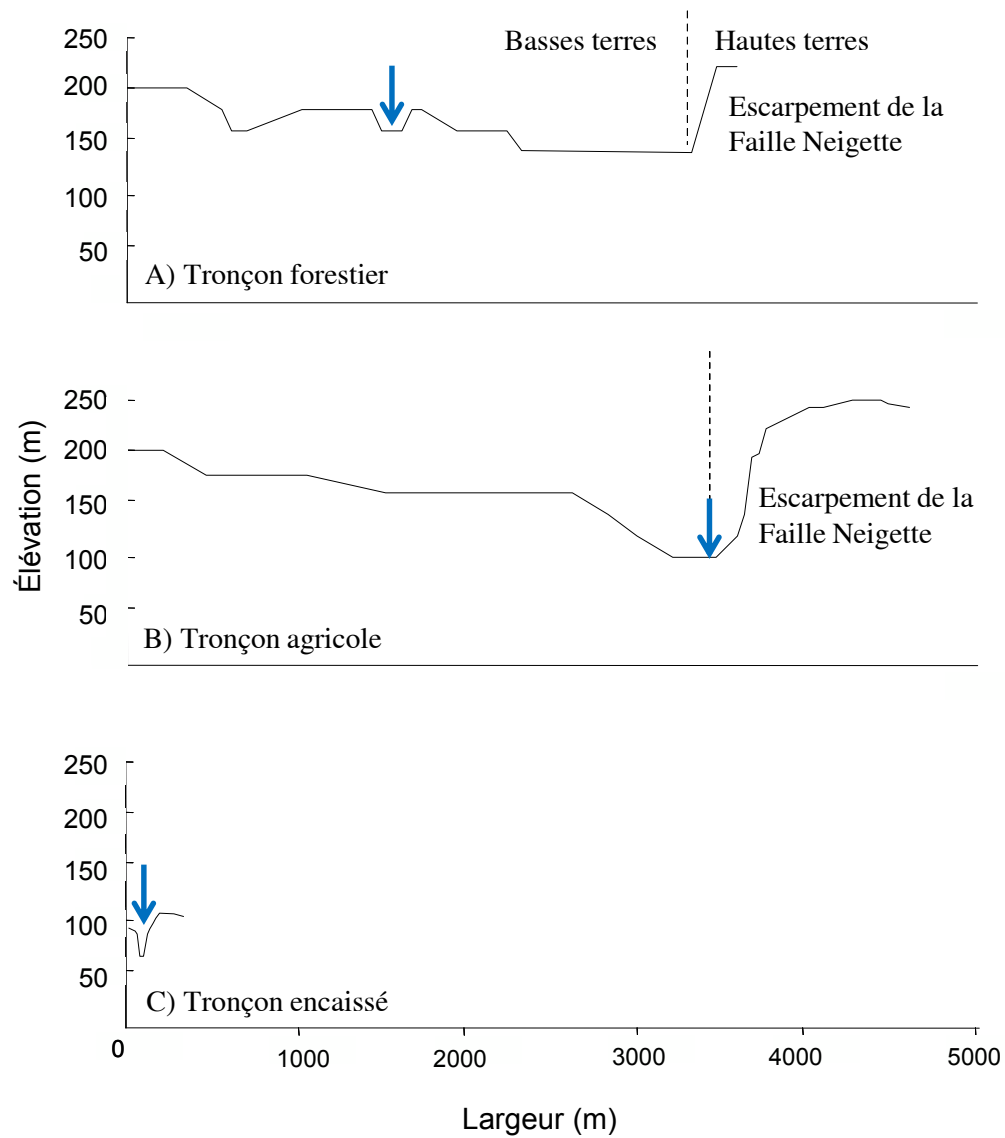


Figure 3.4 : Profils tranverseaux de la vallée de la rivière du Bois-Brûlé. Position du chenal (↓).

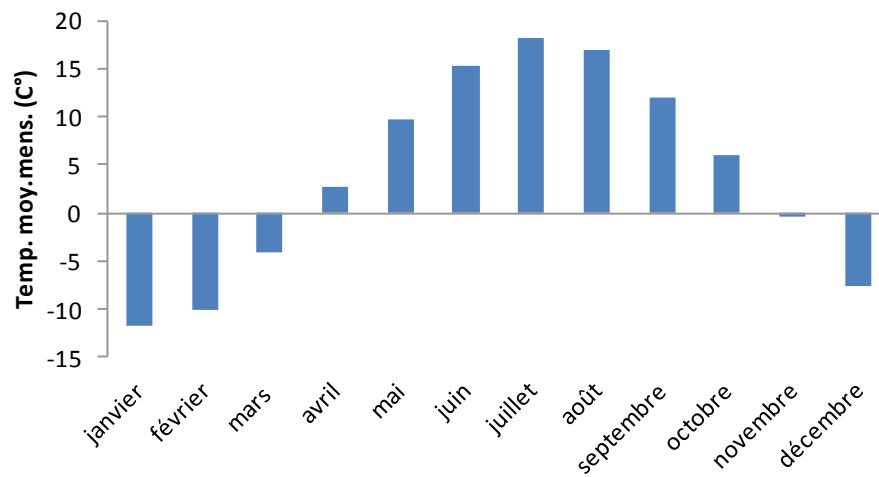


Figure 3.5 : Régime annuel de températures 1971-2000. Station 7056480, Rimouski (48° 27' N - 68° 31' O). Source des données : site internet d'Environnement Canada (2013a).

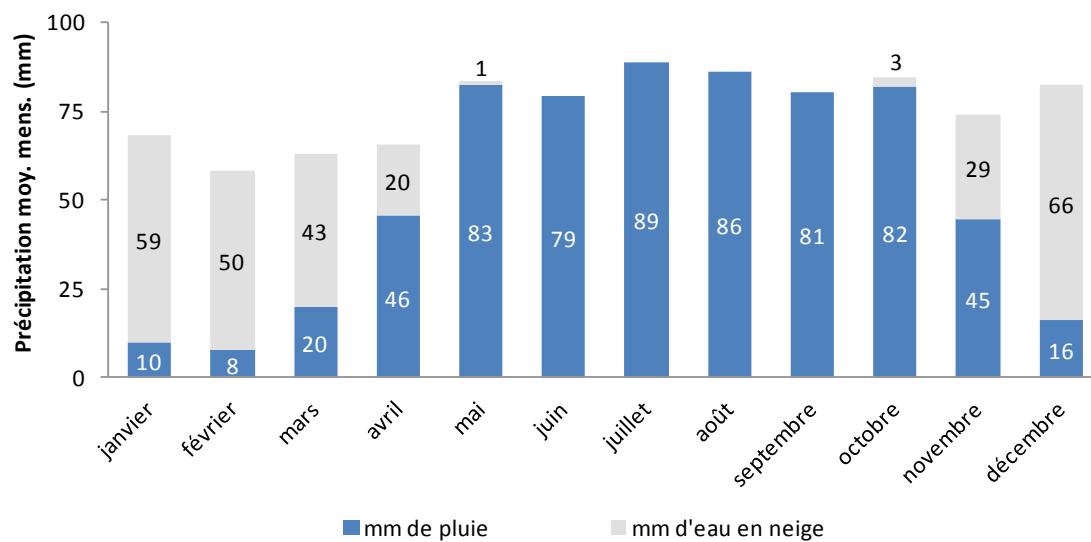


Figure 3.6 : Régime annuel de précipitations 1971-2000. Station 7056480, Rimouski (48° 27' N - 68° 31' O). Source des données : site internet d'Environnement Canada (2013b).

Les mois pendant lesquels surviennent le plus de cycles de gel\dégel au niveau de la température de l'air sont les mois d'avril et de novembre avec respectivement 27,7 et 20,0 jours où la température maximale est plus élevée que 0 °C et respectivement 21,1 et 23,7 jours où la température minimale est inférieure ou égale à 0 °C.

Sous l'influence à la fois de la circulation des masses d'air humide et du relief appalachien, les précipitations totales annuelles sont très variables sur le territoire du Bas-Saint-Laurent et se situent entre 861 mm et 1303 mm pour la zone 15 (Gérardin et McKenney, 2001). À la station 7056480 de Rimouski, la moyenne annuelle de précipitation est de 916 mm, dont 645 mm sous forme liquide. Les précipitations estivales sont marquées par des orages convectifs de courte durée, mais de forte intensité. L'automne, les précipitations sont surtout associées aux systèmes dépressionnaires dus au passage de fronts froids. Les averses sont alors d'intensité variable et peuvent durer plusieurs jours par intermittence. Malgré cela, la moyenne mensuelle de précipitations est assez uniforme de mai à octobre (figure 3.6).

La figure 3.7 présente les courbes IDF (intensité, durée, fréquence) de la station météorologique 7056480 de Rimouski produites avec 25 ans de données (1964 à 1999). La distribution de Gumbel a été utilisée pour modéliser la distribution des récurrences d'intensité de précipitations. Les courbes IDF de la station de Rimouski suivent le constat général du comportement des précipitations, c'est-à-dire qu'en moyenne, les événements courts et intenses sont plus fréquents que les événements longs et intenses. Par exemple, à la station météo de Rimouski, une précipitation d'une intensité 10 mm/h qui dure 2 heures, a une période de retour d'environ 2 ans tandis qu'une précipitation de la même intensité qui dure 6 heures a une période de retour de 50 ans (figure 3.7).

Short Duration Rainfall Intensity–Duration–Frequency Data
Données sur l'intensité, la durée et la fréquence des chutes de pluie de courte durée

2012/02/09

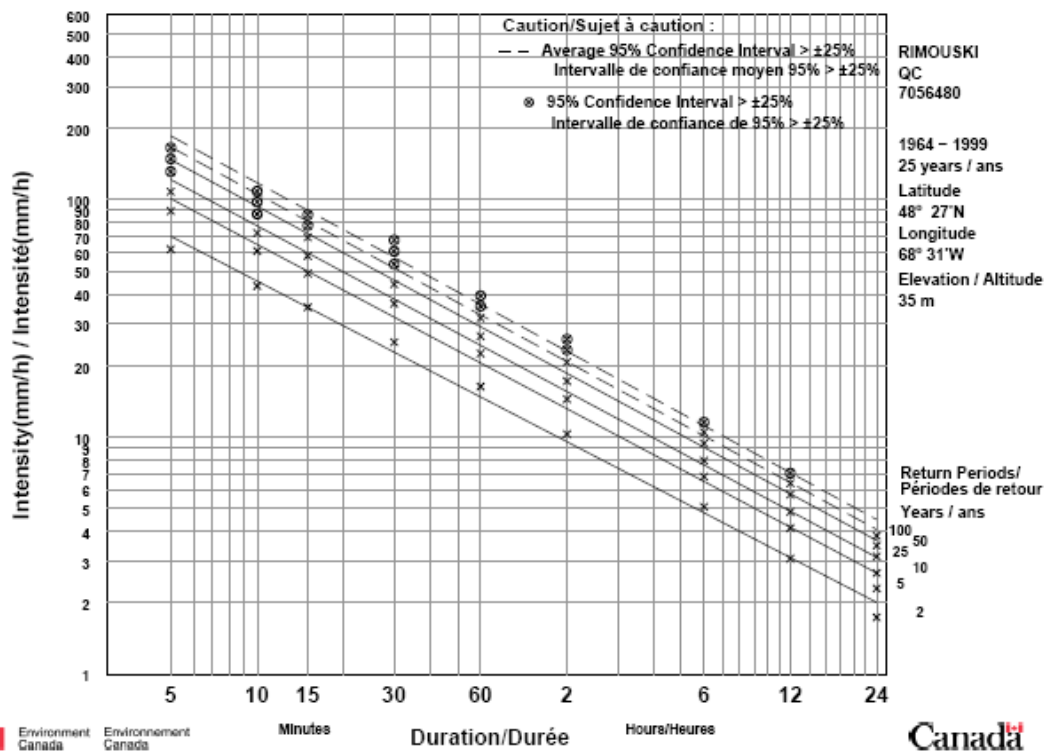


Figure 3.7 : Courbes d'intensité, de durée et de fréquence des précipitations (IDF). Station 7056480, Rimouski. Source des données : Environnement Canada (2013a).

3.3 Stratégie d'échantillonnage

Tel que décrit avec détails dans la section 3.1, la stratégie d'échantillonnage se divise en deux types de mesures, soit les mesures de concentration de sédiments en cinq points lors d'un événement de crue (événementiel) et les mesures environnementales en continu tout au long de la période d'échantillonnage.

3.3.1 Mesures événementielles

Un suivi du transfert de sédiments fut complété lors des précipitations du 8 août 2007. La concentration de SS a été mesurée à quatre endroits le long du tronçon principal en plus des mesures du turbidimètre (figure 3.8). Les échantillons d'eau furent récoltés sous quatre ponts, à l'aide de l'échantillonneur à intégration verticale US DH-48 (figure 3.9). Chaque site a été visité à la plus grande fréquence possible, c'est-à-dire en moyenne aux 60 minutes, pour une durée de 21 heures consécutives, pour un total de 84 échantillons d'eau (sans réplicat).

Le résultat de cette campagne de terrain est la production de quatre sédigrammes qui s'ajoutent à celui issu du turbidimètre situé près de l'embouchure (voir section 3.4.).

Au total, cinq sédigrammes permettent d'analyser le transfert de sédiments dans le chenal principal. Le choix des sites a été fait au jugé et constitue un compromis entre la disponibilité des ressources humaines, l'accessibilité du site, mais surtout, une bonne représentativité de la variabilité longitudinale des composantes sédimentologique.

3.3.2 Mesures environnementales en continu

Les mesures sédimentologiques, hydrologiques et météorologiques ont été enregistrées en simultanée toutes les quinze minutes. La période d'échantillonnage s'est déroulé du 24 mai et le 8 novembre 2007. Les résultats de cet échantillonnage sont des séries temporelles permettant d'analyser les liens entre la réponse sédimentaire et les variables hydroclimatiques.

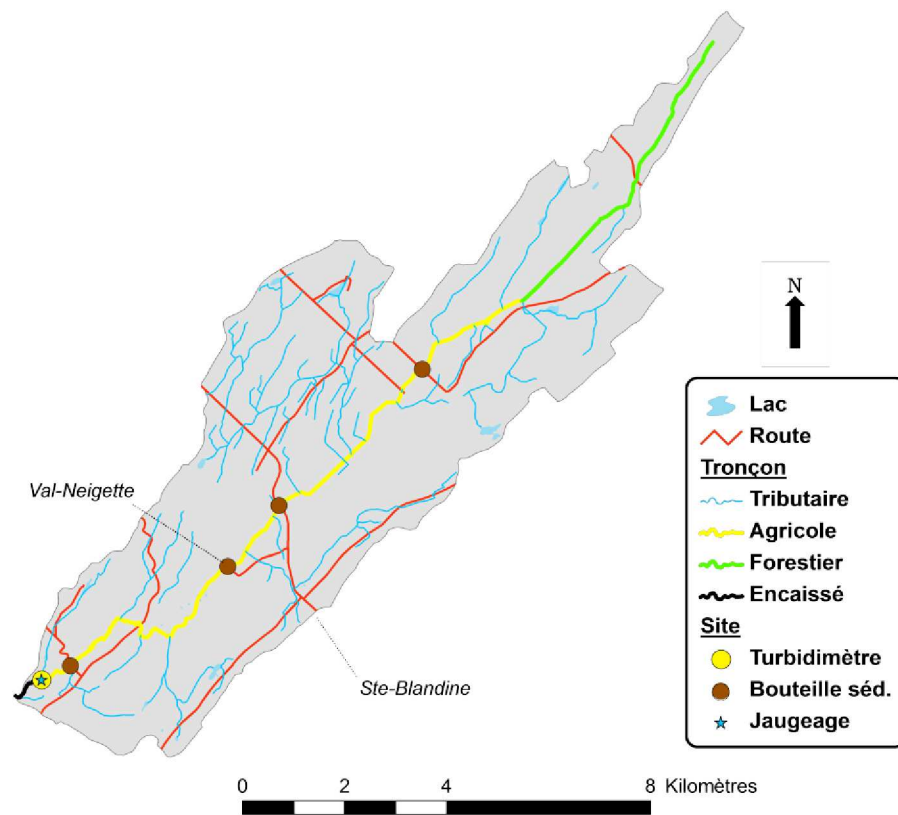


Figure 3.8 : Positionnement des sites d'échantillonnages.



Figure 3.9 : Échantillonnage avec intégration verticale à l'aide du US DH-48.

3.4 Mesures sur le terrain

Cette section décrit l'ensemble des démarches entreprises sur le terrain pour récolter les données sédimentaires, hydroclimatiques et hydrologique. D'abord, une explication de la démarche de caractérisation fluviale est également présentée.

3.4.1 Caractérisation fluviale

Une caractérisation fluviale, par tronçon de 200 mètres, fut complétée sur le tronçon principal de la rivière du Bois-Brûlé (18km/21km). Trois kilomètres de tronçon principal à la tête du bassin ne sont pas caractérisés. Leur exclusion est justifiée par la présence d'un couvert forestier très dense qui limite l'apport de sédiments et d'un lit de rivière mal développé qui limite le transport de sédiments. Une attention particulière était donnée à l'identification de la connectivité des sources avec le chenal. La connectivité s'exprime par un contact direct ou par la présence de chenaux, de ravinement ou de ruissellement entre une source potentielle et le cours d'eau. Des confirmations visuelles lors des précipitations ont aussi permis de déterminer la connectivité et d'identifier certaines sources. La granulométrie du lit et des berges ainsi que les signes d'érosion furent répertoriés et localisés. Les caractéristiques morphologiques des tronçons d'eau furent également répertoriées afin de pouvoir interpréter le transport de sédiments dans le chenal. Il s'agit ici de la pente (%), la largeur (m), la profondeur du cours d'eau (m), la présence et la taille de réservoir et de lacs, la présence et l'abondance relative de végétation et de débris ligneux. La largeur (m) et la composition des bandes riveraines ont également été répertoriées. Les données de caractérisation sont cartographiées avec le logiciel ArcMap 9.3 et intégrées dans un système d'information géographique.

3.4.2 Concentration de sédiments en suspension

Deux méthodes d'échantillonnage de sédiments ont été utilisées soit, la récolte de bouteilles d'eau de rivière et la mesure de rétrodiffusion à l'aide d'un turbidimètre. Les échantillons d'eau ont été récoltés avec un échantillonneur US DH-48 avec la méthode d'intégration verticale (Horowitz *et al.*, 1990) (figure 3.9). Il s'agit d'une bouteille spécialement conçue pour récolter des échantillons statistiquement représentatifs dans un écoulement de rivière selon la technique de l'intégration verticale (Horowitz *et al.*, 1990). L'intégration verticale consiste à récolter l'échantillon le long d'un profil vertical. La bouteille est alors manuellement déplacée, à vitesse constante, de la surface de l'eau jusqu'au-dessus du lit et remontée à la surface de l'eau. Cette approche permet d'intégrer l'habituelle augmentation de la concentration de sédiments proche du lit associée aux plus grosses particules qui se déplacent en saltation (Edwards et Glysson, 1988). La concentration de sédiments des échantillons a été mesurée en laboratoire (voir section 3.5).

La concentration des SS a aussi été mesurée de façon indirecte à l'aide d'un turbidimètre de type OBS-3 et de marque Sontek YSI, installé à environ 1 km de l'embouchure de la rivière du Bois-Brûlé. Cet appareil émet une pulsation électromagnétique dans le spectre du proche infrarouge (PIR). Les capteurs mesurent par la suite la rétrodiffusion sur les particules dans l'eau (Downing & Associates Instrument Company, 1991). La quantité de lumière rétrodiffusée dépend principalement de l'aire totale des particules illuminée et de l'indice de réflexion des particules.

Toutefois, plusieurs variables autres que la concentration de sédiments peuvent influencer la valeur de rétrodiffusion. Downing (2006) présente les principales caractéristiques physiques des sédiments ayant un effet sur la mesure de rétrodiffusion. En ordre décroissant d'importance, il s'agit de : la concentration de

sédiments ; leur taille ; leur forme et leurs propriétés optiques dans le PIR. Après la concentration, la taille des sédiments est donc la caractéristique qui influence le plus la rétrodiffusion. La réflexivité d'une particule dépend de sa surface volumique (Gilvear et Petts, 1985), c'est-à-dire qu'une même concentration de particules grossières occasionnera une mesure de turbidité inférieure que des particules plus fines (Downing, 2006). Pour les angles de rétrodiffusion dans lequel opère le OBS-3 (140° à 160°), des particules en forme de plaquettes vont rétrodiffuser huit fois plus de lumière que des sédiments sphériques. La réflectance du PIR est influencée par l'albédo des particules et non leur couleur, la rétrodiffusion étant plus importante pour des particules blanches (Downing, 2006).

La variation des propriétés absorbantes et réflexives des particules pendant et entre les épisodes de précipitations déterminera le niveau de corrélation entre la turbidité et la concentration de SS (Gippel, 1989). Malgré cela, l'étalonnage de la valeur de rétrodiffusion avec la concentration de sédiments issue des échantillons de SS au site d'étude est satisfaisante dans la plupart des cas (Gippel, 1995 ; Lewis, 1996).

