

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE PRÉSENTÉ À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À TROIS-RIVIÈRES

COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

PAR
KARINE HUBERT

EFFETS DES CHANGEMENTS DES CARACTÉRISTIQUES DE CRUES SUR
L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE LA RIVIÈRE MATAWIN EN AVAL
DU RÉSERVOIR TAUREAU (QUÉBEC, CANADA)

JUIN 2011

Université du Québec à Trois-Rivières

Service de la bibliothèque

Avertissement

L'auteur de ce mémoire ou de cette thèse a autorisé l'Université du Québec à Trois-Rivières à diffuser, à des fins non lucratives, une copie de son mémoire ou de sa thèse.

Cette diffusion n'entraîne pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits de propriété intellectuelle, incluant le droit d'auteur, sur ce mémoire ou cette thèse. Notamment, la reproduction ou la publication de la totalité ou d'une partie importante de ce mémoire ou de cette thèse requiert son autorisation.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier spécialement mon directeur de recherche M. Ali Assani qui m'a permis de réaliser une maîtrise dans le cadre de son programme de recherche. Je suis honorée d'avoir fait partie intégrante de son équipe. Je le remercie également pour sa disponibilité, son dévouement, sa patience et son implication afin de m'avoir permis de porter à terme ce projet de recherche.

J'aimerais remercier mon co-directeur de recherche M. Denis Leroux pour son aide apportée au niveau géomatique et technique et la transmission de ses connaissances durant le baccalauréat, mais également durant mon cheminement à la maîtrise.

Je profite également de l'occasion pour remercier les membres de mon comité soit M. Thomas Buffin-Bélanger (Université du Québec à Rimouski) ainsi que M. Claude Demers (Hydro-Québec).

Un merci tout spécial pour mes collègues et amis du laboratoire qui ont parcouru le même chemin que moi. Vous avez su m'encourager et me soutenir. Merci pour votre aide et vos commentaires instructifs.

Finalement, je tiens à remercier chaleureusement ma famille qui m'a encouragée et qui m'a permis d'atteindre ce niveau d'étude. Sans son aide, le chemin aurait été beaucoup plus difficile.

RÉSUMÉ

Principal affluent de la rivière Saint-Maurice, la rivière Matawin (5770 km²) est une rivière type du bouclier canadien caractérisée par une alternance régulière des tronçons sableux et caillouteux. Pour alimenter en eau les centrales construites sur la rivière Saint-Maurice en hiver, on a construit un réservoir à la fin des années 1920. Ce réservoir a modifié profondément le régime de crues en aval: disparition totale des fortes crues de récurrence supérieure ou égale à un an, diminution dans le temps de leur magnitude, changement de leur période d'occurrence (les crues surviennent plus fréquemment en hiver qu'au printemps), diminution de leur fréquence et de leur variabilité, mais hausse de leur durée. Pour déterminer les impacts morphologiques induits par ces changements hydrologiques, on a analysé l'évolution temporelle du chenal à partir des photographies aériennes prises avant (1928) et après (1937, 1965, 1975, 1987 et 1996) la construction du réservoir. Cette analyse diachronique a permis de mettre en évidence les faits suivants: rétrécissement du chenal seulement dans les tronçons caillouteux, engraissement des bancs sableux et des îlots, aucun changement de sinuosité. En conclusion, la diminution de la magnitude et de la fréquence des crues a entraîné une diminution de la largeur du chenal, mais aucun changement de la sinuosité contrairement aux prédictions de certains modèles d'évolution morphologique. Ceci est dû probablement au changement des caractéristiques fondamentales des débits. La magnitude, la fréquence et la variabilité des fortes crues ont diminué depuis 70 ans alors que la durée s'est accrue.

Mots clés : îlot, banc, évolution géomorphologique, analyse diachronique, régime hydrologique, barrage, régime d'inversion

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	ii
RÉSUMÉ.....	iii
LISTE DES TABLEAUX.....	vii
LISTE DES FIGURES	viii
LISTE DES SYMBOLES ET DES ABRÉVIATIONS.....	x

CHAPITRE I

INTRODUCTION.....	1
1.1 Contexte de la recherche.....	1
1.2 Problématique	6
1.3 Objectifs et hypothèses du projet de recherche	8
1.4 Revue de la littérature	9
1.4.1 Érosion en aval du barrage.....	9
1.4.2 Changements dans le profil transversal	10
1.4.3 Changement de la forme en plan	11
1.4.4 Effets des barrages sur les processus morphologiques hivernaux	11
1.4.5 Classification des impacts géomorphologiques en aval des barrages selon Brandt (2000)	12
1.4.6 Variabilité des changements spatio-temporels	19
1.4.6.1 Variabilité des changements avec le temps	19
1.4.6.2 Variabilité des changements avec la distance du barrage.....	20
1.4.7 Changements sédimentologiques en aval des barrages	20
1.4.7.1 Efficacité de trappage des sédiments.....	20
1.4.8 Définition, processus de formation et évolution des bancs fluviaux	23
1.4.8.1 Définition.....	23
1.4.8.2 Processus de formation et évolution des bancs fluviaux	23
1.4.9 Définition, processus de formation et évolution des îlots fluviaux	24
1.4.9.1 Définition.....	24
1.4.9.2 Processus de formation et évolution des îlots fluviaux	24
1.4.10 Conclusion	26

CHAPITRE II

MÉTHODOLOGIE27

2.1	Présentation du cadre d'étude.....	27
2.2	Analyse des débits de fortes crues.....	31
2.3	Choix des sites d'étude et analyse morphologique de la rivière (largeur à plusieurs bords et sinuosité).....	33
2.4	Choix des sites d'étude et analyse morphométrique des îlots et bancs sableux de la rivière Matawin.....	35
2.5	Analyse des photographies aériennes.....	44
2.5.1	Géoréférencement des photographies aériennes.....	45
2.5.2	Orthorectification des photographies aériennes.....	47
2.5.3	Détermination de la superficie et de la largeur des paramètres morphologiques du chenal.....	47
2.6	Analyses statistiques des données.....	48
2.6.1	Analyse statistique des données hydrologiques.....	48
2.6.2	Analyse statistique des données morphométriques.....	50

CHAPITRE III

RÉSULTATS.....52

3.1	Analyse de la variabilité temporelle des débits de fortes crues en aval du barrage Matawin.....	52
3.2	Comparaison de la variation spatio-temporelle de la largeur du chenal.....	56
3.2.1	Variation longitudinale de la largeur moyenne à pleins bords.....	56
3.2.2	Variation temporelle de la largeur moyenne à pleins bords.....	62
3.2.2.1	Tronçons sableux.....	62
3.2.2.2	Tronçons caillouteux.....	65
3.2.2.3	Tronçon mixte.....	68
3.3	Comparaison de la variation de la sinuosité du chenal principal de la rivière Matawin.....	69
3.4	Comparaison de l'évolution morphologique des bancs sableux.....	69
3.5	Comparaison de l'évolution morphologique des îlots.....	73

CHAPITRE IV	
DISCUSSION ET CONCLUSION.....	78
4.1 Analyse des facteurs d'influence de l'évolution morphologique du chenal de la rivière Matawin.....	78
4.1.1 Ampleur des changements des débits	78
4.1.2 Ampleur des changements de la charge sédimentaire	79
4.1.3 Nature lithologique des tronçons étudiés.....	81
4.1.4 Apport des affluents en aval du barrage	82
4.2 Comparaison de la rivière Matawin avec d'autres modèles hydrogéomorphologiques	83
4.3 Conclusion.....	85
BIBLIOGRAPHIE.....	87

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1.1 Résumé des impacts des barrages sur les caractéristiques des débits minimums journaliers au Québec (ASSANI et <i>al.</i> , 2006)	4
1.2 Résumé des impacts des barrages sur les caractéristiques des débits maximums journaliers au Québec (ASSANI et <i>al.</i> , 2006)	4
1.3 Changements du chenal anticipés dus aux modifications du régime hydrologique et de la charge en sédiments (BRANDT, 2000)	18
2.1 Présentation des caractéristiques des tronçons étudiés	34
2.2 Source et caractéristiques des photographies aériennes utilisées	34
2.3 Présentation des caractéristiques morphométriques des bancs étudiés	35
2.4 Présentation des caractéristiques morphométriques des îlots étudiés	35
2.5 Les valeurs des paramètres dans les trois régimes hydrologiques homogènes	50
3.1 Résultats des régressions linéaires et du test de Fisher-Snedecor de la variation longitudinale en aval du barrage Matawin en 1996	56
3.2 Variation temporelle de la largeur moyenne à pleins bords (m) des cinq tronçons sableux étudiés	62
3.3 Résultats des tests d'ANOVA et Kruskal-Wallis pour chacun des tronçons sableux étudiés	63
3.4 Variation temporelle de la largeur moyenne (m) des cinq tronçons caillouteux étudiés	66
3.5 Résultats des tests d'ANOVA et Kruskal-Wallis pour chacun des tronçons caillouteux étudiés	66
4.1 Comparaison des modèles de Schumm (1969), Brandt (2000) et de Matawin (2010)	85

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Coefficient d'écoulement mensuel (%) des trois types de régimes artificialisés.....	5
1.2 Schéma d'analyse qualitative de Lane (ROSGEN, 1996).....	13
1.3 Concentration de la charge en suspension transportée par différents débits à des stations successives en aval avant et après la fermeture du barrage Canton, North Canadian River, Oklahoma (WILLIAMS et WOLMAN, 1984).....	22
2.1 Bassin versant de la rivière Matawin et tronçon à l'étude en encadré rouge	28
2.2 Localisation des bancs étudiés en aval du barrage de la rivière Matawin présents en 1928 et en 1937.....	36
2.3 Photographies aériennes des bancs étudiés (1996). Les distances sont comptées à partir du barrage (situé à 85 km de la confluence avec la rivière Saint-Maurice)	39
2.4 Localisation des îlots étudiés en aval du barrage de la rivière Matawin	40
2.5 Photographies aériennes des îlots étudiés (1996). Les distances sont comptées à partir du barrage (situé à 85 km de la confluence avec la rivière Saint-Maurice)	43
2.6 Schéma explicatif de la validation croisée (DROUIN, 2008)	46
3.1 Variabilité des caractéristiques fondamentales des débits de fortes crues à l'échelle interannuelle (FORTIER et <i>al.</i> , 2010)	52
3.2 Variabilité interannuelle de crues maximales hivernales et comparaison avec des débits de certaines récurrences (2, 5, 10 et 50 ans)	53
3.3 Variabilité interannuelle de crues maximales printanières et comparaison avec des débits de certaines récurrences (2, 5, 10 et 50 ans).....	54
3.4 Variabilité des caractéristiques fondamentales des débits de fortes crues à l'échelle interdécennale (FORTIER et <i>al.</i> , 2010).....	55
3.5 Variation longitudinale des tronçons caillouteux (1, 2, 4, 8 et 9) en 1996 et courbe de tendance	59

3.6	Variation longitudinale des tronçons sableux (3, 5, 6, 7 et 10) en 1996 et courbe de tendance	61
3.7	Résultats des tests d'ANOVA des cinq tronçons sableux étudiés.....	64
3.8	Résultats des tests d'ANOVA des cinq tronçons caillouteux étudiés	67
3.9	Superficie (en m ²) du bassin situé directement en aval du barrage Matawin.....	68
3.10	Variation de l'indice de sinuosité du chenal principal de la rivière Matawin de 1928 à 1996	69
3.11	Variation de la superficie des 5 bancs sableux étudiés de 1928 à 1996	72
3.12	Variations morphologiques des huit îlots étudiés de 1928 à 1996	77

LISTE DES SYMBOLES ET DES ABRÉVIATIONS

Co	Company
Dpi	Dot per inch
GCP	Point de contrôle au sol
km	Kilomètre
m	Mètre
MNE	Modèle numérique d'élévation
RMS	Racine des moindres carrés
UTM	Universal Transverse Mercator

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 Contexte de la recherche

L'art et la science du contrôle de l'eau sont présents dans notre monde depuis plusieurs milliers d'années. Déjà quatre mille ans avant Jésus-Christ, on observait des ouvrages et des infrastructures complexes en Égypte, en Inde et en Chine (BISWAS, 1975). Au Canada comme ailleurs, les cours d'eau naturels sont utilisés depuis longtemps comme voies de transport et ont été modifiés avec le temps de diverses manières par la construction de canaux et autres ouvrages (BAXTER et GLAUDE, 1980). Lorsqu'une prise de conscience du potentiel hydroélectrique s'est effectuée au début du siècle passé, des ingénieurs canadiens ont joué un rôle important dans le développement de nouvelles technologies qui ont transformé la vie industrielle et domestique du pays. Le concept de l'aménagement des grands cours d'eau est devenu à cette époque très populaire par la construction de nombreux barrages. Bien que ces barrages aient amené plusieurs bénéfices tels que le contrôle des inondations, l'approvisionnement en eau, les opportunités récréatives et l'énergie hydroélectrique, ils ont également altéré la distribution des débits et fragmenté les systèmes fluviaux (CHIN *et al.*, 2002; DYNESIUS et NILSSON, 1994) causant des changements de la morphologie du chenal associé à des coûts environnementaux.

Au Québec, le grand potentiel hydraulique a conduit à la construction de nombreux barrages pour produire l'énergie hydroélectrique. Le Québec, troisième producteur mondial d'hydroélectricité (ASTRADE, 1998), exporte une partie de cette production énergétique aux États-Unis et aux provinces voisines. À mesure que les barrages augmentent en nombre et en taille et que le nombre de cours d'eau aménagés se multiplie, des conséquences indésirables, imprévues et potentiellement délétères peuvent se manifester à des endroits éloignés et longtemps après la construction, par l'entremise d'une chaîne de causes et d'effets souvent très subtile (WHITE, 1977). Afin de répondre à ces interrogations grandissantes concernant les impacts des barrages, plusieurs études ont vu le jour à travers le monde. Par contre, de ce nombre, peu ont été réalisées au

Québec. Ainsi, cette étude fait partie intégrante d'un vaste programme de recherche sur les impacts hydrologiques, morphologiques et écologiques des barrages sur le territoire québécois. Elle se limitera par contre à l'analyse de l'influence de l'inversion du régime hydrologique sur la morphologie des chenaux en aval d'un barrage en relation avec la variabilité des débits du Québec.

Sur le plan hydrologique, les travaux D'ASSANI ont permis d'identifier trois régimes hydrologiques régularisés (ASSANI et *al.*, 2002; 2005, 2006, 2007; LAJOIE et *al.*, 2007). Les caractéristiques de ces trois régimes hydrologiques sont résumées dans les tableaux 1.1 et 1.2 ainsi qu'à la figure 1.1.

1. Le régime d'inversion : est le régime hydrologique le plus affecté par les barrages puisque toutes les caractéristiques des débits (magnitude, durée, fréquence, variabilité, période d'occurrence, forme de la courbe de distribution) ont subi des modifications. Ce régime est caractérisé par des débits élevés en hiver et des débits faibles au printemps au moment de la fonte de neiges. En ce qui concerne les débits maximums annuels, une diminution significative de la fréquence de l'occurrence des débits maximums annuels au printemps (avril et mai) a été mise en évidence par ASSANI et *al.* (2006). Selon ces mêmes auteurs, le régime d'inversion entraîne la disparition des crues de récurrence de plus de dix ans et une asymétrie plus prononcée de la courbe de distribution des débits annuels maximums. Il est caractérisé par une forte variabilité interannuelle de la date d'occurrence et de la magnitude des débits maximums annuels. On observe ce régime exclusivement sur la rive nord du fleuve Saint-Laurent, en aval des réservoirs qui alimentent les centrales hydroélectriques en période hivernale (ASSANI et *al.*, 2005).

2. Le régime d'homogénéisation. Il est caractérisé par l'uniformisation des débits mensuels et saisonniers à l'échelle annuelle. Toutefois, les débits maximums sont souvent observés au printemps, mais parfois aussi en hiver. En régime d'homogénéisation, la diminution de la fréquence d'occurrence des débits annuels minimums survient surtout en hiver (février et mars) et en été (août et septembre). La hausse de cette fréquence est observée au printemps (avril, mai et juin), en automne (novembre et décembre) et en hiver (janvier). La variabilité interannuelle des dates d'occurrence des débits minimums annuels est importante en régime d'homogénéisation

lorsque le bassin versant est de taille supérieure à 10 000 km² (ASSANI et *al.*, 2005). La variabilité interannuelle de la magnitude est plus faible en régime d'homogénéisation qu'en régime d'inversion. En ce qui concerne les débits maximums annuels, on observe une diminution significative de la fréquence de l'occurrence des débits au printemps (avril et mai), mais une augmentation significative de la fréquence des périodes d'occurrence des débits maximums annuels en été, en automne et en hiver (ASSANI et *al.*, 2006). Quant à la magnitude, les débits maximums annuels diminuent significativement en aval des barrages en régime d'homogénéisation. La forme de la courbe de distribution est également modifiée par ce régime qui est caractérisé par un grand nombre de stations où l'asymétrie est positive avec des valeurs élevées. Contrairement au régime d'inversion, les débits minimums mensuels et saisonniers ne surviennent jamais au printemps. La variation inter-mensuelle des débits est très faible si on la compare au régime d'inversion. Il est aussi presque exclusivement observé sur la rive nord du fleuve Saint-Laurent. Il est généralement associé aux bassins versants de grande taille (> 10 000 km²) (ASSANI et *al.*, 2005).

3. Le régime de type « naturel ». Il est celui qui subit le moins de modifications. Toutes les caractéristiques des débits sont modifiées, mais avec moins d'ampleur par rapport aux deux régimes précédents. En régime de type naturel, la diminution de la fréquence d'occurrence des débits minimums annuels se produit aux mois de mars et d'août et la hausse pendant les deux premiers mois d'hiver (décembre et janvier) et à la fin du printemps (juin). En ce qui concerne la variabilité interannuelle de la date d'occurrence des débits minimums annuels, en régime de type naturel, ce sont les bassins versants de taille inférieure à 10 000 km² qui se caractérisent par une variabilité interannuelle relativement importante (ASSANI et *al.*, 2005). Quant aux autres caractéristiques fondamentales des débits minimums annuels, de très faibles changements sont observés en aval des barrages en régime de type naturel. Pour ce qui est des débits maximums, en régime de type naturel, l'augmentation de la fréquence de la période d'occurrence est principalement observée pendant la première moitié de la saison froide (Octobre-Janvier). Toutefois, cette augmentation est négligeable comparativement aux deux autres régimes artificialisés. Très peu de changements sont observés en régime de type naturel. Les débits maximums mensuels se produisent au printemps lors de la fonte des neiges et

les débits minimums mensuels se produisent en hiver et/ou en été (ASSANI et *al.*, 2006). On observe une légère hausse des débits hivernaux et des débits mensuels minimums, mais une baisse modérée des débits printaniers et des débits mensuels maximums. Pour ce qui est de la période d'occurrence des débits, le changement affecte seulement la période des débits mensuels minimums qui arrive fréquemment en été. On associe ce régime aux barrages au fil de l'eau qui sont presque tous dotés de centrales hydroélectriques (ASSANI et *al.*, 2005).

Tableau 1.1

Résumé des impacts des barrages sur les caractéristiques des débits minimums journaliers au Québec (ASSANI et *al.*, 2006)

Caractéristiques/Régimes	Inversion	Homogénéisation	Type naturel
Magnitude	↓	↑	↓
Durée	↑	↑	↑
Fréquence	↑	↑	↑
Période d'occurrence	↓	↓	0
Variabilité	↓	↓	↓
Forme de la courbe de distribution	↑	0	0

Légende : ↑ = augmentation, ↓ = diminution, 0 = aucun changement

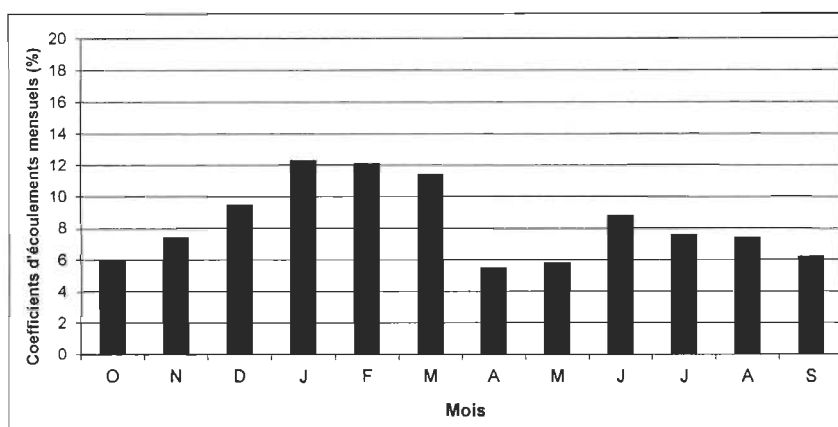
Tableau 1.2

Résumé des impacts des barrages sur les caractéristiques des débits maximums journaliers au Québec (ASSANI et *al.*, 2006)

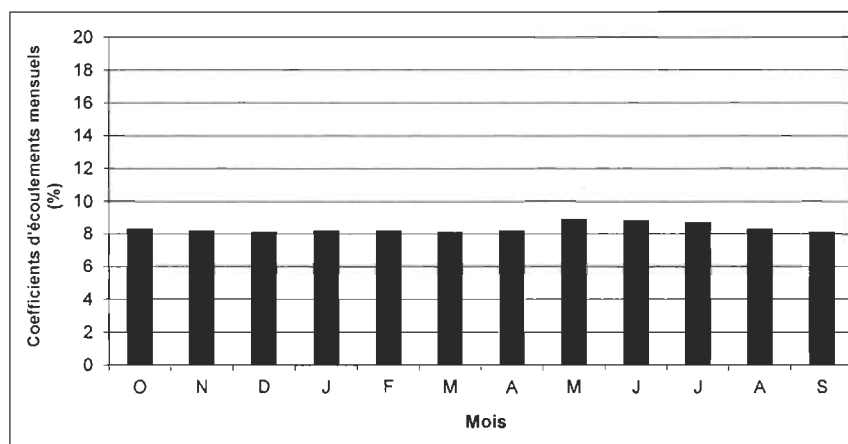
Caractéristiques/Régimes	Inversion	Homogénéisation	Type naturel
Magnitude	↓	↓	↓
Durée	↓	↓	↓
Fréquence	↓	↑	↓
Période d'occurrence	↓	↓	0
Variabilité	↓	↓	↓
Forme de la courbe de distribution	↑	0	0

Légende : ↑ = augmentation, ↓ = diminution, 0 = aucun changement

Régime d'inversion



Régime d'homogénéisation



Régime de type naturel

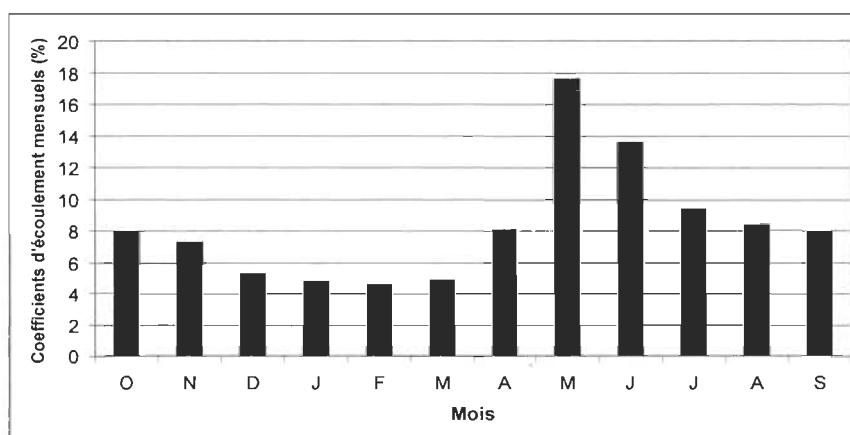


Figure 1.1 : Coefficient d'écoulement mensuel (%) des trois types de régimes artificialisés

1.2 Problématique

Plusieurs modèles ont été élaborés (BRANDT, 2000; JIONGXIN, 1990; PETTS, 1979) afin de quantifier et de prévoir les impacts géomorphologiques et sédimentologiques des barrages sur les chenaux, et ce, à l'échelle spatio-temporelle. Ces modèles ont toutefois été développés pour des rivières régularisées caractérisées par un régime d'homogénéisation ou de type naturel. Par conséquent, ils ne peuvent pas être transposés au régime d'inversion puisque aucun de ces modèles ne tient compte des changements qui affectent toutes les caractéristiques fondamentales des débits. Seul le changement de la magnitude des débits est pris en compte par ces modèles. Or, les autres caractéristiques peuvent amplifier, atténuer ou contrarier les effets de la magnitude sur les changements morphologiques. À titre d'exemple, dans le contexte climatique du Québec, l'occurrence des crues en hiver favoriserait le transport des glaces qui peuvent intensifier l'érosion des berges malgré la diminution de la magnitude, de la fréquence et de la durée des fortes crues. Par conséquent, on peut observer un élargissement des chenaux en aval des barrages malgré une diminution de la magnitude et de la fréquence des crues. Or, un tel élargissement provoqué par le seul changement de la période d'occurrence des crues ne peut être prédit par aucun modèle actuel. Par ailleurs, ce changement de la période d'occurrence de crues déclenchera une érosion importante des affluents en raison de la diminution de leur niveau de base local consécutive à la diminution significative des débits dans le chenal principal au printemps et en été. Enfin, la prise en compte de toutes les caractéristiques des débits pour la restauration des tronçons régularisés est justifiée par le concept écologique de « régime des débits naturels » (POFF et *al.*, 1997; RICHTER et *al.*, 1996). Selon ce concept, « *the full range of natural intra- and inter-annual variation of hydrological regimes, and associated characteristics of timing, duration, frequency and rate of change, are critical in sustaining the full native biodiversity and integrity of aquatic ecosystems* ».

Par ailleurs, comme nous l'avons déjà mentionné, le régime d'inversion est observé seulement dans les rivières du Bouclier Canadien. Sur le plan morphologique, ces rivières sont caractérisées par une alternance quasi régulière des tronçons sableux et caillouteux. Elles sont ainsi appelées des rivières « semi-alluviales ». Or, les rivières qui

ont déjà fait l'objet de la modélisation morphologique sont des rivières soit entièrement sableuses soit entièrement caillouteuses. Par conséquent, il n'existe encore aucun modèle sur les impacts morphologiques qui affectent les rivières semi-alluviales.

Outre le phénomène d'inversion, il convient de mentionner aussi le changement dans le mode de gestion des fortes crues hivernales lâchées en aval. En effet, dans une étude récente, FORTIER et *al.* (2010) ont démontré que depuis 1965, la durée moyenne des fortes crues hivernales a quintuplé en aval du barrage Matawin. Cette hausse a provoqué une baisse de la magnitude, de la variabilité et de la fréquence de ces fortes crues. Il va sans dire que cette hausse de la durée des crues est susceptible de favoriser la dégradation des berges sensibles à l'érosion en aval du barrage Matawin. Il est donc important d'en tenir compte dans l'analyse de l'évolution morphologique de la rivière.

L'importance de ce projet de maîtrise repose donc sur quatre considérations :

- 1) Aucune étude n'existe sur les impacts géomorphologiques et sédimentologiques en aval des barrages qui induisent le régime d'inversion sur le territoire québécois. Ainsi, à ce moment, aucune étude publiée n'est disponible afin de quantifier et de décrire les changements apportés par ces infrastructures présentes en grand nombre au Québec.
- 2) Aucun modèle n'a été élaboré pour les rivières régularisées caractérisées par une inversion du régime hydrologique. Les modèles existants ont été élaborés à des fins de prédiction et description des impacts et de l'évolution géomorphologiques et sédimentologiques, et ce, pour des rivières sous un régime hydrologique d'homogénéisation ou de type naturel. Pourtant, les rivières régularisées soumises à un régime d'inversion sont plutôt nombreuses en rive nord du Québec (ASSANI et *al.*, 2005).
- 3) Les modèles existants sont élaborés pour décrire les impacts et l'évolution géomorphologiques et sédimentologiques des barrages pour des rivières entièrement sableuses ou caillouteuses. Ces modèles ne peuvent donc pas être utilisés afin d'analyser les impacts des barrages sur des rivières caractérisées par une alternance quasi régulière des séquences caillouteuses/sableuses.