Les lectures de rétrodiffusion ont été étalonnées avec des données de concentrations mesurées à l'aide d'échantillons d'eau. Ceux-ci ont été récoltés à moins d'un mètre du turbidimètre, en simultané avec la pulsation, à l'aide de l'échantillonneur à intégration verticale US DH-48. Cet échantillonnage a été réalisé à un intervalle régulier (4 à 7 jours) lors de conditions sèches. Lors des précipitations, la prise d'échantillons a été accomplie à un intervalle plus court afin d'avoir des mesures qui représentent la plus grande variabilité de conditions hydrologiques et de turbidité (Lewis, 1996). De plus, pour s'assurer d'une bonne qualité de lecture, la lentille du capteur optique du turbidimètre a été nettoyée le plus souvent possible (2 à 7 jours). Ce nettoyage permet de limiter l'influence des dépôts et de biofilms sur la lecture du capteur qui peuvent introduire un biais important dans les valeurs de rétrodiffusion. La figure 3.10 montre des exemples de contamination des données tirés de Downing

(2006). La figure 3.10a montre une grande variabilité et une augmentation dans les valeurs de concentration de sédiments suite à la croissance du biofilm entre l'heure 3900 et 4500. La figure 3.10b montre trois augmentations progressives de la valeur de rétrodiffusion causé par la croissance de biofilm et deux diminutions subites après le nettoyage de la lentille.

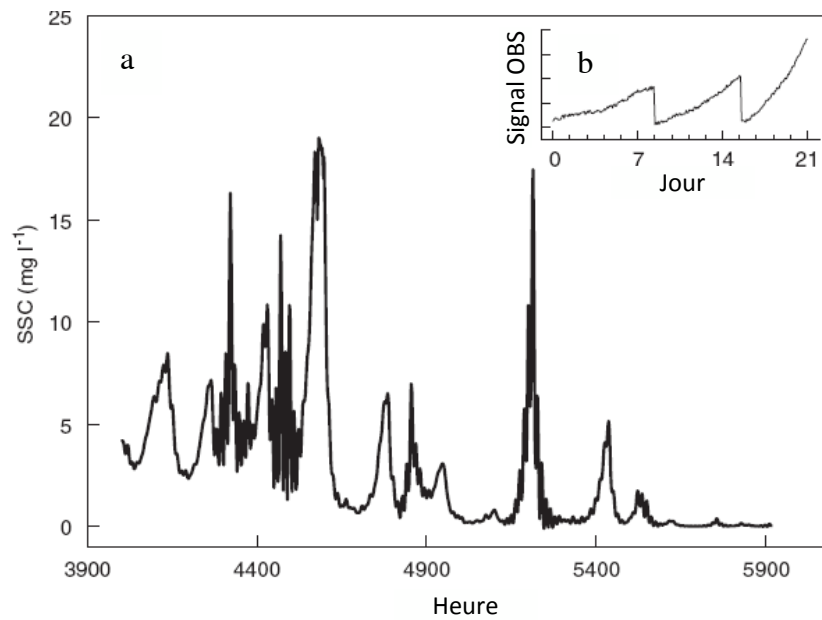
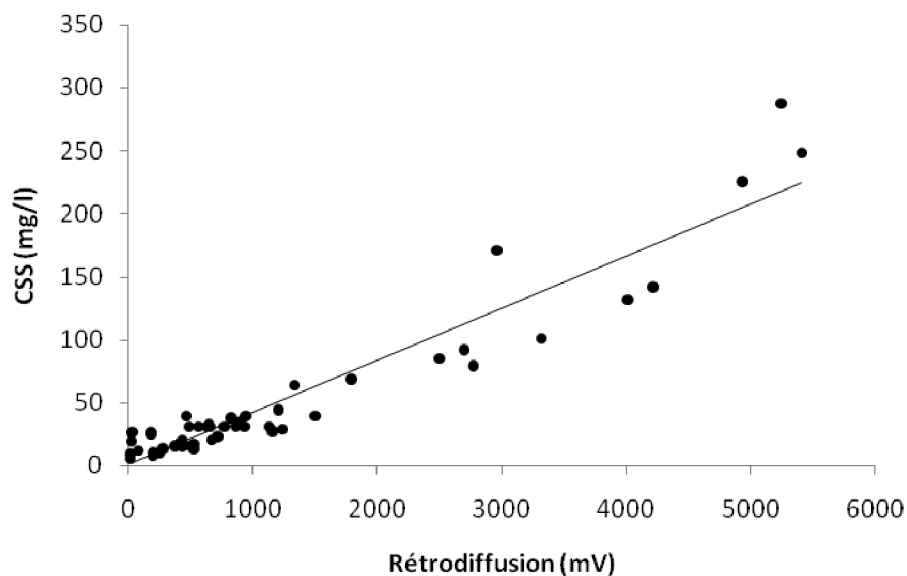


Figure 3.10 : L'effet de la croissance d'un biofilm sur la lentille d'un turbidimètre. D'après la figure de Downing (2006).

Les résultats de l'étalonnage montrent une relation linéaire positive ($r^2=0,92$; $P < 0,01$) entre la valeur de rétrodiffusion en mV et la concentration de SS dans la rivière du Bois-Brulé (figure 3.11). La droite est représentée par l'équation suivante :

$$\text{CSS} = 0,0414\text{mV} + 0,9892 \quad (5)$$



3.11 : Relation fonctionnelle entre la concentration de sédiments en suspension et la rétrodiffusion pour la rivière du Bois-Brulé (étalonnage de l'OBS-3).

3.4.3 Précipitations et humidité du sol

Les données de précipitations et d'humidité du sol proviennent des stations météorologiques de la forêt d'enseignement et de recherche de Macpès, situées à environ 3 km à vol d'oiseau de l'embouchure de la rivière du Bois-Brulé. Le modèle de pluviomètre utilisé est de type RG3M HOB0 de marque *Onset Computer Corporation*. Ce pluviomètre fonctionne avec une benne basculante dont les mesures sont compilées et enregistrées automatiquement. Les données d'humidité du sol

proviennent d'un réflectomètre de marque CS616. Cette sonde mesure le contenu volumétrique en eau basé sur la variation de la constante diélectrique du sol qui l'entoure. Le résultat final est présenté en ratio de contenu en eau.

3.4.4 Débit

Le débit en continu a été obtenu à l'aide d'une courbe de tarage. La hauteur d'eau a été mesurée par une sonde de pression du système Hydra de marque Sontek YSI. Les valeurs de débit ponctuelles ont été mesurées à l'aide d'un courantomètre acoustique (model Flow Tracker) de Sontek. La figure 3.12 montre une relation linéaire positive ($r^2=0,98$; $p < 0.01$) entre la hauteur d'eau au-dessus du lit (h_e) et le débit (Q) pour la rivière du Bois-Brûlé. La droite est représentée par l'équation suivante :

$$Q = 0,8165h_e - 13,803 \quad (6)$$

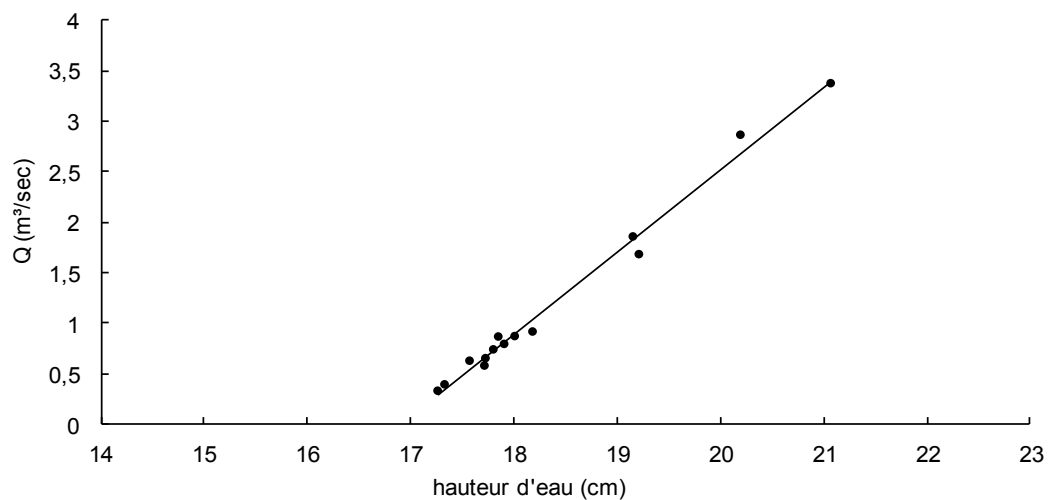


Figure 3.12 : Courbe de tarage pour la rivière du Bois-Brûlé.

3.5 Analyse en laboratoire

Les concentrations de sédiments dans les échantillons d'eau ont été mesurées par la méthode gravimétrique (Centre d'expertise en analyse environnementale du Québec, 2009). Les échantillons d'eau ont été filtrés sur des filtres en microfibre de Whatman dont la porosité est de 0,47 micron. Les filtres ont été préalablement brûlés à 450 °C pendant 4 h, puis pesés sur une balance à haute précision après au moins 24 h dans un dessiccateur. La filtration a été accélérée à l'aide d'une pompe sous vide électrique. Les filtres contenant les sédiments ont été séchés à 110 °C pendant 24 h. Finalement, la matière organique a été détruite à 450 °C pendant 4 h. Après un séjour dans un dessiccateur, les filtres étaient pesés une dernière fois. Le poids des filtres propres est soustrait aux poids après filtration pour connaître le poids total de sédiments secs. Le poids des sédiments est alors divisé par la quantité d'eau de l'échantillon pour connaître la concentration de sédiments minéraux.

3.6 Analyse des données événementielles (transfert de sédiments)

Le suivi événementiel du 8 août 2007 a permis d'observer l'apparition et le transfert de nuages de sédiments prenant la forme de pics de concentration sur le sédigramme. L'heure du passage des pics de sédiments aux différents sites d'échantillonnages a été identifiée sur les cinq sédigrammes et a été mise en relation avec la distance franchie entre chaque site. La pente de cette relation linéaire donne une vitesse moyenne de déplacement des sédiments en m/h. Dans le cas des sources de sédiments ponctuelles, ensemble, l'estimation du moment de l'apport des sédiments au chenal et la vitesse moyenne de déplacement des sédiments peuvent permettre de remonter à la zone source. Il est commun d'utiliser l'échantillonnage en plusieurs points pour identifier l'évolution de la réponse sédimentaire (Carson, Taylor et Grey, 1973 ; Heidel, 1956 ; Orwin et Smart, 2004) et les zones sources (Jansson, 2002). Bien que la vitesse du transit des sédiments peut être évoquée pour interpréter grossièrement la provenance

des sédiments (Collins et Walling, 2002), elle semble rarement utilisée pour circonscrire une source.

Les petits bassins versants ont généralement des réponses hydrologiques et sédimentaires rapides (Lewis, 1996). En ce sens, l'échantillonnage au 60 min peut faire en sorte que le maximum de concentration (pic) ne soit pas capté lors de l'échantillonnage. Lorsque les pics de sédiments avaient une apparence tronquée, une interpolation linéaire a été utilisée pour rééchantillonner l'heure et la valeur du pic de concentration. Le tronquage des pics a été identifié au jugé, basé sur la présence d'un bris de pente près des sommets des courbes de concentration de sédiments.

3.7 Analyse des variables environnementales en continu

La section qui suit décrit les analyses réalisées pour étudier les liens entre la réponse sédimentaire et les variables hydroclimatiques lors de 15 événements. Un événement se caractérise par une précipitation qui génère une réponse hydrologique et sédimentaire qui se démarque clairement des variations de base. Les événements commencent avec le début des précipitations et se terminent avec un retour à la concentration de sédiments précédant la précipitation.

3.7.1 Variables sédimentaires et hydroclimatiques

Des variables ont été compilées à partir des séries temporelles de précipitations, d'humidité du sol, de débit et de SS. Les variables compilées visent la quantification des conditions antécédentes dans le bassin (n=9) ; les précipitations ayant généré les événements (n=5), la réponse hydrologique (n=6) et la réponse sédimentaire (n=7). Les variables sont présentées et décrites dans le tableau 3.1. La plupart des variables utilisées sont conventionnelles. Toutefois, certaines sont propres au présent mémoire

et nécessitent plus d'explications. ModP est une variable qualitative qui décrit le niveau de complexité des hyétogrammes. Trois classes sont présentées : unimodal (Uni), bimodal (Bi) et complexe (Comp). La méthode de caractérisation des précipitations est présentée dans la section 3.7.2.

La réponse sédimentaire suivant une précipitation est complexe et peut comporter plusieurs pics de concentration. Pour documenter cette complexité, les concentrations de sédiments maximales de trois pics ont été retenues et sont identifiées systématiquement pour chaque événement soit : la CSS du premier pic (CSSP1), la CSS maximale (CSSP3) et la CSS du dernier pic (CSSP4). La numérotation des pics fait référence aux pics identifiés dans la section 4.2. Ici, le P2 n'est pas utilisé parce que la grande variabilité du nombre de pics entre P1 et P3 rend son identification ambiguë.

Le volume d'eau total écoulé pendant un événement (V_{eau}) est calculé en multipliant les valeurs de débits instantanés mesurées aux 15 minutes par 900 (15 minutes * 60 secondes) pour obtenir le volume d'eau par intervalle de temps (15 minutes). Le volume d'eau total de l'événement est alors égal à la somme des valeurs calculées pour les cellules d'intervalles pour un événement. Cette approche donne des valeurs équivalentes au calcul de l'aire sous la courbe grâce à la forte fréquence d'échantillonnage.

La masse totale de SS transporté lors d'un événement (MS) est calculée en multipliant le volume d'eau en litre par cellule d'intervalle (tel que décrit précédemment), par la concentration de CSS simultanée. La somme des cellules pour un événement donne alors une masse totale en gramme.

Les analyses hydrologiques et sédimentaires sont généralement réalisées sur des événements indépendants. Il s'agit de précipitations suffisamment isolées dans le

temps pour que leurs effets sur la réponse sédimentaire et hydrologique soient quantifiables. Au contraire, deux précipitations dont l'hyétoqramme présente des pics trop rapprochés (événements dépendants) peuvent produire une réponse hydrologique et sédimentaire avec des composantes qui se chevauchent. Dans le présent mémoire, les événements dépendants sont conservés. Les limites que posent les événements dépendants pour les analyses sont considérées et discutées dans les sections concernées.

3.7.2 Identification de la réponse sédimentaire unitaire

La décomposition de la réponse sédimentaire a pour objectif de vérifier l'hypothèse selon laquelle une précipitation unimodale (qui présente un seul pic d'intensité de précipitations important) produit un sédigramme typique (unitaire) composé par les apports de sources dominantes.

Les pics de précipitations ont été identifiés lorsque l'intensité augmentait de plus de 20 % en une heure. Il s'agit d'un seuil arbitraire. Le nombre de détections détermine la classification des événements comme suit:

- 1 détection = précipitation unimodale (figure 3.13a) ;
- 2 détections = précipitation bimodale (figure 3.13b) ;
- plus de 2 détections = précipitation complexe (figure 3.13c).

Pour les événements unimodaux, les pics de sédiments ont été identifiés chronologiquement selon leur ordre d'apparition dans le sédigramme. Le temps de réponse pour chacun des pics est estimé par le temps qui sépare la plus forte intensité

Tableau 3.1 : Description des variables sédimentaires et hydroclimatiques

Variables	
Conditions antécédentes	Définitions
p6ha	précipitations 6 heures avant l'événement (mm)
p24ha	précipitations 24 heures avant l'événement (mm)
p3ja	précipitations 3 jours avant l'événement (mm)
p7ja	précipitations 7 jours avant l'événement (mm)
Hum5	pourcentage d'eau par volume de sol à 5 cm de profondeur
Hum40	pourcentage d'eau par volume de sol à 40 cm de profondeur
Q0	débit avant l'événement (m ³ /sec)
DQ	délai depuis l'atteinte d'un débit maximal équivalent ou supérieur (jour)
DIP	délai, depuis une précipitation d'une intensité égale ou supérieure pour 60 min (jour)
Précipitations	
ModP	complexité des hyétoigrammes
mmtot	précipitations totales pour un événement (mm)
IPmoy	intensité moyenne (mm/h)
IP15max	intensité maximale pour 15 min
IP60max	intensité maximale pour 60 min
Réponse sédimentaire	
NBP	Nombre de pics de sédiments
Hystérèse	Type d'hystérèse
CSSP1	CSS max. du pic 1 (mg/l)
CSSP3	CSS max. du pic 3 (mg/l)
CSSP4	CSS max. du pic 4 (mg/l)
CSSmoy	CSS moyen pour l'événement (mg/l)
MS	Masse totale de SS transporté lors d'un événement (g)
Réponse hydrologique	
Qmoy	débit moyen de l'événement (m ³ -sec)
Qmax	débit max. de l'événement (m ³ -sec)
QP1	débit lors du passage de P1 (m ³ -sec)
ΔQ	différence entre Q0 et Qmax (m ³ /sec)
ΔQ p1	différence entre Q0 et QP1 (m ³ /sec)
V _{eau}	volume d'eau total écoulé pendant un événement (m ³)

de précipitations IP60max, et le passage du pic de sédiments au turbidimètre installé près de l'embouchure. Il est reconnu que les SS se déplacent approximativement à la vitesse de l'écoulement (Knighton, 1998). Le débit médian pendant cette période est utilisé comme variable substitue à la vitesse longitudinale moyenne de l'eau pour chacun des pics.

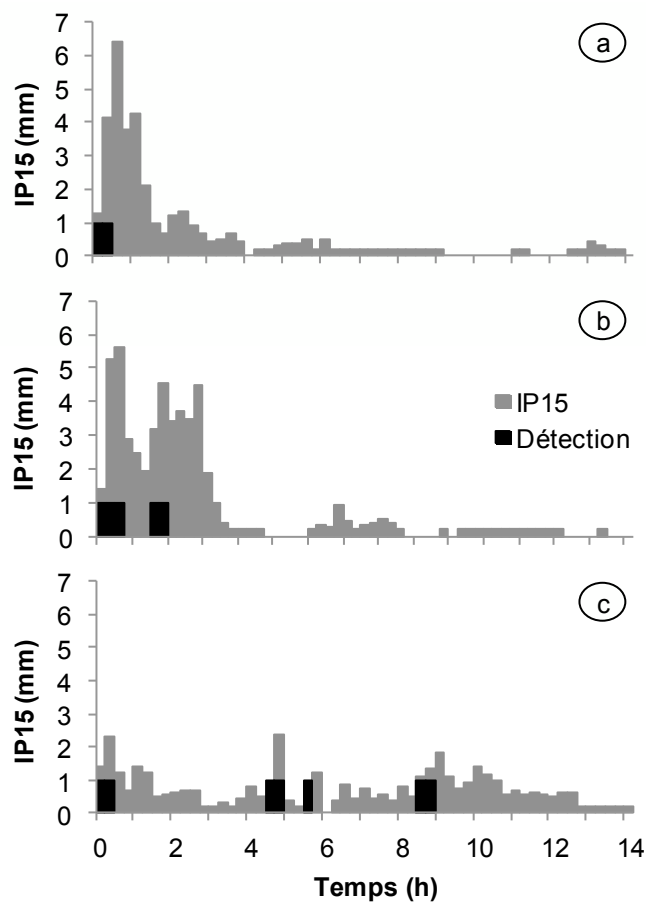


Figure 3.13 : Caractérisation des événements de précipitations. Précipitation unimodale (a), précipitation bimodale (b) et précipitation complexe (c). IP15 désigne l'intensité des précipitations pour 15 min. Le temps 0 indique le début de l'événement.

3.7.3 Estimation de la quantité de sédiments en provenance du chenal et de la surface du bassin

Il est commun de séparer la composante de crue et de décrue dans l'élaboration d'un modèle fonctionnel mettant en relation le débit et la concentration de sédiments pour améliorer son pouvoir prédictif (Walling et Webb, 1982). Toutefois, ici, seulement la portion de la réponse sédimentaire qui n'est pas affectée par le passage d'un pic de sédiments est employée pour modéliser les concentrations de sédiments associées à l'érosion dans le chenal. La séparation des données est faite graphiquement. Le point d'inflexion dans la relation entre le débit et la concentration de sédiments pendant la décrue sédimentaire est considéré comme la fin des apports de surface (érosion du sol nu par l'action des précipitations) (figure 3.14). Dorénavant, le modèle produit par cette relation et le transport qui en est modélisé sont appelés respectivement, le modèle et le transport de base.

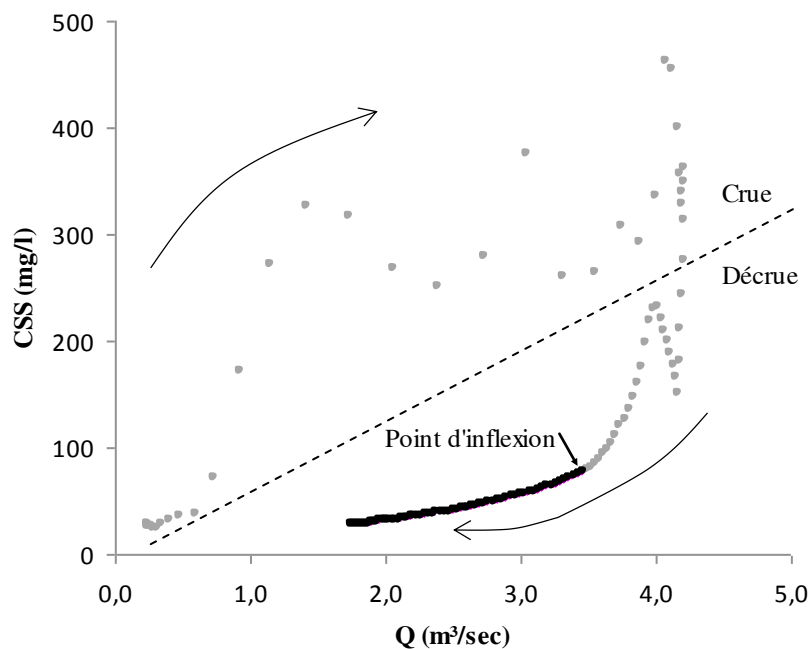


Figure 3.14 : Relation de CSS en fonction de Q. • = concentration affectée par les sources ponctuelles ; • = concentration non affectée par les sources ponctuelles.