4) La rivière Matawin est un cas particulier. Depuis la construction du barrage, il y a eu un changement du mode de gestion des fortes crues en hiver en aval du barrage. Ce changement se traduit par une hausse très significative de la durée des fortes crues lâchées. Elle est passée de 5 à 28 jours. Cette hausse de la durée a provoqué une diminution significative des autres caractéristiques de fortes crues en aval du barrage, à savoir, la magnitude, la fréquence et la variabilité (FORTIER et *al.*, 2010). Cette étude tentera donc d'analyser les impacts du changement de mode de gestion des débits de crues sur l'évolution morphologique des chenaux.

1.3 Objectifs et hypothèses du projet de recherche

Au Québec, il n'existe aucune étude sur les impacts géomorphologiques et sédimentologiques en aval des barrages soumis au régime d'inversion. Ainsi, notre projet de recherche poursuit les objectifs suivants :

Objectif 1 : Déterminer l'influence de l'inversion du régime hydrologique sur les variations de la largeur plein-bord et de la sinuosité du chenal principal de la rivière Matawin en aval du barrage en fonction de la variabilité des débits

Hypothèse : En raison de l'inversion du débit de la rivière Matawin qui se traduit par une diminution des fortes crues au printemps et une augmentation de la fréquence des crues proches au débit plein bords ainsi que le transport plus fréquent de la glace et du frasil en hiver, l'évolution du chenal principal se traduira par une augmentation de la largeur. De plus, le changement dans la gestion des débits de fortes crues hivernales survenu après 1964 aurait accéléré cet élargissement du chenal. Au niveau de la sinuosité, on s'attend à ce qu'il n'y ait pas de variation significative en raison de la disparition des crues supérieures au débit à plein bords.

Objectif 2 : Déterminer l'influence de l'inversion du régime hydrologique sur l'évolution morphologique des îlots du chenal de la rivière Matawin en aval du barrage

Hypothèse : En raison de la diminution de la magnitude des débits et l'érosion des berges causée par un changement de la période d'occurrence des fortes crues, il y aura

une augmentation des phases d'accumulation. Ceci se traduira par un engraissement des îlots.

Objectif 3 : Déterminer l'influence de l'inversion du régime hydrologique sur l'évolution morphologique des bancs sableux du chenal de la rivière Matawin en aval du barrage

Hypothèse : En raison de l'érosion importante des berges pour les raisons mentionnées ci-haut, nous nous attendons également à ce qu'il y ait un fort engraissement des bancs sableux présents dans le chenal de la rivière Matawin.

1.4 Revue de la littérature

Les chenaux alluviaux sont généralement considérés comme des systèmes en équilibre qui répondent à l'insertion de changements qui, avec le temps, redeviendront en quasi-équilibre suite à des ajustements morphologiques et sédimentologiques (RICHARDS, 1985). PETTS (1987) a réalisé un groupement des impacts des barrages en trois ordres distincts. Les changements de premier ordre concernent la charge en sédiments, les débits, la qualité de l'eau, le plancton, etc. Ceux-ci décrivent tous l'apport du barrage ou du réservoir dans le tronçon aval. Les changements de deuxième ordre portent sur la forme du chenal, la composition du substrat, la population de macrophytes, etc. Finalement, les changements de troisième ordre ont des impacts sur les populations de poissons et d'invertébrés. Dans le cadre de cette étude, nous nous attarderons plus spécifiquement à quelques aspects de ce classement réalisé par PETTS (1987). Ceux-ci sont décrits plus longuement dans les sections qui suivent.

1.4.1 Érosion en aval du barrage

Selon BRANDT (2000), l'érosion du lit est l'impact morphologique le plus immédiat en raison de la construction d'un barrage. Ce phénomène aura, avec le temps, progressivement tendance à se déplacer en aval. Les études montrent généralement une érosion maximum à proximité du barrage en fonction du tronçon total dégradé (WILLIAMS et WOLMAN, 1984).

La stabilisation d'un chenal dégradé est possible en raison d'une variété de variables dépendantes et indépendantes (WILLIAMS et WOLMAN, 1984). En ce qui concerne les variables indépendantes, la stabilisation peut se produire si, par exemple, la roche-mère émerge, la pente du chenal devient contrôlée par le niveau de base ou qu'il y a croissance de végétation dans le chenal. Le chenal peut également être stabilisé par le changement de variables dépendantes tels que le développement d'un blindage par le vannage (winnowing) des particules fines, une diminution de la compétence des débits par la diminution de la pente, une augmentation de la largeur du chenal résultant d'une diminution de la profondeur et/ou de la redistribution de la vitesse des débits ou encore une augmentation de l'apport de sédiments des tributaires due à l'abaissement du niveau de base dans le chenal principal.

Si l'effet en aval est la sédimentation du chenal, ceci continuera jusqu'à ce que la pente soit suffisamment raide pour fournir la vitesse requise au transport de tous les débris délivrés dans le cours d'eau (MACKIN, 1948).

1.4.2 Changements dans le profil transversal

La forme du profil transversal peut être décrite par un rapport largeur/profondeur qui augmente avec la croissance des débits et le degré d'érosion des berges (ROBERTSON-RINTOUL et RICHARDS, 1993). L'ajustement du profil transversal, qui est relié à la partie physique du second ordre des changements de PETTS (1987), se produira lors de nouvelles conditions de débits et de charge en sédiments. Ceci implique des modifications pour la largeur, la profondeur et le niveau du lit. Les matériaux du lit et des berges sont importants dans la définition de la profondeur et la largeur du chenal. La fragilité relative du lit et des berges détermineront si l'érosion sera verticale ou horizontale et, principalement, la granulométrie du matériel transporté en conditions hydrauliques spécifiques (BRANDT, 2000).

LEOPOLD et WOLMAN (1957) ont montré que l'ajustement primaire après une modification des débits est un changement dans la largeur du chenal suivi d'un ajustement, à l'intérieur de cette contrainte, de la profondeur, de la vitesse, de la pente et de la rugosité. Cette affirmation est basée sur des observations qui ont montré que les

dernières variables ne sont apparemment pas contrôlées directement par les débits et la variation en largeur entre les rivières de débits égaux. La concentration en sédiments et la composition du lit et des rives pourraient être la cause.

1.4.3 Changements de la forme en plan

Des changements dans les débits et la charge en sédiments du cours d'eau en aval du barrage peuvent induire un changement dans la configuration de la forme en plan. Les formes du chenal peuvent également varier selon la granulométrie du lit. SCHUMM (1963) a démontré que les chenaux sinueux sont caractérisés par un bas ratio largeur/profondeur et un pourcentage élevé de limons et d'argiles dans le périmètre du chenal. Lorsque la charge du lit diminue, le chenal tend à devenir étroit et profond et à méandrer (SUNDBORG, 1956). Il ressort d'une étude réalisée par RICHARDS (1982) que la forme du lit et les mouvements de la charge du lit semblent être reliés aux débits fréquents. Par contre, la morphologie sinueuse reflète plus les événements de débits extrêmes.

1.4.4 Effets des barrages sur les processus morphologiques hivernaux

Il existe deux types de formation du couvert de glace : statique et dynamique. La formation statique du couvert de glace est initiée à partir des rives ou autour d'obstacles à la surface de l'eau. Lorsque l'écoulement est peu turbulent et que la température est en dessous d'un seuil critique, la glace se développe latéralement (PROWSE, 1994). La formation de glace statique peut également se faire par l'accumulation du frasil en une mince couche à la surface de l'eau et former un couvert de glace lorsque l'écoulement est lent. Le couvert de glace par la formation dynamique implique également le frasil. Lorsque la production est importante, la concentration à la surface augmente et se déplace vers l'aval. Le frasil sera alors sous forme d'assiettes ou de plaques à la surface de l'eau et formera un couvert de glace.

L'action des glaces peut contribuer à l'érosion des berges lorsque celles-ci ont un potentiel érodable. Si un couvert de glace continu a pour effet de protéger les berges contre les vagues et les courants, un couvert de glace morcelé peut au contraire

provoquer l'érosion des berges. Au dégel, le couvert de glace se fragmente, formant des radeaux de glace qui dérivent avec le courant de la rivière. Ces glaces peuvent saper et éroder les berges (SAINT-LAURENT et GUIMONT, 1999). Une montée rapide des eaux peut également avoir pour effet d'éroder les berges. Ainsi, le couvert de glace est soulevé et les eaux peuvent transporter le matériel des talus. Dans les rivières nordiques, des ponts suspendus de frasil sous les glaces réduisent les sections mouillées et entraînent l'érosion du lit. Au printemps, le couvert de glace, en se soulevant, arrache et transporte des tonnes de sédiments auxquels il s'est soudé au cours de l'hiver (SAINT-LAURENT et GUIMONT, 1999). De même, le raclage et le décapage du lit fluvial et des berges, par les blocs et les cailloux fixés à la banquise fluviale, ou poussés par les glaces en mouvement ou par les radeaux glaciels entraînés par le courant, contribuent au nettoyage des matériaux provenant des talus riverains, à l'enfoncement du lit fluvial et au recul des versants (SAINT-LAURENT et GUIMONT, 1999).

Très peu d'études abordent l'impact des barrages sur les processus hivernaux. La forte demande en énergie hydroélectrique en saison froide augmente la quantité d'eau relâchée durant cette période. L'écoulement turbulent au pied du barrage a pour effet de retarder ou freiner la formation du couvert de glace et ainsi, augmenter l'aire ouverte sans glace. Une partie de la glace peut être charriée et peut éroder les berges sableuses fragilisées par le processus de gel et de dégel.

1.4.5 Classification des impacts géomorphologiques en aval des barrages selon Brandt (2000)

BRANDT (2000) a proposé une classification des impacts géomorphologiques en aval des barrages constituée de neuf cas décrits dans la littérature scientifique. Cette classification est basée sur l'équilibre entre les débits (Q), la capacité des débits à transporter les sédiments (K), la charge en sédiments (L), la granulométrie et la pente (Lane, 1995) imagée à la figure 1.2.

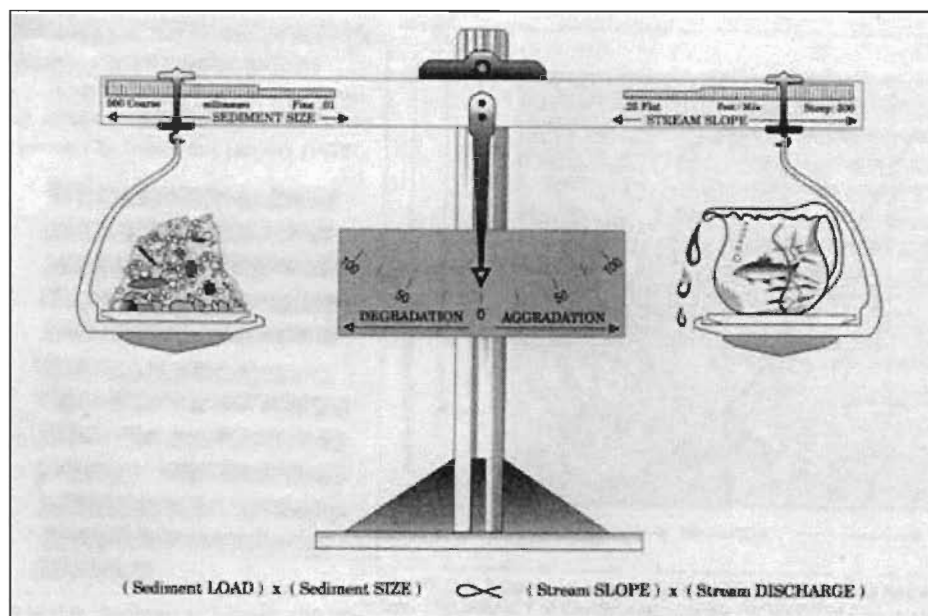


Figure 1.2 : Schéma d'analyse qualitative de Lane (ROSGEN, 1996)

Cas 1 : $\downarrow Q, K > L$

Des changements au niveau du profil transversal en aval des barrages suite à une diminution des débits ont été notés par GREGORY and PARK (1974). Ainsi, après une réduction de 40 % des débits de pointe pré-barrage, la capacité du chenal a été réduite de 54 % en aval du Clathworthy Reservoir sur la rivière Tone en Grande-Bretagne. Toutefois, WILLIAMS and WOLMAN (1984) ont fait remarquer qu'une diminution des débits journaliers et des débits de pointe n'entraînent pas automatiquement une réduction de l'aire du profil transversal. Ces débits ne reflètent pas adéquatement les débits érosifs. Si les débits deviennent suffisamment petits, il n'y a que la partie la plus profonde du chenal qui sera utilisée et la végétation pourra s'établir sur les parties exondées pour former une plaine alluviale.

Dans le cas 1, la charge en sédiments (L) est plus faible que la capacité des débits (K), l'érosion peut alors se produire si le matériel du lit est fin. Il est également vraisemblable que les débits réduits ne soient pas en mesure d'éroder et de transporter le matériel présent avant la construction du barrage. Toutefois, le matériel plus fin reste disponible pour le transport résultant en un blindage : la surface devient plus grossière

que le matériel sous-jacent. Ultimement, la forme du profil transversal du chenal sera déterminée par la susceptibilité à l'érosion entre le lit du chenal et le matériel des berges. L'étude de KELLERHALS (1982) n'a montré aucune dégradation significative en aval d'un réservoir majeur sur un lit caillouteux. Ceci est dû à l'habilité réduite des débits à déplacer le matériel du lit suite à la régularisation. Les débits réduits du chenal principal diminueront également la capacité de transport des sédiments provenant des tributaires, et ce, même si les débits sont en surcapacité. Le résultat sera la formation de dépôts provenant des tributaires ou l'agrandissement de ces dépôts déjà existants.

Cas 2 : $\downarrow Q, K = L$

Comme le cas 1, la réduction des débits mènera à la diminution de la profondeur et de la largeur accompagnée par la création de terrasses et une nouvelle plaine alluviale (partie du chenal laissée sèche).

Tel que noté par PETTS et LEWIN (1979), la réduction réelle de la capacité du chenal requiert l'introduction de sédiments par les tributaires et/ou la redistribution des sédiments à l'intérieur du chenal. Les changements dans les débits de pointe signifient que l'ajout de sédiments en provenance des tributaires augmentera également en raison de la migration du front d'érosion amont du tributaire lorsque le niveau de base de celui-ci s'est abaissé.

Cas 3 : $\downarrow Q, K < L$

Comme mentionné dans les deux premiers cas, l'aire du profil transversal diminuera en raison de la réduction de la largeur et/ou de la profondeur (due à l'affaiblissement des débits). Puisque les débits sont surchargés, le matériel sera déposé menant à une accumulation avec des attributs associés à la multiplication des chenaux et des bancs de déposition (HOEY and SUTHERLAND, 1991). En raison de l'accumulation, l'aire de l'ancien chenal sera diminuée. L'endroit d'accumulation dans le lit ou sur les rives dépend de la granulométrie des sédiments transportés. Les

sédiments grossiers tendent à se déposer sur le lit alors que le matériel fin est porté à se déposer sur les rives du chenal. Ce cas-ci ne semble pas être usuel, mais existe tout de même en milieu naturel lorsque les sédiments peuvent passer le barrage.

Cas 4 : \neq variation Q , $K > L$

Dans le cas où il y a seulement une diminution de la charge en sédiments, peu de changements se produiront dans le profil transversal. Toutefois, la forme et la position du chenal peuvent se modifier. Lorsque la capacité de transport du cours d'eau est plus élevée que la charge, l'ajustement du profil transversal d'un chenal implique deux mécanismes (CHIEN, 1985). Le premier mécanisme est l'incision par l'eau claire déversée par le réservoir ayant un pouvoir érosif important menant à l'augmentation de la profondeur et au rétrécissement du chenal principal. Le deuxième mécanisme est l'affouillement lié à l'élargissement du chenal.

WILLIAMS et WOLMAN (1984) ont statué que la forme la plus simple de dégradation est le déplacement ou la suppression des îlots. Ceci peut mener à l'incision et, plus tard, à l'élargissement du chenal si l'incision est prohibée (WILLIAMS et WOLMAN, 1984). En lien avec les processus de dégradation, la formation d'un pavement est commune. Ceci peut se produire même si le débit est suffisant pour déplacer toutes les particules disponibles du lit. La formation du pavement augmentera significativement la rugosité du lit et mènera à l'augmentation de la profondeur et la diminution de la vitesse des débits et de la capacité de transport des sédiments. Ainsi, une faible augmentation de l'aire du profil transversal peut être aperçue (BRANDT, 2000).

Cas 5 : \pm variation Q , $K = L$

Même si ces composantes (Q , L et K) restent inchangées, il existe quelques causes de changements possibles du chenal. WILLIAMS et WOLMAN (1984) font mention de fluctuations diurnes des débits (entre autres pour les barrages

hydroélectriques) causant une fragilisation des berges, le méandrement du chenal d'une rive à l'autre et l'érosion périodique sur la première rive et, par la suite, sur les autres sans accumulation compensatoire.

Cas 6 : \neq variation Q, $K < L$

Ce cas-ci est rarement observé sur le terrain en raison de l'effet de « trappage » des sédiments par le réservoir. Par contre, ce trappage peut ne pas se produire lors des épisodes temporaires de « flushing ». Les effets sédimentologiques en aval des réservoirs en présence de ce phénomène peuvent être extrêmes. Par exemple, une importante quantité de sédiments déposés a été retrouvée sur un tronçon près du réservoir Cachi au Costa Rica. Il faut spécifier qu'avant l'épisode de « flushing », on y retrouvait très peu ou pas de sédiments fins dans le tronçon près du barrage (BRANDT et SWENNING, 1999; BRANDT et *al.*, 1995). Les effets du « flushing » peuvent être la remontée du lit et l'augmentation de la probabilité de l'accumulation en plaine inondable. La conséquence possible de ce phénomène est l'inversion de l'objectif initial du barrage de diminuer les effets des crues.

Cas 7 : \uparrow Q, $K > L$

Lorsque le débit augmente et que l'eau a une faible charge en sédiments, l'effet peut être l'augmentation de l'aire du profil transversal comme présenté dans le tableau 1.3, en partie à cause de l'érosion du lit et des rives du chenal et partiellement due à la plus grande vitesse du courant (CHURCH, 1995). Les terrasses, la déposition en provenance des tributaires ainsi que les mouilles peuvent être érodées. Le pavage peut également se produire si le matériel sous-jacent est plus grossier que les dépôts d'érosion du chenal. KELLERHALS et *al.* (1979) rapportaient l'augmentation de l'aire du profil transversal comme l'effet le plus commun sur plusieurs rivières canadiennes qui ont connu la hausse des débits en raison de la déviation des eaux.

Cas 8 : $\uparrow Q, K = L$

Comme mentionné dans le cas 7, l'augmentation de l'aire du profil transversal se produira avec l'augmentation des débits. En raison du couplage de la charge et de la capacité de transport des débits, il n'y aura ni érosion ni déposition. L'érosion des mouilles et la déposition dans les zones de courant peuvent parfois être observées (CHORLEY et *al.*, 1984).

Cas 9 : $\uparrow Q, K < L$

Cette situation d'augmentation des débits et de surcharge est peu probable, mais peut exister si l'eau a été détournée du réservoir et est relâchée durant la période de « flushing », ou lorsqu'une crue exceptionnelle est acheminée par l'intermédiaire du réservoir et qu'il y a un « flush ».

Tableau 1.3

Changements du chenal anticipés dus aux modifications du régime hydrologique et de la charge en sédiments (BRANDT, 2000)

	Cas 1 (L < K)	Cas 2 ↓ Q (L = K)	Cas 3 (L > K)	Cas 4 (L < K)	Cas 5 = Q (L = K)	Cas 6 (L > K)	Cas 7 (L < K)	Cas 8 ↑ Q (L = K)	Cas 9 (L > K)
Aire du profil transversal	-	-	-	+	0	-	+	+	+
Largeur	±	-	±	±	0	±	±	+	±
Profondeur	±	-	±	±	0	±	±	+	±
Niveau du lit	O/E	0	S	E	0	S	E	0	S
Terrasse	Formation	Formation	Formation	Formation	0	Disparition	Disparition	Disparition	Disparition
Seuils	Érosion	Érosion	Érosion / Déposition	Érosion	0	Déposition	Érosion / Déposition	Déposition	Déposition
Mouilles	Érosion / Déposition	Déposition	Déposition	Érosion	0	Déposition	Érosion	Érosion	Érosion / Déposition
État de la forme du lit	→ État de faible énergie	→ État de faible énergie	→ État d'énergie faible/élevée	→ État de faible énergie	0	→ État de haute énergie	→ État d'énergie faible/élevée	→ État de haute énergie	→ État de haute énergie
État de la forme en plan	→ État de faible énergie	→ État de faible énergie	→ État d'énergie faible/élevée	→ État de faible énergie	0	→ État de haute énergie	→ État d'énergie faible /élevée	→ État de haute énergie	→ État de haute énergie
Nombre de cas étudiés cités	4	3	2	4	0	4	1	1	2

(-) diminution, (0) aucun changement, (+) augmentation, S = sédimentation, E = érosion, K = capacité de transport, L = charge sédimentaire et Q = débit.

1.4.6 Variabilité des changements spatio-temporels

1.4.6.1 Variabilité des changements avec le temps

En raison des modifications au niveau des débits et du mouvement des sédiments encourues par la construction du barrage, les changements du chenal se font sentir dès le stade initial de la construction. L'accumulation des sédiments dans le réservoir débute généralement avant la fermeture officielle du barrage (WILLIAMS and WOLMAN, 1984). Ces mêmes auteurs suggèrent également qu'il serait plus logique d'utiliser la date de début de la construction plutôt que la date officielle de fermeture du barrage en raison des modifications qui débutent dès les premiers travaux. Toutefois, les effets complets ne seront pas atteints avant la date de fermeture. Les impacts durant la construction peuvent être à l'opposé de ceux observés après la fermeture du barrage comme cela a été mentionné par DAVEY *et al.* (1987) sur la rivière Thomson en Australie, où s'est produite, en aval et près du barrage, une augmentation du transport des sédiments et de la sédimentation durant la construction.

De toutes les rivières investiguées par WILLIAMS et WOLMAN (1984), la moitié de l'étendue totale du changement de largeur pourrait se produire dans une période de un à deux mois suivant la fermeture du barrage ce qui correspond à environ 5 % de la période totale où la rivière est supposée changer en raison de la construction. Par contre, la plupart des rivières atteignent cette étendue dans une période de 1 ½ - 2 ans. La plus grande quantité des sédiments déplacés pour ajuster la pente se mobilise relativement rapidement après la fermeture du barrage. La dégradation du chenal diminue alors avec le temps jusqu'à ce que le lit devienne blindé, si le lit n'est pas constitué uniquement de sédiments fins à une profondeur illimitée. La plupart des rivières atteignent la moitié du changement total de la profondeur en sept ans. La dispersion de la période d'ajustement est grande autant pour la largeur que pour la profondeur. Les valeurs maximales pour la moitié de l'étendue des changements étaient respectivement de 100 ans et 340 ans pour les changements de largeur et de profondeur. La dégradation cesse généralement à l'intérieur de décennies ou de quelques siècles (WILLIAMS et WOLMAN, 1984). Habituellement, des périodes temporaires d'accumulation se produisent à l'intérieur d'une période de dégradation et l'érosion peut

également avoir une fin abrupte si la roche-mère est atteinte ou s'il y a développement d'un pavage.

1.4.6.2 Variabilité des changements avec la distance du barrage

La distance par rapport au barrage et la fraction de l'eau dérivée par celui-ci affecteront le degré de changement. Bien que plusieurs rivières ne subissent aucun changement significatif comme l'a démontré PETTS (1980), si la construction du barrage conduit à l'érosion du chenal comme dans les cas 1, 4 et 7, l'érosion sera plus importante près du barrage, au moins en situation initiale, avec un déplacement progressif vers l'aval (BRANDT, 2000). Dans les tronçons où la puissance spécifique excède la puissance critique pour la mobilité des sédiments, l'érosion verticale sera prédominante alors que dans les tronçons où la puissance est près de la valeur seuil, c'est l'érosion latérale qui prédomine. Plus en aval, la puissance spécifique est généralement plus faible que la puissance critique, conduisant à la sédimentation (BULL, 1979). Par ailleurs, dans les tronçons en aval, les courants peuvent être affectés par le niveau de base. Les courants près du fond seront retardés alors que ceux près de la surface ne le seront pas au même degré. Cette situation est plus propice à l'érosion latérale que l'érosion verticale en raison de la diminution de la force de cisaillement « shear stress » près du fond du lit (BRANDT, 2000).

1.4.7 Changements sédimentologiques en aval des barrages

1.4.7.1 Efficacité de trappage des sédiments

Le « sediment trap efficiency » est un paramètre très important dans le design des réservoirs, mais également dans la morphologie et la sédimentologie en aval du barrage. Ce paramètre est influencé par une panoplie de facteurs comme le bassin versant, la géologie, la localisation de l'évacuateur de crues, l'importance du réservoir etc. Généralement, les sédiments passant au travers du réservoir sont les argiles, les limons et les particules très dispersées (HEINEMANN, H. G., 1981). Le « sediment trap efficiency » (TE) peut être déterminé de plusieurs manières. Il est habituellement

exprimé en pourcentage et constitué par le ratio du poids des sédiments (S) qui est trappé à celui qui entre dans le réservoir :

$$TE = \frac{S \text{ deposited}}{S \text{ yield}}$$

ou

$$TE = \frac{S \text{ inflow} - S \text{ outflow}}{S \text{ inflow}}$$

Les données pour plusieurs barrages indiquent une diminution significative dans la charge en sédiments. Pour le barrage Glen Canyon sur la rivière Colorado, les moyennes de la charge en sédiments annuelles pré et post barrage, mesurées 150 km en aval à Grand Canyon sont les suivantes : pré-barrage (1926-62), 126 millions mégagrammes; post-barrage (1963-72) 17 millions mégagrammes. Ceci correspond à une réduction d'environ 87 %. Au barrage John Martin sur la rivière Arkansas au Colorado, le trappage des sédiments annuel peut varier avec : (1) le volume d'eau emmagasiné durant l'hiver et évacué; (2) le volume de sédiments entrant dans le réservoir depuis la dernière année; (3) le taux à lequel les lâchés d'eau sont faits; (4) la topographie du fond du réservoir (profondeur versus haut-fond; (5) types et localisation des vannes de sortie et (6) granulométrie des sédiments (grossier versus très fins) entrant dans le réservoir (WILLIAMS et WOLMAN, 1984).