CHAPITRE IV

RÉSULTATS

4.1 Description des événements

La figure 4.1 montre les séries temporelles de concentration de SS (CSS), de débit (Q) et des précipitations (P) pour la période d'échantillonnage allant de la fin de la décrue printanière (24 mai 2007) aux crues automnales (11 novembre 2007). La moyenne journalière de concentration de sédiments lors des conditions de base varie de 11,2 mg/l à 31,9 mg/l avec une moyenne globale de 19,9 mg/l. Les séries de données comptent 15 événements hydrologiques et sédimentaires analysables, c'est-à-dire ayant des augmentations marquées du débit et du transport de sédiments à la suite de précipitations. Le tableau 4.1 montre les variables compilées pour chaque événement. Les précipitations totales (mmtot) lors des événements varient de 11,6 mm à 56,7 mm. L'intensité moyenne des précipitations (IPmoy) à l'intérieur d'un événement varie peu (0,4 mm/h à 1,6 mm/h) tandis que l'intensité maximale pour des intervalles de 15 minutes (IP15max) s'étend de 1,4 mm à 10,2 mm. Le débit moyen (Qmoy) lors d'un événement varie de 0,3 m³/sec à 2 m³/sec et pour les débits maximaux de 0,5 m³/sec à 4,2 m³/sec. Des pics intenses de transport de sédiments en suspension s'activent sous l'effet des précipitations et des crues. De plus, la réponse sédimentaire de la rivière du Bois-Brûlé est complexe par le fait qu'elle présente entre

4 et 8 pics de concentration par événement. La moyenne de CSS pendant un événement varie de 24,7 mg/l à 66,9 mg/l tandis que la CSS maximale atteinte passe de 53,6 mg/l à 463,2 mg/l. Finalement, la masse totale de sédiments mesurés lors d'un événement varie de 1 350 kg à 48 987 kg.

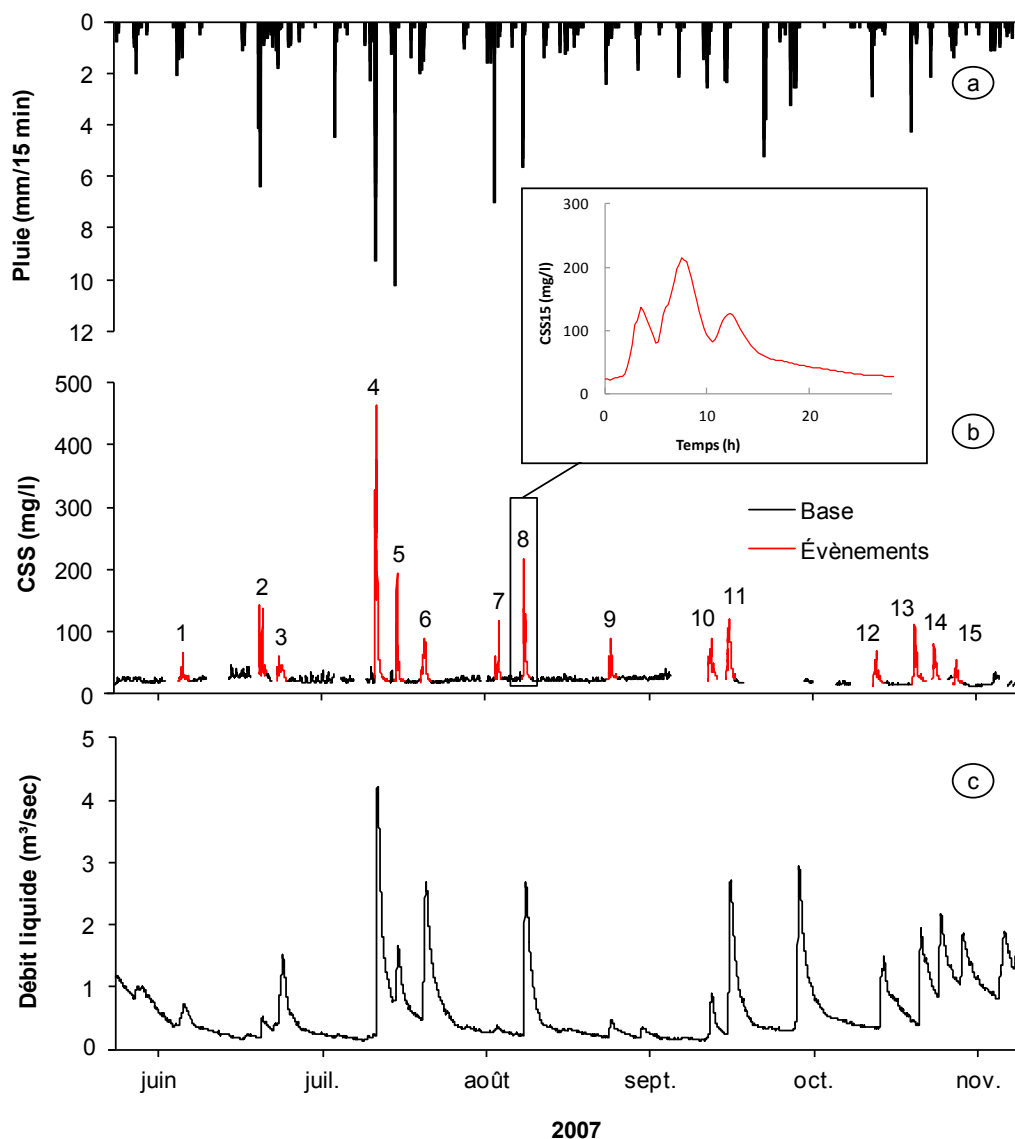


Figure 4.1 : Précipitations (a), concentrations de sédiments en suspension (b) et débits (c), dans la rivière du Bois-Brûlé (24 mai 2007 au 11 novembre 2007).

Tableau 4.1 : Variables de conditions antécédentes, de précipitations, de réponses hydrologiques et sédimentaires

		Conditions antécédentes										Précipitations				
Date	Événement	p8ha	p24ha	p3ja	p7ja	Hum1	Hum5	Q0	DQ	DIP	ModP	mmtot	IPmoy	IP15max	IP60max	
2007-06-05	1	0,2	0,5	0,5	4,2	0,19	0,12	0,4	5,4	7,7	Comp	18,6	0,4	2,1	4,4	
2007-06-20	2	0,0	0,0	5,3	8,8	0,14	0,06	0,2	13,5	26,9	Uni	47,2	1,5	6,4	18,6	
2007-06-23	3	0,0	10,4	28,8	70,8	0,22	0,21	0,4	29,8	3,3	Uni	23,5	0,5	1,8	5,7	
2007-07-11	4	3,9	10,8	14,4	19,6	0,20	0,22	0,2	48,7	48,5	Bi	56,7	0,8	9,3	23,1	
2007-07-15	5	0,2	6,4	6,4	77,5	0,22	0,25	0,8	2,7	3,9	Uni	19,9	0,5	10,2	14,4	
2007-07-20	6	0,0	0,0	4,1	30,4	0,20	0,15	0,5	8,5	4,7	Comp	42,9	1,0	2,0	6,4	
2007-08-03	7	0,7	7,6	11,6	21,6	0,14	0,11	0,3	7,8	18,5	Uni	11,6	0,4	7,0	8,3	
2007-08-08	8	0,0	0,0	3,8	27,0	0,12	0,08	0,2	18,9	27,4	Bi	54,2	1,6	5,6	16,2	
2007-08-24	9	1,6	1,6	1,6	7,1	0,14	0,10	0,2	13,2	15,7	Bi	20,8	0,5	2,4	7,4	
2007-09-11	10	1,8	13,0	13,0	21,6	0,12	0,15	0,2	33,1	18,8	Bi	25,0	0,6	2,5	8,1	
2007-09-15	11	0,0	0,0	2,6	38,0	0,18	0,17	0,2	38,2	3,3	Comp	41,9	1,0	2,4	5,6	
2007-10-12	12	2,8	4,3	4,7	5,9	0,18	0,12	0,4	13,7	30,8	Comp	42,8	0,8	2,9	8,7	
2007-10-19	13	0,0	0,0	0,0	22,6	0,22	0,21	0,4	21,1	7,3	Bi	30,8	0,5	4,2	9,6	
2007-10-23	14	0,2	0,2	5,5	31,0	0,23	0,25	0,8	3,7	3,7	Uni	18,0	0,5	2,1	4,9	
2007-10-27	15	2,2	2,6	2,6	26,1	0,23	0,27	1,1	3,7	4,1	Uni	16,2	0,4	1,4	4,2	
Suite		Réponse sédimentaire										Réponse hydrologique				
Date	Événement	NBP	Hyslérese	CSSP1	CSSP3	CSSP4	cssnoy	MV	Qmoy	Qmax	QP1	ΔQ	p1	Veau		
2007-06-05	1	6	8É	24,5	63,7	27,4	25,5	2904	0,6	0,7	0,6	0,2	0,2	104308		
2007-06-20	2	4	8É	141,0	135,5	45,5	50,6	2333	0,4	0,5	0,3	0,1	0,1	46024		
2007-06-23	3	4	8C	42,0	58,4	45,2	33,7	5678	1,1	1,5	0,6	0,2	0,2	162578		
2007-07-11	4	6	HC	327,0	463,2	231,2	66,9	48987	2,0	4,2	1,4	1,1	1,1	474881		
2007-07-15	5	4	8C	109,0	193,7	75,5	39,6	8380	1,2	1,7	1,2	0,4	0,4	179311		
2007-07-20	6	7	HC	42,0	88,0	81,9	39,2	12630	1,8	2,7	0,8	0,3	0,3	286849		
2007-08-03	7	4	8É	58,0	117,2	25,8	39,4	1350	0,3	0,4	0,3	0,1	0,1	31978		
2007-08-08	8	5	HC	137,0	215,3	126,2	66,6	17817	1,9	2,7	1,2	1	1	233440		
2007-08-24	9	5	8É	60,0	88,7	29,6	34,1	1967	0,4	0,5	0,3	0,1	0,1	54551		
2007-09-11	10	7	8C	48,0	87,9	47,5	40,9	4148	0,6	0,9	0,4	0,2	0,2	88478		
2007-09-15	11	8	HC	52,0	120,4	81,8	54,4	16148	1,8	2,7	0,4	0,2	0,2	255725		
2007-10-12	12	5	8C	53,0	68,7	28,1	27,2	5559	1,1	1,5	0,8	0,4	0,4	191121		
2007-10-19	13	6	8C	76,0	109,3	74,9	34,3	11459	1,4	1,9	1,2	0,8	0,8	299607		
2007-10-23	14	5	8C	44,0	77,8	61,0	35,7	9129	1,7	2,2	1,3	0,5	0,5	231433		
2007-10-27	15	4	HC	30,0	53,6	35,9	24,7	5636	1,6	1,9	1,4	0,3	0,3	209123		

4.2 Identification de la réponse sédimentaire unitaire

Les événements pour lesquels les précipitations sont unimodales (dont l'hyétoqramme est composé d'un seul pic d'intensité de précipitations), ont été utilisés pour l'analyse de la réponse sédimentaire unitaire. Les sédigrammes de la figure 4.2 représentent la réponse sédimentaire et hydrologique pour les événements de précipitations unimodaux. Le tableau 4.2 montre les variables descriptives des événements unimodaux. $TQ_{max}-TCSS_{max}$ présente la différence entre le temps de passage de Q_{max} et le temps de passage de CSS_{max} . Une valeur négative est causée par le passage de CSS_{max} après Q_{max} . Les 6 événements sont distribués sur presque la totalité de la période d'échantillonnage (20 juin au 27 octobre 2007) et les précipitations et les réponses hydrologiques sont contrastées. En effet, Q_{max} s'étend de 0,5 à 2,2 m³/sec tandis que l' $IP60_{max}$ varie de 4,2 à 18.6 mm. D'un événement à l'autre, Q_{max} peut survenir avant (7), après (2-3) ou presque simultanément avec CSS_{max} (5-14-15) (figure 4.9). Malgré que la CSS_{max} pour les événements soit également contrastée (53 à 193 mg/l), la forme de la réponse sédimentaire comporte des similitudes. La réponse sédimentaire est typiquement composée de quatre pics plus ou moins évidents selon les circonstances, mis à part pour l'événement 14 qui en compte 5 (figure 4.2). Le pic 1 est généralement bien défini pour tous les événements, à l'exception de l'événement 14.

Tableau 4.2 : Variables descriptives des événements unimodaux

Événement	Date	Q_{max} (m ³ /sec)	$IP60_{max}$ (mm)	CSS_{max} (mg/l)	$TQ_{max}-TCSS_{max}$ (min)
2	20-06-07	0,5	18,6	141,0	420
3	23-06-07	1,5	5,7	58,4	630
5	15-07-07	1,7	14,4	193,7	-45
7	03-08-07	0,4	8,3	117,2	-570
14	23-10-07	2,2	4,9	77,8	90
15	27-10-07	1,9	4,2	53,6	105

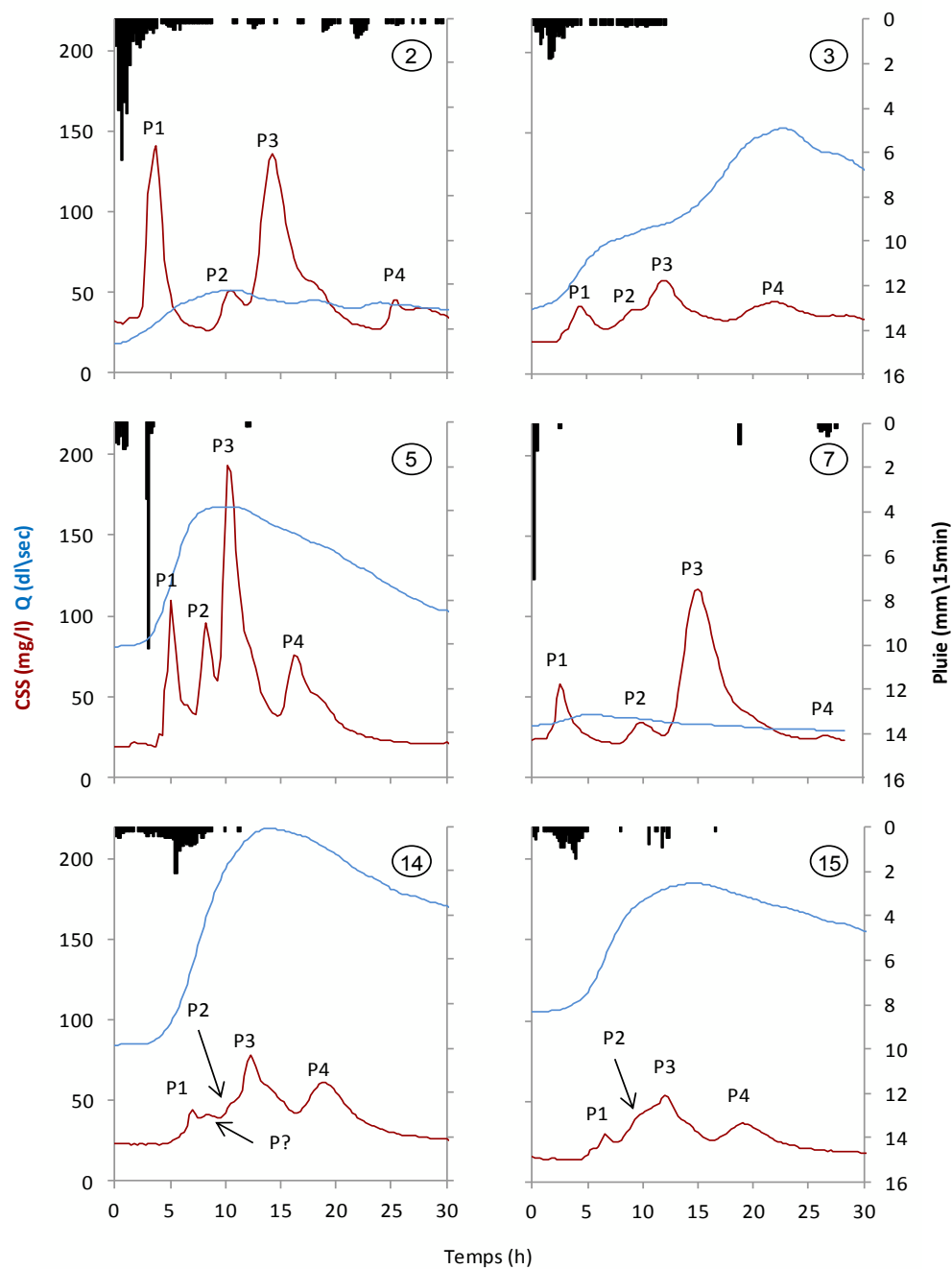


Figure 4.2 : Réponses sédimentaires (rouge), réponses hydrologiques (bleu) et précipitations pour les événements de précipitations unimodaux (noir). La pastille indique l'identité de l'événement. Notez que le débit est en décilitre/sec. Le temps 0 indique le début de l'événement.

Le pic 2 est bien défini pour les événements 2, 5 et 7. Pour les événements 3, 14 et 15, le pic 2 apparaît comme un épaulement à gauche du pic 3. Ceci est typique des événements qui présentent des précipitations moins intenses et plus longues et des débits plus élevés. Les pics sont alors plus ou moins évasés et voyagent plus rapidement, donnant lieu à une coalescence des sources plus rapprochées. Dans ces cas, le passage du pic est identifié par le bris de pente dans la montée vers le pic 3 ; celui-ci est toujours bien défini. Pour les événements 2, 5, 14 et 15, le pic 3 présente un épaulement vers la droite. Il est inconnu si cet épaulement est l'expression de la même source ou s'il s'agit d'une autre source coalescente. Le pic 4 est moins bien défini pour les événements 2 et 7. Ces événements sont issus de précipitations courtes et intenses qui ont eu peu d'incidence sur le débit.

La figure 4.3 présente les temps de réponse des pics de sédiments mis en relation avec le débit médian avant le passage de ce dernier. Ici, la relation fonctionnelle est utilisée comme outils visuels et non comme modèle prédictif. Néanmoins, pour chacun des groupes de pics (P1 à P4), le temps de réponse diminue de façon exponentielle avec l'augmentation du débit médian. Rappelons que le temps de réponse est calculé en fonction du temps qui s'écoule entre IP60max et le passage des pics de sédiments à l'embouchure (OBS-3). Pour qu'une relation entre le temps de réponse des différents groupes de pics et le débit médian soit possible, deux conditions doivent être rencontrées : 1- les différents groupes de pics doivent être produits par la même source à chaque événement. Si les sources étaient variables d'un événement à l'autre, les différentes distances à franchir entre les zones de production de sédiments et l'embouchure, introduiraient de la variabilité dans le temps de réponse ; 2- IP60max doit être un bon indicateur de l'activation des quatre sources. Si une diversité de processus (ruissellement, érosion des berges et du lit, mouvement de masse, resuspension) agissait pour former les différents pics identifiés, le moment d'activation des sources par rapport au début des précipitations serait plus variable d'un événement à l'autre. Il n'y aurait probablement pas de relation possible

entre le temps de réponse des groupes de pics et le débit médian. Toutefois, le moment où survient IP60max est utilisé comme un indicateur du moment de la production du ruissellement maximal sur une surface et non le moment où les sédiments atteignent le chenal. Il peut y avoir un décalage d'une source à l'autre entre le moment du ruissellement maximal et l'arrivée des sédiments au chenal selon la connectivité, la distance, le gradient et la rugosité de la surface qui séparent une source du chenal. Le rôle d'IP60max dans l'activation de ces sources suggère que le processus en cause est le ruissellement, soit par dépassement de la capacité d'infiltration ou sur surface saturée. La position et la nature des sources sont abordées dans la section suivante tandis que le rôle de IP60max et d'autres variables hydroclimatiques dans l'activation des sources est abordé plus en détail dans la section 4.5.

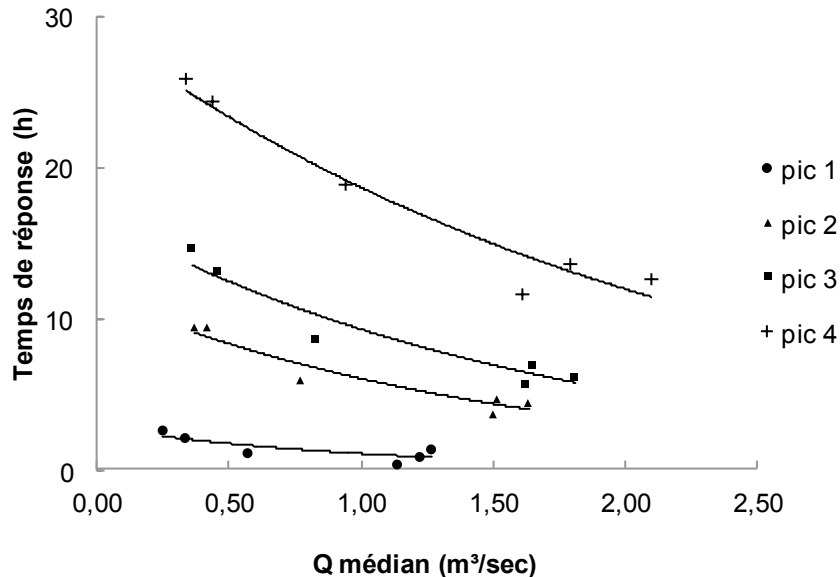


Figure 4.3 : Temps de réponse des 4 pics de sédiments pour les réponses sédimentaires unitaires en fonction du débit médian de l'événement.

Bien que l'étendue soit relativement grande dans la relation entre le débit médian et le temps de réponse des pics de sédiments (figure 4.3), il est avancé que les précipitations unimodales produisent une réponse sédimentaire unitaire qui est l'expression de l'activation des quatre mêmes sources à chaque événement. Cette réponse sédimentaire unitaire peut avoir une concentration maximale variée. Elle est présente indépendamment du débit atteint, de l'intensité des précipitations ou de l'ordre d'apparition du Q_{max} et de la CSS_{max} . Le fait qu'il y ait une réponse sédimentaire unitaire et que celle-ci est présente pour des événements qui montrent des contrastes dans l'ordre du passage de Q_{max} et de la CSS_{max} soulève un questionnement sur la validité de l'utilisation des diagrammes d'hystérèse pour identifier les sources de sédiments. Cet aspect sera présenté plus en détail dans la section 4.6 tandis que la section suivante s'intéresse aux sources qui génèrent les principaux pics de concentration de sédiments.

4.3 Identification de la source des pics de sédiments

Lors de l'événement 8 du 8 août 2007, il est tombé 48 mm de pluie, dont 43 mm en trois heures (figure 4.4), ce qui correspond à un événement avec un temps de retour d'un peu moins de 25 ans si l'on compare avec les courbes IDF de la station 7056480 de Rimouski. Cela en fait la deuxième précipitation en importance pour la période d'étude. Suite à l'événement, une tournée du bassin a permis de constater que la grande majorité des parcelles agricoles étaient sous couvert végétal. Peu de parcelles étaient à nu en bordure de rivière. Ceux-ci ne montraient pas de signes évidents d'érosion, mais il n'y a pas eu de relevé systématique dans tout le bassin. Toutefois, le ruissellement sur les routes de terre avait formé à certains endroits un réseau important de rigoles qui rejoignaient la rivière.

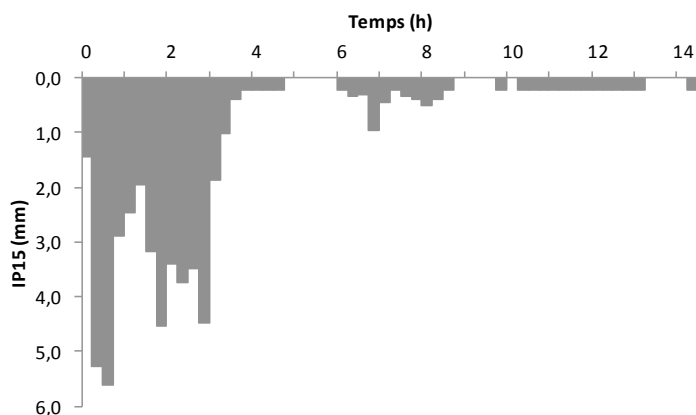


Figure 4.4 : Hyétogramme de l'évènement # 8, du 8 août 2007. L'intervalle de mesure est de 15 min. Le temps 0 indique le début de l'évènement.

La figure 4.5 montre la réponse sédimentaire pour les cinq sites d'échantillonnage de CSS, suite aux précipitations du 8 août 2007. L'abscisse sur la figure 4.5 correspond au temps écoulé depuis le début de l'évènement. La réponse sédimentaire au site 5 (embouchure) est formée de trois pics de concentration de sédiments évidents, associés au passage de nuages de sédiments (P1-P3-P4). Les bris de pente sur P1 et P3 sont liés à des pics coalescents, mais ne seront pas considérés ici. Le pic coalescent qui précède P3 peut être associé au P2. Toutefois, la fréquence d'échantillonnage (environ 60 min) pour les sites en amont du turbidimètre ne permet pas de le dissocier de P3.

Au site 1, P4 apparaît après 3 h 05 avec une concentration de 191,8 mg/l. Après son passage, les concentrations redescendent graduellement aux valeurs de base. Au site 2, P4 apparaît après 5 h 24 avec une concentration de 240,7 mg/l. Aucun autre pic de sédiments n'est apparent. Au site 3, P3 survient après 2 h 42 avec une concentration de 435,1 mg/l, tandis que P4 passe après 6 h 25 avec une concentration de 186,3 mg/l. Au site 4, aucun nouveau pic n'est présent tandis que P3 et P4 passent après 6 h 15 et 11 h 18 avec une concentration de 329,7 mg/l et 164,7 mg/l respectivement. Au site 5, P1 apparaît après 3 h avec une concentration de

186,0 mg/l, tandis que P3 et P4 passent après 7 h et 11 h 45 avec une concentration de 296,3 mg/l et 171,0 mg/l respectivement.

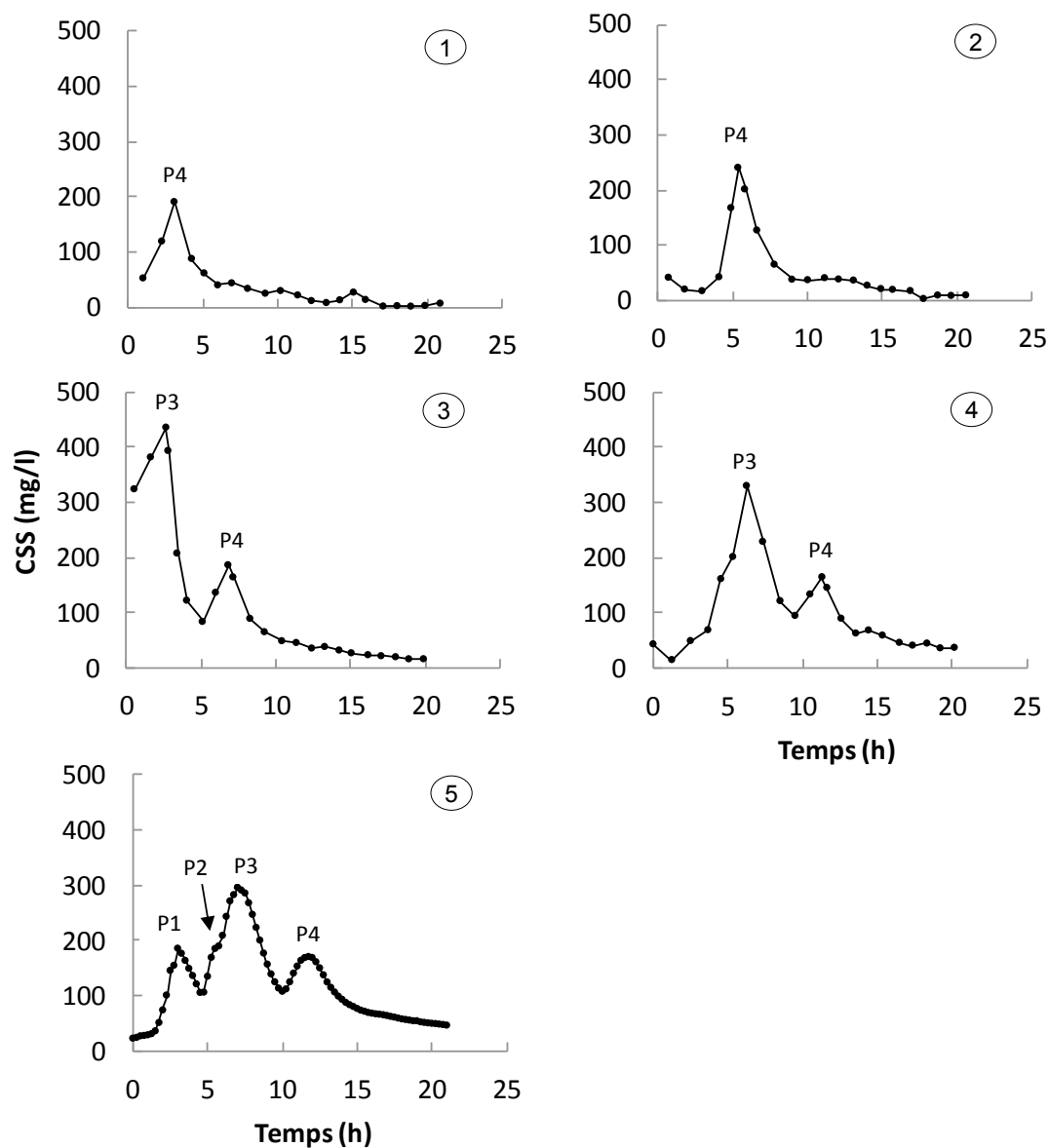


Figure 4.5 : Sédigrammes de crue des sites 1 (amont) à 5 (aval) dans la rivière du Bois-Brûlé l'événement du 8 au 9 août (2007). Le temps 0 indique le début de l'événement.

L'apparition de ces trois nuages de sédiments suggère que trois sources ponctuelles de sédiments sont situées : en amont du site 1, entre le site 2 et 3 et finalement, entre le site 4 et 5. Lors des précipitations, ces sources s'activent et fournissent des sédiments au chenal. Chacune de ces sources produit un nuage de sédiments qui est transporté vers l'embouchure à une vitesse qui s'approche de celle de l'eau. Le pic de concentration de ces nuages est généré lorsque la source fournit son maximum de sédiments.

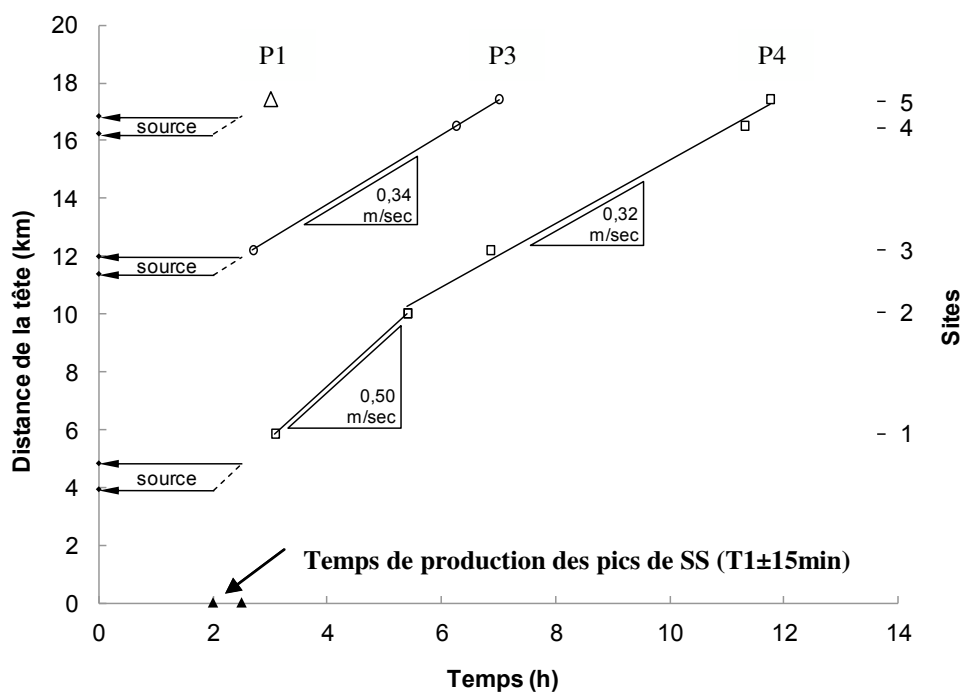


Figure 4.6 : Schématisation du positionnement des sources à l'aide de la vitesse de déplacement des sédiments. Le zéro de l'ordonnée indique le début du tronçon principal à la tête du bassin. Le temps 0 indique le début de l'événement.

- Vitesse moyenne des nuages de sédiments

La figure 4.6 montre le temps d'apparition des pics de sédiments au site d'échantillonnage (abscisse) et la position des sites d'échantillonnage à partir de la

tête du bassin (ordonnée). La pente de la droite qui passe par les points de P3 et P4 donne la vitesse moyenne du déplacement de ces deux pics dans le tronçon principal. Le P3 se déplace en moyenne 0,34 m/sec entre les sites 3 et 5, alors que P4 se déplace à une vitesse moyenne de 0,5 m/sec entre le site 1 et 2, et de 0,32 m/sec entre le site 2 et 5. La vitesse de P1 n'a pu être calculée, puisque ce dernier n'est présent qu'au site 5. On suppose que sa vitesse est égale à celle de P3. À elle seule, la vitesse de déplacement des nuages de sédiments est insuffisante pour identifier les sources. Sur la figure 4.5, le prolongement des courbes de vitesses doit croiser le moment de la production du pic de sédiments afin de circonscrire la source.

- Estimation du moment de la production des pics de concentration

L'apparition rapide de P3 au site 3 montre que la source de sédiments est située à l'amont et à proximité de celui-ci. À 550 m en amont du site 3 se trouve l'exutoire principal du drainage routier du village de Val-Neigette. À plusieurs reprises lors des précipitations, le réseau de chemins de terre de Val-Neigette a été identifié visuellement comme étant une source importante de sédiments fins. Nous avançons donc que les sédiments qui forment P3 proviennent principalement de cet exutoire de drainage. P3 se déplace à une vitesse moyenne de 0,34 m/sec et a donc franchi 550 m, ce qui fait un temps de déplacement de 27 min. En soustrayant le temps de déplacement (27 min) au temps de passage du pic au site 3 (2 h 42), on obtient une estimation de l'heure de la production de P3 (2 h 15). Finalement, 2 h 15 est utilisée comme temps de production de P1 et P4 avec une marge d'erreur de 15 min. L'équation 2 est utilisée pour circonscrire les sources de P1 et P4 :

$$Dt = (T2-T1) * Vn \quad (7)$$

où D_t est la distance totale de transport, T_2 est l'heure d'arrivée au site d'échantillonnage, T_1 est l'heure de la production du pic de sédiments et V_n est la vitesse moyenne du déplacement du nuage de sédiments. Le résultat donne une distance minimale et maximale franchie par le nuage de sédiments. La figure 4.6 schématise la démarche de l'équation 2. Cette approche circonscrit des tronçons d'environ 600 m de longueur dans le cas de P1 et P3 et de 899 m de longueur dans le cas de P4.

Le tableau 4.3 indique la localisation des principales sources de sédiments par rapport à la tête de la rivière. Les intervalles de distance sont calculés à partir de $T_1 \pm 15$ min. Des routes de terres traversent le cours d'eau dans tous les tronçons circonscrits.

Tableau 4.3 : Position des principales sources de sédiments

Pic de sédiments	Distance de la tête de la rivière (m)
P4	3 914 - 4 813
P3	11 604 - 12 211
P1	16 458 - 17 063

La figure 4.7 positionne les sources de P1, P3 et P4 en plus des autres sources identifiées visuellement lors des précipitations au cours de la période d'étude. La source de P1 est une route de terre à pente forte, perpendiculaire au tronçon de la rivière principale. Le village de Val-Neigette (P3), par la densité de son réseau routier de terre pentu, ressort comme l'une des sources de sédiments ponctuelles les plus importantes (figure 4.6). Les sources de P4 proviennent d'une route de terre parallèle au tronçon principal de la rivière drainé par deux fossés. La source A est également une route de terre perpendiculaire à la rivière (figure 4.7). Finalement, la source B est composée à la fois d'une route de terre qui traverse la rivière perpendiculairement et d'une gravière en exploitation dont les matériaux sont d'origine fluvioglaciale. Ensemble, les sources du point B sont fort probablement à l'origine de P2 (figure 4.7).

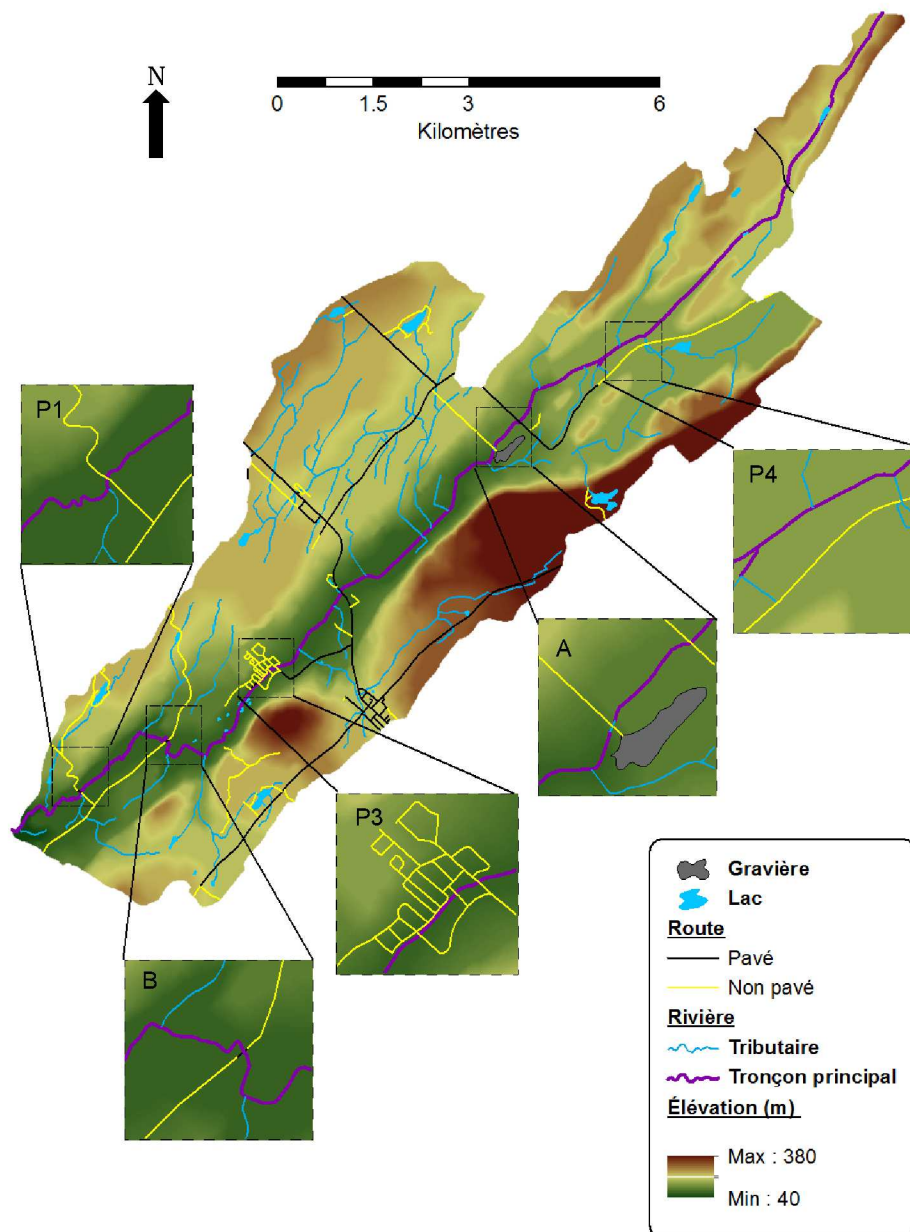


Figure 4.7 : Localisation des principales sources ponctuelles.

L'extrapolation du déplacement de P4 est plus incertaine. En effet, la vitesse de déplacement entre les sites 1 et 2 est utilisée pour identifier une source en amont du site 1 tandis que la pente moyenne de la rivière en amont du site 1 est plus variable et plus forte que la pente moyenne entre le site 1 et 2 (figure 4.8). Cela peut causer une sous-estimation de la vitesse du nuage de sédiments et de la distance que celui-ci parcourt. De plus, la vitesse de déplacement plus élevée de P4 entre les sites 1 et 2 a comme effet de circonscrire un tronçon plus long.

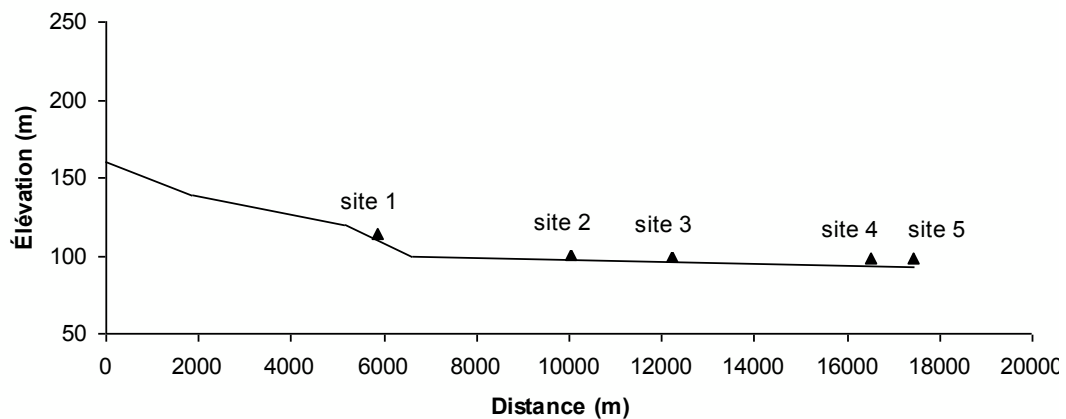


Figure 4.8 : Positionnement des sites d'échantillonnage sur le profil longitudinal du tronçon principal de la rivière du Bois-Brûlé.