WILLIAMS et WOLMAN (1984) ont réalisé une étude afin de déterminer la distance sur laquelle le trappage des sédiments a un impact. Cette étude a été réalisée sur la rivière *North Canadian* en aval du barrage Canton en Oklahoma. À Seiling, en amont du barrage, le volume de sédiments transportés est demeuré presque inchangé avant et après la fermeture officielle du barrage en 1948. La réduction de la concentration 5 km en aval est dramatique (figure 1.3). Une diminution significative post-barrage est tout à fait perceptible 140 km en aval du barrage. Même à Oklahoma City, située à 182 km en aval du barrage, la concentration en sédiments pour un débit donné n'est pas aussi élevée

que la concentration avant la construction du barrage. Finalement, à Wetumka, 499 km en aval du barrage, avec une aire de drainage de 4 640 km² de plus qu'au barrage, la concentration en sédiments s'est rétablie et peut même être plus grande lors de crues. Ainsi, la rivière requiert 182 km et possiblement environ 500 km pour que l'érosion du lit et des rives combinés à l'apport des tributaires fournissent une concentration en sédiments équivalente à celle transportée dans le même tronçon à un débit donné avant la fermeture du barrage Canton (WILLIAMS et WOLMAN, 1984).

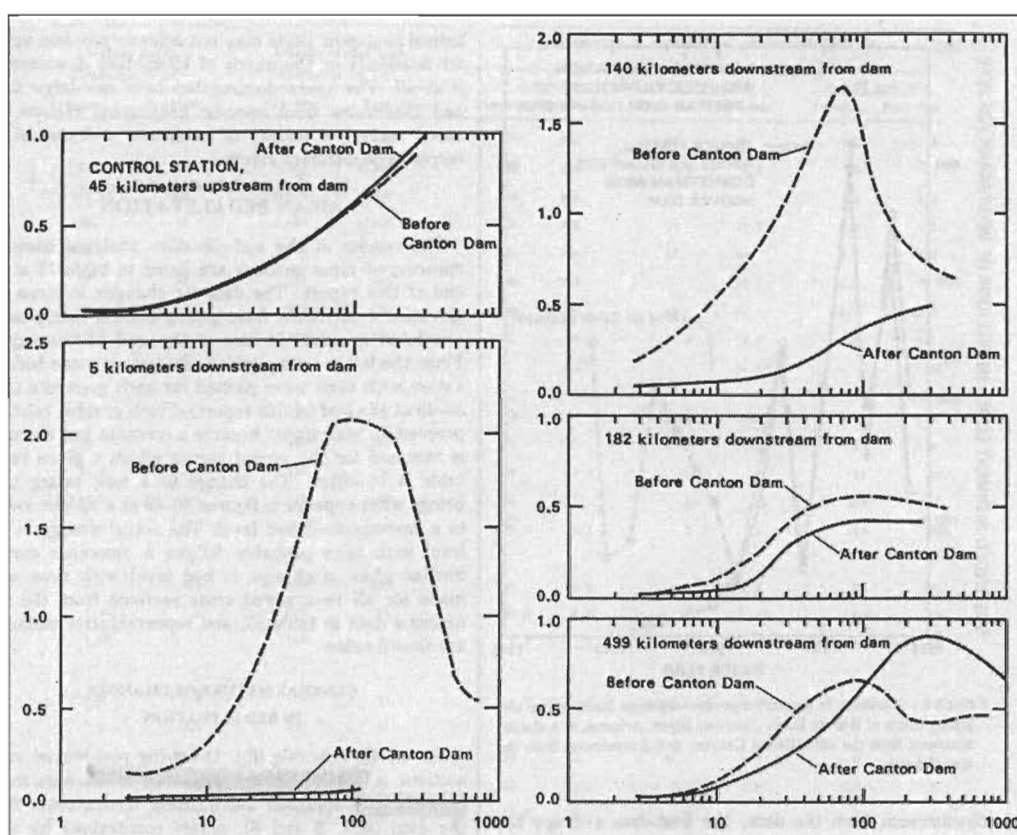


Figure 1.3 : Concentration de la charge en suspension transportée par différents débits à des stations successives en aval avant et après la fermeture du barrage Canton, North Canadian River, Oklahoma (WILLIAMS et WOLMAN, 1984)

1.4.8 Définition, processus de formation et évolution des bancs fluviaux

1.4.8.1 Définition

Une distinction est faite entre un banc et un îlot. Le banc n'est pas couvert de végétation pérenne et est souvent submergé lors des événements de débits plein bords. Le banc d'accumulation se situe dans le lit mineur et il est constitué de sédiments provenant généralement de la charge de fond.

1.4.8.2 Processus de formation et évolution des bancs fluviaux

ROBERT (2003) a mis en évidence 6 types de bancs en milieu fluvial et en a décrit les processus de formation :

- 1) Le « banc longitudinal » est en forme de diamant et allongé parallèlement à la direction de l'eau. Ce type de banc est engraisé par une accumulation amont et aval de sédiments fins.
- 2) Le « banc transversal » est généralement considéré comme le banc le plus commun retrouvé aux bifurcations où en aval des confluences et aux soudaines expansions du chenal. Ce type de banc n'est habituellement pas attaché aux berges.
- 3) Le « banc de convexité » est également allongé dans la direction de l'eau et fréquemment courbé le long de la rive. Les accumulations verticales et latérales sont importantes et tendent à s'affiner en aval. On retrouve souvent ce type de banc dans les rivières méandriformes.
- 4) Le « banc diagonal » apparaît comme le type de banc le plus commun dans les rivières caillouteuses. Il est généralement attaché aux deux rives de manière oblique et peut être caractérisé par un front profond.
- 5) Le « banc linguoïde » est symétrique et ne touche pas aux rives. Il est de forme lobée et peut résulter de l'évolution des bancs transversal et longitudinal.
- 6) Le « banc latéral » représente également un stade d'évolution d'un banc à la forme asymétrique et attaché à une rive.

1.4.9 Définition, processus de formation et évolution des îlots fluviaux

1.4.9.1 Définition

Un îlot est défini comme une portion de la plaine alluviale séparée de celle-ci par un chenal à écoulement plus ou moins permanent. Un îlot est constitué par du matériel de la plaine alluviale, c'est-à-dire par les matériaux relativement fins qui se déposent lors des crues supérieures au débit à plein bords (ASSANI, 1997). Ainsi, généralement, la plaine alluviale et le sommet des îlots sont à la même altitude.

Un îlot fluvial est également défini comme une forme géomorphologique, entourée d'un chenal, qui est plus élevé que le niveau d'eau moyen et qui persiste suffisamment longtemps pour permettre l'établissement d'un couvert végétal permanent (OSTERKAMP, 1998). Ainsi, un banc qui ne subit pas de changement important à travers le temps pourrait devenir un îlot.

1.4.9.2 Processus de formation et évolution des îlots fluviaux

Une synthèse des processus de formation et d'évolution des îlots a été produite par OSTERKAMP (1998). Cette revue met en évidence 8 processus et mécanismes géomorphologiques :

- 1) Les îlots de cette catégorie se forment à partir d'avulsions qui se traduisent généralement par une incision et le redressement du chenal dans des alluvions grossiers lors d'une crue de débordement. Les îlots d'avulsion se forment à travers de nombreux mécanismes tels que la chute d'arbres de la zone riparienne et le détournement du chenal par le barrage de débris. Ce type d'îlots se forme dans les régions montagneuses, les piedmonts, les vallées et les plaines côtières (IBRAHIM, 2009).
- 2) Le deuxième processus résulte d'une accumulation stable de sable, de gravillons et de cailloux déposés durant les crues de débordement et provenant de l'affaissement des berges ou la remise en mouvement des dépôts glaciaires. Ce processus d'accumulation peut se produire sur plusieurs années voire des décennies. L'engraissement des débris

deltaïques associé aux apports abondants de sédiments donne naissance à des îlots de type fluvio-deltaïque (IBRAHIM, 2009).

3) Les îlots de la troisième catégorie se forment lors d'un déplacement latéral de la position du chenal principal. Ceci peut se produire lors d'un recoupement de méandre ou par l'interaction entre 2 ou plusieurs chenaux à proximité de leur confluence.

4) Le quatrième type d'îlots se trouve généralement dans les rivières de petites tailles, à faibles débits, situées dans la partie supérieure d'un bassin versant. Ces îlots se forment par un processus d'accumulation et de stabilisation des sables et graviers à proximité des confluences. Il peut y avoir également une installation progressive de la végétation qui aura pour effet d'augmenter la stabilisation ou l'expansion.

5) Le cinquième type d'îlots se forme seulement le long de rivières à chenaux multiples s'écoulant sur des biefs rocheux d'origine karstique, glaciaire ou volcanique. Ces îlots proviennent d'une dégradation lente et régulière de l'une des branches de ces chenaux (IBRAHIM, 2009).

6) La sixième catégorie d'îlots résulte d'une évacuation rapide des sédiments déposés lors d'une crue. Ceci crée, par conséquent, une incision du chenal. (OSTERKAMP, 1998). On retrouve ce type d'îlot le long des rivières à chenaux multiples s'écoulant surtout sur des formations sableuses encaissées dans des plaines alluviales bien développées (IBRAHIM, 2009).

7) Le septième cas d'îlots est fréquent dans les rivières anastomosées aux larges chenaux. Ce type d'îlots se trouve principalement là où il y a une évacuation stable de sédiments provenant principalement de la charge de fond (souvent de débris glaciaires). Les îlots se développent immédiatement en aval de l'obstruction du chenal causant une zone de déposition qui peut être rapidement colonisée par la végétation.

8) Le dernier type d'îlots est plus rare. Il est formé par un amasement de débris d'avalanche ou d'éruption volcanique dans la plaine alluviale lors de catastrophes naturelles.

Les îlots fluviaux sont le produit de conditions variables d'érosion et de déposition. Bien que l'échelle de temps applicable soit différente, chaque îlot est géomorphologiquement instable et est susceptible de montrer des changements mesurables. Les principaux processus par lesquels les îlots fluviaux sont supprimés incluent (OSTERKAMP, 1998) :

- 1) une sédimentation préférentielle d'une branche du chenal entraînant éventuellement le détournement complet de l'écoulement fluvial dans une autre branche;
- 2) l'érosion lors d'une crue;
- 3) une incision graduelle ou l'abaissement du niveau du lit dans un chenal de préférence à un autre;
- 4) l'empiètement, principalement durant les périodes de débits de pointe, des flux d'un côté de l'îlot par une migration latérale entraînant une érosion graduelle;
- 5) la déposition de sédiments autour du périmètre de l'îlot causant une augmentation de sa taille et une coalescence éventuelle avec d'autres îlots ainsi que la plaine alluviale.

1.4.10 Conclusion

En conclusion, tous ces concepts morphologiques et sédimentologiques sont en lien direct avec les objectifs de ce projet de recherche sur les impacts de l'inversion du régime hydrologique. L'évolution des changements spatio-temporels induit par les barrages est toutefois très variable d'un environnement à l'autre que ce soit au niveau morphologique ou sédimentologique. Les modèles élaborés jusqu'à maintenant (BRANDT, 2000; JIONGXIN, 1990; PETTS, 1979) ne tiennent pas compte de ce changement d'environnement ou ce changement de régime hydrologique. Tous ces concepts morphologiques et sédimentologiques seront donc étudiés afin de comprendre les impacts induits par les barrages sur les chenaux en régime hydrologique d'inversion.

CHAPITRE II

MÉTHODOLOGIE

2.1 Présentation du cadre d'étude

La rivière Matawin est le principal affluent de la rivière Saint-Maurice. Elle draine un bassin versant de 5 775 km² (ASSANI et *al.*, 2002) (figure 2.1). Sur le plan morphologique, la rivière est caractérisée par une alternance de tronçons caillouteux et sableux. D'un point de vue géologique le bassin versant de la rivière Matawin est entièrement circonscrit dans le Bouclier canadien. Les Hautes-Terres laurentiennes se caractérisent par un relief accidenté où l'altitude moyenne des sommets varie de 450 à 650 m. On y retrouve toute la gamme des roches typiques du Bouclier canadien, des gneiss, des paragneiss et des roches de types granitoïdes qui sont toutes très résistantes à l'érosion (BVSM, 2006). Le till est présent sur les collines et parfois absent sur certains sommets et plateaux. Les dépressions sont caractérisées par une accumulation de sable d'origine fluvio-glaciaire. Les Hautes-Terres laurentiennes sont également marquées par les nombreuses failles et axes de fractures avec une orientation nord/est-sud/ouest et nord/ouest-sud/est. Ainsi, les lacs et réservoirs de cette région possèdent une configuration de cuvette centrale avec plusieurs baies en périphérie. Au fil du temps, ces lignes de faiblesses ont été élargies et surcreusées par les passages successifs de la glace durant le Quaternaire. C'est cependant à l'action des eaux courantes que l'on doit de longues cuvettes plus ou moins évasées et reliées entre elles par des seuils rocheux et des couloirs étroits (BVSM, 2006). Le climat y est de type subpolaire continental avec une lame d'eau annuelle d'environ 1 000 mm et une température moyenne annuelle de 4°C. Tout le bassin est couvert par la forêt feuillue constituée essentiellement de l'érablière à bouleau jaune. Quant à l'affectation des sols, les activités anthropiques se limitent à l'exploitation forestière. L'agriculture est quasi absente, donc très marginale, occupant moins de 0,2 % du bassin versant du St-Maurice, car les terres et le climat n'y sont pas propices.

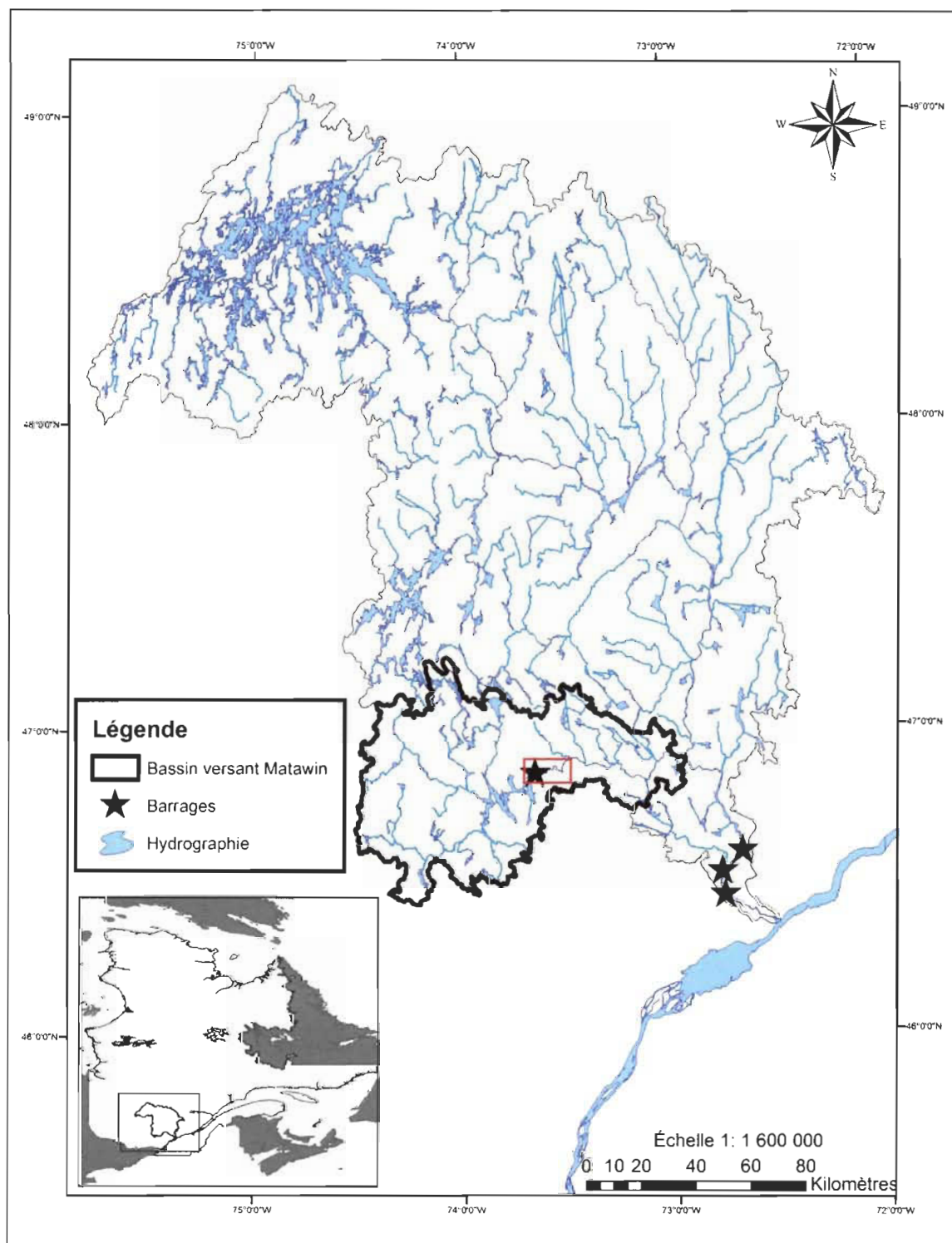


Figure 2.1 : Bassin versant de la rivière Matawin et tronçon à l'étude en encadré rouge

Le réservoir Taureau a été mis en eau en 1930 suite à la construction du barrage et de la digue Matawin après deux ans de travaux réalisés par la Shawinigan Water & Power Co. Le barrage est passé sous le contrôle d'Hydro-Québec au début des années 60 lors de la nationalisation de l'électricité dans la province de Québec. Son bassin versant est de 4 325 km², ce qui représente 75 % de la superficie totale du bassin versant de la rivière Matawin. C'est un barrage de type « poids » de 720 m de long et de 26 m de hauteur. Techniquement, le barrage est muni de quatre déversoirs d'une capacité totale de 1 409 m³/s et de quatre vannes de fond d'une capacité totale de 400 m³/s. Sa réserve totale est estimée à 348 000 000 m³ d'eau. De plus, le barrage est conçu pour résister à une cote maximale de 359,05 m. Il a été construit principalement pour renforcer la capacité de production de l'énergie hydroélectrique des centrales Grand-Mère, Shawinigan 2 et 3 et la Gabelle situées en aval. Il sert aussi à contrôler les inondations dans la rivière Saint-Maurice. Dans un passé récent, il a également servi à la drave. Constituant un obstacle au déplacement du bois, il a été nécessaire d'aménager celui-ci afin de faciliter la circulation du bois sur la Matawin vers les usines de transformation en aval. Jusqu'à la fin des années 1980, tout le bois était transporté vers la Mauricie via le lac Taureau.

De par sa vocation de production électrique, la gestion de l'eau du réservoir Taureau est conditionnée par la disponibilité de ses réserves, des conditions d'hydraulicité et finalement de la demande subite en production électrique par les centrales situées en aval afin de répondre aux besoins en énergie en période de pointe. De plus, la position géographique du réservoir Taureau en fait un réservoir indispensable dans le sens où l'eau en provenance du réservoir ne met que 30 heures pour parcourir les 175 km qui le séparent de la centrale Grand-Mère. En comparaison, l'eau en provenance du réservoir Gouin met 84 heures pour atteindre la même centrale.

Le niveau du réservoir est maintenu entre une cote maximale d'exploitation qui se situe à 359,05 m et une cote minimale d'exploitation à 343,81 m. Le marnage annuel maximal du réservoir est donc de 15,24 m. À son niveau le plus bas, le réservoir occupe une superficie d'environ 8 km². Le réservoir Taureau est un réservoir de type annuel

c'est-à-dire que son remplissage complet se fait chaque année et résulte exclusivement de l'apport en eau provenant de son bassin versant.

La gestion actuelle se caractérise par une légère baisse en dessous du niveau d'exploitation maximale du réservoir en automne. Cette pratique permet de prévenir les crues d'automne (récurrence 30 ans) et éviter ainsi les inondations en amont et au niveau même du réservoir. Elle permet par conséquent de limiter le déversement de forts débits en aval lors de la crue d'automne. C'est à partir de la mi-novembre que s'amorce la vidange du réservoir qui se poursuit durant toute la saison hivernale. De gros débits sont maintenus en sortie du barrage afin de créer un chenal sur la rivière Matawin libre de tout couvert de glace durant cette période et d'éviter la formation d'embâcles en aval. Durant cette période le niveau d'eau du réservoir diminue en moyenne de 0,10 m à 0,12 m par jour. Ce taux peut atteindre jusqu'à 0,40 m par jour à la fin de l'hiver. À son niveau le plus bas, la cote minimale moyenne du réservoir est d'environ 349 m, mais elle peut descendre exceptionnellement à environ 340 m certaines années. Un remplissage rapide (quatre à six semaines) du réservoir s'effectue avec la fonte des neiges et l'arrivée de la crue printanière. Cette hausse de 10 à 15 m se réalise avec un taux journalier d'augmentation du niveau de l'eau de plus de 50 cm. Après le remplissage complet du réservoir, celui-ci est maintenu entre les cotes 357 et 359 m. Depuis sa mise en eau en 1931, la gestion hydraulique du réservoir n'a pratiquement pas changé. Seul l'arrêt du flottage et la signature de deux ententes avec la municipalité de Saint-Michel-des-Saints sont venues modifier modérément la gestion du réservoir. Toutefois, les conditions nécessaires afin de permettre le flottage des billes de bois ne sont plus en vigueur depuis 1989. Auparavant, celui-ci exigeait le maintien du niveau du réservoir à une cote supérieure à 356,67 m du 1^{er} juin au 31 octobre. Cette pratique nécessitait également un débit minimal de 70 m³/s.

Ce mode de gestion a entraîné une inversion totale du régime hydrologique de la rivière Matawin en aval du réservoir. En effet, les débits maximums surviennent alors en hiver et les débits minimums au printemps et en été. Il s'ensuit un changement de la période d'occurrence des débits minimums en aval du réservoir (ASSANI et *al.*, 2002).

La rivière Matawin a été choisie pour les raisons suivantes :

- C'est une rivière de taille moyenne qui est caractérisée par un régime d'inversion.
- Elle est facilement accessible par route.
- La rivière Matawin est la seule rivière qui dispose de plusieurs stations hydrométriques en amont et en aval d'un barrage dont les mesures des débits ont débuté simultanément au moment de la construction du réservoir. Ceci permet une meilleure interprétation des changements morphologiques en fonction de la variabilité interannuelle des débits.
- Il existe des photographies aériennes prises presque tous les dix ans avant (1928) et après (1937, 1964-65, 1975, 1987, 1996, 2008) la construction du réservoir. Ceci permet de suivre les changements morphologiques progressifs induit par le réservoir depuis sa construction.
- La rivière entaille alternativement des tronçons sableux (60 % de la longueur totale) et des tronçons caillouteux et rocheux (40 % de la longueur totale). Cette alternance permettra de comparer la sensibilité de ces deux types de lithologie aux changements hydrologiques induits par le réservoir.
- Les impacts morphologiques d'origine anthropique sont quasi inexistantes en aval du réservoir ce qui permettra de déterminer avec beaucoup de certitude les impacts induits par le barrage.

2.2 Analyse des débits de fortes crues

Les données de débits ont été analysées par saison afin de prendre en considération le mode de gestion du barrage qui est soumis à des variations d'une saison à l'autre au cours d'une même année. L'année a donc été subdivisée en quatre saisons de trois mois chacune : hiver (janvier à mars), printemps (avril à juin), été (juillet à septembre) et automne (octobre à décembre). Dans la présente étude, le concept écologique des débits naturels a été utilisé pour constituer les séries hydrologiques des

débits de fortes crues. Selon ce concept, les débits d'un cours d'eau peuvent être définis par cinq caractéristiques fondamentales (RICHTER *et al.*, 1996; POFF *et al.*, 1997) : la magnitude, la durée, la période d'occurrence, la variabilité et la fréquence (FORTIER, 2010). Dans le cadre de cette étude, on s'est limité aux débits de crues, car ce sont ces débits qui peuvent engendrer des changements morphologiques (débits morphogéniques). En tenant compte de la gestion du réservoir, seules les crues hivernales et printanières ont été analysées. Durant les deux autres saisons, on lâche rarement de grande quantité d'eau susceptible de générer des crues morphogéniques.

Afin de constituer les séries hydrologiques des débits maximums, trois étapes ont été appliquées sur les données de débits (FORTIER, 2010) :

- 1- Constitution d'une série des débits maximums les plus élevés mesurés chaque année au cours de la période 1934-1994 durant chaque saison.
- 2- Pour chaque année la valeur la plus faible (Q_m) des débits maximums constitués à l'étape précédente a été retenue.
- 3- Pour chaque saison et chaque année, tous les débits journaliers $\geq Q_m$ ont été retenus.

Les cinq caractéristiques hydrologiques ont été calculées de la façon suivante pour les débits de crues (FORTIER, 2010) :

- La magnitude est calculée en faisant la moyenne de tous les débits journaliers $\geq Q_m$ mesurés chaque année au printemps (en amont du barrage) et en hiver (en aval du barrage).
- La durée est le nombre moyen des jours où les débits journaliers ont atteint ou dépassé Q_m au printemps (en amont du barrage) et en hiver (en aval du barrage) chaque année.
- La fréquence est le nombre de fois que les débits journaliers ont atteint ou dépassé Q_m au printemps (en amont du barrage) et en hiver (en aval du barrage) chaque année. Cette fréquence représente aussi le nombre des phases de montées et de descentes de fortes crues chaque année.

- Le taux de variabilité des débits qui ont atteint ou dépassé Q_m est calculé au moyen du coefficient de variation (rapport entre la moyenne des débits $\geq Q_m$ et son écart type).
- La période d'occurrence n'est pas comparée dans cette étude puisqu'elle ne survient pas durant la même saison en amont (printemps) et en aval (hiver) du barrage.

La variabilité de la magnitude des débits journaliers a également été analysée. Elle a été définie par deux variables hydrologiques soit le coefficient de variation (CV en %) et le coefficient d'immodération (CI). Le rapport calculé entre la moyenne des débits journaliers mesurés durant la saison et son écart-type définit le coefficient de variation alors que le coefficient d'immodération est le rapport entre le débit journalier le plus élevé et le débit journalier le plus faible mesuré durant une saison. En cas de valeur nulle du débit le plus faible, celle-ci a été remplacée par la valeur 1 (FORTIER, 2010).

Ces variables ont été retenues, car elles permettent mieux de mettre en évidence l'influence du changement de mode de gestion des barrages sur la variabilité de l'ampleur des changements hydrologiques dans le temps. Nous nous sommes limités à la période 1934-1994, car nous n'avons pas obtenu l'autorisation d'Hydro-Québec d'inclure les données plus récentes (FORTIER, 2010).

2.3 Choix des sites d'étude et analyse morphologique de la rivière (largeur à pleins bords et sinuosité)

Les tronçons étudiés se situent tout juste en aval du barrage de la rivière Matawin, et ce, sur une distance de dix-sept kilomètres. La rivière alterne des tronçons au substrat caillouteux et sableux. Les caractéristiques de chacun des tronçons sont consignées dans le tableau 2.1.

Tableau 2.1
Présentation des caractéristiques des tronçons étudiés

Tronçon	Type de tronçon	Longueur totale du tronçon en m	Largeur moyenne en m*
1	Caillouteux	138 (11)	61,96
2	Caillouteux	379 (34)	82,29
3	Sableux	379 (29)	135,52
4	Caillouteux	288 (27)	87,69
5	Sableux	325(27)	83,39
6	Sableux	1 168 (108)	246,38
7	Sableux	3 305 (326)	168,07
8	Caillouteux	965 (92)	97,76
9	Caillouteux	942 (89)	122,41
10	Sableux	3 925 (375)	138,71
Secteur entier	-	17 000	-

() = nombre de mesure par tronçon * largeur moyenne de l'année 2008.