Le suivi du transfert de sédiments dans le tronçon principal montre que la réponse sédimentaire de l'événement 8 est composée de trois pics de sédiments plus distincts et un pic coalescent (P2) (figure 4.2). Le suivi des pics dans l'espace permet de calculer la vitesse de déplacement des pics de sédiments et de remonter à des secteurs qui circonscrivent les sources de sédiments ponctuelles principales. Il s'agit toutefois d'un seul événement. Néanmoins, dans la section 4.2, il est montré que les pics de sédiments P1-P2-P3 et P4 sont des composantes unitaires et récurrentes de la réponse sédimentaire. Nous avançons que les sources identifiées dans la présente section sont responsables de la production de P1-P2-P3 et P4 pour l'ensemble des événements. La section qui suit vise la description de la réponse sédimentaire en lien avec les

variables hydroclimatiques afin de vérifier à quel point les processus identifiés pendant l'événement 8 sont représentatifs de la période d'échantillonnage. L'emphase est particulièrement mise sur le rôle d'IP60max et Qmax pour expliquer la concentration des pics de sédiments.

4.4 La production des pics de sédiments par les variables hydroclimatiques

Dans cette section, les CSS de P1, P3 et P4 sont mises en relation avec des variables qui décrivent la réponse hydrologique et l'intensité des précipitations pour chacun des événements. Toutefois, l'événement 4 du 11 juillet 2007 montre une concentration maximale de 463 mg/l pour CSSP3, ce qui excède de 2,4 écarts-types la valeur la plus rapprochée de 215 mg/l, survenue le 8 août 2007. Pour cette raison, l'événement 4 est considéré comme une valeur extrême et n'est pas utilisé pour les analyses de régression. Les valeurs de l'événement 4 sont tout de même apparentes à titre indicatif dans les graphiques a, b et c de la figure 4.9 et a, b, c et d de la figure 4.10 et sont entourées de rouge.

- P1

La figure 4.9a montre une relation linéaire positive entre IP60max et CSSP1 avec un R^2 ajusté de 0,95 ($p < 0,01$). Cela souligne l'importance des apports d'eau de ruissellement chargés de sédiments pour expliquer la CSS de P1. Qmax survient après CSSP1 pour l'ensemble des événements, pour cette raison ces deux variables ne sont pas mises en relation. La variable $\Delta QP1$ représente l'augmentation du débit avant le passage de P1. Au premier regard, la relation entre $\Delta QP1$ et CSSP1 est faible avec un R^2 ajusté de 0,15 ($p = 0,16$). Il est apparent dans la figure 4.9 b que la pente de cette relation soit diminuée par des événements avec des valeurs presque nulles de $\Delta QP1$ ($\leq 0,1 \text{ m}^3/\text{sec}$) qui génèrent des valeurs de CSSP1 jusqu'à 141 mg/l. En

retranchant les événements 2, 7 et 9 (entouré de bleu) pour lesquelles $\Delta QP1 \leq 0,1$ m³/sec, la relation entre $\Delta QP1$ et CSSP1 augmente avec un R^2 ajusté de 0,56 ($p < 0,01$). Ceci laisse croire à une influence de l'augmentation du débit sur CSSP1 soit par l'érosion des berges ou du lit ou par la resuspension de sédiments déposés sur le lit. Toutefois, en retranchant les événements 2, 7 et 9, la corrélation entre les variables IP60max et $\Delta QP1$ passe de 0,58 ($p = 0,02$) à 0,80 ($p < 0,01$). La relation entre $\Delta QP1$ et CSSP1 apparaît plutôt comme un artifice de cette corrélation plutôt qu'un lien de cause à effet. De plus, la corrélation entre IP60max et $\Delta QP1$ s'explique par le fait que l'augmentation du débit au début des événements est fortement influencée par des apports d'eau de ruissellement. Finalement, il n'y a pas de relation entre le débit au moment du passage de P1 (QP1) et CSSP1 dont le R^2 ajusté est de 0,002 (figure 4.9c).

- P3

La régression linéaire entre Qmax et CSSP3 montre une absence de relation avec un R^2 ajusté de -0,02 ($p = 0,42$) (figure 4.10a). La relation positive entre IP60max et CSSP3 est plus forte, avec un R^2 ajusté de 0,62 ($p < 0,01$) (figure 4.10b).

- P4

La relation entre IP60max et CSSP4 n'est pas significative avec un R^2 ajusté de 0,09 ($p = 0,15$) (figure 4.10c), tandis qu'il y a une relation linéaire positive entre le Qmax et CSSP4 avec un R^2 ajusté de 0,59 ($p < 0,01$) (figure 4.10d). À l'opposé des pics 1 et 3, la concentration de P4 est mieux expliquée par le maximum de débit que par l'intensité des précipitations. Ceci peut laisser croire que P4 est composé de

4.9 : Relations fonctionnelles entre CSS1 et IP60max (a), CSSP1 et $\Delta QP1$ (b), CSSP1 et QP1 (c).

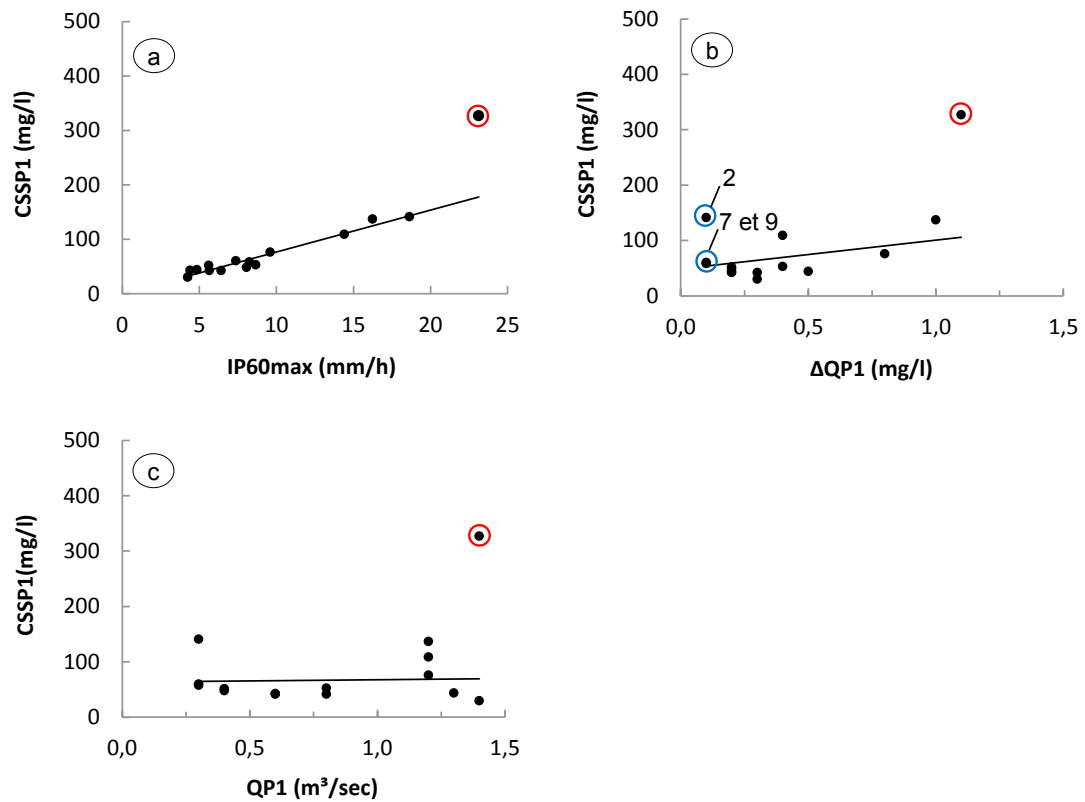


Figure 4.9 : Relations fonctionnelles entre CSS1 et IP60max (a), CSSP1 et $\Delta QP1$ (b), CSSP1 et QP1 (c).

sédiments issus de l'érosion hydraulique. Toutefois dans la section 4.2, il est avancé que P4 est composé de sédiments issus d'une source ponctuelle activée par les précipitations en début d'événement.

- Interaction entre IP60max et Qmax

La présence d'interactions entre les variables IP60max et Qmax pour expliquer CSS3 et CSS4 a d'abord été vérifiée de façon visuelle. Pour CSS3, la régression est reprise avec IP60max, mais cette fois-ci, deux groupes de points sont formés à partir des valeurs de Qmax, soit les valeurs sous la moyenne et au-dessus de la moyenne (figure

4.10e). Le même exercice est repris avec CSS4, mais avec Q_{max} comme variable indépendante et les groupes de points séparés par la valeur moyenne d'IP60max (figure 4.10f).

La figure 4.10e montre que pour des valeurs d'intensité semblables, les valeurs de CSS3 sont en général plus élevées pour la classe de débit au-dessus de la moyenne malgré qu'il y a peu de distinction pour les points avec des valeurs de IP60max sous 10 mm/h. La figure 4.10f montre de façon plus convaincante que pour des valeurs semblables de débit, CSS4 est plus élevé lorsque les valeurs d'IP60max sont au-dessus de la moyenne. Les analyses qui suivent ont comme objectif de vérifier si l'interaction entre IP60max et Q_{max} pour expliquer les valeurs de CSS4 est statistiquement significative.

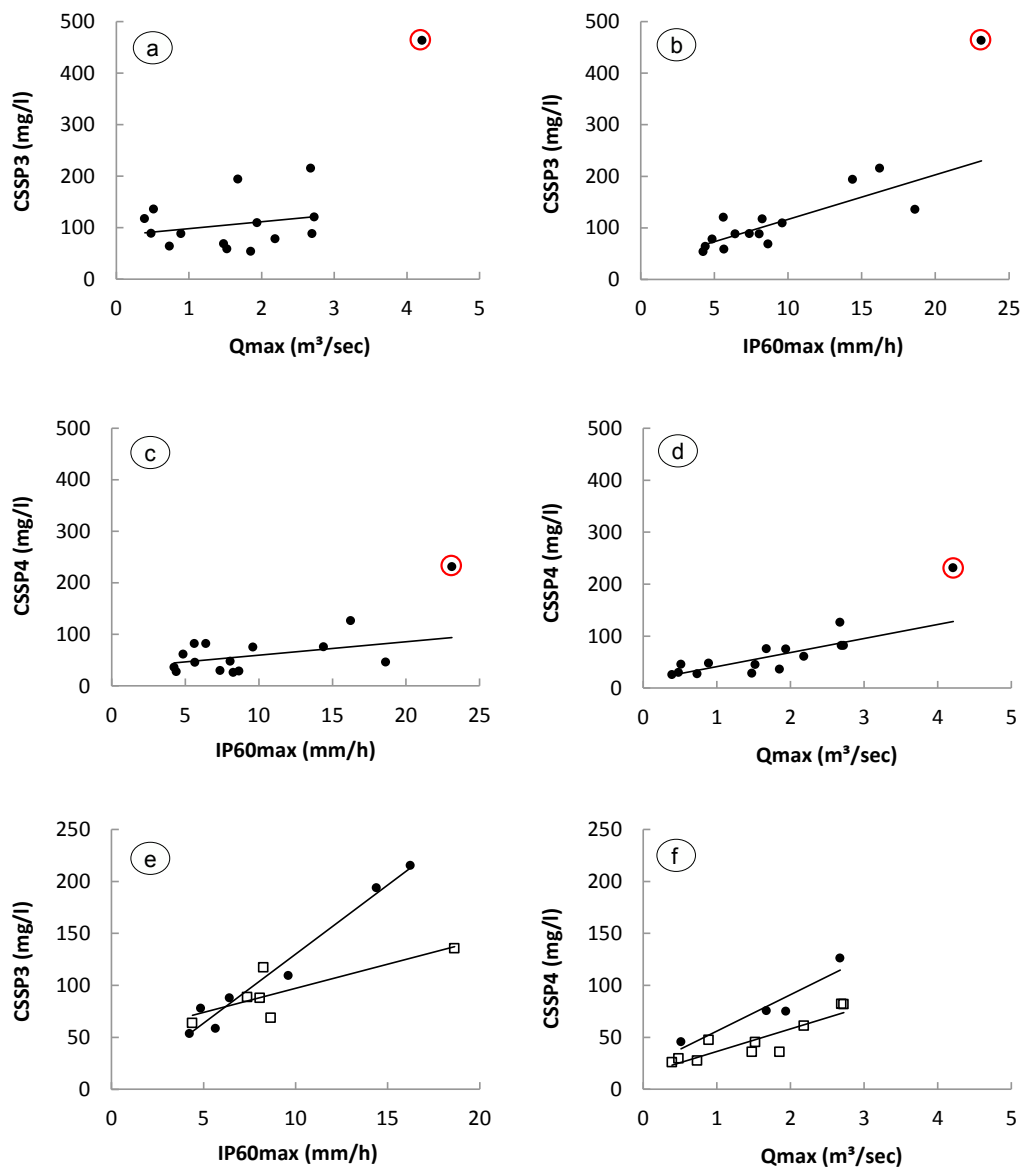


Figure 4.10 : Relations fonctionnelles entre CSSP3 et Qmax (a), CSSP3 et IP60max (b), CSSP4 et IP60max (c), CSSP4 et Qmax (d), CSSP3 et IP60max (e), CSSP4 et IP60max (f). Pour (e) et (f) : □ = les valeurs de la variable indépendante sous la moyenne et ● = les valeurs de la variable indépendante au-dessus de la moyenne.

Avec Qmax et IP60max comme variable indépendante dans une régression multiple, CSS4 est expliqué à 82 % (R^2 , $p < 0,01$), soit 14 % de plus que la somme des R^2 pour les régressions simples CSSP4/Qmax et CSSP4/IP60max. L'interaction a été testée

en intégrant une variable « interaction » dans la régression multiple. La variable décrivant l'interaction (interQIP) est compilée en multipliant IP60max avec Qmax. Toutefois, pour empêcher la corrélation entre les trois variables, les manipulations sont faites avec les données réduites (soustraction de la moyenne). Ip60max et Qmax deviennent respectivement IPR et QR.

Tableau 4.4 : Corrélations de Pearson entre les variables réduites

Variables		QR	IPR
IPR	Corr. Pear.	-0,10	
	Sig.	0,74	
interQIP	Corr. Pear.	0,38	-0,10
	Sig.	0,18	0,72

Le tableau 4.4 montre que les variables réduites ne sont pas corrélées, tandis que le tableau 4.5 montre que la variable interQIP ne contribue pas au modèle de façon significative ($p=0,08$). Malgré cela, il est avancé que l'interaction entre Qmax et IP60max est existante basé sur les observations de la figure 4.10f tandis que le fait que l'interaction ne soit pas significative peut être causé par le faible nombre d'observations.

Tableau 4.5 : Coefficients de régression multiple avec la variable interaction

Y= CSS4	Coefficients non standardisés		Coefficients standardisés		
	B	Erreur type	Bêta	t	Sig.
(Constante)	56,66	2,85		19,86	0,00
IPR	3,20	0,65	0,50	4,89	0,00
QR	27,85	3,53	0,81	7,89	0,00
interQIP	1,43	0,73	0,20	1,97	0,08

Les coefficients de régression élevés entre IP60max et CSSP1 et CSSP3, ainsi que l'interaction entre Qmax et IP60max pour expliquer CSSP4, renforcent les affirmations que les pics de sédiments identifiés dans la section 4.2 forment une

réponse sédimentaire unitaire. En effet, si les sources de sédiments variaient d'un événement à l'autre, des relations positives significatives entre les variables hydroclimatiques et la concentration des pics de sédiments seraient peu probables. De plus, l'importance de IP60max pour expliquer la concentration des pics de sédiments implique une production de sédiments par ruissellement (dépassement de la capacité d'infiltration).

4.5 Estimation de la quantité de sédiments en provenance du chenal et de la surface du bassin

Il y a une relation exponentielle positive significative entre le débit (Q) et la concentration de SS lors de la décrue (modèle de base) avec un R^2 de 0,94 ($p < 0,01$) (figure 4.11). Les événements dont le débit ne dépasse pas $1 \text{ m}^3/\text{sec}$ ne présentent pas de relation entre le débit et la concentration de sédiments et ont été écartés du modèle général. L'événement 3 n'a pas été utilisé parce que le passage d'un pic de sédiments au moment de la décrue augmente la pente de la relation de CSS en fonction de Q . La force de la relation est grandement influencée par l'événement 4 pour lequel les valeurs de Q et de CSS sont plus élevées. Néanmoins, la forme de la relation n'est pas changée avec l'exclusion de l'événement 4. La relation entre le débit et la concentration de sédiments diffère pour l'événement 6 (R^2 de 0,98 ; $p < 0,01$) survenu le 15 juillet 2007 et l'événement 15 survenu le 27 octobre 2007 (R^2 de 0,97 ; $p < 0,01$).

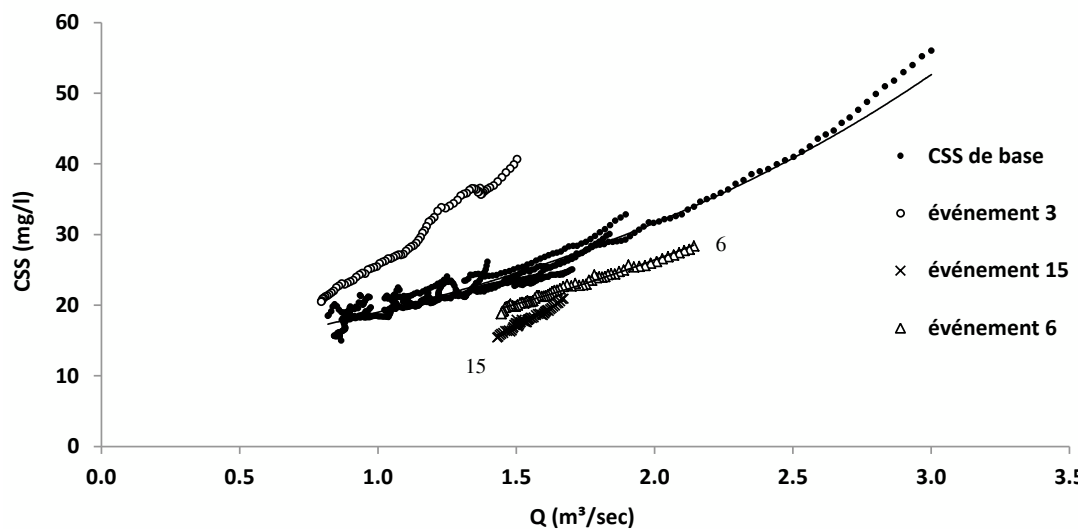


Figure 4.11 : Relations fonctionnelles entre le débit et la concentration de sédiments de base.

La pente de la relation pour l'événement 6 est semblable, mais l'ordonnée à l'origine est plus faible, tandis que pour l'événement 15, la pente est plus forte et l'ordonnée à l'origine est plus faible. Les raisons de ces différences n'ont pas été identifiées. Toutefois, les changements dans la relation entre le débit et la concentration de sédiments à l'intérieur d'un même système peuvent être expliqués par des changements dans la disponibilité de sédiments. Dans le cas de l'événement 6 il peut s'agir d'un épuisement de sédiments dans le chenal, suite à une succession de crues (Walling et Webb, 1982). L'événement 6 correspond à la troisième crue d'une série qui débuta le 11 juillet avec la plus importante crue de l'été. Dans le cas de l'événement 15, il peut s'agir d'un effet saisonnier avec l'amorce des crues automnales. Celui-ci se trouve à être la troisième crue d'une série qui maintient les niveaux d'eau au-dessus du niveau de base pour plus de trente jours. La submersion prolongée des berges peut expliquer leur plus grande fragilité face à l'érosion hydraulique (Wolman et Miller, 1960). À titre de rappel, l'événement 3 n'est pas utilisé dans la modélisation parce que des précipitations à la fin de l'événement ont généré une augmentation de la CSS pendant la décrue.

L'équation 8 permet de modéliser le transport de base pour tous les événements, sauf le 6 (équation 9) et le 15 (équation 10), pour lesquels les relations entre le débit et la concentration de sédiments respectives ont été utilisées:

$$\text{Modèle de base : CSS} = 11,418^{0,5094Q} \quad (8)$$

$$\text{Événement 6 : CSS} = 3,0768^{1,1403Q} \quad (9)$$

$$\text{Événement 15 : CSS} = 8,9729^{0,5397Q} \quad (10)$$

La masse de sédiments qui proviennent de l'érosion du chenal et de la surface du bassin a été estimée. L'approche comporte trois étapes, soit : 1- calculer la masse totale de sédiments pour chaque événement, 2- calculer la masse de sédiments associée à l'érosion dans le chenal et finalement, 3- soustraire la masse de sédiments associée au chenal de la masse totale de chaque événement, pour obtenir la masse de sédiments qui provient de la surface du bassin.