Tableau 2.2
Source et caractéristiques des photographies aériennes utilisées

Sources	Séries des photos	Date	Débit journalier (m ³ /s)
Photothèque Nationale de l'air du Canada	A269	07-juil-28	?
	A5746	09-oct-37	0
Photocartothèque Québécoise	Q65161	05-juin-65	1,55
	Q75349	08-août-75	1,98
	Q75351	07-août-75	1,98
	Q87415	02-juil-87	22,1
	Q87422	06-août-87	16,6
	Q95123	23-juin-95	12,25
	Q96103	18-juil-96	16,36

Le même tronçon a été utilisé pour la comparaison de l'évolution de la sinuosité, c'est-à-dire, le chenal à partir du barrage de la rivière Matawin, et ce, sur une distance de dix-sept kilomètres. La sinuosité a été calculée à partir de l'équation de SCHUMM (1963a) :

$$s = L / l$$

Cette équation est un ratio de la longueur du chenal par rapport à la longueur géométrique. Ici, L correspond à la longueur directe (sans tenir compte de la sinuosité) du chenal alors que l correspond à la longueur géométrique.

2.4 Choix des sites d'étude et analyse morphométrique des îlots et bancs sableux de la rivière Matawin

La rivière Matawin, en aval du barrage, offre de nombreux sites où on dénote la présence de bancs sableux et d'îlots d'origines différentes. Les caractéristiques morphométriques des bancs et des îlots sont présentées dans les tableaux 2.3 et 2.4. De plus, des photographies et des cartes illustrent l'emplacement des bancs et îlots aux figures 2.2, 2.3, 2.4 et 2.5.

Tableau 2.3

Présentation des caractéristiques morphométriques des bancs étudiés

Banc	Type de banc	Distance du barrage (en m)	Superficie (en m ²)*
A	Mid-channel bar	400	7336
B	Point bar	1 000	1717
C	Lateral bar	6 000	10 284
D	Transverse bar	14 500	35 071
E	Lateral bar	16 500	37 566

* Superficies de l'année 1996

Tableau 2.4

Présentation des caractéristiques morphométriques des îlots étudiés

Îlot	Distance du barrage (en m)	Superficie (en m ²)*
1	5 000	4 093,72
2	5 000	73 167,66
3	5 000	3 057,77
4	6 500	62 266,25
5	7 500	38 158,22
6	10 000	6 750,55
7	13 000	7 751,09
8	14 500	6 233,66

* Superficies de l'année 1996

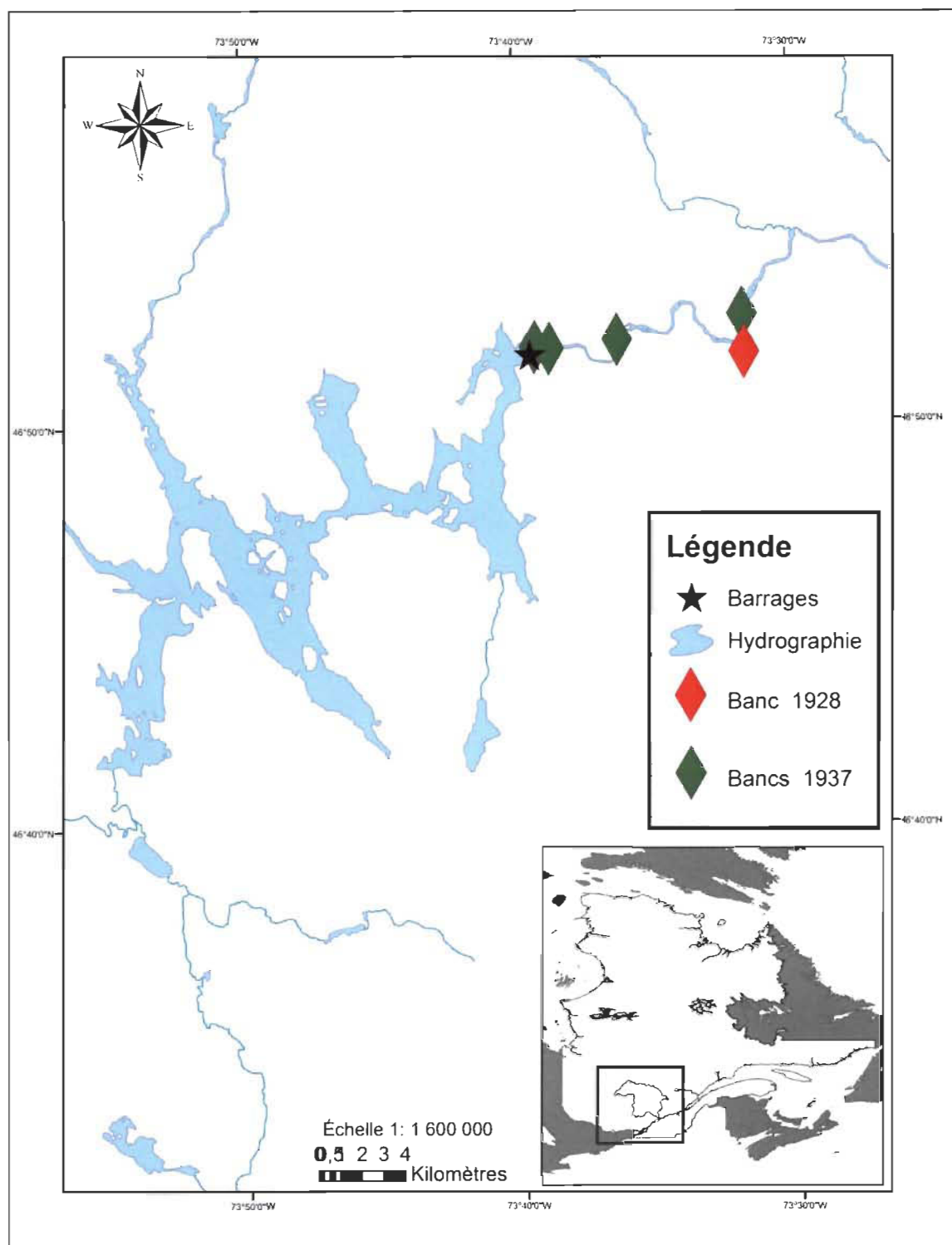


Figure 2.2 : Localisation des bancs étudiés en aval du barrage de la rivière Matawin présents en 1928 et en 1937

Banc A (400 m)



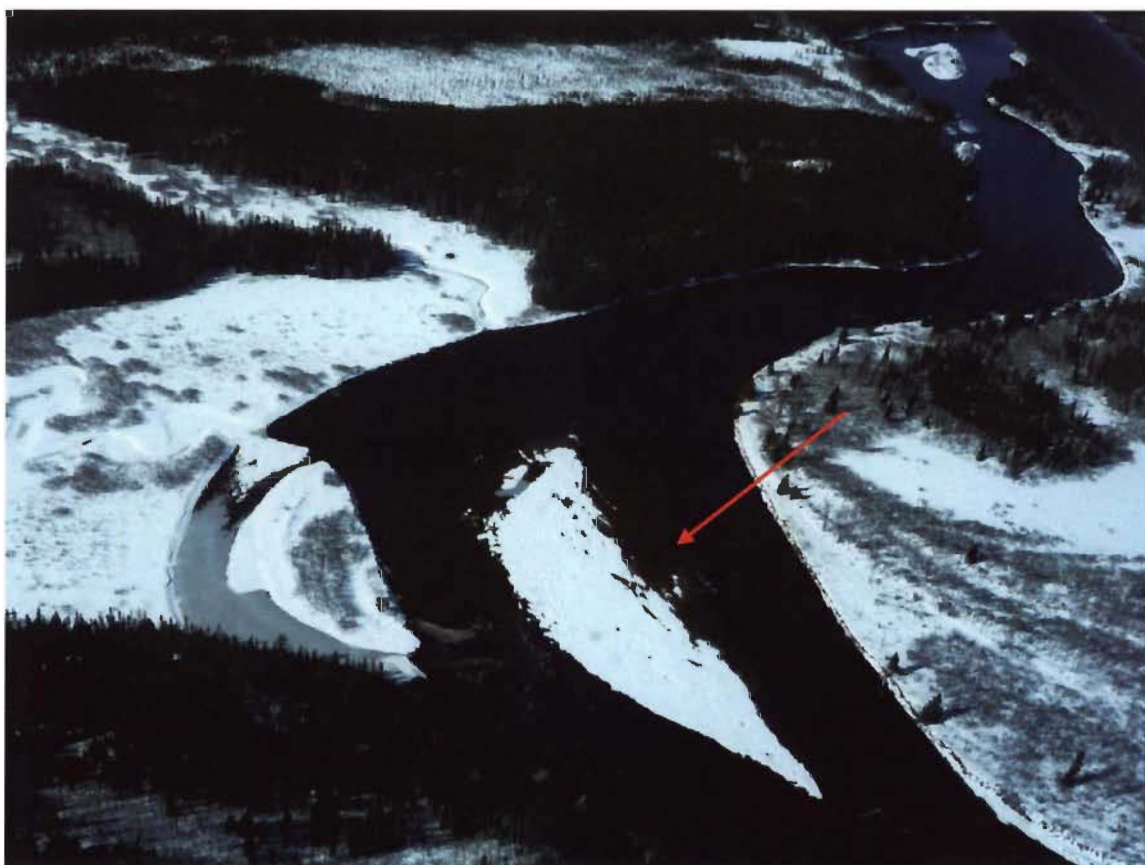
Banc B (1 000 m)



Banc C (6 000 m)



Banc D (14 500 m)



Banc E (16 500 m)



Figure 2.3 : Photographies aériennes des bancs étudiés (1996). Les distances sont comptées à partir du barrage (situé à 85 km de la confluence avec la rivière Saint-Maurice).

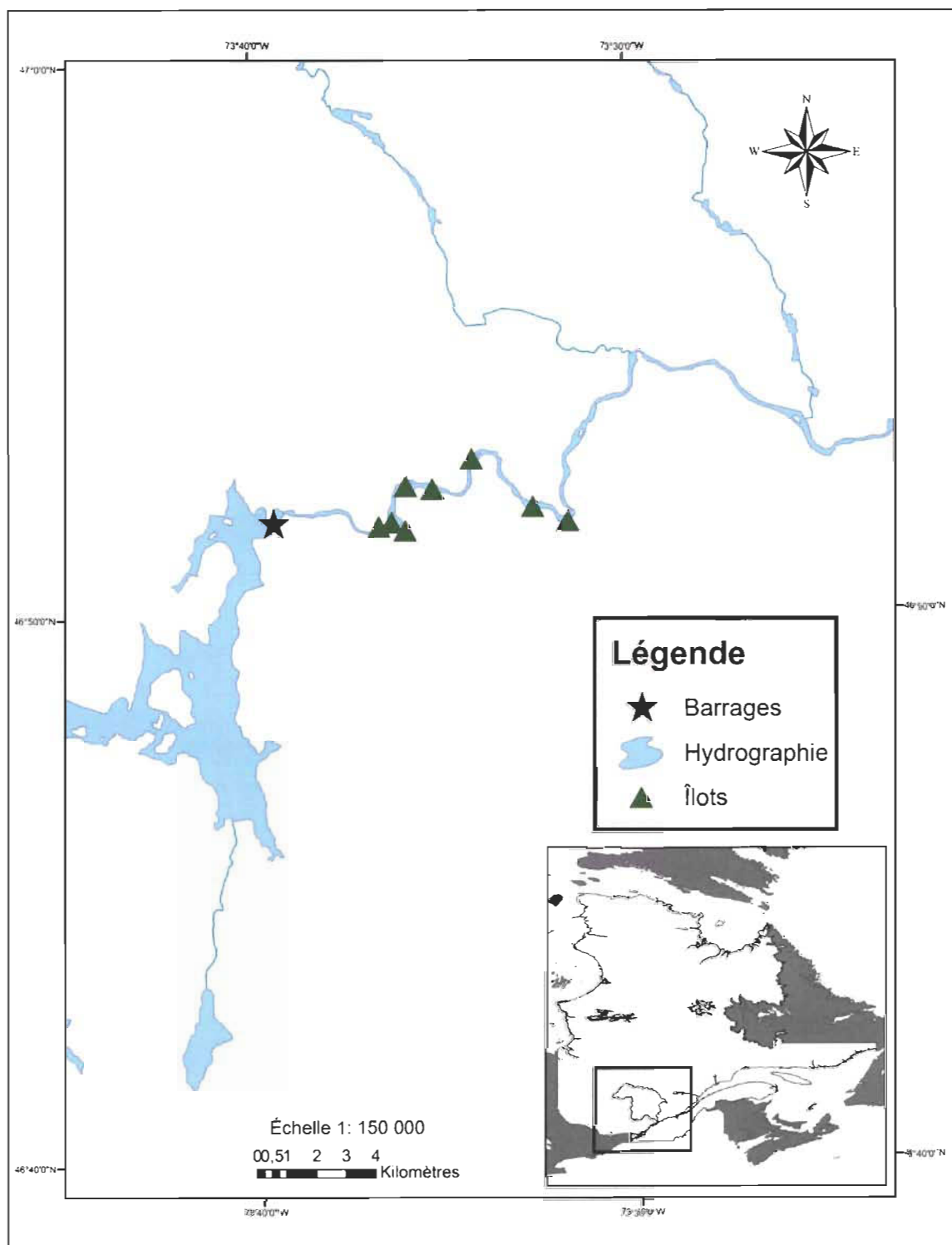


Figure 2.4 : Localisation des îlots étudiés en aval du barrage de la rivière Matawin

Îlot 1, 2 et 3 (5 000 m)



Îlot 4 (6 500 m)



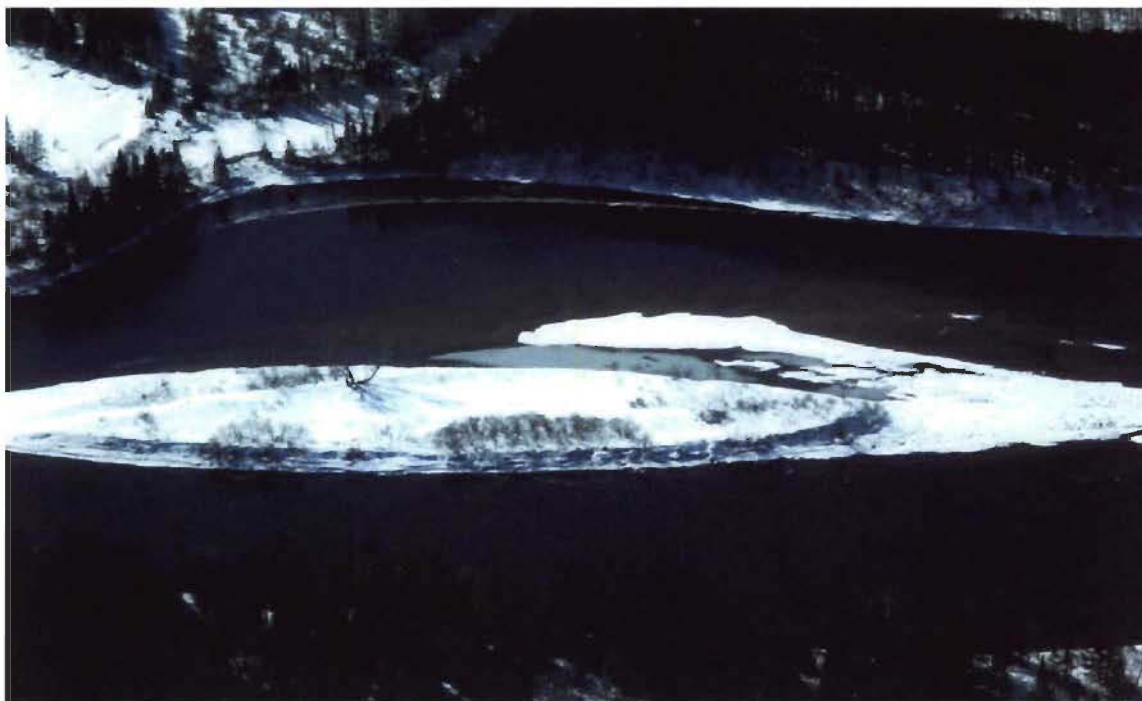
Îlot 5 (7 500 m)



Îlot 6 (10 000 m)



Îlot 7 (13 000 m)



Îlot 8 (14 500 m)



Figure 2.5 : Photographies aériennes des îlots étudiés (1996). Les distances sont comptées à partir du barrage (situé à 85 km de la confluence avec la rivière Saint-Maurice).

2.5 Analyse des photographies aériennes

Pour permettre une analyse quantitative de l'évolution morphologique d'un chenal et de ses composantes morphométriques, il est nécessaire d'avoir recours aux imageries satellitaires ou aériennes. Selon HOOKE (2004), ces images sont une des meilleures sources d'informations disponibles pour ce type d'analyse. Cependant, leur utilisation n'est préférable seulement si l'erreur relative aux sources et traitements est plus faible que les changements observables (GURNELL et *al.*, 1998). Les photographies aériennes offrent une meilleure précision que les cartes topographiques en ce qui concerne les changements morphologiques des cours d'eau. Elles permettent l'observation de plusieurs phénomènes morphologiques et sédimentologiques tels que les changements de largeur, l'érosion, la sédimentation, l'engraissement des bancs et îlots, l'évolution des dépôts aux confluences, etc. Par contre, le traitement des photographies aériennes nécessite les plus grands soins en ce qui concerne le géoréférencement et l'orthorectification afin de limiter au maximum les distorsions planimétriques (ALIBERT, 2007).

Les photographies aériennes de la Matawin ont été prises en 1928 (avant la construction du barrage) et 1937, 1964-65, 1975, 1987 et 1996 (après la construction du barrage) (tableau 2.2). Les photographies de ces années ont été choisies en raison des données de débits enregistrées similaires afin de permettre une comparaison valable (tableau 2.2). Tous les clichés sont à l'échelle 1 :15 000 à l'exception de ceux de l'année 1965 (1 :15 840). Les clichés sont en noir et blanc. Les photographies des années 1965 à 1996 ont dû être numérisées à une résolution de 600 point par pouce carré (dpi) offrant une précision au sol de 0,6 m. Les photographies des années 1928 et 1937 étaient déjà en format numérique. Les images de l'année 2008 sont des orthophotos également à l'échelle du 1 :15 000. L'analyse diachronique des photographies nous montre l'évolution des structures morphologiques du chenal et permet ainsi de déterminer s'il y a eu engraissement ou érosion des berges, îlots et bancs.

2.5.1 Géoréférencement des photographies aériennes

Le géoréférencement et l'orthorectification (*PCI Geomatica*, v 10.2), pour l'analyse des photographies aériennes, ont été réalisés en plusieurs étapes. Tout d'abord, un Modèle Numérique d'Élévation (MNE) a préalablement été réalisé et utilisé pour l'orthorectification des photographies. Un MNE est défini comme un ensemble ordonné d'élévations de terrain qui se rapporte au système de référence. Il représente donc le relief d'un territoire à l'aide des variables X, Y et Z et ce, à partir des courbes de niveau. La technique utilisée afin de réaliser ce MNE est la fonction « Topo to raster » du logiciel *ArcGIS* (v 9.2) (ESRI). Celle-ci est une méthode d'interpolation permettant de tenir compte de l'hydrologie du territoire à l'étude en plus des courbes de niveau.

Le MNE a été validé par la méthode de validation croisée (figure 2.6). Les fichiers de points d'élévation sont séparés en deux parties : les fichiers «training» qui servent à l'interpolation et les fichiers « test » qui servent à la validation de l'interpolation. Lorsque l'interpolation est terminée, les points « test » sont superposés au fichier topographique et la comparaison de ces deux fichiers donne un résultat de validation du MNE. (DROUIN, 2008)

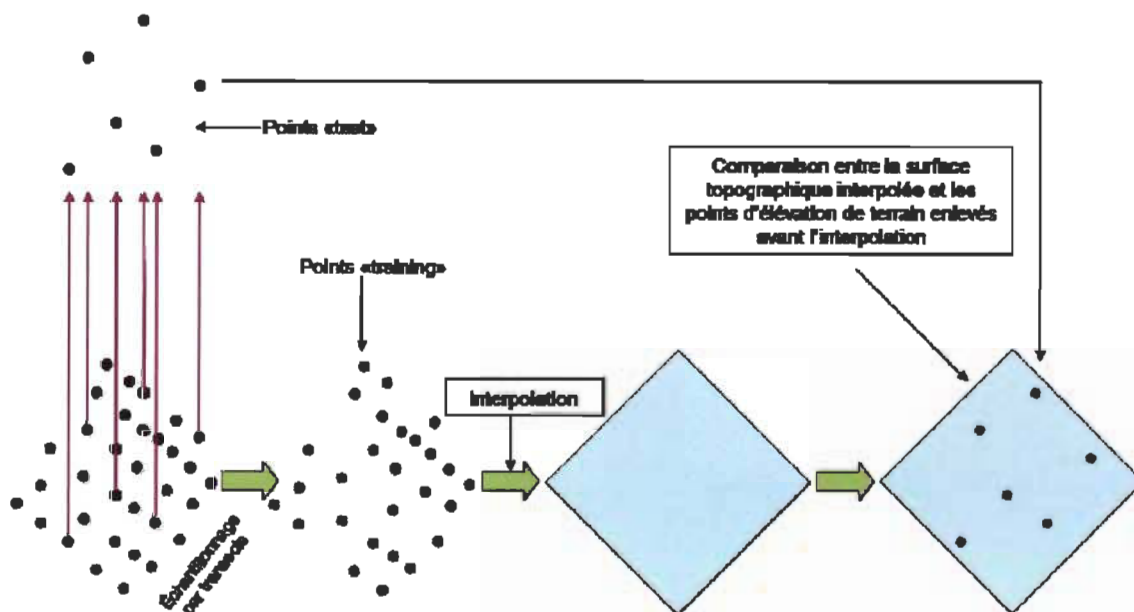


Figure 2.6 : Schéma explicatif de la validation croisée (DROUIN, 2008)

Suite à cette première étape, on a procédé au géoréférencement des photographies aériennes dans le système de projection MTM. Afin d'obtenir le meilleur géoréférencement possible, nous avons procédé en ordre chronologique inversé des photographies, de la plus récente à la plus ancienne (2008 à 1928). La série de clichés de 2008 étant, à l'origine, déjà géoréférencée et orthorectifiée, son utilisation a réduit les sources d'erreurs. On a donc procédé au positionnement de points de contrôle au sol (GCP) (moyenne de 8 points/photos) sur les clichés à géoréférencer. En procédant à partir d'une orthophotographie, l'erreur *root mean square* (RMS) était réduite à une moyenne acceptable (2,87 m au sol pour la série 1987) pour cette région boisée et sans grandes infrastructures (comparativement à l'utilisation seule de fichiers vectoriels). Par contre, pour les séries plus anciennes, l'erreur RSM a été plus élevée en raison d'une addition de ces erreurs d'une année à l'autre (3,46 m au sol pour la série 1928). Celle-ci prévaut seulement pour les années 1975 à 1928, car les clichés des années 1987 et 1996 ont été géoréférencés à partir des orthophotos de l'année 2008.

2.5.2 Orthorectification des photographies aériennes

L'orthorectification consiste en la correction des distorsions spatiales qui sont attribuables au capteur ou au relief du terrain. Cette correction est obtenue à partir des paramètres d'orientation de la chambre de prise de vue, des différents points de référence connus (en XYZ), et d'un Modèle numérique d'élévation (MNE) (ALIBERT, 2007). Suite à cela, nous avons procédé à la création d'une mosaïque pour chaque série de photographies aériennes. Cette étape a mené à l'obtention d'une orthophotographie unique couvrant l'entièreté du territoire à l'étude.

2.5.3 Détermination de la superficie et de la largeur des paramètres morphologiques du chenal

Afin de définir l'ampleur des changements de largeur à pleins bords du chenal de la rivière Matawin à travers les années (avant et après la construction du barrage), nous avons procédé à la vectorisation du chenal sur une couche vectorielle vierge pour chacune des périodes choisies. Ensuite, nous avons déterminé l'axe central du chenal (médiane) à partir des berges tracées préalablement. Cette médiane s'est effectuée à partir de la fonction VB-PerpChenal (programmée par M. Marc Laurencelle) à partir du logiciel *ArcGIS* (v 9.2) d'ESRI. C'est également cet axe qui a été utilisé afin de calculer l'indice de sinuosité de la rivière Matawin. La sinuosité est définie comme étant le rapport entre la longueur du chenal et la longueur géométrique (SCHUMM, 1963a). Ce ratio est calculé à l'aide de l'équation suivante où L correspond à la longueur directe (sans tenir compte de la sinuosité) du chenal alors que l correspond à la longueur géométrique :

$$s = L / l$$

Par la suite, nous avons créé des perpendiculaires (à partir de l'axe central) afin de mesurer la largeur du chenal à un intervalle régulier de 10 mètres. L'analyse s'est effectuée en fonction de la granulométrie de la rivière. Nous avons donc séparé le chenal principal en cinq tronçons sableux et cinq tronçons caillouteux sur une distance totale de dix-sept kilomètres à partir du barrage de la rivière Matawin. Les mesures ont été

effectuées au même endroit à travers les années afin d'obtenir une comparaison valable. Puisque les tronçons sont de longueurs différentes, le nombre de mesures de largeur varie d'un tronçon à un autre en fonction de sa longueur. Toutes ces données sont consignées dans le tableau 2.1. Aussi, les endroits où on retrouve des îlots ou des bancs, ceux-ci sont inclus dans la mesure de la largeur de la rivière à plein bord.

Pour analyser l'évolution de la dimension des îlots et des bancs de la rivière Matawin, nous avons procédé à la vectorisation de leurs limites sur des couches vierges possédant la même projection que les orthophotographies créées précédemment. Cette première étape nous a permis de calculer la superficie de chacun des îlots et bancs et ce, pour chacune des séries de photographies aériennes (1928 à 1996). Ensuite, nous avons comparé les changements de dimension subies par ces entités morphologiques.

2.6 Analyses statistiques des données

2.6.1 Analyse statistique des données hydrologiques

La variabilité interannuelle des caractéristiques des débits de fortes crues a été calculée à l'aide de la méthode de régression linéaire (SVENSSON et *al.*, 2005) qui permet d'analyser la variabilité longitudinale (spatiale) de la largeur plein bord au cours d'une année donnée. Elle a également été appliquée pour analyser la variabilité temporelle des caractéristiques de fortes crues. La méthode d'analyse de variance a été appliquée sur les droites de régressions obtenues afin de tester la significativité de ces dernières (FORTIER, 2010). Le changement de moyennes de séries a été déterminé par le test *t* de Student.

Pour comparer les successions des anomalies positives (débits supérieurs à la moyenne) et négatives (débits inférieurs à la moyenne) de la magnitude des débits nous avons utilisé la méthode de la moyenne mobile. Cette méthode qui consiste à lisser (lissage sur 11 termes ou sur 10 ans) les valeurs standardisées des débits vise à déterminer si durant les décennies sèches, la magnitude des fortes crues diminue en aval du barrage et si, en revanche, elle augmente durant les décennies pluvieuses (FORTIER, 2010).

L'estimation des débits correspondant à certaines récurrences (2, 5, 10 et 50 ans) a été calculée par l'approche régionale établie par ANCTIL et *al.* (1998).