- Calcul de la masse totale de sédiments

Il est bien connu que le produit du débit et la concentration de sédiments donne la masse de sédiments transportés (Kinnell, 2010). Le volume d'eau total écoulé pendant 15 min est calculé en multipliant les valeurs de débit instantané mesurées aux 15 min par 900 (15 min * 60 sec) pour obtenir le volume d'eau par tranches de 15 minutes. Le volume d'eau par 15 min (litres) est alors multiplié par la concentration de sédiments (mg/l) mesurée en simultanée. La somme des valeurs pour un pas de temps de 15 min donne alors une masse totale de sédiments en milligrammes pour l'événement.

- Calcul de la masse des sédiments associé à l'érosion dans le chenal

Les équations 4, 5 et 6 sont utilisées pour modéliser la concentration de sédiments associée aux valeurs de débit d'un pas de temps de 15 min. Les valeurs de concentration sont multipliées par le volume d'eau au 15 min (tel qu'obtenu précédemment). La somme des valeurs pour un pas de temps de 15 min donne ici l'estimation de la masse associée à l'érosion dans le chenal pour l'événement en question.

Les 15 événements étudiés ont produit un total de 158,3 t de sédiments, dont 31,8 % provient de l'événement 4, survenu le 11 juillet 2007. La masse totale de sédiments transportée lors d'un événement est très variable : 1,35 t (événement 7) à 40,9 t (événement 4). La figure 4.12 montre la contribution de SS de la part des deux catégories de sources pour chaque événement. Pour la période d'étude, le chenal fournit 54 % des SS tandis que la surface du bassin en produit 46 %. L'événement qui produit la plus grande proportion de sédiments en provenance de la surface du bassin (événement 2, 72 %) présente un Q_{max} parmi les plus faibles de l'étude (0,5 m³/sec) et un IP60 parmi les plus élevés (18,6 mm/h). Toutefois, cet événement est le troisième plus petit en terme de masse transportée. Au contraire, l'événement qui produit la plus grande proportion de sédiments en provenance du chenal (événement 14, 75,1 %) présente un Q_{max} parmi les plus élevés de l'étude (2,2 m³/sec) et un IP60 parmi les plus faibles (4,9 mm/h).

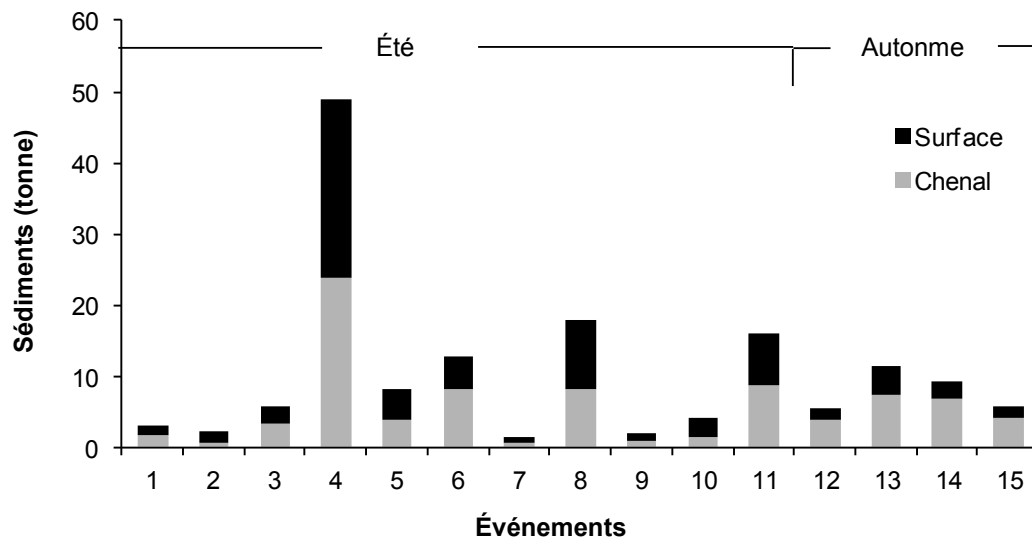


Figure 4.12 : Contributions de sédiments de la part de la surface du bassin et du chenal.

La faible quantité d'événements en automne ($n=4$) ne permet pas d'identifier clairement une signature saisonnière dans les masses transportées par événements ni dans la provenance des sédiments. Toutefois, il apparaît que l'été, la masse totale par événement sont plus variables (ET 13,8 t, 6,1 t sans l'événement 4) qu'en automne (ET 2,9 t). Ceci s'explique par le fait que les précipitations d'automne sont essentiellement causées par des systèmes dépressionnaires tandis que l'été compte également des averses orageuses (événements 2-7-9-10) qui ont peu d'effet sur le débit. L'été, la principale source de sédiments alterne entre le chenal et la surface du bassin tandis que l'automne la principale source est systématiquement le chenal. Ceci peut être expliqué par le régime de précipitations et de débits. Comme le montre le tableau 4.5, l'été l'IP60max est plus élevé en moyenne tandis que les Q_{moy} et Q_{max} sont en moyenne plus faibles. Cela est vrai, que l'on intègre ou non l'événement 4.

Tableau 4.5 : Comparaison des événements : été/automne.

	IP60max	Qmoy	Qmax
Moy. été	10.7	1.1	1.7
Moy. été - #4	9.5	1.0	1.4
Moy. autm.	6.8	1.4	1.9

4.6 Analyse d'hystérèse

Nous avons vu que le moment où survient le maximum de CSS par rapport au maximum de débit dicte la forme de l'hystérèse (Williams, 1989). Lorsque la concentration maximale survient avant le pic de crue, l'hystérèse est horaire et dans le cas contraire, l'hystérèse est antihoraire. Lorsqu'il y a une seconde montée dans la concentration de sédiments ou une diminution plus lente que le débit, cela donne lieu à une hystérèse en forme de huit. La réponse sédimentaire de la rivière du Bois-Brûlé est toutefois trop complexe (multiples pics de CSS) pour cette classification. Une classification est proposée qui décrit mieux sa complexité :

- Huit leptocurtiques (8L)

La réponse sédimentaire comporte trois à quatre pics. Toutefois, la forme du graphique d'hystérèse est expliquée par le passage des deux pics de sédiments principaux. Le premier, avant le pic de crue et le deuxième, lors de la décrue, ce qui donne l'aspect d'un huit. La faible amplitude de débit lors de l'événement donne un aspect leptocurtique à la boucle (figure 4.13).

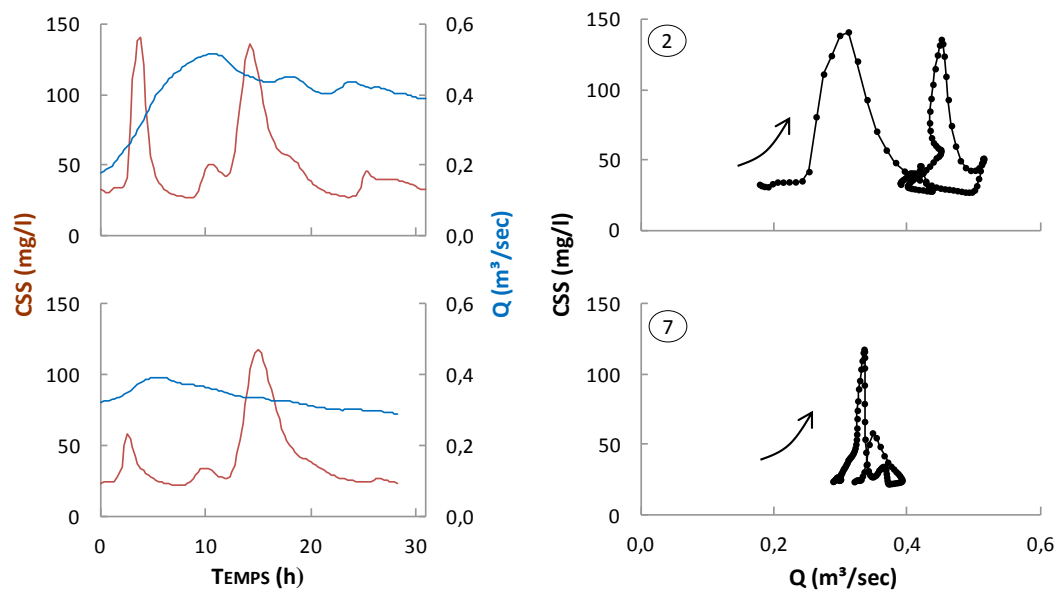


Figure 4.13 : Exemples d'hystérèse 8L. Réponses sédimentaires (rouge), réponses hydrologiques (bleu), boucles d'hystérèse (noir). Les flèches désignent le départ de l'événement. Les pastilles désignent le numéro de l'événement.

- Huit complexes (8C)

À l'intérieur d'un même événement, des pics de concentration surviennent avant et pendant le pic de crues. Le dernier pic de concentration survient lors de la décrue. Le dernier pic est d'une concentration de sédiment qui s'approche de ceux survenus pendant la crue. Ceci donne une forme irrégulière à la boucle d'hystérèse qui conserve néanmoins l'apparence d'un huit (figure 4.14).

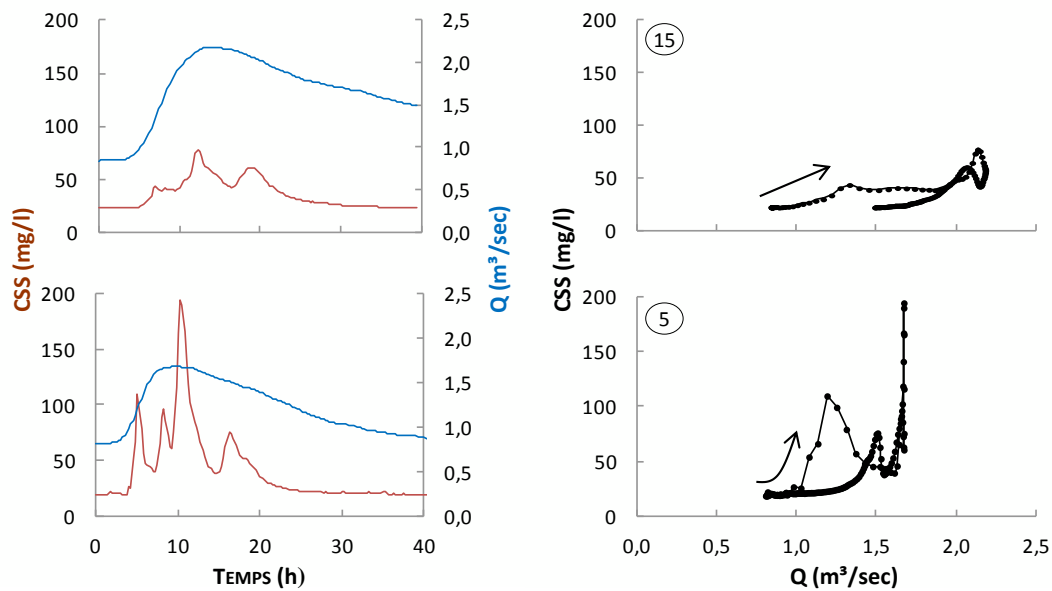


Figure 4.14 : Exemples d'hystérèse 8C. Réponses sédimentaires (rouge), réponses hydrologiques (bleu), boucles d'hystérèse (noir). Les flèches désignent le départ de l'événement. Les pastilles désignent le numéro de l'événement.

- Horaire complexe (HC)

À l'intérieur d'un même événement, des pics de concentration surviennent avant et pendant le pic de crues. Le dernier pic de concentration survient lors de la décrue. Toutefois, celui-ci est de concentration plus faible que les pics de concentration survenus lors de la crue. La courbe d'hystérèse ne se croise donc pas et garde l'apparence d'une boucle horaire dentelée par le passage des pics multiples. (figure 4.15).

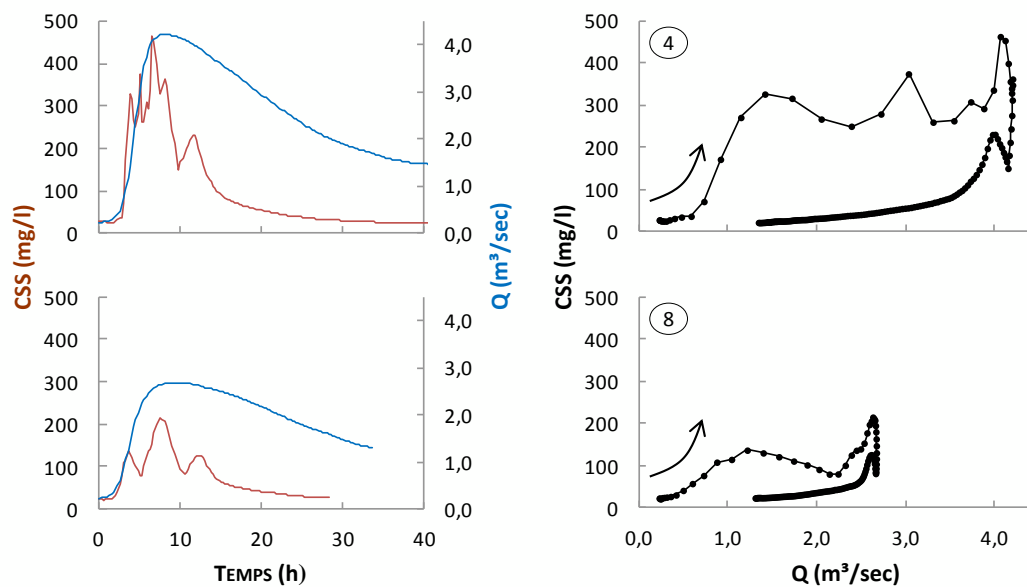


Figure 4.15 : Exemples d'hystérèse HC. Réponses sédimentaires (rouge), réponses hydrologiques (bleu), boucles d'hystérèse (noir). Les flèches désignent le départ de l'évènement. Les pastilles désignent le numéro de l'évènement.

Les réponses sédimentaires sont complexes et présentent plusieurs pics. Il est montré à la section 4.2 que le bassin versant de la rivière du Bois-Brûlé produit une réponse sédimentaire unitaire lors des précipitations unimodales. La réponse unitaire est l'expression de l'activation des quatre mêmes sources à chaque évènement. Cette réponse est présente indépendamment de débit atteint, de l'intensité des précipitations ou de l'ordre d'apparition du Q_{max} et de la CSS_{max} . Le fait qu'il y ait une réponse sédimentaire unitaire et que celle-ci est présente pour des évènements montrant des contrastes dans l'ordre du passage de Q_{max} et de la CSS_{max} , soulève un questionnement sur la validité de l'utilisation des diagrammes d'hystérèse pour identifier les sources de sédiments. Un changement dans la forme de l'hystérèse peut être expliqué par un changement dans les principales sources de sédiments (Jansson, 2002 ; Seeger *et al.*, 2004 ; Williams, 1989). Ici, nous apportons l'idée qu'un changement dans l'ordre de passage du maximum de concentration et du pic de crue est contrôlé par le temps de réponse des sédiments, mais que les sources restent les

mêmes. Le temps de réponse des sédiments, comme il est montré dans la section 4.2, est plus rapide avec l'augmentation du débit. Le tableau 4.6 montre le temps d'apparition de CSSmax par rapport à Qmax en minute pour les événements de l'étude. Les valeurs négatives représentent un pic de concentration qui survient après le pic de crue.

L'ordre du passage de CSSmax et Qmax est expliqué respectivement par le temps de réponse des sédiments et la réponse hydrologique (vitesse de l'onde de crue). Il est connu que les sédiments voyagent à une vitesse qui se rapproche de celle de l'eau tandis que l'onde de crue se déplace à la vitesse d'une onde cinématique (Einstein, 1943 ; Heidel, 1956). Dans le cas spécifique de la rivière du Bois-Brûlé, il est montré que le temps de réponse de la réponse sédimentaire est expliqué par le débit médian dans les heures qui suivront l'occurrence de IP60max.

Tableau 4.6 : Description de l'hystérèse

Date	Événement	TQmax-TCSSmax	Forme d'hystérèse
05/06/07	1	-360	8L
20/06/07	2	405	8L
03/08/07	7	-570	8L
24/08/07	9	-270	8L
23/06/07	3	630	8C
15/07/07	5	-45	8C
11/09/07	10	-180	8C
12/10/07	12	480	8C
19/10/07	13	-30	8C
23/10/07	14	90	8C
11/07/07	4	90	HC
20/07/07	6	120	HC
08/08/07	8	90	HC
15/09/07	11	180	HC
27/10/07	15	105	HC

Dans un autre ordre d'idée, le tableau 4.6 montre que l'ordre de passage de Q_{max} par rapport à CSS_{max} n'explique pas la forme de la boucle d'hystérèse tandis que les formes 8L et 8C ont chacun des événements dont le maximum de concentration survient avant ou après le pic de crue. Seulement les formes HC ont systématiquement un CSS_{max} qui précède Q_{max} , malgré qu'il soit relativement rapproché 90 à 180 min. La figure 4.16 montre que le Q_{max} d'un événement peut expliquer en grande partie la forme de l'hystérèse.

On remarque qu'un groupe à l'autre il y a peu de chevauchement dans les étendues de valeurs de Q_{max} . Malgré des apparences contrastantes des graphiques d'hystérèses, il faut voir leur forme comme étant l'expression des mêmes mécanismes qui s'opèrent à des intensités et des vitesses variables. Les deux mécanismes dominants pour expliquer la forme de la réponse sédimentaire sont la production des pics de concentrations reliée au ruissellement sur des sources ponctuelles et l'érosion des berges et du lit. Les diagrammes d'hystérèse de type 8L sont causés par des orages courts qui produisent du ruissellement sur des sources ponctuelles comme les routes, sans contribuer à une augmentation importante du débit. Le couplement des apports de sédiments par ruissellement et un faible débit génère des concentrations élevées, mais une faible quantité de sédiments. Les diagrammes d'hystérèse de type 8C sont l'expression des événements de précipitations qui activent les sources ponctuelles dominantes, couplés à un transport plus important en provenance des berges et du lit en raison d'une augmentation du débit. L'hystérèse de type HC est causée par des précipitations qui génèrent une augmentation importante du débit. Ces événements de précipitations sont souvent plus longs et présentent plusieurs pics d'intensités. La coalescence des pics occasionnée par ces précipitations, jumelées à une plus grande part de sédiments mobilisés par les débits élevés, maintient des concentrations fortes pendant la composante de crue. Cela fait en sorte que la composante de crue et la composante de décrue du graphique d'hystérèse ne s'entrecroisent plus et donne un aspect de boucle horaire qui oscille au passage des pics.

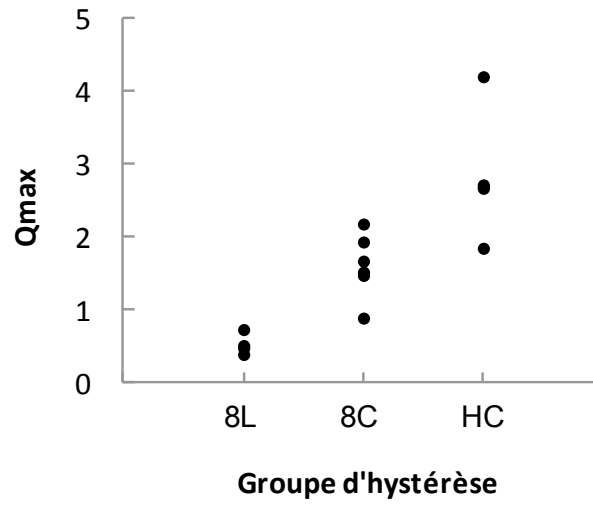


Figure 4.16 : Débits maximaux pour les événements, classés selon leur groupe d'hystérèse

CHAPITRE V

DISCUSSION

5.1 Identification des principales sources ponctuelles de sédiments en suspension (Objectif 1)

La présente étude utilise un échantillonnage en cinq points le long de la rivière du Bois-Brûlé pour circonscrire les principales sources ponctuelles de sédiments. Cette approche nécessite de connaître la vitesse moyenne de déplacement des pics de sédiments. Cette donnée est issue d'une mesure sur le terrain. Toutefois, l'approche nécessite également de connaître le moment où le pic de concentration est produit. Cette donnée est estimée à partir de la variable IP60max, ce qui occasionne une erreur dans le positionnement des sources qui est difficilement quantifiable.

5.1.1 Erreur associée à l'estimation du moment de production des pics de concentration de sédiments en suspension

Le suivi du transfert de sédiments dans le tronçon principal fait la démonstration que pour l'événement du 8 août 2007, la forme de la réponse sédimentaire s'explique par des apports de sédiments ponctuels, notamment les routes de terres. L'approche d'échantillonnage en plusieurs points lors d'un événement de précipitations peut procurer des informations sur la provenance des sédiments à deux échelles. D'une

part, l'apparition d'un pic de sédiments à un site d'échantillonnage permet de circonscrire, sans équivoque, la source dans un tronçon entre celle-ci et le site en amont. Dans le cas présent, cela représente des tronçons de 5 863 m, 4 164 m, 2 185 m, 4 303 m et 923 m. D'autre part, l'utilisation de la vitesse de déplacement des pics et une estimation du moment de leurs productions ont permis de circonscrire des tronçons plus petits : 899 m versus 5 863 m, 607 m versus 2 185 m et 605 m versus 923 m. Toutefois, cette approche comporte des sources d'erreur, notamment au niveau de l'estimation du moment de production du pic de concentration. Pour une vitesse de 0,50 m sec pour P1, une erreur de 15 min dans l'estimation du moment de production du pic de concentration occasionne une erreur de 449,4 m dans le positionnement d'une source. Pour P2 et P3, cette erreur est de 303,6 m. Si une erreur de 15 min est retenue pour P3 dans le tronçon 5, une zone de 605 m est identifiée avec une erreur de 303,6 m pour un total de 908,6 m. Cette approche est donc moins intéressante pour des tronçons courts pour lesquels une bonne connaissance du terrain et des observations pendant les précipitations peuvent être suffisantes pour identifier les sources ponctuelles dominantes.