Cette méthode est constituée de 4 étapes :

1. Localiser la station (rivière) dans l'une des trois régions hydrologiques homogènes
2. Estimer la moyenne des débits maximums annuels au moyen de l'équation suivante :

$$Q_m = 1,61 S^{0,70}$$

- Q_m est la moyenne des débits maximums annuels
- S est la superficie du bassin versant du site

3. Estimer le quantile normalisé régional au moyen de l'équation suivante :

$$Q_t = \beta + \frac{\alpha}{\kappa} \cdot \{1 - [-\ln B]^\kappa\}$$

$$B = [(T - 1)/T]$$

- Q_t est le quantile normalisé régional
- K est le paramètre de forme de la loi GEV (General Extreme Value) régionalisée (tableau 2.5)
- A est le paramètre de la localisation de la loi GEV régionalisée
- β est le paramètre d'échelle

4. Calculer le quantile du site choisi au moyen de la formule suivante :

$$Q_e = Q_t \cdot Q_m$$

- T est pour la période de retour correspondant à un quantile donné
- Q_e est le quantile estimé correspondant à la période de retour T

Tableau 2.5
Les valeurs des paramètres dans les trois régimes hydrologiques homogènes

Région hydrologique homogène	β	α	κ
I	0,8397	0,2819	0,0086
II	0,8659	0,2754	0,0993
III	0,891	0,2308	0,1173

Source : ASSANI, A. (2006)

2.6.2 Analyse statistique des données morphométriques

Afin de comparer la variabilité temporelle des moyennes de la largeur à pleins bords de différents tronçons sableux et caillouteux, une analyse de variance (ANOVA) a été effectuée sur les données de largeur afin de déterminer s'il existait des différences significatives entre les mesures des années 1928 à 1996. C'est une analyse de variance à un facteur de classification (*Systat*, V 10.2). Les principaux buts d'une ANOVA sont d'examiner la contribution relative des différentes sources de variation et de tester l'hypothèse nulle (H_0) des moyennes de populations ou groupes qui sont égaux (QUINN et KEOUGH, 2002). Cette analyse a été effectuée en répondant aux conditions d'application de la normalité et l'indépendance des résidus et l'absence de variance de ces derniers entre les traitements.

Nous avons également jumelé les tests d'ANOVA au test de comparaison multiple par paires de Tukey (*Systat*, V 10.2). Cette procédure nous permet de déterminer les années pour lesquelles les moyennes de la largeur à plein bords sont statistiquement significatives ou pas (SCHERRER, 2007). En d'autres mots, le test de Tukey compare la moyenne de chaque groupe avec la moyenne de tous les autres groupes, et ce, par paire (QUINN et KEOUGH, 2002).

Bien que les résultats de largeur de la rivière Matawin aient tous une distribution normale, certains de ces résultats se retrouvent à la limite de la normalité. C'est pourquoi nous avons effectué le test de Kruskal-Wallis afin de s'assurer de bons résultats et effectuer une comparaison avec ceux de l'ANOVA. Le test de Kruskal-Wallis est un test non-paramétrique de comparaison des rangs et une

extension du test de Mann-Whitney-Wilcoxon (QUINN et KEOUGH, 2002). Il permet de déterminer si les rangs moyens des éléments des échantillons se révèlent trop différents pour retenir l'hypothèse d'homogénéité des distributions cumulées (SCHERRER, 2007).

En ce qui concerne les bancs et les îlots, nous avons analysé les données brutes des superficies et chaque îlot ou banc a été comparé en fonction des années à l'étude.

Par ailleurs, l'erreur standard relative au traçage des berges a été identifiée. Celle-ci a été évaluée à l'aide du traçage d'une berge à plusieurs reprises espacées dans le temps. Grâce à un « polyline » de référence, nous avons mesuré l'écart entre cette ligne et les autres tracés. Ces mesures ont été effectuées à dix stations aléatoires. Ainsi, l'erreur standard relative à la subjectivité du tracé des berges est de 0,8 mètres.

CHAPITRE III

RÉSULTATS

3.1 Analyse de la variabilité temporelle des débits de fortes crues en aval du barrage Matawin

L'étude hydrologique de la rivière Matawin, menée par FORTIER et *al.* (2010), a fait ressortir des changements entre les décennies 1930 et 1990. Les changements qui affectent la variabilité interannuelle de toutes les caractéristiques fondamentales des fortes crues sont significatives (régressions linéaires significatives au seuil de 5 %). Ainsi, à l'échelle interannuelle, la magnitude, la fréquence et le taux de variabilité des débits de fortes crues ont diminué significativement à travers les années. En revanche, la durée a augmenté (figure 3.1) (FORTIER et *al.*, 2010). La durée moyenne des débits de fortes crues a été multipliée par cinq. Les autres caractéristiques montrent des diminutions de 18 % (magnitude) et 74 % (fréquence) (FORTIER et *al.*, 2010).

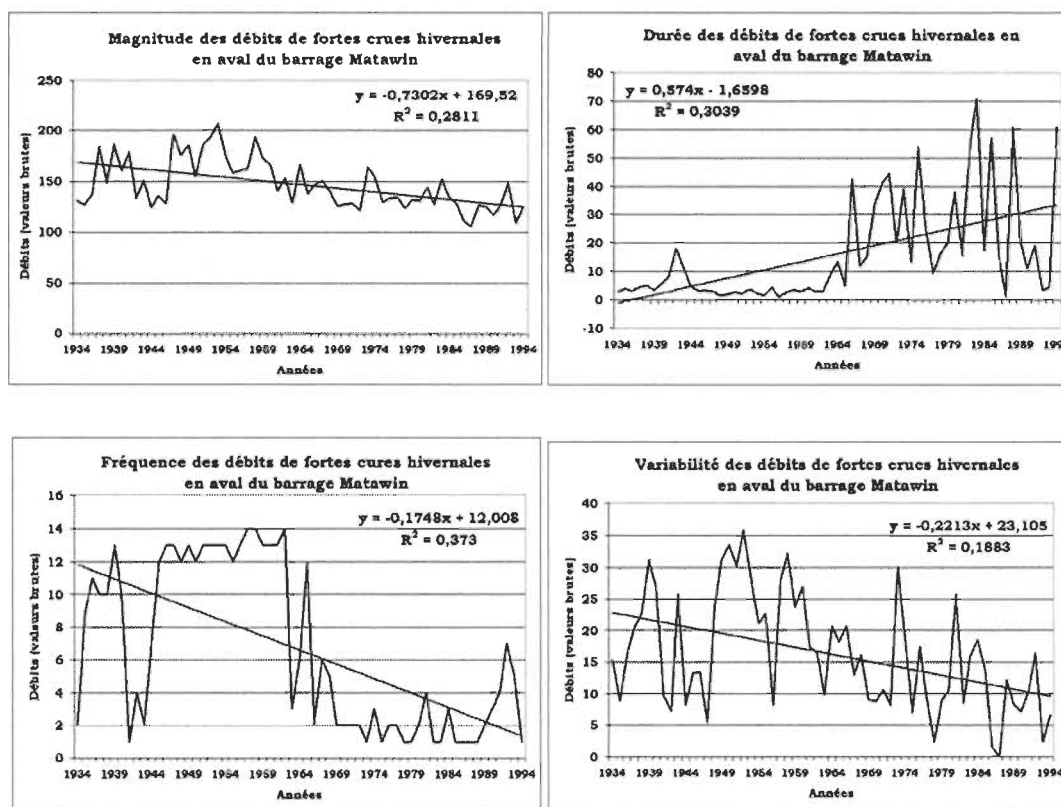


Figure 3.1 : Variabilité des caractéristiques fondamentales des débits de fortes crues à l'échelle interannuelle (FORTIER et *al.*, 2010)

Nous avons également calculé et analysé la récurrence des débits (2, 5 10 et 50 ans) au moyen de l'analyse régionale proposée par ANCTIL et *al.* (1998). Ceci nous a permis de constater que les débits observés durant la période hivernale n'atteignent plus un niveau de crue de récurrence biennale (figure 3.2). Le même phénomène est observé durant la période printanière. Par contre, on y remarque un épisode de crue en 1966 qui a dépassé le niveau de crue de récurrence biennale (figure 3.3).

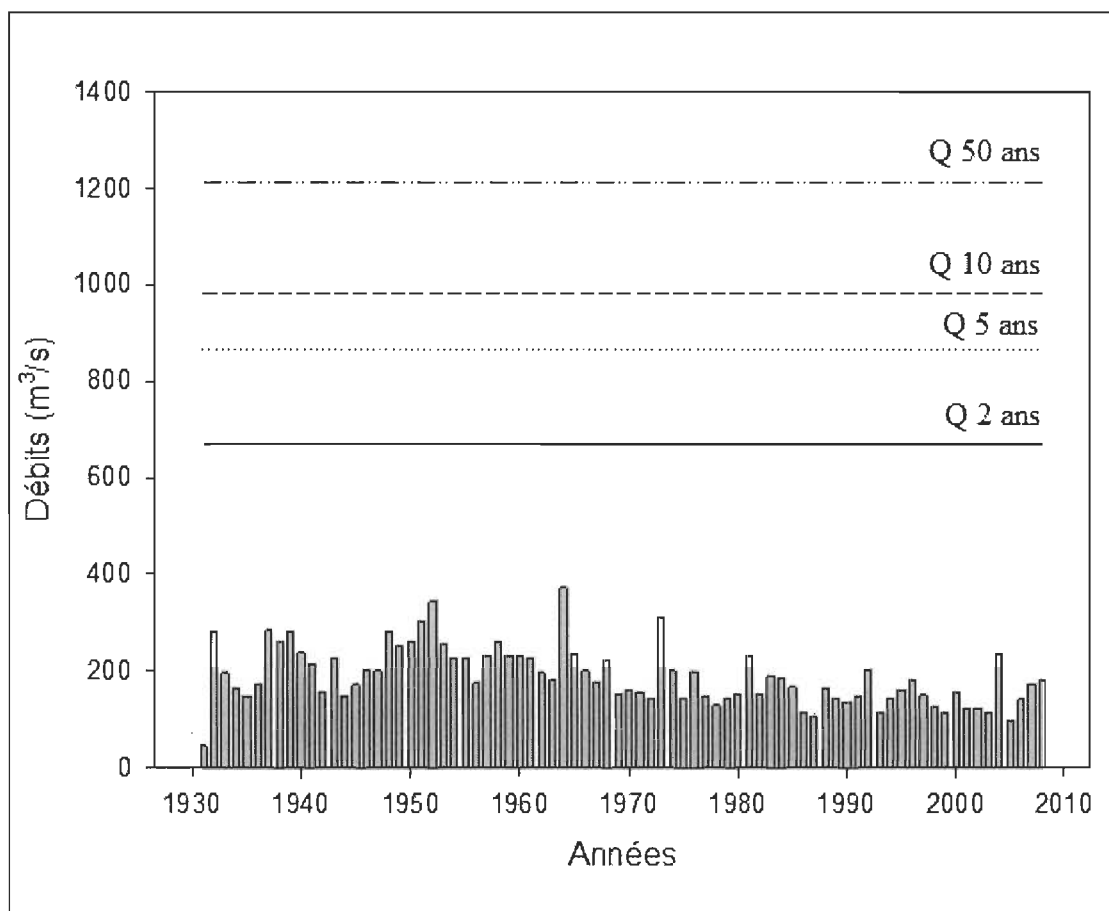


Figure 3.2 : Variabilité interannuelle de crues maximales hivernales et comparaison avec des débits de certaines récurrences (2, 5, 10 et 50 ans)

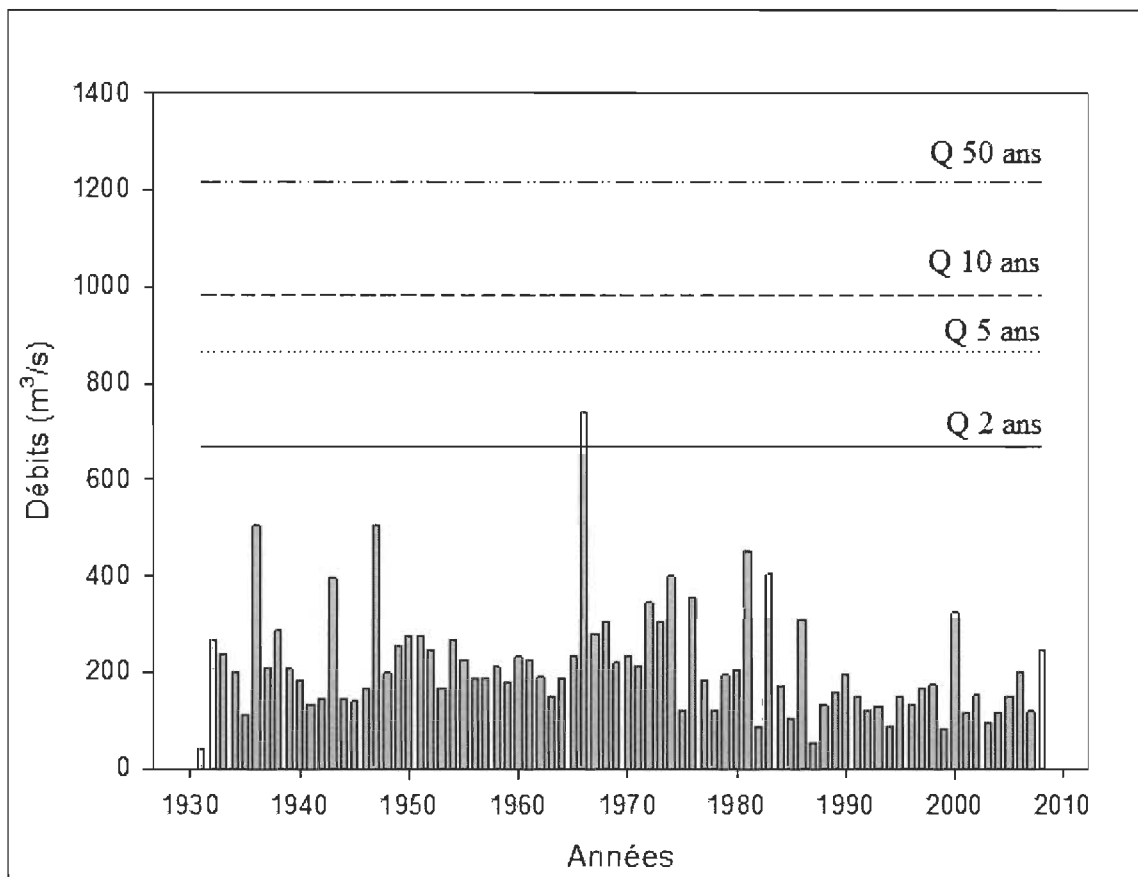


Figure 3.3 : Variabilité interannuelle de crues maximales printanières et comparaison avec des débits de certaines récurrences (2, 5, 10 et 50 ans)

À l'échelle décennale, l'inversion du régime hydrologique est démontrée clairement. La variabilité des caractéristiques fondamentales des fortes crues montre deux périodes distinctes : une période d'anomalies positives et une période d'anomalies négatives. En outre, le changement d'une période à l'autre s'est produit presque simultanément, près de 1964. La figure 3.4 met en évidence ces changements des caractéristiques fondamentales des débits.

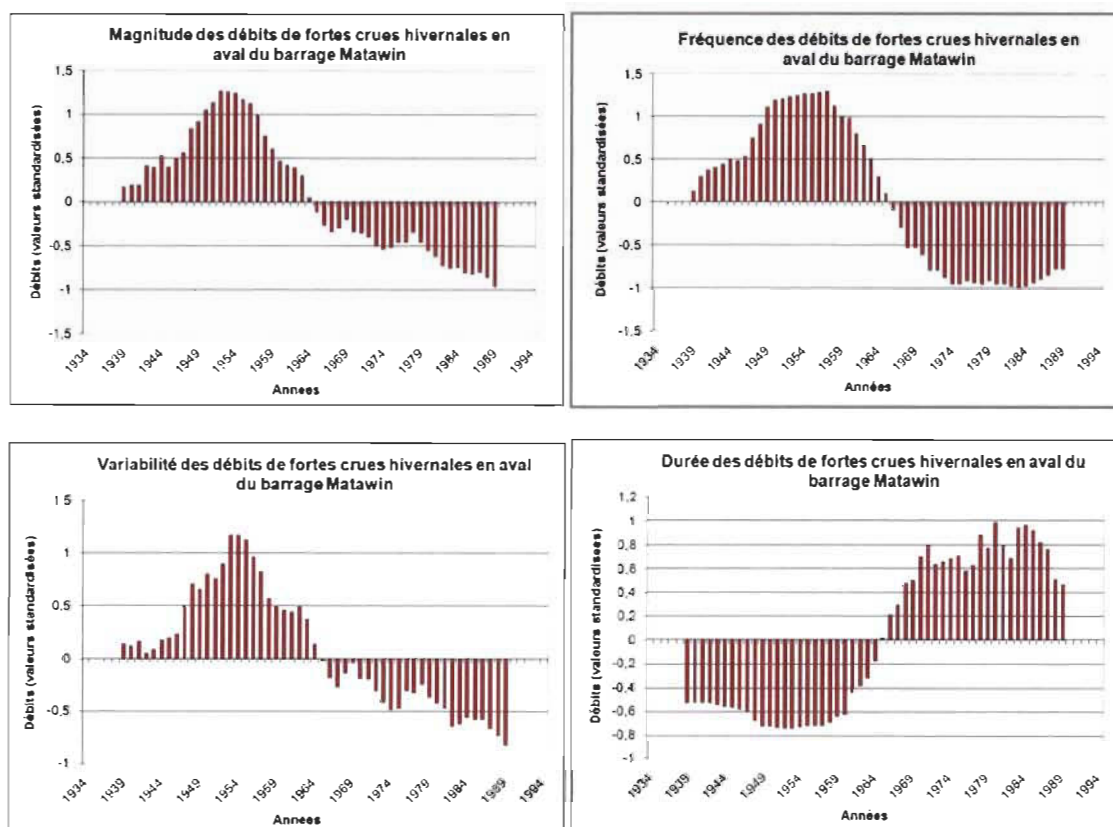


Figure 3.4 : Variabilité des caractéristiques fondamentales des débits de fortes crues à l'échelle interdécennale (FORTIER et *al.*, 2010)

Les changements hydrologiques observés sur la rivière Matawin forment deux phases distinctes. Tout d'abord, entre 1928 et 1965, les débits ont diminué suite à la mise en fonction du barrage en 1930. Par ailleurs, la durée a également diminué durant cette période comme l'a démontré les travaux de FORTIER et *al.* (2010). En revanche, entre 1965 et 1996, les débits ont diminué de manière plus importante que durant la première phase en raison de la modification du mode de gestion associé au changement de propriétaire en 1964. De plus, durant cette même période, la durée a augmenté de façon significative. Ainsi, les changements hydrologiques sont formés de deux phases distinctes caractérisées par des variations significativement différentes.

En somme, les changements dans le régime hydrologique suite à la fermeture du barrage Matawin sont typiques des effets des barrages : une réduction drastique des débits de crues, une diminution de la variance des débits et une redistribution des débits (CHIN et *al.*, 2002; RICHTER et *al.*, 1996; HADLEY et EMMETT, 1998). Le barrage

Matawin a eu pour effet d'atténuer les débits de fortes crues et de maintenir des débits minimums plus élevés durant les périodes sèches.

3.2 Comparaison de la variation spatio-temporelle de la largeur du chenal

3.2.1 Variation longitudinale de la largeur moyenne à pleins bords

À l'aide de la régression linéaire, nous avons analysé la variation longitudinale (amont-aval) des tronçons sableux et caillouteux du secteur à l'étude. Nous avons observé les mêmes tendances pour chacun des tronçons selon la nature du substrat. Dans les tronçons caillouteux, la largeur diminue généralement de l'amont vers l'aval (figure 3.5). Trois tronçons au substrat caillouteux (2, 4 et 8) ont une variation longitudinale de la largeur moyenne à pleins bords significative. Ces résultats significatifs présentent tous une diminution de la largeur moyenne à pleins bord de l'amont vers l'aval. En revanche, dans les tronçons sableux, la largeur augmente en direction de l'aval (figure 3.6). Les variations longitudinales de la largeur moyenne à pleins bords significatives sont observées pour les tronçons 3 et 10. Ceux-ci se caractérisent par une augmentation de la largeur d'amont en aval. Les figures suivantes ne sont présentées que pour l'année 1996, mais le phénomène se répète lors des autres périodes d'observation.

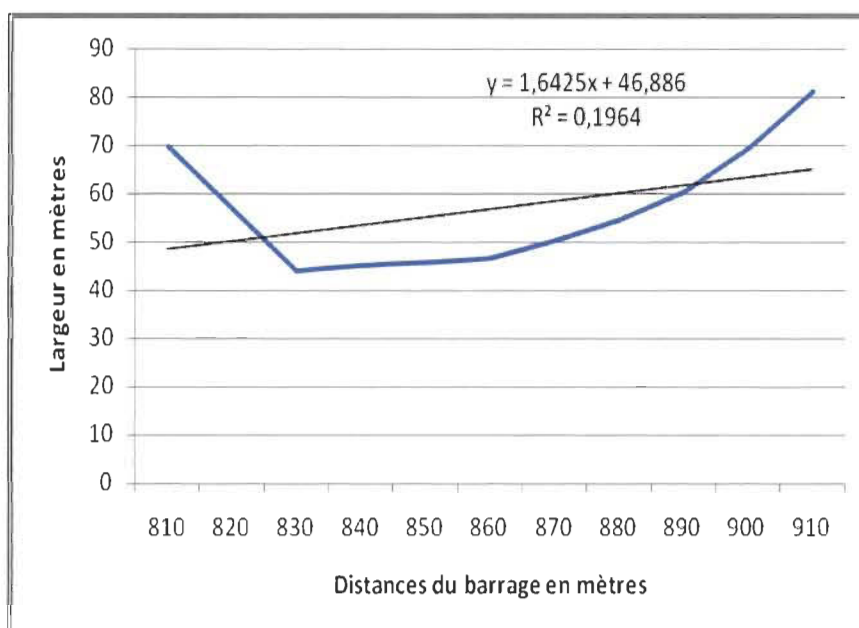
Tableau 3.1

Résultats des régressions linéaires et du test de Fisher-Snedecor de la variation longitudinale en aval du barrage Matawin en 1996

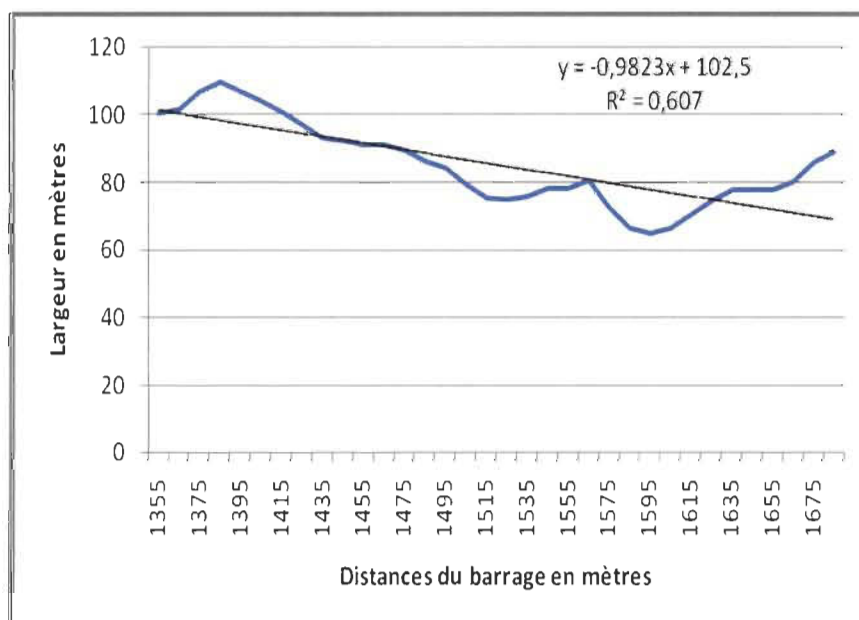
Nature Lithologique	Tronçons	α	β	R^2	Fo
Caillouteux	1	1,64	46,88	0,19	2,2
	2	-0,98	102,5	0,6	49,42*
	4	-0,94	96,91	0,58	41,3*
	8	-0,21	113	0,09	9,64*
	9	0,03	120,23	0,0005	0,04
Sableux	3	3,8	78,51	0,88	211,09*
	5	0,18	84,43	0,01	0,46
	6	2,65	105,97	0,47	94,26
	7	0,06	153,59	0,01	3,27
	10	0,08	120,72	0,03	14,09*