5.1.2 IP60max et l'initiation du pic de concentration

Les analyses de régressions (section 4.4) ont montré que IP60Max était la variable la plus importante pour expliquer CSSP1 et CSSP3. Pour cette raison, le moment où survient IP60Max est utilisé comme point de départ pour l'étude du temps de réponse dans la section 4.2. Lors du suivi du transfert de sédiments de l'événement 8, IP60Max survient à 11 h 30 tandis que le maximum CSS du Pic 2 est atteint à 13 h 15 à l'exutoire du drainage routier de Val-Neigette (estimation) et à 13h 42 au site 2. Si on prend le moment où survient IP60max comme indicateur de la formation d'un pic de concentration de sédiments, il y a un décalage de 105 min entre la production du pic par ruissellement et l'apparition du pic de sédiments dans le chenal. Ce décalage

peut être expliqué par la forme bimodale de la précipitation de l'événement 8. Lors de l'événement 8, IP60max survient lors du premier pic à 11 h 30 avec une valeur de 16,2 mm/h. Le deuxième pic de précipitations atteint une valeur de 15,2 mm/h à 13 h 15. Basé sur la vitesse de déplacement de P2, il a été estimé que le maximum de concentration avait été produit par l'exutoire de drainage de Val-Neigette à 13 h 15. Ceci laisse croire que le deuxième pic de précipitations est responsable de la production du maximum de concentration. Si tel est le cas, la relation fonctionnelle significative décrite dans la section 4.4 entre IP60Max et CSSmax implique une réalité plus complexe qui ne peut intégrer qu'une seule variable d'intensité des précipitations. La capacité d'infiltration du sol ou d'une surface de route est à son plus fort en début de précipitation et diminue rapidement pour enfin être contrôlée par la conductivité hydraulique du dépôt (Dingman, 1994 ; Horton, 1940). Il est donc possible qu'un deuxième pic de précipitations, bien qu'il soit d'intensité légèrement plus faible (15,2 mm/h versus 16,2 mm/h), produise plus de ruissellement. Ceci est d'autant plus vrai si le prolongement des précipitations augmente la surface contributrice du ruissellement par l'apparition de zones de sols saturé (Dunne et Black, 1970). Toutefois, en général, dans le cas des précipitations prolongées la concentration de sédiments dans l'eau de ruissellement augmente rapidement et diminue graduellement (Römkens, Helming et Prasad, 2001), donc une augmentation du ruissellement n'est pas garante d'une augmentation de la production de sédiments, car elle dépend en partie de la disponibilité de la source. Il est également possible que la variabilité spatiale et temporelle des précipitations à l'échelle du bassin explique ce décalage entre IP60max et la production du pic de concentration. Même si l'intensité maximale des précipitations fut mesurée à 11 h 30 aux stations météorologiques de la forêt Macpès, il est fortement probable que la distribution de l'intensité des précipitations soit différente au-dessus du village de Val-Neigette, à environ 4 km de distance. D'ailleurs, cette observation peut s'appliquer à l'ensemble des événements de l'étude. Des données supplémentaires seraient nécessaires pour préciser le rôle des

caractéristiques des précipitations sur la production et le transfert de sédiments en provenance des routes de terres, plus particulièrement à Val-Neigette.

5.2 Description de la réponse sédimentaire en lien avec les processus hydroclimatiques (Objectif 2)

La description de la réponse sédimentaire s'est réalisée en identifiant la réponse sédimentaire unitaire, en identifiant les processus hydroclimatiques qui expliquent les pics de concentration et en interprétant les diagrammes d'hystérèse. L'identification de la réponse sédimentaire unitaire repose en partie sur une relation exponentielle entre le débit médian lors d'un événement de crue et le temps de réponse des pics de sédiments (figure 4.3). Cette relation est peu évoquée dans la littérature. Sa portée et ces limites seront discutées ici. De plus, le processus identifié pour expliquer les pics de concentration de sédiments est le ruissellement par dépassement des capacités d'infiltration. Cette affirmation découle d'une forte relation entre IP_{60max} et les valeurs de pic de concentration de sédiments (figure 4.9 et 4.10). Des résultats puisés dans la littérature sont présentés ici pour appuyer cette affirmation. Finalement, un modèle conceptuel est présenté pour visualiser l'interaction entre l'intensité des précipitations et le débit pour expliquer les pics de concentrations de sédiments.

5.2.1 Relation entre le débit et la vitesse de déplacement des sédiments

Dans la section 4.2, le débit médian est mis en relation avec le temps de réponse sédimentaire. Ici, le débit médian est utilisé comme un indicateur de la vitesse de l'eau à l'échelle du tronçon. La vitesse de l'eau est une composante de l'écoulement des plus variables, que ce soit à l'échelle du tronçon ou à l'échelle des structures turbulentes (Knighton, 1998). Néanmoins, dans la présente étude, la relation théorique entre le débit et le temps de réponse des sédiments n'est pas utilisée pour

une modélisation. Elle est plutôt utilisée pour étoffer la démonstration qu'il existe une forme de réponse sédimentaire unitaire qui comporte notamment 4 pics de sédiments bien formés. Il est proposé que le temps qui sépare les pics de sédiments est fonction du débit en raison de sa relation positive avec la vitesse de l'eau. Cette application se limite aux événements sans débordement. En effet, la vitesse de l'eau ne peut augmenter de façon indéfinie avec le débit. Les changements importants de rugosité associée notamment au débordement de l'écoulement dans les plaines inondables ou tout simplement l'atteinte de la végétation arborescente sur les berges auraient comme effet de diminuer la pente de la relation entre le débit et la vitesse moyenne ou médiane de l'eau. Dans la présente étude, aucun événement pris en compte dans l'identification de la réponse sédimentaire unitaire ne présentait de débordement. Les notions de géométrie hydraulique démontrent une relation entre le débit et la vitesse de l'eau à l'échelle d'une section, telle que décrite par l'équation 11 tirée de (Leopold et Maddock, 1953) :

$$Q = aV^b \quad (11)$$

où Q est le débit et V la vitesse moyenne tandis que a et b sont des constantes. Cette fonction peut varier d'une section à l'autre, mais seulement au niveau des constantes qui seront affectées par la pente et la rugosité du chenal. Toutefois, peu d'études font la démonstration de l'effet d'une augmentation de débit sur la vitesse de déplacement des sédiments sur de grandes distances (ex. : 12 km comme pour le cas de la présente étude). Néanmoins, Bull (1997) présente une figure qui met en relation la vitesse de déplacement des sédiments en fonction du débit (figure 5.1a). Cette figure laisse croire qu'il n'y a pas ou peu de relation entre le débit et la vitesse des sédiments.

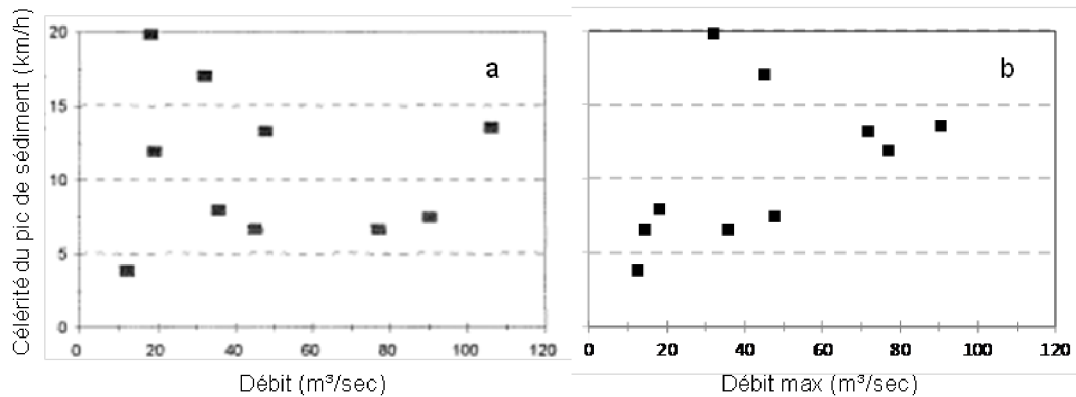


Figure 5.1 : (a) Relation entre le débit et la célérité des sédiments (figure tirée de Bull (1997)). (b) Relation entre le débit maximal et la célérité des sédiments (données tirées de Bull (1997)).

Toutefois, les observations de Bull (1997) sont critiquables. En utilisant les données présentées dans les tableaux de Bull (1997) pour mettre en relation le débit maximum mesuré au site le plus en amont avec la vitesse de déplacement des sédiments, on obtient une relation visiblement plus forte ($R^2 = 0,2$; $p < 0,01$) (figure 5.1b). Cette dernière relation montre toutefois une dispersion importante. La dispersion pourrait être expliquée par l'approche utilisée par Bull (1997) pour mesurer la vitesse des sédiments. Les sédi-graphes publiés dans Bull (1997) montrent des réponses sédimentaires complexes avec plusieurs pics de concentration. Pour calculer la vitesse de déplacement des sédiments, Bull (1997) divise la distance qui sépare le site en amont et le site à l'aval par le temps qui sépare le passage du maximum de concentration à chaque site. Nous avons vu très clairement dans la figure 4.2 (section 4.3) que d'un site à l'autre, le maximum de concentration peut être causé par des sources différentes. En ce sens, le fait de mesurer le moment qui sépare le passage du maximum de concentration ne garantit pas que l'on isole des sédiments qui ont fait le voyage complet entre un site et le précédent.

D'ailleurs, l'auteur n'en fait pas la démonstration. Si le maximum de concentration est causé par une source entre les deux points d'échantillonnage, comme dans le cas de la rivière du Bois-Brulé, la vitesse de déplacement des sédiments est surévaluée. Par exemple, dans le cas de l'événement 8 de la présente étude, l'approche utilisée par Bull (1997) créerait une confusion entre P4, qui est mesuré à l'amont (site 1), et P3 qui est responsable du maximum de concentration à partir du site 3. Ceci cause une surestimation de plus de 100 % de la vitesse des sédiments avec une valeur de 0,82 m/sec plutôt que 0,37 m/sec. Finalement, malgré les apparences, les résultats de Bull (1997) confirment plutôt que d'infirmer une relation positive entre le débit et la vitesse de déplacement des sédiments.

5.2.2 La production des pics de sédiments en fonction des variables hydroclimatiques

CSSP1 et CSSP3 montrent une relation positive significative avec IP60max. L'intensité des précipitations est une variable dominante pour expliquer l'érosion des sols (Nearing *et al.*, 2005 ; Römken, Helming et Prasad, 2001) particulièrement sur les routes de terre (Baird *et al.*, 2012). Une forte relation entre la concentration maximale de SS et l'intensité maximale des précipitations lors d'un événement suggère que la source de sédiments principale est activée par le ruissellement (Brasington et Richards, 2000 ; Duvert *et al.*, 2010). Les apports sédimentaires liés au ruissellement proviennent principalement d'un site à proximité du chenal (Walling et Webb, 1982). Le ruissellement peut se produire fréquemment sur des surfaces avec des capacités d'infiltration faibles. Les routes de terre répondent à ces critères. Celles-ci ont des surfaces compactées qui limitent leur capacité d'infiltration qui se situe généralement entre 0,5 et 12 mm/h (Croke et Mockler, 2001). Lorsque la capacité d'infiltration d'une surface est dépassée, le ruissellement de surface apparaît. La pluie qui déloge les particules de sédiments en percutant le sol alimente également l'écoulement et transporte les sédiments vers le bas de la pente (Bryan, 2000).

Lorsque les routes de terre sont drainées vers le cours d'eau, elles peuvent être la source prédominante de SS, même dans les bassins versants à dominance agricole (Motha *et al.*, 2004).

5.2.3 Modèle conceptuel de l'interaction entre Q_{max} et IP_{60max} pour expliquer les pics de concentration de sédiments

La figure 5.2 montre la variation du pouvoir explicatif des pics de concentration en fonction de l'intensité des précipitations et du débit selon la distance de la source. Le R^2 pour la relation entre IP_{60max} et les pics de concentration CSS1, CSS2 et CSS3 diminue de façon linéaire en s'éloignant du point de mesure. Au contraire, le R^2 pour les variables caractérisant le Q augmente de façon exponentielle en s'éloignant du point de mesure. À titre de rappel, la variable explicative pour CSS3 et CSS4 est Q_{max} et $QP1$ pour CSS1. La diminution du R^2 pour la variable IP_{60max} vers l'amont laisse croire à une diminution des apports de sédiments fins au cours d'eau par ruissellement pour la source de P3 jusqu'à une quasi-absence de ruissellement sur la source de P4. Pour sa part, l'augmentation du R^2 ajusté pour les variables caractérisant le débit pourrait être interprété comme étant l'expression de l'érosion hydraulique d'une source lointaine ou l'augmentation de l'apport de sédiments par la déstabilisation des berges avec le retrait de l'eau.

Toutefois, il est avancé que la nature de l'interaction entre Q_{max} et IP_{60max} pour expliquer la CSS des pics est la suivante : les pics sont issus d'une source ponctuelle activée par les précipitations (ruissellement) et l'intensité des précipitations va dicter la quantité de sédiments apportés au chenal par cette source. Par la suite, le débit atteint pendant l'événement va expliquer la quantité de ces sédiments qui se rendront jusqu'à l'embouchure. Un débit faible favorise la déposition d'une grande part des sédiments et se soldera par une concentration plus faible. Un débit plus élevé permet à une grande proportion de ces sédiments de se rendre à l'embouchure, ce qui donne

une concentration plus élevée. Ici, le débit n'agit donc pas comme agent d'érosion, mais plutôt comme agent de transport. Finalement, plus une source de sédiments activée par le ruissellement est proche du point d'échantillonnage, plus la relation entre l'intensité des précipitations et la concentration sera élevée. Plus cette source est éloignée, plus la concentration mesurée sera expliquée par la valeur du débit atteinte.

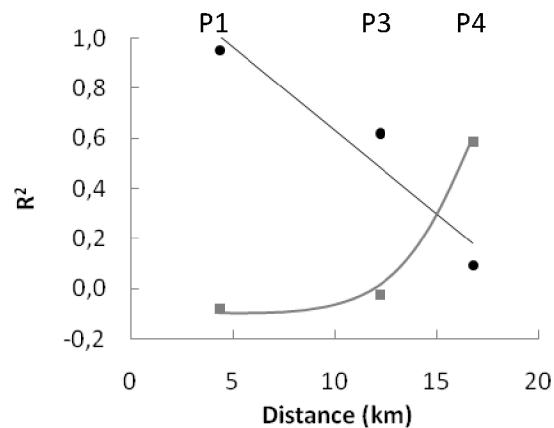


Figure 5.2 : Variation du pouvoir explicatif des pics de concentration en fonction de l'intensité des précipitations et du débit selon la distance de la source. ■ = Relation entre le débit et les trois pics de concentration. • = Relation entre l'intensité des précipitations et les trois pics de concentration.

5.3 Estimation de la quantité de sédiments en provenance du chenal et de la surface du bassin (Objectif 3)

La présente étude met l'accent sur le rôle de l'intensité de la précipitation pour expliquer la production de SS en provenance des routes. Ce processus explique en grande partie la concentration et la forme de la réponse sédimentaire. Toutefois, dans la section 4.5, il est souligné que le chenal fournit 54 % de la masse de sédiments transportée. La modélisation du transport de base permet de mettre en perspective la contribution relative de sources ponctuelles dans le bassin de la rivière du Bois-Brûlé. Cette approche est basée sur une modélisation du transport des sédiments à l'aide

d'une régression de forme exponentielle entre Q et CSS pendant la décrue. Les sources d'erreur de ce modèle proviennent d'une part du fait que les deux variables qui le composent sont également issues d'une relation fonctionnelle. Le Q est issu d'une relation entre la hauteur d'eau et Q, tandis que CSS est issue d'une relation entre la rétrodiffusion et CSS. Cette erreur de nature statistique n'est pas quantifiée ici. D'autre part, d'un point de vue physique, le modèle produit une approximation tandis que certains processus ne sont pas quantifiés. Il s'agit notamment des processus de :

- 1- la remise en suspension de sédiments déposés sur le lit (Asselman, 1999 ; Lefrancois *et al.*, 2007) ;
- 2- d'une plus grande disponibilité de sédiments météorisés en début d'événement de crue, notamment sur les berges (Carson, Taylor et Grey, 1973 ; Prosser, Hughes et Rutherford, 2000 ; Walling et Webb, 1982).

Ces deux thèmes sont abordés brièvement. Premièrement, la rivière du Bois-Brulé a une turbidité constante et une concentration moyenne de sédiment de 19.9 mg/l au niveau de base. Or, les sédiments transportés au niveau de base proviennent forcément des berges et du lit. Lefrancois *et al.* (2007), concluent qu'il y a un lien entre le transport au niveau de base et l'importance du stockage de sédiments dans le chenal. En ce sens, les rivières avec un transport de base important peuvent avoir beaucoup de sédiments disponibles sur le lit qui sont remis en suspension au début d'une crue. Deuxièmement, la granulométrie fine (argile, silt, sable fin) des berges de la rivière du Bois-Brulé, particulièrement dans la plaine agricole en font des sources potentielles. Les berges composées d'une granulométrie fine sont plus sensibles aux processus subaériens, notamment les processus cryogéniques. Ces processus sont actifs lorsque les cycles de gel-dégel sont nombreux à la fin de l'automne et lors de la fonte printanière. De plus, ces processus ont surtout comme effet de météoriser les sédiments et de les rendre disponibles au transport lors d'un événement de crue. Hors, la présente étude ne présente que trois événements survenus dans une période susceptible d'avoir connu une activité cryogénique ce qui rend difficile d'identifier des liens clairs entre ces processus et la production de SS. Les sédiments en provenance de la remise en suspension de sédiments fins déposés sur le lit et de la

météorisation des berges sont sans doute présents dans la réponse sédimentaire, mais la présence des pics de sédiments issus des sources ponctuelles qui s'y superpose dans le sédiagramme les rend difficilement quantifiables avec les moyens utilisés. Finalement, il est connu que plusieurs variables qui caractérisent une crue, autres que la magnitude du débit, peuvent expliquer l'érosion hydraulique des berges comme la durée de la crue (Wolman, 1959), tandis que les conditions d'humidité antécédentes des berges peuvent expliquer la sensibilité des berges à l'érosion hydraulique (Rinaldi et Casagli, 1999). Il apparaît évident que la nature complexe et multivariée de l'érosion des berges ne peut être complètement cernée par le modèle proposé. Néanmoins, le modèle de transport de base offre une estimation des quantités de sédiments produits par la surface du bassin et le chenal qui permettent de relativiser les apports de sédiments en soulignant la diversité des sources.

En ce qui concerne les sources à la surface du bassin, le présent mémoire aborde très peu l'érosion en milieu agricole qui est pourtant un processus qui peut contribuer à la dégradation des sols et de pollution des cours d'eau (Duchemin *et al.*, 2002). Même en prairie permanente, une parcelle agricole peut subir une érosion hydrique de 0,2 t/ha (Mehuys 1981 dans Duchemin *et al.*, 2002). Sans apparaître pour autant comme une source ponctuelle évidente dans la réponse sédimentaire, les sédiments issus de cette érosion peuvent être, en partie, transportés vers les cours d'eau et contribuer de manière significative au bilan sédimentaire. La présente étude montre que les sources ponctuelles comme les routes de terre et la gravière génèrent les pics de concentrations. Il est néanmoins impossible avec les moyens présentés ici de départager dans la masse des sédiments produits par la surface du bassin, la part produite par les sources ponctuelles comme les routes et les sources agricoles diffuses.

Finalement, les modèles issus de la relation fonctionnelle entre le débit et la concentration de sédiments (*rating curve*) sont utilisés pour modéliser la

concentration totale de sédiments. Il est donc possible de tester la modélisation en comparant les résultats modélisés aux valeurs connues provenant de mesures sur le terrain. Le modèle présenté ici n'est malheureusement pas vérifiable avec les moyens dont nous disposons. Une analyse de *fingerprinting* pourrait confronter le modèle proposé en départageant la provenance des sédiments selon leurs composantes physiques, géochimiques, biogéniques (Collins et Walling, 2002). Une confirmation de la validité du modèle serait souhaitable avant que les observations qui en découlent soient utilisées pour orienter une stratégie de gestion de l'apport de sédiments fin à la rivière du Bois-Brûlé.

5.4 Représentativité des données

Les régressions entre les concentrations de sédiments et les variables hydroclimatiques sont faites à partir d'un faible nombre d'événements. Ceci peut soulever une question à propos de la représentativité de cet échantillonnage par rapport au processus de production et de transfert de sédiments identifié dans le bassin versant de la rivière du Bois-Brûlé. Néanmoins, pris dans son ensemble, le présent mémoire présente une série d'analyses qui, par leurs convergences, supportent les idées avancées.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Le présent mémoire a permis de faire des constats concernant la dynamique spatiale et temporelle de la réponse sédimentaire de la rivière du Bois-Brûlé.