* : Résultats significatifs

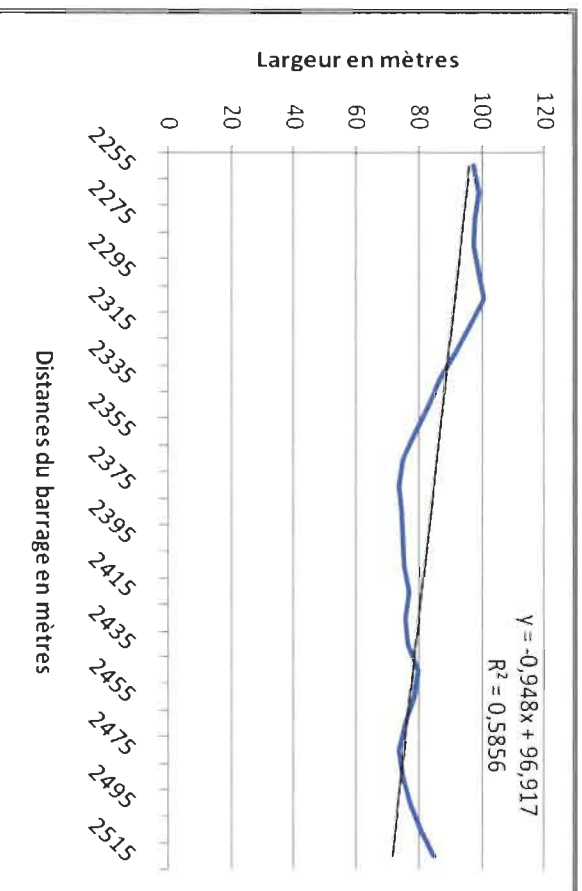
Tronçon 1



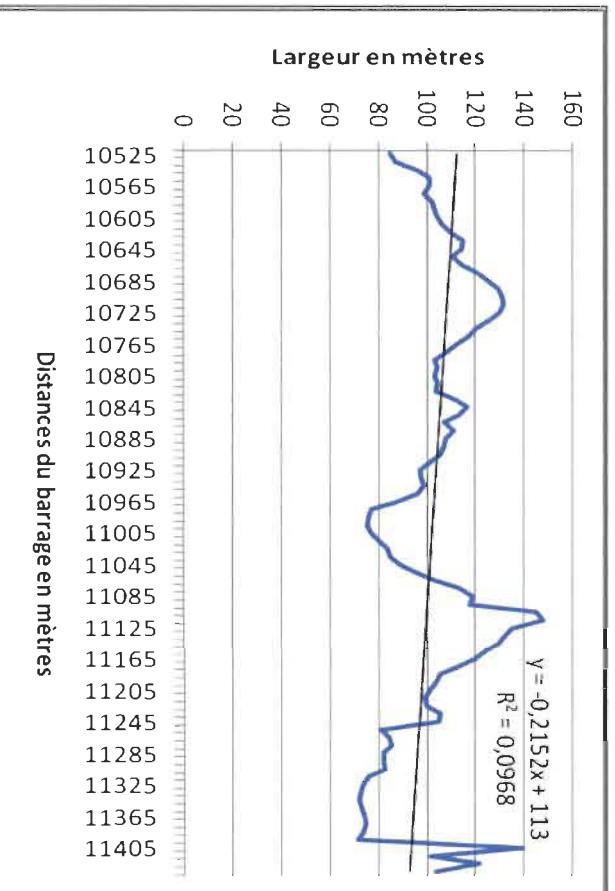
Tronçon 2



Tronçon 4



Tronçon 8



Tronçon 9

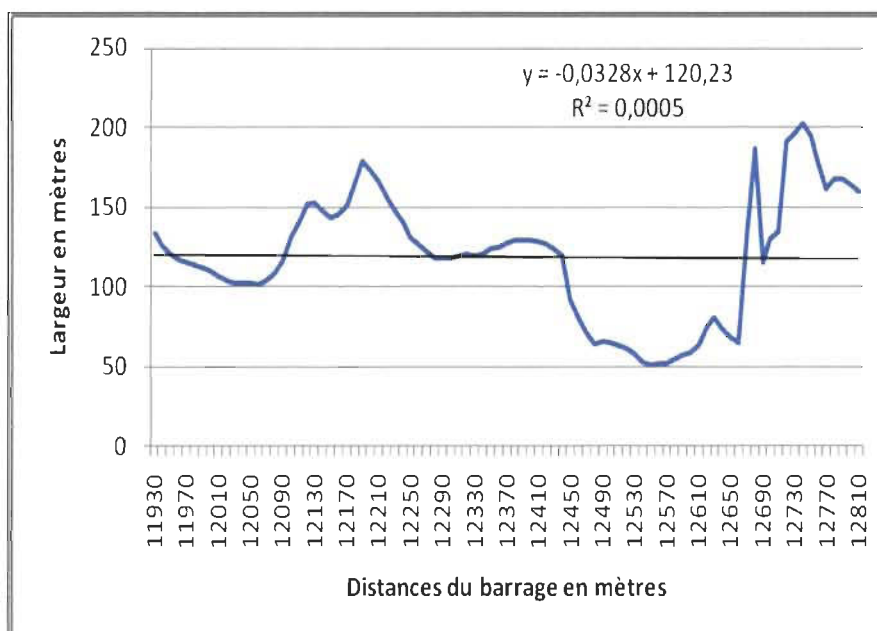
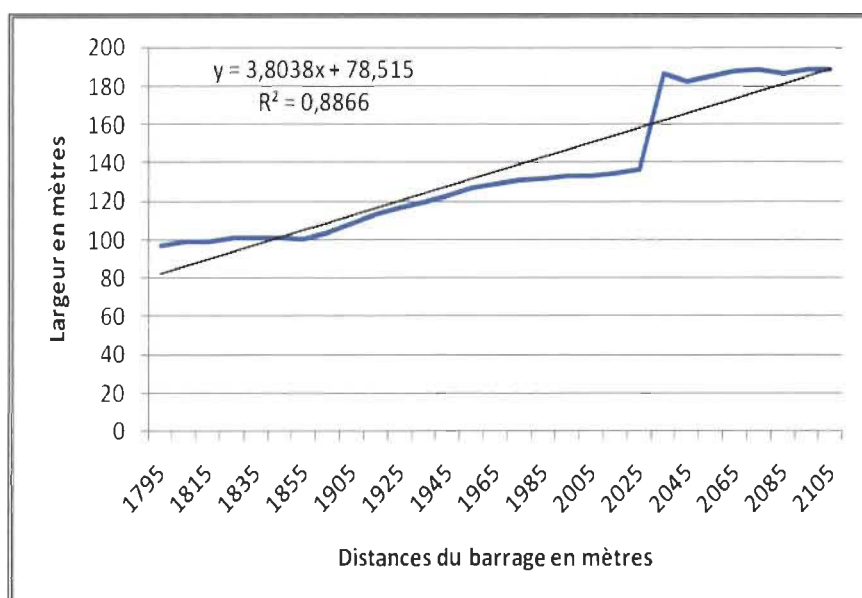
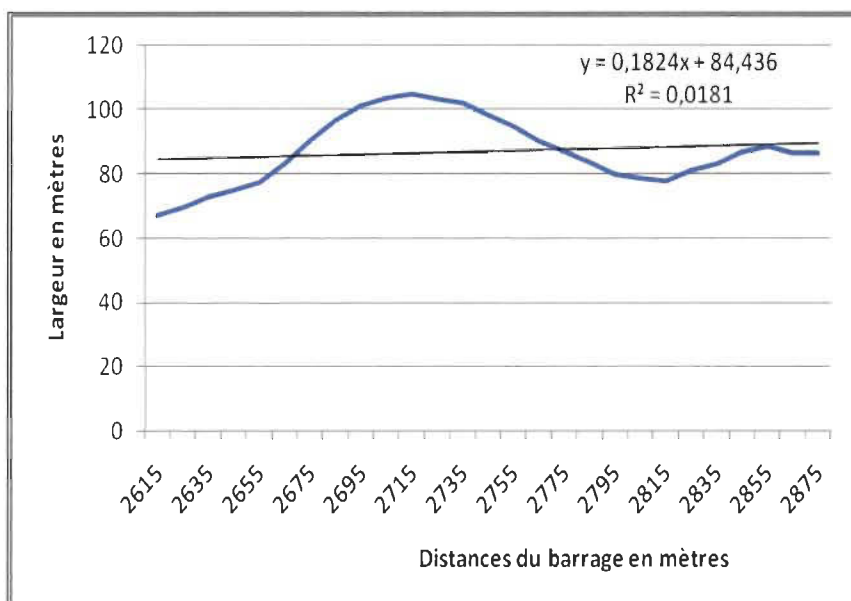


Figure 3.5 : Variation longitudinale des tronçons caillouteux (1, 2, 4, 8 et 9) en 1996 et courbe de tendance

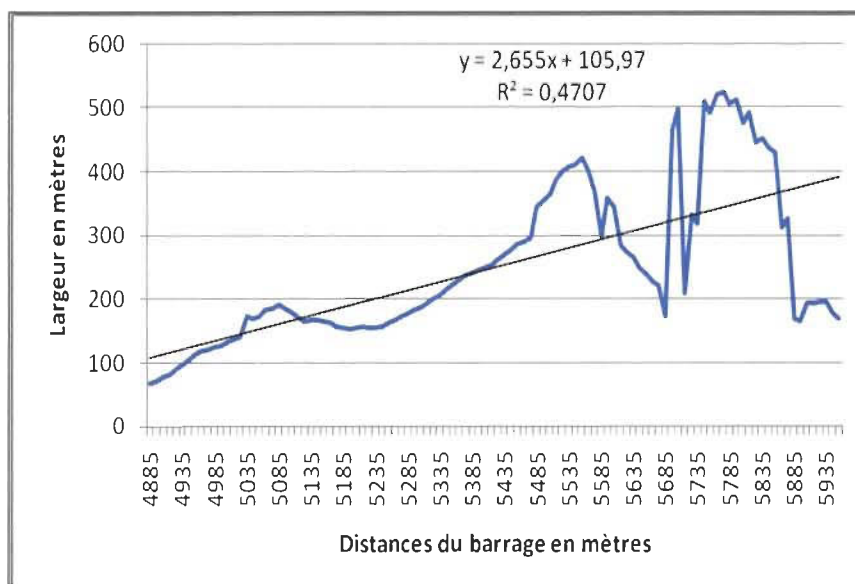
Tronçon 3



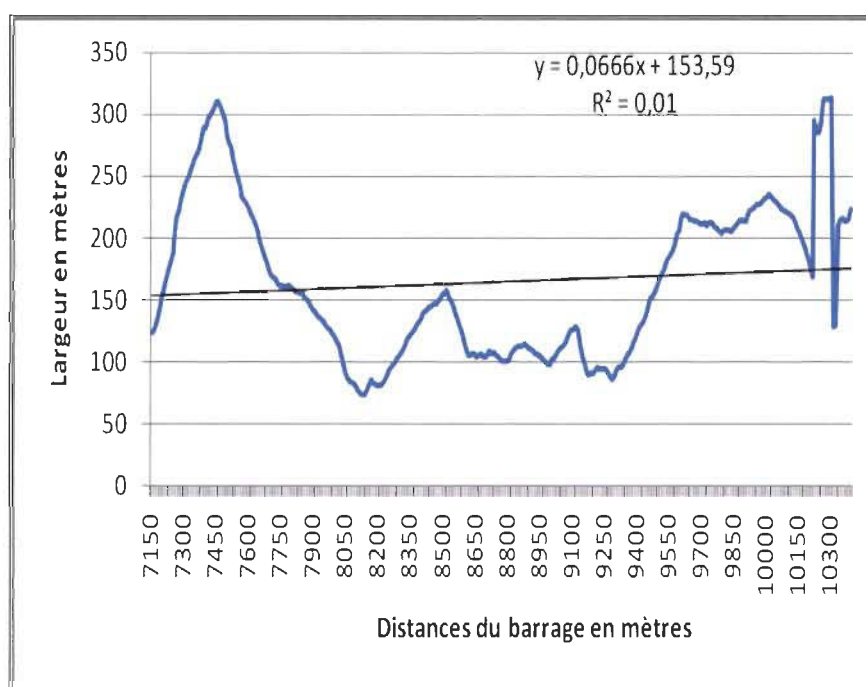
Tronçon 5



Tronçon 6



Tronçon 7



Tronçon 10

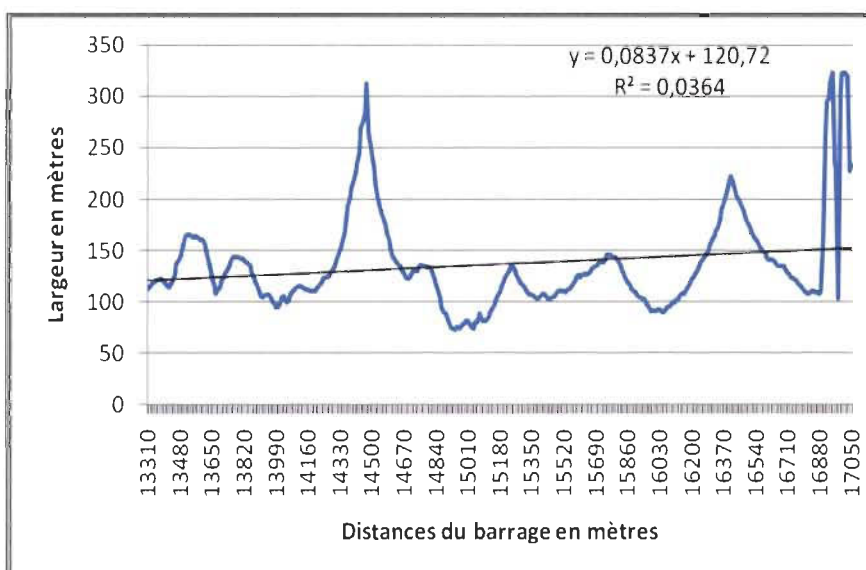


Figure 3.6 : Variation longitudinale des tronçons sableux (3, 5, 6, 7 et 10) en 1996 et courbe de tendance

3.2.2 Variation temporelle de la largeur moyenne à pleins bords

La comparaison de la largeur moyenne à plein bords du chenal de la rivière Matawin a été effectuée au moyen des méthodes d'ANOVA et de Kruskal-Wallis entre 1928 à 1996.

3.2.2.1 Tronçons sableux

L'analyse statistique de la variation de la largeur moyenne des tronçons sableux n'a révélé aucun changement significatif entre les décennies 1930 et 1990. Chacun de ces tronçons a subi de faibles périodes d'accumulation et d'érosion. Toutefois, ces changements ne sont pas significatifs à un seuil de 5 %. La variation temporelle de la largeur moyenne des tronçons sableux est présentée au tableau 3.2 alors que les résultats des tests d'ANOVA et de Kruskal-Wallis sont présentés au tableau 3.3 et à la figure 3.7.

Tableau 3.2
Variation temporelle de la largeur moyenne à pleins bords (m) des cinq tronçons sableux étudiés

Nature lithologique	Tronçons	1928	1937	1965	1975	1987	1996
Sableux	3	147 (32,1) 29	135 (34,4) 29	137 (35,8) 29	131 (33) 29	137 (35,2) 29	136 (34,3) 29
	5	90 (9,3) 27	88 (9,9) 27	87 (11) 27	88 (11,7) 27	87 (9,6) 27	87 (10,7) 27
	6	242 (122,3) 108	237 (125,1) 108	250 (122,7) 108	249 (119,9) 108	242 (177,6) 108	252 (121,2) 108
	7	170 (61,1) 326	162 (60,4) 326	168 (59,6) 326	166 (63) 326	167 (63) 326	164 (62,6) 326
	10	137 (45,2) 375	138 (46) 375	140 (46,3) 375	140 (46,7) 375	135 (48,5) 375	136 (47,5) 375

() = écart-type, *italique* = nombre de mesures

Tableau 3.3

Résultats des tests d'ANOVA et Kruskal-Wallis pour chacun des tronçons sableux étudiés

Nature Lithologique	Tronçons	Source	Somme des carrés d'écart	Degré de liberté	Variance ou carré moyen	F	P	P (Kruskal-Wallis)
Sableux	3	Années Erreur	4198,1 231877,2	6 196	699,6 1183	0,591	0,737	0,141
	5	Années Erreur	617 19455,8	6 182	102,8 106,9	0,962	0,452	0,404
	6	Années Erreur	16109,2 1,1	6 749	2684,8 14848,6	0,181	0,982	0,568
	7	Années Erreur	13127,6 8649897,9	6 2275	2187,9 3802,1	0,575	0,75	0,339
	10	Années Erreur	8909,7 5743792,3	6 2617	1484,9 2194,8	0,677	0,669	0,062

* : Résultats significatifs

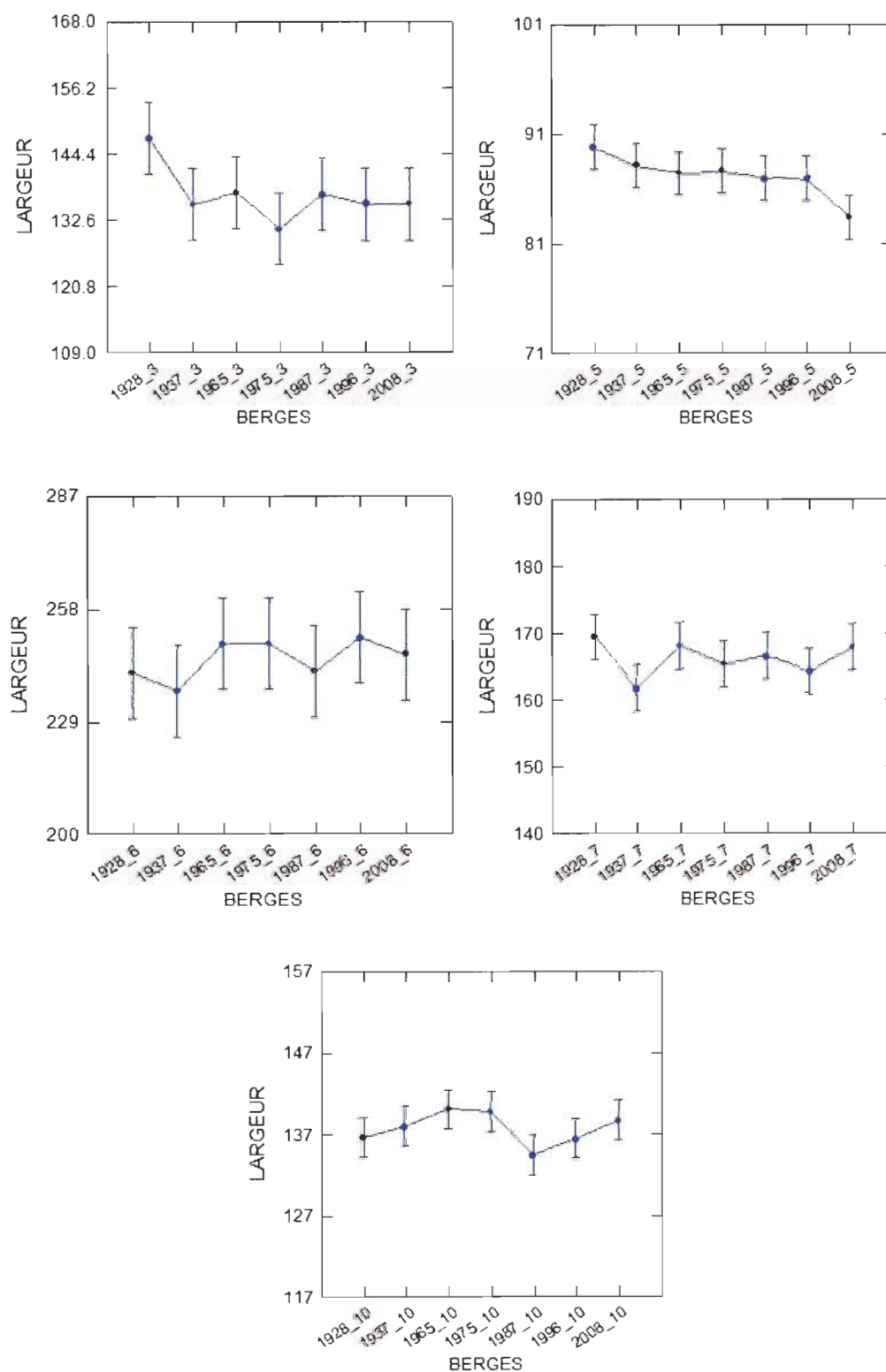


Figure 3.7 : Résultats des tests d'ANOVA des cinq tronçons sableux étudiés

3.2.2.2 Tronçons caillouteux

L'analyse statistique de la variation de la moyenne des largeurs à pleins bords des tronçons caillouteux a démontré des changements significatifs entre 1928 et 1996. Ces résultats mettent en évidence une diminution de la largeur après la construction du barrage. Chaque tronçon a été soumis à des périodes d'accumulation et d'érosion d'ampleur différente. Toutefois, la somme de ces changements se résume par une diminution de la largeur de quatre des cinq tronçons (1, 2, 4 et 9).

Les changements de la largeur moyenne des tronçons les plus significatifs se sont produits entre 1965 et 1975. Cette période (1965) correspond au moment où il y a eu une modification du mode de gestion du barrage suite au changement du propriétaire (Hydro-Québec). Ainsi, quatre tronçons caillouteux (1, 4, 8 et 9) ont subi une diminution significative de la largeur entre 1965 et 1975.

Le tronçon 1 a été mesuré à 11 stations. Suite à la fermeture du barrage, la largeur du chenal principal a augmenté de 11,7 % et elle est restée stable jusqu'en 1965. Entre 1965 et 1975, le chenal est entré dans une phase d'accumulation ce qui a réduit la largeur de 20 %. Suite à cela, le chenal a subi des variations mineures.

Le tronçon 4 a été mesuré à 27 stations tout au long du chenal. Le tronçon 4 a subi une phase d'accumulation jusqu'en 1937 et une phase d'érosion entre 1937 et 1965. Le changement le plus significatif selon l'ANOVA et plus spécifiquement le test de Tukey survient entre 1965 et 1975. Le tronçon 4 a subi une phase d'accumulation qui a eu pour effet de réduire la largeur du chenal principal de 8,5 %.

Le tronçon 8 est situé à 10 525 m du barrage. La largeur a été mesurée à 92 stations. Des modifications du chenal ont eu lieu entre 1937 et 1965. Une phase d'accumulation s'est produite entraînant une diminution de la largeur de 5,40 %. Également, une phase d'érosion entre 1987 et 1996 a augmenté la largeur du chenal principal de 6 %.

Le tronçon 9 est le dernier tronçon ayant subi des transformations significatives entre 1928 et 1996. La largeur y a été mesurée à 89 stations. Le changement le plus

significatif s'est produit entre 1965 et 1975. Ce tronçon a subi une diminution de sa largeur de 10,14 % suite à une phase d'accumulation. La largeur est restée constante par la suite.

Tableau 3.4
Variation temporelle de la largeur moyenne (m) des cinq tronçons caillouteux étudiés

Nature Lithologique	Tronçons	1928	1937	1965	1975	1987	1996
Caillouteux	1	61 (12,2) <i>11</i>	67 (10,2) <i>11</i>	67 (7,9) <i>11</i>	54 (8,8) <i>11</i>	60 (8,1) <i>11</i>	57 (12,2) <i>11</i>
	2	86 (11,5) <i>34</i>	83 (11,6) <i>34</i>	79 (17,2) <i>34</i>	82 (10,6) <i>34</i>	85 (9,1) <i>34</i>	85 (12,5) <i>34</i>
	4	91 (9,6) <i>27</i>	85 (8,5) <i>27</i>	89 (9,9) <i>27</i>	82 (6,3) <i>27</i>	88 (11,6) <i>27</i>	84 (9,8) <i>27</i>
	8	97 (19,3) <i>92</i>	96 (18,7) <i>92</i>	102 (17,8) <i>92</i>	97 (15,7) <i>92</i>	97 (17,5) <i>92</i>	103 (18,4) <i>92</i>
	9	132 (38,2) <i>89</i>	130 (38) <i>89</i>	130 (38,7) <i>89</i>	117 (40,3) <i>89</i>	118 (44,9) <i>89</i>	119 (38,7) <i>89</i>

() = écart-type, *italique* = nombre de mesures

Tableau 3.5
Résultats des tests d'ANOVA et Kruskal-Wallis pour chacun des tronçons caillouteux étudiés

Nature Lithologique	Tronçons	Source	Somme des carrés d'écart	Degré de liberté	Variance ou carré moyen	F	P	P (Kruskal-Wallis)
Caillouteux	1	Années Erreur	1672,2 6712,8	6 70	278,7 95,8	2,906	0,014*	0,006*
	2	Années Erreur	1045,8 34598,6	6 231	174,3 149,7	1,164	0,327	0,407
	4	Années Erreur	1720,8 16595,9	6 182	286,8 91,1	3,145	0,006*	0,001*
	8	Années Erreur	3758,4 201082,8	6 637	626,4 315,6	1,984	0,066	0,037*
	9	Années Erreur	22610,9 955538,6	6 613	3768,4 1558,7	2,418	0,026*	0,004*

* : Résultats significatifs

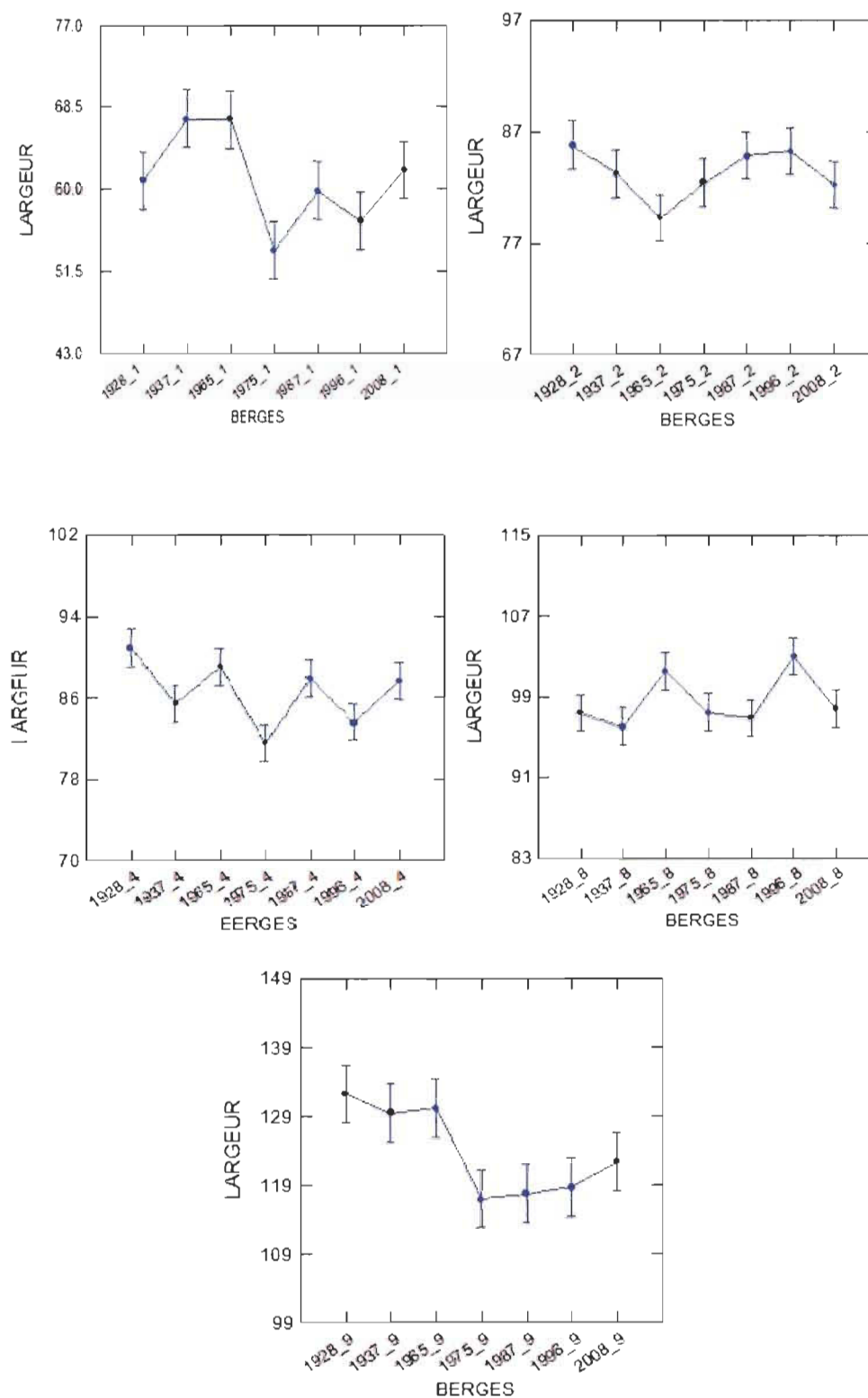


Figure 3.8 : Résultats des tests d'ANOVA des cinq tronçons caillouteux étudiés

3.2.2.3 Tronçon mixte

Dans l'analyse de l'évolution de la largeur du chenal de la rivière Matawin, nous avons également comparé la superficie du bassin établi directement en aval du barrage. Cette portion du chenal est soumise aux variations de débits lâchés par le barrage. De plus, cette section au substrat mixte (caillouteux et sableux) est située dans un méandre. Avec l'analyse diachronique des photographies aériennes, nous avons observé une augmentation de 27 % de la superficie du bassin entre 1928 et 1996. Par contre, à l'intérieur de cette période, il y a eu une phase d'accumulation entre les décennies 1960 et 1980 (figure 3.9). Cette période s'est résultée par une diminution de 4,75 % de la superficie du bassin en aval du barrage. On a donc constaté que l'érosion est importante dans cette section de la rivière, et ce, année après année.

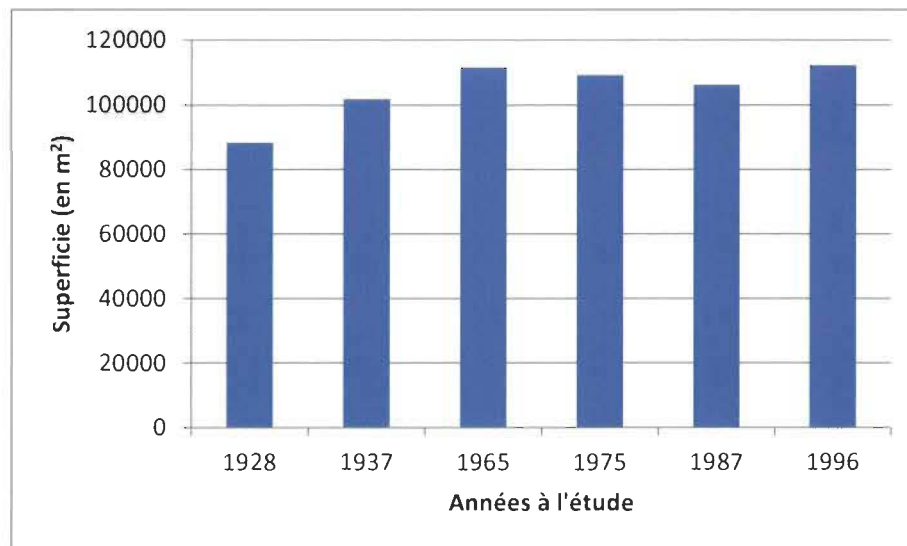


Figure 3.9 : Superficie (en m²) du bassin situé directement en aval du barrage Matawin

3.3 Comparaison de la variation de la sinuosité du chenal principal de la rivière Matawin

La figure 3.10 représente l'évolution de la sinuosité du chenal principal de la rivière Matawin de 1928 à 1996. Durant cette période, aucun recoupement de méandres n'a été observé, et ce, malgré les indices de sinuosité élevés. Les résultats obtenus varient donc faiblement.

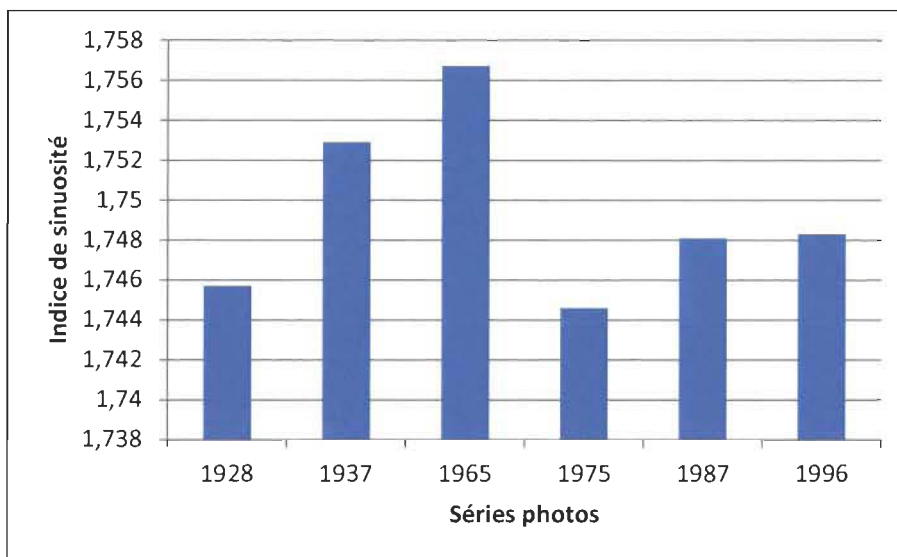


Figure 3.10 : Variation de l'indice de sinuosité du chenal principal de la rivière Matawin de 1928 à 1996

3.4 Comparaison de l'évolution morphologique des bancs sableux

L'évolution morphologique des bancs de la rivière Matawin a été soumise à une succession de phases d'accumulation et d'érosion. Par contre, la durée et l'ampleur de ces phases sont différentes pour chacun des bancs sableux. Les résultats de l'évolution de la superficie de ces bancs sont présentés à la figure 3.11. La majorité des bancs sableux (80 %) n'étaient pas présents avant la mise en place du barrage Matawin. Ces bancs sont apparus juste après sa fermeture. Le seul banc connu en 1928 a également connu un bilan sédimentaire positif.

Le premier banc (banc A), situé dans le bassin directement en aval du barrage, était inexistant en 1928, c'est-à-dire avant la construction de cette infrastructure. Suite à la construction du barrage, il a connu une importante phase d'accumulation qui s'est soldée par une augmentation de sa superficie de 145 % entre les années 1937 et 1965. Suite à cela, ce banc a subi une phase d'érosion réduisant sa superficie de 96 % entre les décennies 1960 et 1970. Enfin, le banc A fut en phase d'accumulation entre 1975 et 1996, car sa superficie a augmenté de manière très importante.

Le banc B est situé à 1 000 m du barrage de la rivière Matawin. Il était également inexistant en 1928. Une phase d'accumulation entre 1928 et 1937 a eu pour résultat la création de ce banc. Depuis 1937, les variations morphologiques ne sont pas significatives.

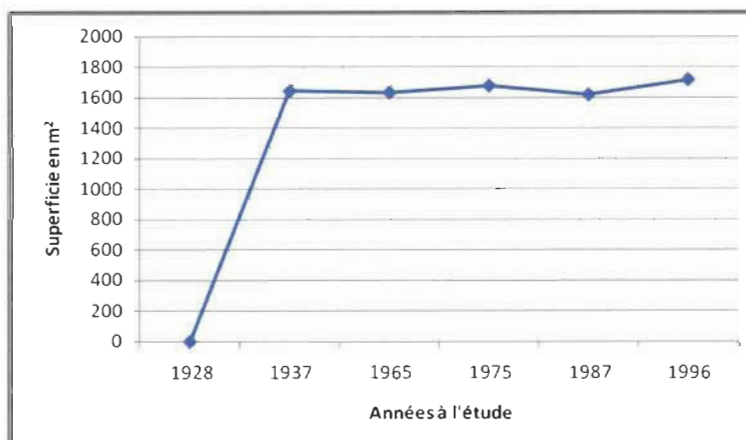
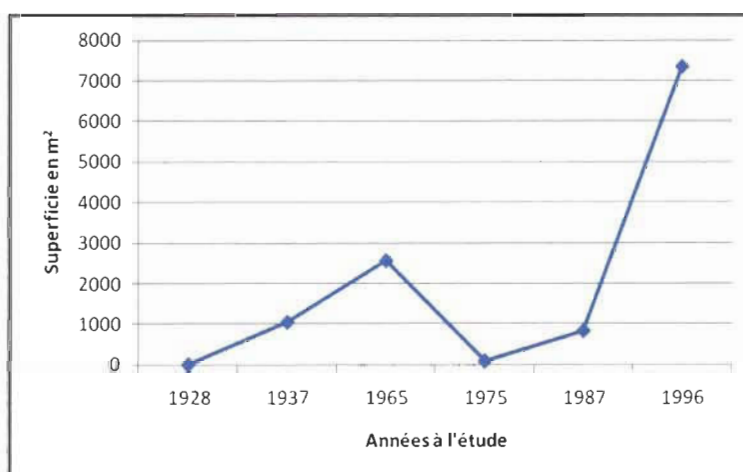
Le banc C est situé à 6 000 m du barrage. Comme pour les bancs A et B, le banc C n'était pas constitué avant la construction du barrage de la rivière Matawin. Son évolution morphologique s'est caractérisée par une phase d'accumulation entre la fermeture du barrage et 1965. Suite à cela, une phase d'érosion a succédé à cette phase d'accumulation. Ainsi, la superficie du banc C a été réduite de 41 %. Il semble y avoir eu une reprise des processus d'accumulation entre 1987 et 1996.

Pour sa part, le banc D était déjà présent sur les photographies aériennes de 1928. Il est situé à 14 500 m du barrage de la rivière Matawin. Suite à la fermeture du barrage, ce banc a subi une phase importante d'accumulation. Ainsi, sa superficie a augmenté de 3 829 %. Une phase d'érosion significative a succédé à cette phase d'accumulation réduisant la taille du banc de 23 %. Enfin, de 1975 à 1996, une seconde phase d'accumulation s'est produite ayant pour effet d'accroître la superficie du banc D, et ce, de 15 %.

Finalement, le banc E, situé à 16 500 m du barrage n'était pas présent lors de la prise des photographies aériennes en 1928. Suite à une phase d'accumulation permettant sa création entre 1928 et 1937, le banc a subi une phase d'érosion significative réduisant sa superficie de 13 %. Par la suite, une phase d'accumulation s'est enclenchée jusqu'en 1987 ce qui a eu pour effet d'augmenter la superficie du banc E de 40 %. Enfin, entre

1987 et 1996, le banc est de nouveau entré en phase d'érosion. Cette phase a réduit la taille du banc de 21 %.

En résumé, entre 1928 et 1996, le bilan sédimentaire des bancs est positif, et ce, en dépit du fait que les débits journaliers pour les photographies des années 1987 à 1996 sont supérieurs à ceux des années 1928 à 1975. En effet, ces débits supérieurs contribuent à diminuer la superficie relative des bancs. Or, la tendance à l'augmentation est claire malgré les forts débits.



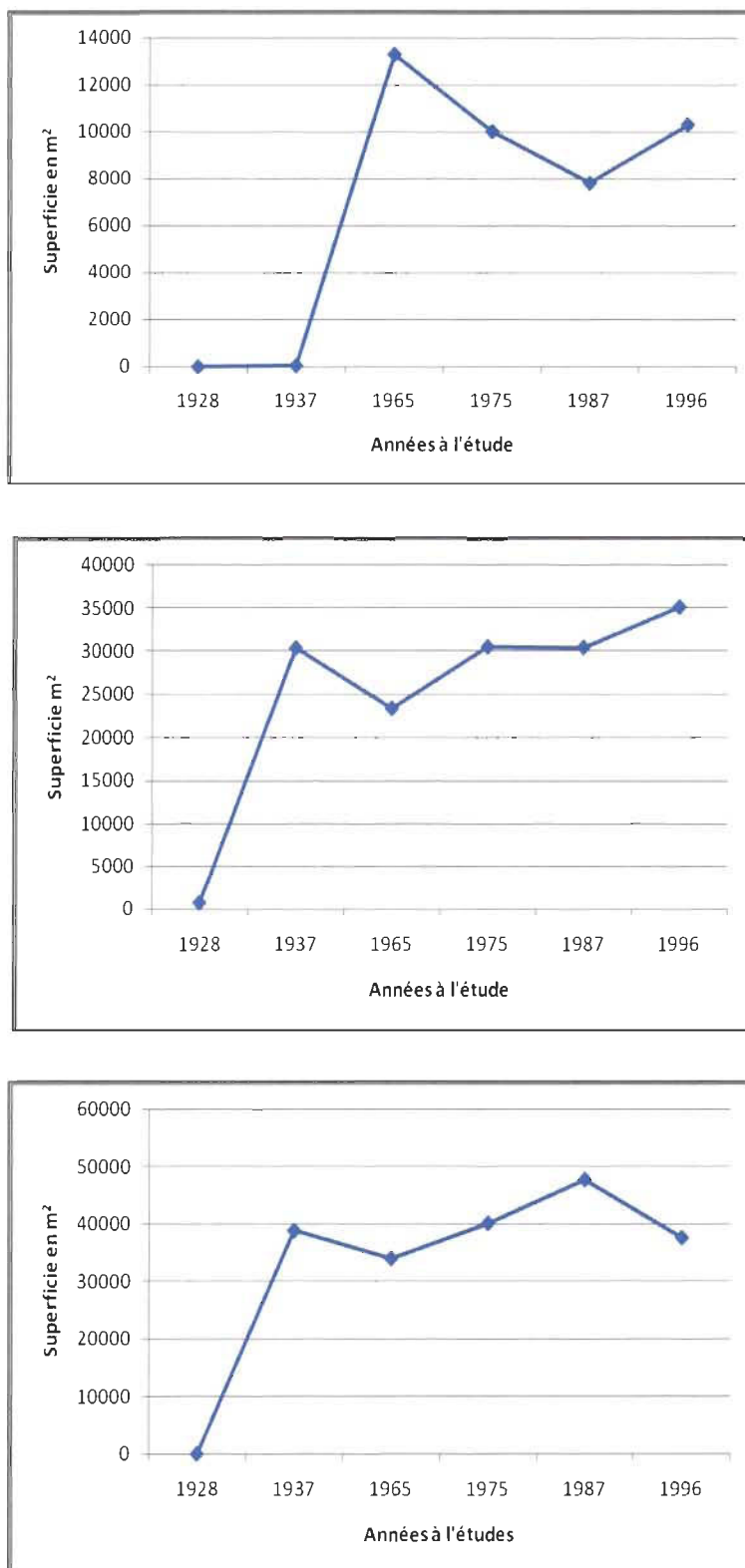


Figure 3.11 : Variation de la superficie des 5 bancs sableux étudiés de 1928 à 1996

3.5 Comparaison de l'évolution morphologique des îlots

Les îlots de la rivière Matawin sont des figures morphologiques qui varient dans le temps et dans l'espace. L'analyse diachronique des photographies aériennes entre 1928 et 1996 nous a permis de déceler les variations qui se sont produites durant cette période. L'ampleur des changements est différente pour chacun des îlots de la section étudiée. Les résultats des analyses sont présentés à la figure 3.12.

L'îlot 1 est caractérisé par des changements importants entre certaines séries de photographies aériennes notamment entre 1928 et 1935. Suite à la fermeture du barrage, la superficie de l'îlot a augmenté de 373 % et a été suivie par une phase d'érosion entre 1937 et 1965. Ceci a eu pour conséquence de réduire sa taille de 71 %. Par la suite, la taille de l'îlot a varié légèrement. Finalement, le bilan sédimentaire de l'îlot 1 est positif.

Le deuxième îlot a, pour sa part, subi des variations plus légères entre 1928 et 1996. Suite à la fermeture du barrage Matawin, cet îlot a connu une longue phase d'accumulation ayant pour effet d'augmenter sa superficie de 44 % (1928-1937), 15 % (1937-1965), 14 % (1965-1975) et 2 % (1975-1987) pour un total de 84 % (1928-1987). En revanche, entre 1987 et 1996, l'îlot a connu une phase d'érosion d'une ampleur de 7 %. Ainsi, le bilan sédimentaire de cet îlot est positif.

L'îlot 3 a subi une augmentation de sa superficie de 147 % suite à la mise en fonction du barrage Matawin. Cette phase s'est poursuivie jusqu'en 1987 pour une augmentation de superficie totale de 356 % (1928-1987). Par la suite, comparativement à l'évolution du deuxième îlot, la superficie a diminué de 19 %. En somme, le bilan sédimentaire de cet îlot est positif.

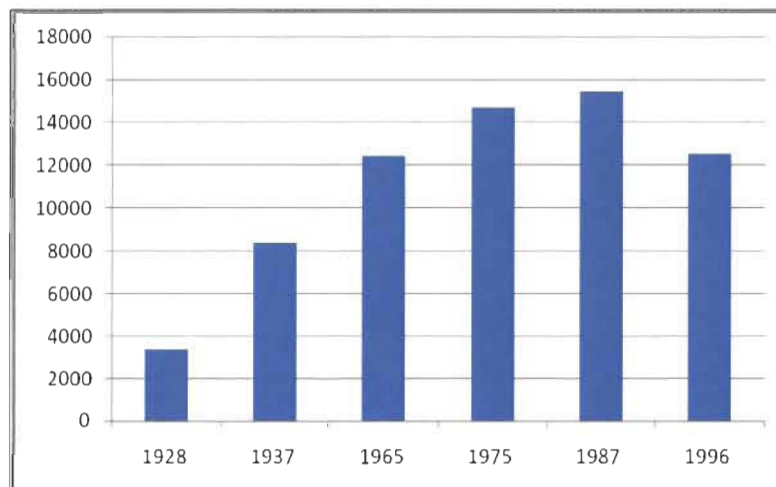
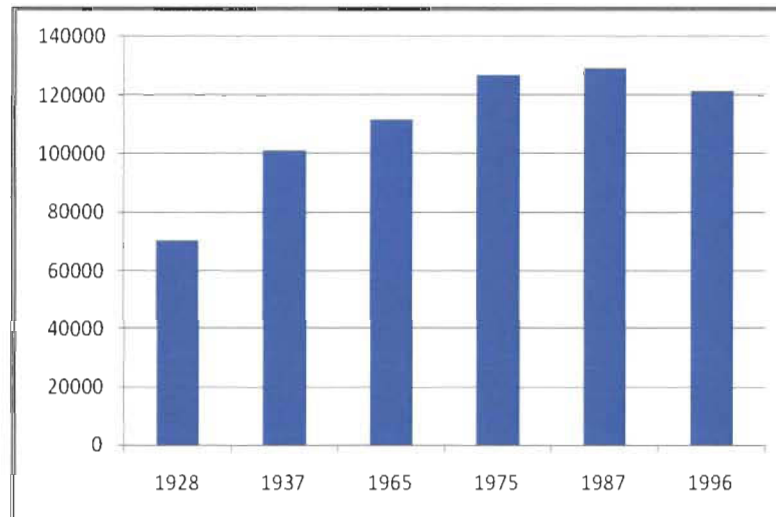
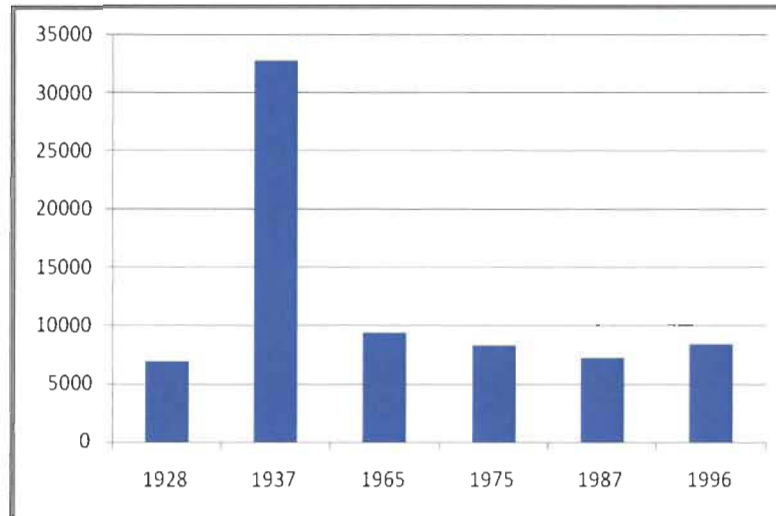
Le quatrième îlot a également connu un bilan sédimentaire positif. Ainsi, cet îlot a connu une phase d'accumulation suite à la fermeture du barrage. De 1928 à 1937, sa superficie a augmenté de 29 %. Par la suite, la taille de l'îlot a diminué légèrement et est restée relativement stable jusqu'en 1996.

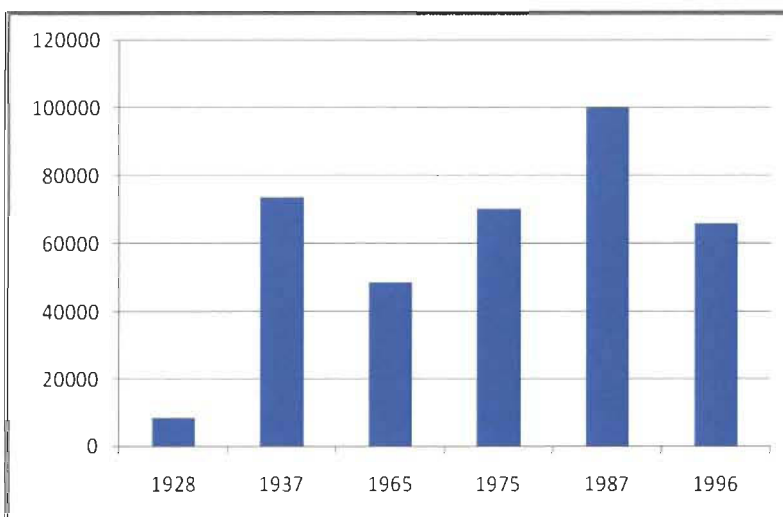
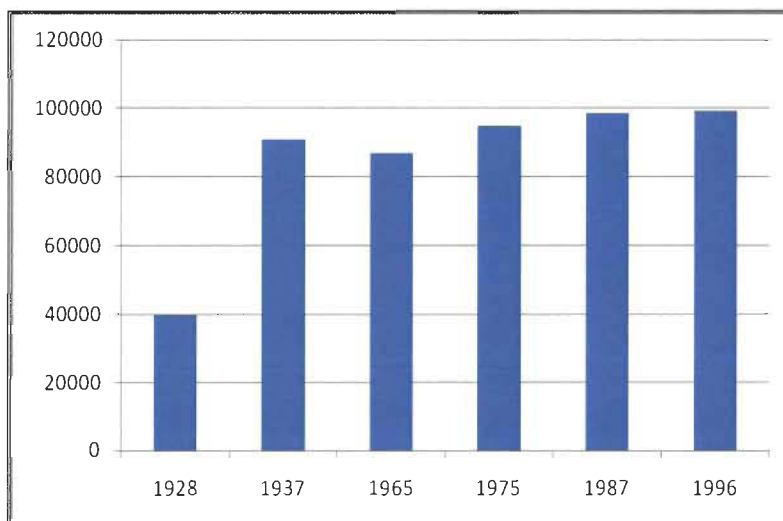
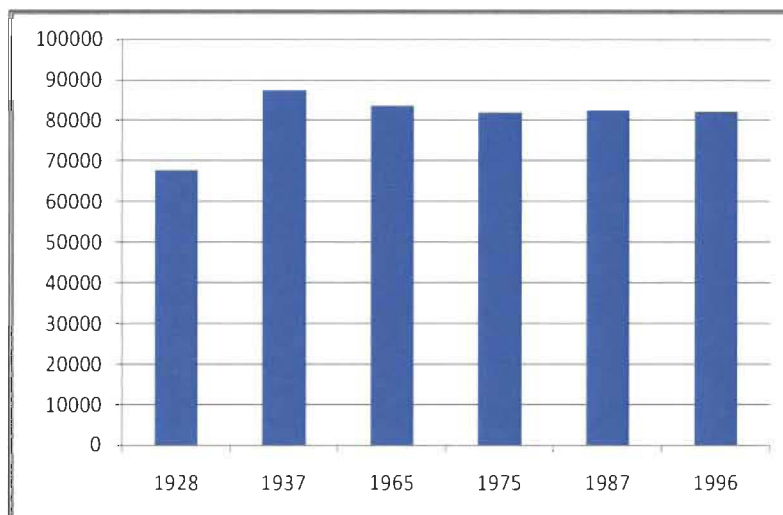
L'îlot 5, comparativement aux autres îlots du site à l'étude, a vu sa taille augmenter suite à la fermeture du barrage. Effectivement, entre 1928 et 1937, la superficie a augmenté de 129 %. S'en est suivi d'une succession de petites phases d'accumulation et d'érosion. Enfin, le bilan sédimentaire du cinquième îlot est positif.

Le sixième îlot s'est également soldé par un bilan sédimentaire positif. En revanche, son évolution a été moins stable que les autres îlots étudiés. Suite à la fermeture du barrage, l'îlot a subi une phase d'accumulation importante, ce qui s'est traduit par une augmentation de 764 % entre 1928 et 1937. Suite à cela, il y a eu une diminution de la superficie de 34 % suivie par une phase d'accumulation entre 1965 et 1987 (106 %). Enfin, entre 1987 et 1996, la superficie a chuté de 34 %.

L'îlot 7 a pour sa part connu une phase importante d'accumulation suite à la fermeture du barrage. Ceci s'est traduit par une augmentation de sa superficie de 317 %. Entre 1937 et 1965, l'îlot a été soumis à une phase d'érosion réduisant sa taille de 12 %. Enfin, cette dernière phase a été suivie par une longue phase d'accumulation jusqu'en 1987. Cette accumulation s'est soldée par une augmentation de la superficie du septième îlot de 46 % et a été suivie d'une diminution de 9 %. Le bilan sédimentaire de cet îlot est donc positif.

Le dernier îlot à l'étude connaît également un bilan sédimentaire négatif. Après la mise en fonction du barrage de la rivière Matawin, l'îlot a connu une phase d'accumulation. Cette phase s'est traduite par une augmentation de la taille de 58 %. Celle-ci a été suivie d'une succession de phases d'érosion et d'accumulation d'ampleur similaire. Cet îlot connaît donc un bilan sédimentaire positif.





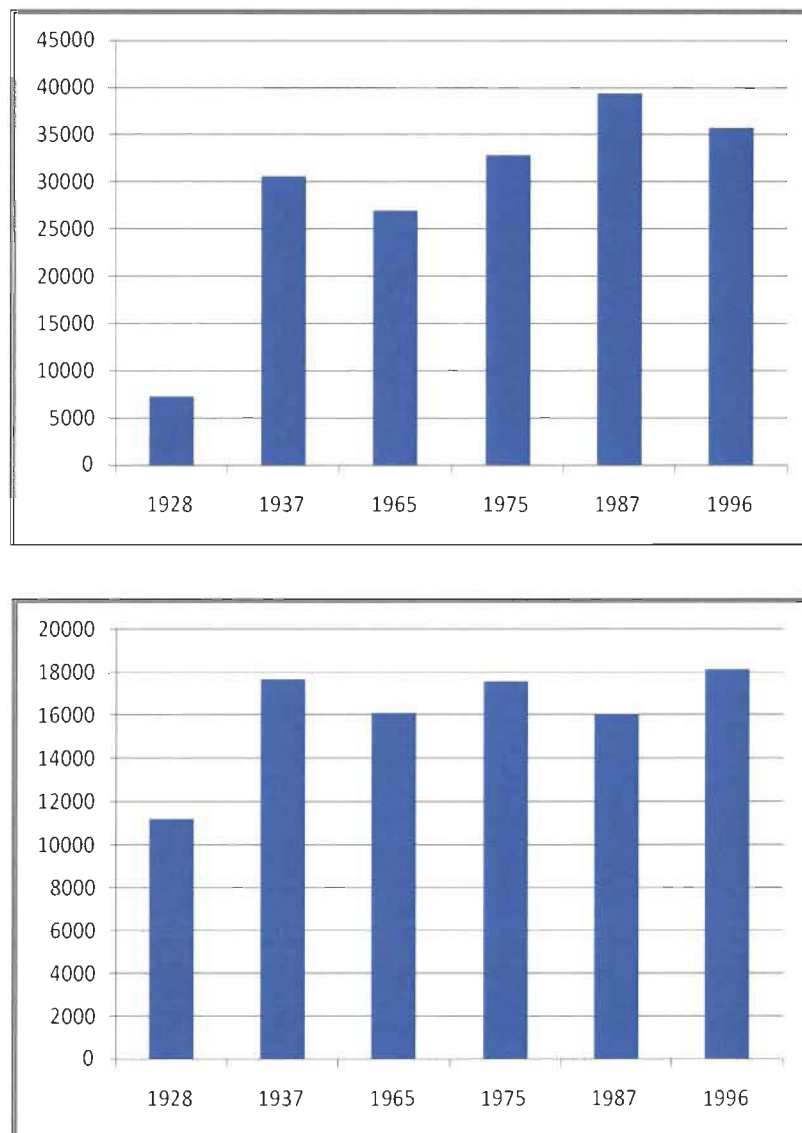


Figure 3.12 : Variations morphologiques des huit îlots étudiés de 1928 à 1996

CHAPITRE IV

DISCUSSION ET CONCLUSION

4.1 Analyse des facteurs d'influence de l'évolution morphologique du chenal de la rivière Matawin

Les facteurs entraînant des modifications de la largeur du chenal en aval d'un barrage sont les suivants :

- Ampleur des changements des débits
- Ampleur des changements morphologiques et de la charge sédimentaire
- Nature lithologique des tronçons
- Apport des affluents en aval du barrage

4.1.1 Ampleur des changements des débits

Les changements de débits ont eu un effet certain sur la variation de la largeur moyenne à pleins bords du chenal principal. En effet, les travaux de FORTIER et *al.*, (2010) ont révélé un changement important de la variabilité interannuelle des caractéristiques fondamentales des débits. Ainsi, ces auteurs ont observé une diminution significative de la magnitude des débits de fortes crues ainsi qu'une augmentation de la durée après 1964. Ces variations furent attribuées au changement du mode de gestion des crues survenue suite à la nationalisation de l'électricité au Québec. Rappelons que depuis sa construction jusqu'à sa nationalisation en 1963, le barrage était géré par la Shawinigan Water and Power Company (SWPC). L'énergie hydroélectrique produite par les centrales de Shawinigan et de La Gabelle qui sont alimentées en partie par l'eau turbinée au barrage Matawin était exclusivement vendue aux industries manufacturières et à la ville de Montréal. Après la nationalisation, cette énergie a été intégrée dans un réseau de distribution beaucoup plus vaste mis en place par Hydro-Québec (FORTIER et *al.*, 2010). Cette intégration dans un réseau de distribution d'énergie beaucoup plus vaste aurait modifié le mode de gestion du barrage de la rivière Matawin. Avant la

nationalisation, les lâchés d'eau étaient plutôt irréguliers contrairement aux lâchers continus suite à la nationalisation de l'électricité et l'acquisition du barrage par Hydro-Québec. Il en résulta une diminution significative de la variation des débits moyens journaliers et de son amplitude. Cette diminution fut particulièrement importante pendant la période froide en raison d'une forte demande de l'énergie hydroélectrique (FORTIER *et al.*, 2010). Les deux phases de changements hydrologiques abordées plus tôt ont également mené à deux phases distinctes de changements morphologiques. Entre 1928 et 1965, il s'est produit des changements significatifs au niveau de la morphologie du chenal. Ceci s'est traduit par une diminution de la largeur moyenne à pleins bords des tronçons caillouteux, une augmentation en nombre et superficie des bancs et îlots et une érosion importante du bassin situé directement en aval du barrage. Durant la seconde phase, de 1965 à 1975, ces changements sont devenus plus importants et significatifs. Le changement de mode de gestion suite à la nationalisation du secteur énergétique au Québec est en mesure d'expliquer ces changements importants.