Au niveau de l'identification des principales sources ponctuelles de sédiments (objectif 1), le suivi du transfert de sédiments dans le tronçon principal a permis de calculer la vitesse de déplacement des pics de sédiments et de remonter à des secteurs qui circonscrivent les principales sources de sédiments ponctuelles. Ces sources sont des routes de terres et une gravière qui se drainent vers la rivière du Bois-Brûlé.

Au niveau de la description de la réponse sédimentaire en lien avec les variables hydroclimatiques (objectif 2), nous avons montré que les précipitations unimodales produisent une réponse sédimentaire unitaire qui est l'expression de l'activation des quatre mêmes sources à chaque événement. Cette réponse sédimentaire unitaire peut avoir une concentration maximale variée. Elle est présente indépendamment du débit atteint, de l'intensité des précipitations ou de l'ordre d'apparition du Q_{max} et de la CSS_{max} . La force des relations fonctionnelles entre l'intensité des précipitations et la $CSSP1$ et $CSSP3$ renforce l'idée d'une production de sédiments ponctuelle par ruissellement (dépassement des capacités d'infiltrations). En ce qui concerne $CSSP4$, elle est expliquée par une interaction entre Q_{max} et $Ip60_{max}$. $P4$ est aussi issu d'une source ponctuelle activée par les précipitations. L'intensité des précipitations dicte la quantité de sédiments apportée au chenal par cette source. Par la suite, le débit atteint pendant l'événement explique la quantité de ces sédiments qui se rendront jusqu'à l'embouchure. Ici, le débit n'agit donc pas comme agent d'érosion, mais plutôt

comme agent de transport. En résumé, plus une source de sédiments activée par le ruissellement est proche du point d'échantillonnage, plus la relation entre l'intensité des précipitations et la concentration sera élevée. Plus cette source est éloignée, plus la concentration mesurée sera expliquée par la valeur du débit atteinte. Finalement, il a été montré que la variabilité dans la forme des boucles d'hystérèse, en ce qui concerne les 15 événements étudiés sur la rivière du Bois-Brûlé sont l'expression des mêmes sources activées par les mêmes processus, qui s'opèrent à des intensités et des vitesses variables. Les deux mécanismes dominants pour expliquer la forme de la réponse sédimentaire sont la production des pics de concentration reliée au ruissellement sur des sources ponctuelles et l'érosion des berges et du lit.

Finalement, en ce qui concerne l'estimation de la quantité de sédiments produits par le chenal et la surface du bassin (objectif 3), nous avons montré que les 15 événements étudiés ont produit un total de 158,3 t de sédiments, dont 31,8 % provient de l'événement 4, survenu le 11 juillet 2007. Pour la période d'étude, le chenal produit un maximum de 54 % des SS tandis que la surface du bassin en produit un minimum de 46 %. Toutefois, ces valeurs issues de modèles fonctionnels n'ont pas pu être validées avec les moyens disponibles. Le mode de transport de base proposé pourrait être testé sur une rivière pour laquelle il existe une analyse de fingerprinting des sources afin de vérifier sa justesse.

RÉFÉRENCES

- Arnáez, J., Larrea, V. et Ortigosa, L. (2004). Surface runoff and soil erosion on unpaved forest roads from rainfall simulation tests in northeastern Spain. *CATENA*, 57(1), 1-14.
- Arnborg, L. , Walker, H.J. et Peippo, J. (1967). Suspended load in the Colville River, Alaska. *Geografiska Annaler*, 49(A), 131-144.
- Asselman, N.E.M. (2000). Fitting and interpretation of sediment rating curves. *Journal of Hydrology*, 234(3-4), 228-248.
- Asselman, N.E.M. (1999). Suspended sediment dynamics in a large drainage basin: the River Rhine. *Hydrological Processes*, 13(10), 1437-1450.
- Baird, E.J., Floyd, W., van Meerveld, I. et Anderson, A.E. (2012). Road Surface Erosion, Part 1: Summary of Effects, Processes, and Assessment Procedures. *Streamline*, 15(1), 1-9.
- Becht, M. (1989). Suspended load yield of a small Alpine drainage basin in Upper Bavaria. *Catena, Suppl*, 15, 329-342.
- Beschta, R.L. (1979). Debris removal and its effects on sedimentation in an Oregon Coast Range stream. *Northwest Science*, 53(1), 71-77.
- Bilby, R.E. (1981). Role of organic debris dams in regulating the export of dissolved and particulate matter from a forested watershed. *Ecology*, 1234-1243.
- Bilby, R.E. (1985). Contributions of road surface sediment to a western Washington stream. *Forest Science*, 31(4), 827-838.
- Bilby, R.E., Sullivan, K. et Duncan, S.H. (1989). The generation and fate of road-surface sediment in forested watersheds in southwestern Washington. *Forest Science*, 35(2), 453-468.

- Bogen, J. (1980). The hysteresis effect of sediment transport systems. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 34(1), 45-54.
- Booth, D.B. (1990). Stream channel incision following drainage-basin urbanization. *Journal of the American Water Resources Association*, 26(3), 407-417.
- Brasington, J. et Richards, K. (2000). Turbidity and suspended sediment dynamics in small catchments in the Nepal Middle Hills. *Hydrological Processes*, 14(14), 2559-2574.
- Brierley, G.J. et Fryirs, K.A. (2005). *Geomorphology and River Management: Application of the River Styles Framework*. Malden, MA,: Blackwell Publishing.
- Brown, A.G., Carey, C., Erkens, G., Fuchs, M., Hoffmann, T., Macaire, J.-J., Moldenhauer, K.-M. et Walling, D.E. (2009). From sedimentary records to sediment budgets: multiple approaches to catchment sediment flux. *Geomorphology*, 108(1), 35-47.
- Bryan, R.B. (2000). Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology*, 32(3-4), 385-415.
- Bryan, R.B., Govers, G. et Poesen, J. (1989). The concept of soil erodibility and some problems of assessment and application. *CATENA*, 16(4-5), 393-412.
- Bull, L.J. (1997). Relative velocities of discharge and sediment waves for the River Severn, UK. *Hydrological sciences journal*, 42(5), 649-660.
- Butler, D.R. et Malanson, G.P. (1994). Beaver landforms. *The Canadian Geographer/Le Géographe canadien*, 38(1), 76-79.
- Carson, M.A., Taylor, C.H. et Grey, B.J. (1973). Sediment production in a small Appalachian watershed during spring runoff: the Eaton basin, 1970-1972. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 10(12), 1707-1734.
- Centre d'expertise en analyse environnementale du Québec (2009). Détermination des solides en suspension totaux et volatils: méthode gravimétrique, MA. 115 – S.S. 1.2, Rév. 1, Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs du Québec: 13 p

- Church, M., Ham, D., Hassan, M. et Slaymaker, O. (1999). Fluvial clastic sediment yield in Canada: scaled analysis. *Canadian Journal of Earth Science*, 36, 1267-1280.
- Collins, A. L., Walling, D.E. et Leeks, G.J.L. (1998). Use of composite fingerprints to determine the provenance of the contemporary suspended sediment load transported by rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(1), 31-52.
- Collins, A.L. et Walling, D.E. (2002). Selecting fingerprint properties for discriminating potential suspended sediment sources in river basins. *Journal of Hydrology*, 261(1-4), 218-244.
- Collins, A.L. et Walling, D.E. (2007). The storage and provenance of fine sediment on the channel bed of two contrasting lowland permeable catchments, UK. *River Research and Applications*, 23(4), 429-450.
- Conseil de bassin de la Rivière Rimouski (2011). Portrait socio-environnemental du bassin versant de la rivière Rimouski. Document technique. Version révisée (février 2011). Rimouski: 182 p
- Couper, P. (2003). Effects of silt–clay content on the susceptibility of river banks to subaerial erosion. *Geomorphology*, 56(1-2), 95-108.
- Croke, J. et Mockler, S. (2001). Gully initiation and road to stream linkage in a forested catchment, southeastern Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(2), 205-217.
- Dingman, S.L. (1994). *Physical hydrology*. New York: Macmillan.
- Downing & Associates Instrument Company (1991). OBS-3 suspended solids and turbidity monitor. Instruction manual: 41 p.
- Downing, J. (2006). Twenty-five years with OBS sensors: The good, the bad, and the ugly. *Continental Shelf Research*, 26(17), 2299-2318.
- Droppo, I.G. (2001). Rethinking what constitutes suspended sediment. *Hydrological Processes*, 15, 1551-1564.
- Droppo, I.G. et Stone, M. (1994). In channel surficial fine grained sediment laminae. Part I: Physical characteristics and formational processes. *Hydrological Processes*, 8(2), 101-111.

- Duchemin, M., Mabit, L., Lachance, M., Bernard, C., Morin, G., Lagacé, R. et Laverdière, M.R. (2002). Évaluation du bilan sédimentaire d'un petit bassin versant agricole à l'aide du modèle CEQÉROSS et des mesures au césium-137. *Agrosol*, 13(1), 23-34.
- Duijsings, J. (1986). Seasonal variation in the sediment delivery ratio of a forested drainage basin in Luxembourg. *Drainage basin sediment delivery. IAHS Publication*, 159, 153-164.
- Dunne, T. et Black, R.D. (1970). Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources Research*, 6(5), 1296-1311.
- Duvert, C., Gratiot, N., Evrard, O., Navratil, O., Némery, J., Prat, C. et Esteves, M. (2010). Drivers of erosion and suspended sediment transport in three headwater catchments of the Mexican Central Highlands. *Geomorphology*, 123(3), 243-256.
- Edwards, T.K. et Glysson, G.D. (1988). Field Methods for Measurement of Fluvial Sediment. Open File Report 86-531. US Geological Survey. Reston, Virginia: 118 p.
- Einstein, H.A. (1943a). Discussion on distribution graphs of suspended-matter concentration. *Trans., Amer. Soc. Civ. Eng.*, 69, 957, 958.
- Einstein, HA (1943b). Discussion on distribution graphs of suspended-matter concentration. *Trans., Amer. Soc. Civ. Eng.*, 69, 957, 958.
- Environnement Canada (2013a). Courbes IDF, station 7056480 En ligne. [ftp://ftp.tor.ec.gc.ca/Pub/Engineering_Climate_Dataset/IDF/IDF v 2.100 2011_05_17/IDF_Files_Fichiers/](ftp://ftp.tor.ec.gc.ca/Pub/Engineering_Climate_Dataset/IDF/IDF_v_2.100_2011_05_17/IDF_Files_Fichiers/)
- Environnement Canada (2013b). Données de précipitations et de températures, station 7056480 En ligne. http://climat.meteo.gc.ca/climate_normals/results_f.html?stnID=5836&prov=&lang=&dCode=1&dispBack=1&StationName=rimouski&SearchType=Cont ains&province=ALL&provBut=Go&month1=0&month2=12
- Ferguson, R.I. (1981). Channel form and channel changes. *British rivers*, 90, 125.
- Fryirs, K. (2013). Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(1), 30-46.

- Fryirs, K. et Brierley, G.J. (2001). Variability in sediment delivery and storage along river courses in Bega catchment, NSW, Australia: implications for geomorphic river recovery. *Geomorphology*, 38(3), 237-265.
- Gérardin, V. et McKenney, D. (2001). Une classification climatique du Québec à partir de modèles de distribution spatiale de données climatiques mensuelles: vers une définition des bioclimats au Québec, Direction du patrimoine écologique et du développement durable, ministère de l'Environnement, Québec
- Gilvear, D.J. et Petts, G.E. (1985). Turbidity and suspended solids variations downstream of a regulating reservoir. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10(4), 363-373.
- Gippel, C. J. (1989). The use of turbidimeters in suspended sediment research. *Hydrobiologia*, (176/177), 465-480.
- Gippel, C.J. (1995). Environmental hydraulics of large woody debris in streams and rivers. *Journal of Environmental Engineering*, 121(5), 388-395.
- Harbor, J. (1999). Engineering geomorphology at the cutting edge of land disturbance: erosion and sediment control on construction sites. *Geomorphology*, 31(1-4), 247-263.
- Hébert, S. (1996). Développement d'un indice de la qualité bactériologique et physicochimique de l'eau pour les rivières du Québec. Direction des écosystèmes aquatiques. Québec, Ministère de l'Environnement et de la Faune: 20 p
- Heidel, S.G. (1956). The progressive lag of sediment concentration with flood waves. *Trans. Am. Geophys. Union*, 37(1), 56-66.
- Hétu, B. (1998). La déglaciation de la région de Rimouski, Bas-Saint-Laurent (Québec): indices d'une récurrence glaciaire dans la Mer de Goldthwait entre 12 400 et 12 000 BP. *Géographie physique et Quaternaire*, 52(3).
- Horowitz, A.J., F.A., Rinella, P., Lamothe, T.L., Miller, T.K., Edwards, Roche R.L. et D.A., Rickert (1990). Variations in Suspended Sediment and Associated Trace Element Concentrations in Selected Riverine Cross Sections. *Environmental Science and Technology*, 24, 1313-1320.
- Horton, R.E. 1940. *An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity: Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 399-417 p.

- Jansson, M.B. (2002). Determining sediment source areas in a tropical river basin, Costa Rica. *CATENA*, 47(1), 63-84.
- Julian, J.P. et Torres, R. (2006). Hydraulic erosion of cohesive riverbanks. *Geomorphology*, 76, 193-206.
- Julien, H.P. Bergeron N.E. (2006). Effect of fine sediment infiltration during the incubation period on Atlantic salmon (*Salmo salar*) embryo survival. *Hydrobiologia*, 563, 61-71.
- Keim, R.F. et Schoenholtz, S.H. (1999). Functions and effectiveness of silvicultural streamside management zones in loessial bluff forests. *Forest Ecology and Management*, 118(1), 197-209.
- Kinnell, P.I.A. (2010). Event soil loss, runoff and the universal soil loss equation family of models: A review. *Journal of Hydrology*, 385(1), 384-397.
- Kirby, P.C. et Mehuys, G.R. (1987). The seasonal variation of soil erosion by water in southwestern Quebec. *Canadian journal of soil science*, 67(1), 55-63.
- Klein, M. (1984). Anti clockwise hysteresis in suspended sediment concentration during individual storms: Holbeck catchment; Yorkshire, England. *CATENA*, 11(1), 251-257.
- Knighton, D. (1998). *Fluvial forms and processes: a new perspective* (2nd Edition). London: Arnold.
- Laflèche, V., Bégin, J. et Ruel, J.-C. (2004). Effets de la coupe avec protection de la régénération sur la production des peuplements forestiers. Direction de la recherche forestière. Sainte-Foy, Québec, Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, 95 p.
- Lane, S.N., Reid, S.C., Tayefi, V., Yu, D. et Hardy, R.J. (2008). Reconceptualising coarse sediment delivery problems in rivers as catchment-scale and diffuse. *Geomorphology*, 98(3), 227-249.
- Lawler, D.M. (1986). River bank erosion and the influence of frost: a statistical examination. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 11(2), 227-242.

- Lefrancois, J., Grimaldi, C., Gascuel-Oudou, C. et Gilliet, N. (2007). Suspended sediment and discharge relationships to identify bank degradation as a main sediment source on small agricultural catchments. *Hydrological Processes*, 21(21), 2923-2933.
- Leopold, L.B. et Maddock, T. (1953). The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications.
- Lewis, J. (1996). Turbidity-controlled suspended sediment sampling for runoff-event load estimation. *Water Resources Research*, 32(7), 2299-2310.
- Litynski, J. (1988). Climat du Québec d'après la classification numérique. Carte de format 100 x 130 cm. Éditions Gamma.
- Meentemeyer, V. et Zippin, J. (1981). Soil moisture and texture controls of selected parameters of needle ice growth. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6(2), 113-125.
- Milburn, D. et Prowse, T.D. (2002). Under-ice movement of cohesive sediments before river-ice breakup. *Hydrological Processes*, 16, 823-834.
- Morgan, R.P.C. (1995). *Soil erosion and conservation*. Malden, MA: Wiley-Blackwell.
- Motha, J. A., Wallbrink, P. J., Hairsine, P. B. et Grayson, R. B. (2004). Unsealed roads as suspended sediment sources in an agricultural catchment in south-eastern Australia. *Journal of Hydrology*, 286(1-4), 1-18.
- Nearing, M.A., Jetten, V., Baffaut, C., Cerdan, O., Couturier, A., Hernandez, M., Le Bissonnais, Y., Nichols, M.H., Nunes, J.P. et Renschler, C.S. (2005). Modeling response of soil erosion and runoff to changes in precipitation and cover. *CATENA*, 61(2), 131-154.
- Orwin, J.F. et Smart, C.C. (2004). The evidence for paraglacial sedimentation and its temporal scale in the deglaciating basin of Small River Glacier, Canada. *Geomorphology*, 58(1-4), 175-202.
- Owens, P. N. , Batalla, R.J., Collins, A.J., Gomez, B., Hicks, D.M., Horowitz, A.J., Kondolf, G.M., Marden, M., Page, M.J., Peacock, D.H., Petticrew, E.L., Salomons, W. et Trustrum, A. (2005). Fine grained sediment in river systems

- environmental significance and management issues. *River Research and Applications*, 21, 693-717
- Pall, R., Dickinson, W.T., Green, D. et McGirr, R. 1982. *Impacts of soil characteristics on soil erodibility*.
- Picouet, C., Hingray, B. et Olivry, J.C. (2001). Empirical and conceptual modelling of the suspended sediment dynamics in a large tropical African river: the Upper Niger river basin. *Journal of Hydrology*, 250(1-4), 19-39.
- 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.
- Prowse, T.D., (1993). Suspended sediment concentration during river ice break-up. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 20(5), 872-875.
- Reid, L.M. et Dunne, T. (1984). Sediment production from forest road surfaces. *Water Resources Research*, 20(11), 1753-1761.
- Reid, S.C., Lane, S.N., Berney, J.M. et Holden, J. (2007). The timing and magnitude of coarse sediment transport events within an upland, temperate gravel-bed river. *Geomorphology*, 83(1), 152-182.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K. et Yoder, D.C. (1997). Predicting soil erosion by water. A guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE).
- 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.
- Römkens, M.J.M., Helming, K. et Prasad, S.N. (2001). Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness, and soil water regimes. *CATENA*, 46(2), 103-123.
- Schumm, S.A. (1977). *The fluvial system*. New York: Wiley.
- Seeger, M., Errea, M.P., Begueria, S., Arnaez, J., Marti, C. et Garcia-Ruiz, J.M. (2004). Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factors for discharge/suspended sediment hysteretic loops in a small headwater catchment in the Spanish pyrenees. *Journal of Hydrology*, 288(3-4), 299-311.

- 33Shields, A. (1936). Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement. *Mitteilungen der Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, 26, 5-24.
- 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), 361-383.
- Thorne, C.R. (1982). *Processes and mechanisms of river bank erosion*. Coll. «Gravel-Bed Rivers»: Wiley: Chichester.
- Van Dijk, A., Bruijnzeel, LA et Rosewell, CJ (2002). Rainfall intensity-kinetic energy relationships: a critical literature appraisal. *Journal of Hydrology*, 261(1-4), 1-23.
- Wall, G.J., Coote, D.R. , Pringle, E.A. et Shelton, I.J. (2002). RUSLE-CAN: Équation universelle révisée des pertes de sol pour application au Canada. Manuel pour l'évaluation des pertes de sol causées par l'érosion hydrique au Canada. Agriculture et Agroalimentaire Canada Direction générale de la recherche, Ottawa (Ontario): 117 p.
- Walling, D. E. (1983). The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology*, 65 (1-3), 209-237.
- Walling, D.E. (2005). Tracing suspended sediment sources in catchments and river systems. *Science of The Total Environment*, 344(1-3), 159-184.
- Walling, D.E. (1974). Suspended sediment and solute yields from a small catchment prior to urbanization. *Fluvial Processes in Instrumented Watersheds*, 6, 169-192.
- Walling, D.E. et Fang, D. (2003). Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change*, 39, 111- 126.
- Walling, D.E. et Webb, B.W. (1982). Sediment availability and the prediction of storm-period sediment yields. *Proceedings of the Exeter Symposium. July 1982, IAHS Publ. no. 137*.
- Ward, A.D. et Trimble, S.W. (2004). *Environmental hydrology* (2nd Edition). Boca Raton, FL : Lewis Publishers.

- Wark, J.W. et Keller, F.J. (1963). Preliminary study of sediment sources and transport in the Potomac River Basin. Interstate Commission Potomac River Basin: 28 p.
- Waters, T.F. (1995). *Sediment in streams. Sources, Biological Effects and Control*. Bethesda, MD: American Fisheries Society.
- Wemple, B.C., Jones, J.A. et Gordon, E.G. (1996). Channel Network extension by logging roads in two basins, Western Cascades, Oregon. *Journal of the American Water Resources Association*, 32(6), 1195-1207.
- Wentworth, C.K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30(5), 377-392.
- Williams, G.P. (1989). Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology*, 111, 89-106.
- Wischmeier, W.H. et Smith, D.D. (1958). Rainfall energy and its relationship to soil loss. *Trans. Am. Geophys. Union*, 39(2), 285-291.
- Wischmeier, W.H. et Smith, D.D. (1978). Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning [USA]. Washington, DC, US Department of Agriculture: 58 p.
- Wolman, M.G. (1959). Factors influencing erosion of a cohesive river bank. *American Journal of Science*, 257(3), 204-216.
- Wolman, M.G. et Miller, J.P. (1960). Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *The Journal of Geology*, 68(1), 54-74.