4.1.2 Ampleur des changements de la charge sédimentaire

L'affaiblissement des débits de fortes crues a eu pour effet d'augmenter l'occurrence des phénomènes d'accumulation. Les débits morphogènes ne sont plus aptes à éroder et modifier la configuration du chenal. L'analyse diachronique de la largeur moyenne à pleins bords du chenal de la rivière Matawin a mis en évidence des changements significatifs exclusivement dans les tronçons caillouteux. Ainsi, 80 % des tronçons caillouteux à l'étude connaissent un bilan sédimentaire positif entre les années 1928 et 1996. Les deux phases de changements hydrologiques abordées plus tôt ont également mené à deux phases distinctes de changements morphologiques. Entre 1928 et 1965, il s'est produit des changements significatifs au niveau de la morphologie du chenal. Ceci s'est traduit par une diminution de la largeur moyenne à pleins bords des tronçons caillouteux, une augmentation en nombre et superficie des bancs et îlots et une érosion importante du bassin situé directement en aval du barrage. Le changement de mode de gestion suite à la nationalisation du secteur énergétique au Québec est en mesure d'expliquer les changements importants de largeur des tronçons caillouteux survenus entre 1965 et 1975 (voir figure 3.8). D'ailleurs, l'étude de KELLERHALS

(1982) n'a montré aucune dégradation significative en aval d'un réservoir majeur sur un lit caillouteux. Ceci est dû à l'habileté réduite des débits à déplacer le matériel du lit suite à la régularisation. Les débits réduits du chenal principal diminueront également la capacité de transport des sédiments provenant des tributaires, et ce, même si les débits sont en surcapacité. Le résultat sera la formation de dépôts provenant des tributaires ou l'agrandissement de ces dépôts déjà existants ainsi que le rétrécissement du chenal principal.

Le bassin situé directement en aval du barrage a été soumis à de nombreuses phases d'érosion depuis la mise en eau du barrage Matawin et du réservoir Taureau. Le *sediment trap efficiency* (WILLIAM et WOLMAN, 1984; BRANDT, 2000) pourrait avoir joué un rôle prédominant dans les changements morphologiques de ce bassin. Celui-ci est tout indiqué à subir une érosion importante de ces berges. La morphologie de ce site indique une séquence d'érosion et d'élargissement du chenal suivant la construction du barrage associée à la magnitude et la durée des lâchés. Entre 1928 et 1996, le bassin a vu sa superficie augmenter de 27 %. Les sédiments mis en transport à ce moment, ont été redistribués et semble avoir permis une accumulation dans les tronçons caillouteux et sur les bancs et îlots plus en aval. En revanche, entre 1965 et 1987, le bassin a connu un épisode de sédimentation. Cela survient simultanément au changement de mode de gestion du barrage Matawin suite à la nationalisation du secteur énergétique. Il est donc probable que les débits de fortes crues n'aient pas été en mesure d'éroder les berges du bassin directement en aval du barrage à ce moment-là.

Malgré un changement du mode de gestion du barrage Matawin dans les années 1960, la sinuosité du chenal principal est demeurée relativement stable. Ainsi, malgré un indice de sinuosité élevé, il n'y a eu aucun recoupement de méandres en 1928 et 1996. Ceci serait lié à la quasi disparition des débits morphogènes depuis la construction et la mise en fonction du barrage de la rivière Matawin. En effet, selon l'étude de FORTIER et *al.*, (2010), la magnitude et la durée ont varié respectivement de -18 % et +460 %. Ainsi, la capacité de transport et d'érosion des débits n'aurait pas été suffisante pour le recoupement des méandres.

En ce qui concerne les bancs sableux et les îlots, la diminution des débits de fortes crues post-barrage a réduit la compétence et la capacité des courants à déplacer les sédiments du lit de la rivière (BENN et ERSKINE, 1994). La sédimentation importante observée après la construction du barrage est un phénomène souvent abordé dans la littérature scientifique. Après la mise en eau des barrages, on observe une forte érosion des berges en aval des barrages en raison de la diminution de la charge sédimentaire transportée par l'eau (*sediment trap efficiency*). Les sédiments provenant de cette érosion vont ainsi s'accumuler sur les bancs et îlots qui sont les milieux préférentiels de sédimentation (IBRAHIM, 2009). Ceci est donc en mesure d'expliquer l'importante phase d'accumulation et la création de quatre bancs entre 1928 et 1937.

Suite à cela, les bancs sableux ont connu une succession de phases d'érosion et de phases de sédimentation. La forte crue de 1966 semble avoir joué un rôle dans les changements de superficie des bancs sableux les plus près du barrage (bancs 1 et 3). En ce qui concerne le deuxième banc, les modifications de la superficie sont très minimes. Ceci pourrait être relié à la présence de copeaux de bois et de troncs d'arbres sur les berges et le dessus de ce banc. Cette matière ligneuse peut avoir pour effet de protéger la composition (sableuse) de ce banc contre les débits de crues.

Par ailleurs, le pavage du lit est un processus actif dans le chenal principal de la rivière Matawin. Selon la littérature scientifique, le pavage du lit peut conduire à une augmentation de l'érosion des berges (si les sédiments sont disponibles). Toutefois, dans le cas précis de la rivière Matawin, la présence de ce processus fluvial, le pavage, n'a pas entraîné une augmentation de l'érosion des berges depuis la mise en eau du réservoir Taureau.

4.1.3 Nature lithologique des tronçons étudiés

En ce qui concerne la composition des berges, les tronçons où les modifications ont été observées sont constitués exclusivement de blocs, cailloux et graviers. Ce type de tronçon est reconnu pour être très résistant aux processus d'érosion. Dans les rivières caillouteuses, le transport de la charge de fond est caractérisé par un seuil en-dessous duquel les petits graviers se déplacent et une diminution des débits peut drastiquement

réduire la compétence du transport des sédiments. Les débits réduits vont également réduire la capacité de transporter les sédiments des tributaires, même si les débits sont en surcapacité.

Le tronçon mixte est susceptible à l'érosion et à la sédimentation en raison de la mixité de son substrat. Les dépôts meubles et non cohésifs sont très fragiles aux changements de débits et particulièrement aux débits de fortes crues. Toutefois, les endroits où les blocs et cailloux affleurent, ces derniers peuvent jouer un rôle de protection de la berge et freiner l'érosion.

Les tronçons sableux, comme les résultats l'ont démontré, sont plus susceptibles à l'accumulation des sédiments. Ceci se traduit particulièrement par l'augmentation du nombre et de la superficie des bancs sableux. Également, les îlots participent à ces phénomènes d'accumulation par une augmentation de leur superficie.

4.1.4 Apport des affluents en aval du barrage

La source de sédiments la plus commune est constituée des tributaires non-régularisés. Les sédiments des tributaires accumulés dans le chenal régularisé subissant une réduction de la fréquence des débits de fortes crues et du transport de la charge en sédiments, seront accumulés à l'intérieur du chenal principal. En effet, l'injection de sédiments par les tributaires dans un chenal régularisé peut résulter par des changements rapides du chenal (PETTS, 1980). Ceci résultera en une formation d'une déposition des tributaires ou l'augmentation des dépôts déjà existants. Le même phénomène a été observé par CHURCH (1995) sur la rivière caillouteuse Peace dans les Rocheuses canadiennes ainsi que dans les cas du Rio Grande en aval du réservoir Elephant Butte (PETTS, 1979) et la rivière Mokelumne en aval du barrage Camanche en Californie (KONDOLF, 1997).

L'engraissement des bancs depuis la fermeture du barrage reflète la séquence des événements de déposition et leur magnitude relative ainsi que la dispersion des tributaires à l'intérieur du chenal (PETTS and THOMS, 1986). La rivière Matawin possède plusieurs affluents en aval du barrage de la rivière Matawin. Toutefois, ceux-ci

sont de faibles importances et jouent un rôle mineur dans l'engraissement des bancs sableux et des îlots.

4.2 Comparaison de la rivière Matawin avec d'autres modèles hydrogéomorphologiques

Le modèle de la rivière Matawin est unique en raison de la mixité de son substrat (caillouteux, sableux et mixte). Puisque, à notre connaissance, ce type de modèle n'a pas été élaboré auparavant, la comparaison avec d'autres modèles très connus est de mise. Chacune des rivières de ces modèles ont été soumises à une diminution marquée des débits de fortes crues. Toutefois, les rivières étudiées par ces autres modèles sont majoritairement des rivières de type alluvial. Ainsi, SCHUMM (1969) présente un modèle de type alluvial, BRANDT (2000) compare les rivières de type alluvial et de type caillouteux alors que le modèle de la Matawin (2010) présente un modèle de type semi-alluvial (tableau 4.1).

Les résultats du tronçon mixte ne peuvent être comparés, car nous sommes les premiers à étudier l'impact de la modification du régime hydrologique sur la morphologie des tronçons mixtes. Toutefois, rappelons que ce tronçon a été soumis à une érosion significative entre 1928 et 1996. Ceci est partiellement causé par sa proximité du barrage amplifiant les changements observés durant cette période.

En ce qui concerne les tronçons sableux, les résultats obtenus avec la rivière Matawin sont similaires à ceux de SCHUMM (1969). La réduction de la largeur moyenne des chenaux sableux est l'effet d'une diminution des débits de fortes crues et des débits moyens annuels par la régularisation de la rivière (SCHUMM, 1969). La diminution des débits de fortes crues entraîne une réduction de la capacité de ces derniers à éroder les berges. Si les débits deviennent suffisamment petits, ils utiliseront seulement que la partie la plus profonde du chenal et la végétation pourra s'établir dans la plaine inondable (WILLIAMS and WOLMAN, 1984). Pour sa part, BRANDT (2000) indique une situation similaire aux modèles de SCHUMM (1969) et Matawin (2010), mais soumet également une possibilité de voir une augmentation de la largeur moyenne du chenal. Ainsi, puisque la charge en sédiments est plus faible que la compétence des

débites à éroder les berges, une érosion est possible si le substrat est fin et qu'il est disponible au transport.

Dans le cas des tronçons caillouteux, le modèle de BRANT (2000) conclut au même résultat que le modèle de la rivière Matawin. La diminution de la largeur moyenne des chenaux caillouteux s'explique par la réduction du pouvoir érosif des débits de fortes crues. Ces débits ne sont plus aptes à déplacer les sédiments et cela laisse la possibilité à la végétation de s'installer à l'intérieur du chenal.

Un des éléments importants de cette étude est, sans aucun doute, la sédimentation dans le chenal. La rivière Matawin a été soumise, depuis la construction du barrage, à plusieurs phases d'accumulation sous plusieurs formes. Ceci s'est traduit par une diminution de la largeur des tronçons caillouteux, mais également par l'augmentation du nombre et de la superficie des bancs sableux et l'élévation de la superficie des îlots. Ainsi, la sédimentation est une des conclusions importante de cette étude en milieu semi-alluvial. BRANDT (2000), pour sa part, a observé les deux tendances (augmentation et diminution de la sédimentation). Ceci s'explique par la diminution des débits qui ne sont plus aptes à éroder les berges (augmentation de la sédimentation). Par contre, si les sédiments sont disponibles et que le substrat est fin et peu cohésif, les débits seront, dans certains cas particuliers, aptes à prendre en charge ces sédiments et ainsi réduire la sédimentation dans le chenal ou sur les berges.

Tableau 4.1
Comparaison des modèles de Schumm (1969), Brandt (2000) et de Matawin (2010)

Caractéristiques / Modèles		Schumm (1969)	Brandt (2000)	Matawin (2010)
Débits maximums		↓	↓	↓
Largeur	Mixte	/	/	↑
	Sableux	↓	↑	↓
	Caillouteux	/	↓↑	↓
Sédimentation		/	↓↑	↑

/ = non étudié, ↑ = augmentation, ↓ = diminution

4.3 Conclusion

Enfin, cette étude a permis de mettre en évidence les changements morphologiques influencés par un régime hydrologique d'inversion. La rivière Matawin dont les caractéristiques morphologiques sont typiques du Bouclier canadien pourrait être utilisée pour prédire l'évolution morphologique des rivières situées sur ce territoire. L'analyse diachronique des photographies aériennes a permis de déterminer les changements après la construction du barrage, mais également les modifications géomorphologiques survenus suite au changement du mode de gestion du barrage et plus précisément le changement de propriétaire en 1964. À l'aide des résultats hydrologiques de FORTIER (2010), nous avons pu déterminer, avec plus de précision, les impacts du changement des caractéristiques de crues sur l'évolution morphologique de l'aval de la rivière Matawin entre 1928 et 1996.

Ainsi, les conclusions de cette étude concernent principalement une augmentation de la sédimentation dans le chenal principal de la rivière Matawin en aval du barrage. Les tronçons caillouteux ont subi, à travers les décennies, une diminution de leur largeur moyenne. En ce qui concerne les tronçons sableux, nous n'avons pas décelé de changements significatifs de la largeur moyenne des chenaux. Toutefois, la sédimentation dans ce type de tronçon s'est avérée tout de même importante. La sédimentation à ces endroits a pris une autre forme : formation et engraissement des bancs sableux et engraissement des îlots. Depuis 1928, il y a eu la formation de quatre

nouveaux bancs sableux et l'engraissement d'un banc et des huit îlots étudiés. En ce qui concerne la sinuosité, comme les résultats l'ont démontré, aucun changement significatif n'a été enregistré. Nous pouvons donc conclure que, petit à petit, l'aval de la rivière Matawin évoluera vers un système de tressage en raison de la forte accumulation des sédiments dans le chenal.

Cependant, la situation de la rivière Matawin en amont du réservoir Taureau est tout autre. Une étude réalisée par ALIBERT (2007) montre que la rivière n'a pas subi les mêmes changements morphologiques que la section en aval du barrage Matawin. Effectivement, sur une période d'étude de 80 ans, la largeur moyenne à pleins bords de l'amont de la rivière Matawin a varié selon la succession des épisodes hydroclimatiques. Contrairement aux résultats obtenus dans notre étude, ce ne sont que les tronçons sableux qui ont subi des changements entre 1928 et 1988. Par contre, ces changements sont caractérisés par une augmentation de la largeur moyenne à pleins bords entre 1937 et 1965 et une diminution équivalente entre 1965 et 1988. Ainsi, la largeur moyenne de 1988 est très similaire à la largeur moyenne de 1928. Les tronçons caillouteux n'ont pas varié significativement dans le temps.

Dans les années à venir, il serait profitable d'étudier plus spécifiquement l'effet des processus hivernaux sur les changements morphologiques et sédimentologiques des barrages. De plus, une comparaison amont/aval permettrait d'établir avec précision l'effet du barrage sur l'aval de la rivière Matawin.

BIBLIOGRAPHIE

- ALIBERT, M. (2007) Relation entre périodes hydroclimatiques et changements morphologiques du chenal principal et des méandres abandonnés de la rivière Matawin en amont du réservoir Taureau. Mémoire de maître en Sciences, Université du Québec à Trois-Rivières, 59 p.
- ANCTIL, F., MARTEL, N., HOANG, V., D. (1998) Analyse régionale des crues journalières de la province de Québec. *Canadian Journal of Civil Engineering* 25, 360-369.
- ASSANI, A. A., GRAVEL, E., BUFFIN-BÉLANGER, T., ROY, A. G. (2005) Impacts des barrages sur les débits annuels minimums en fonction des régimes hydrologiques artificialisés au Québec (Canada). *Revue des Sciences de l'eau* 18, 103-127.
- ASSANI, A. A., STICHELBOU, É., ROY, A. G., PETIT, F. (2006) Comparison of impacts of dams on the annual maximum flow characteristics in three regulated hydrologic regimes in Québec (Canada). *Hydrological Processes* 20, 3485-3501.
- ASSANI, A. A., TARDIF, S., BENSEGHIR, S., CHALIFOUR, A., MHAMED, M. (2006) Développement d'une nouvelle méthode de régionalisation basée sur le concept de « régime des débits naturels » : La méthode éco-géographique. *Revue des Sciences de l'eau* 19, 365-380.
- ASSANI, A. A., LAJOIE, F., LALIBERTÉ, C. (2007) Impacts des barrages sur les caractéristiques des débits moyens annuels en fonction du mode de gestion et de la taille des bassins versant au Québec. *Revue des Sciences de l'eau* 20, 127-146.
- ASSANI, A. A., BUFFIN-BÉLANGER, T. ROY, A. G. (2002) Analyse d'impacts d'un barrage sur le régime hydrologique de la rivière Matawin (Québec, Canada). *Revue des Sciences de l'eau* 15, no 2, 557-574.
- ASSANI, A. A. (1997) Recherche d'impact d'une retenue sur le comportement d'une rivière ardennaise (hydrologie, sédimentologie, morphologie et végétation). Cas du barrage de Butgenbach (Belgique), Thèse de docteur en sciences, Université de Liège, 482 p.
- ASTRADE, L. (1998) La gestion des barrages-réservoirs au Québec : exemples d'enjeux environnementaux, *Annales de géographie* 604, 590-609.

- BASSIN VERSANT SAINT-MAURICE (BVSM) (2006) Plan directeur de l'eau du bassin versant de la rivière Saint-Maurice : Volume 1A Portrait du territoire et vision du développement, réalisé par *Alliance Environnement*, 187 p.
- BAXTER, R.M., GLAUDE, P. (1980) Les effets des barrages et retenues d'eau sur l'environnement au Canada, Expériences et perspectives d'avenir. *Bulletins canadiens des sciences halieutiques et aquatiques*, Ministère des Pêches et des Océans, B 205F.
- BENN, P. C., ERSKINE, W. D. (1994) Complex channel response to flow regulation: Cudgegong River below Windamere Dam, Australia. *Applied Geography*, 14, 153-168.
- BISWAS, A.K. (1975) A short history of hydrology p. 57-79. In: A.K. BISWAS (Ed), Selected works in water resources, *International Water Resources Association*, Champaign, Ill., 382 p.
- BRANDT, A., STROMBACK, N. SWENNING, J. (1995) Downstream sedimentological effects of the 1993 flushing of the Cachi Reservoir, Costa Rica, MSc thesis, Uppsala University, *Institute of Earth Science*, vi + 75 pp.
- BRANDT, S. A., SWENNING, J. (1999) Sedimentological and geomorphological effects of reservoirs flushing: the Cachi Reservoirs, Costa Rica, 1996. *Geografiska Annaler*. 81A, 391-407.
- BRANDT, S. A. (2000) Classification of geomorphological effects downstream of dams. *Catena* 40, 375-401.
- BULL, W. B. (1979) Threshold of critical power in streams. *Geological Society of American Bulletin* 90, 453-464.
- CHIEN, N. (1985) Changes in river regime after the construction of upstream reservoirs. *Earth Surface and Processes Landforms* 10, 143-159.
- CHIN, A., HARRIS, D. L., TRICE, T. H. and GIVEN, L. J. (2002) Adjustment of stream channel capacity following dam closure, Yegua Creek, Texas. *Journal of the American water resources association* 38, no 6, 1521-1531.
- CHORLEY, R. J., SCHUMM, S. A., SUGDEN, D. E. (1984) *Geomorphology*. Methuen, London, xiii + 607 pp.

- CHURCH, M. (1995) *Geomorphic response to river flow regulation: case studies and times-scales. Regulated Rivers: Research and Management* 11, 3-22.
- DAVEY, G. W., DOEG, T. J., BLYTH, J. D. (1987) Changes in benthic sediment in the Thomson River, southeastern Australia, during construction of the Thomson Dam. *Regulated Rivers* 1, 71-84.
- DROUIN, A. (2008) Élaboration du modèle de représentation des niveaux d'inondation à partir d'un SIG- rivière Saint-François (axe Sherbrooke-Drummondville). Mémoire de maître en Sciences. Université du Québec à Trois-Rivières.
- DYNESIUS, M., NILSSON, C. (1994) Fragmentation and flow regulation of river systems in the northern third of the world. *Science* 266; 753-762.
- FORTIER, C., ASSANI, A. A., MESFIOUI, M., ROY, A. G. (2010) Comparison of the interannual and interdecadal variability of heavy flood characteristics upstream and downstream from dams in inversed hydrologic regime: case study of Matawin river (Québec, Canada). *Rivers Research and applications*. Article sous-presse, DOI : 10.1002/rra.1423.
- GREGORY, K.J., PARK, C. (1974) Adjustment of river channel capacity downstream from a reservoir. *Water Resource Research* 10, 870-873.
- GURNELL, A.M., BICKERTON, M., ANGOLD, P., BELL, D., MORRISEY, I., PETTS, G.E and SADLER, J. (1998) Morphological and ecological change on a meander bend: the role of hydrological process and the application of GIS. *Hydrological Process* 12, 981-993.
- HADLEY, F. R. And EMMETT, W. W. (1998) Channel changes downstream from a dam. *Journal of the American water resources association* 34, no 3, 629-637.
- HEINEMANN, H. G. (1981) A new sediment trap efficiency curve small reservoirs. *Water ressources bulletin of american water ressources association* 17, 825-830.
- HOEY, T.B., SUTHERLAND, A. J. (1991) Channel morphology and bedload pulses in braided rivers: a laboratory study. *Earth Surface Processes Landforms* 16, 447-462.
- HOOKE, J.M. (2004) Cutoffs galore!: occurrence and causes of multiple cutoffs on a meandering river. *Geomorphology* 61, 225-238.

- IBRAHIM, G. 2009. Influence des caractéristiques physico-chimiques et de l'évolution morphologique de l'habitat sur la distribution spatiale de la richesse spécifique de la végétation dans le lit mineur, cas des îlots en aval du réservoir Taureau (Québec, Canada). Mémoire de maître en Sciences. Université du Québec à Trois-Rivières. 75 p.
- KELLERHALS, R., CHURCH, M., DAVIES, L.B. (1979) Morphological effects of interbasin river diversions. *Canadian Journal of Civil Engineering* 6, 18-31.
- KELLERHALS, R. (1982) Effect of river regulation on channel stability. In: Hey, R.D., Bathurst, J.C., Thorne, C.R. (Eds), *Gravel-bed Rivers*. Wiley, Chichester, pp. 685-715.
- LAJOIE, F., ASSANI, A.A., ROY, A. G., MESFOUI, M. (2007) Impacts of dams on monthly flow characteristics. The influence of watershed size and seasons. *Journal of Hydrology* 334, 423-439.
- LANE, E. W. (1955) The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. *American Society of Civil Engineering* 81, 1-17.
- LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G. (1957) River channel patterns: braided, meandering and straight. In: *Geological survey Professional Paper* 282-B U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 39-84.
- MACKIN, J.H. (1948) Concept of the graded river. *Geological Society of America Bulletin* 59, 463-512.
- OSTERKAMP, W. R. (1998) Processes of fluvial island formation with examples from Plum Creek, Colorado and Snake river, Idaho. *Wetlands* 18 :530-545.
- PETTS G.E. (1979) Morphological changes of river channels consequent upon headwater impoundment. *Journal Institute Water Engineering Science* 34, 374-382.
- PETTS, G. E. (1980) Complex response of river channel morphology subsequent to reservoir construction. *River channel morphology*, 329-363.
- PETTS, G.E. (1987) Time-scales for ecological change in regulated rivers. In: Craig, J. F., Kemper, J.B. (Eds) *Regulated Streams. Advances in Ecology*. Plenum, New-York, pp. 257-266.

- PETTS G.E., LEWIN, J. (1979) Physical effects of reservoirs on river systems. In: Hollis, G.E. (Ed), *Man's Impact on the Hydrological Cycle in the United Kingdom. Geo Abstracts*, Norwich, pp. 79-91.
- PETTS, G.E., THOMS, M.C. (1986) Channel aggradation below Chew Valley Lake, Somerset, UK. *Catena* 13, 305-320.
- POFF, N. L., ALLAN, J. D., BAIN, M. B., KARR, J. R., PRESTEGAARD, K. L., RICHTER, B. D., SPARKS, R. E., STROMBERG, J. C. (1997) The annual flow regime: A paradigm for river conservation and restoration. *BioScience* 47, 769-784.
- PROWSE, T. D. (1994) Environmental significance of ice to streamflow in cold regions. *Freshwater Biology* 32, 241-259.
- QUINN, G. P., KEOUGH, M. J. (2002) Experimental Design and Data Analysis for biologists. *Cambridge University Press*. United Kingdom.
- RICHARDS, K. (1982) Rivers, Form and Process in Alluvial channels. Methuen, London, xi + 358 pp.
- RICHARDS, K.S. (1985) Equilibrium, In: Goudie, A. (Ed), *The Encyclopaedic Dictionary of Physical Geography*. Blackwell, Oxford, pp. 163-164.
- RICHTER, B. D., BAUMGARTNER, J. V., POWELL, J., BRAUN, D. P. (1996) A method for assessing hydrologic alterations within ecosystems. *Conservation Biology* 10, 1163-1174.
- ROBERT, A. (2003) River Processes, An introduction to fluvial dynamics, Edition Arnold, 214 p.
- ROBERTSON-RINTOUL, M. S. E., RICHARDS, K. S. (1993) Braided-channel pattern and paleohydrology using an index of total sinuosity. In: BEST, J.L., BRISTOW, C.S.(Eds.), *Braided Rivers, Geol. Soc. Spec. Publ. 75*. Geological Society, London, pp 113-118.
- ROSGEN, D. (1996) Applied river morphology, *Widland Hydrology*, Pagosa Springs, Co. 2e edition.
- SCHERRER, B. (2007) Biostatistique, Volume 1. Édition Gaëtan Morin, 816 p.

- SCHUMM, S. A. and ASCE, M. (1969) River metamorphosis. *Journal of the hydraulics division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 255-273.
- SCHUMM, S. A. (1963) A tentative classification of alluvial river channels. *US Geological Survey Circular V477*.
- SCHUMM, S.A. (1963a) Sinuosity of alluvial rivers on the great plains. *Geological Society American Bulletin* 74, 1089-1100.
- SAINT-LAURENT, D. Et GUIMONT, P. (1999) Dynamique fluvial et évolution des berges du cours inférieur des rivières Nottaway, Broadback et de Rupert, en Jamésie (Québec). *Géographie physique et Quaternaire* 53, no 3, 389-399.
- SUNDBORG, A. (1956) The river Klaralven: a study of fluvial processes. *Geografiska Annaler* 28A, 127-316.
- SVENSSON, C., KUNDZEWICK, W.Z., MAURER, T. (2005) Trend detection in river flow series: 2. Flow and low-flow index series. *Hydrological Sciences Journal*, 50, 811-824.
- WHITE, G.F. (1977) Environmental effects of complex river development, *Westview Press Boulder, Colo.*, 172 p.
- WILLIAMS, G.P., WOLMAN, M.G. (1984) Downstream effects of dams on alluvial rivers. In : *Geological Survey Professional Paper* 1286 U.S. Government printing Office, Washington, DC, v + 83 pp.