

Université de Montréal

**La réponse des tributaires du Saint-Laurent aux changements
environnementaux : l'exemple du delta de la Yamachiche**

Par

Vitalie Bondue

Département de géographie

Faculté des arts et des sciences

Mémoire présenté à la Faculté des études supérieures

En vue de l'obtention du grade de

Maître ès Science (M.Sc.)

En géographie

Avril 2006

© Vitalie Bondue



G

59

U5U

2006

V.012

AVIS

L'auteur a autorisé l'Université de Montréal à reproduire et diffuser, en totalité ou en partie, par quelque moyen que ce soit et sur quelque support que ce soit, et exclusivement à des fins non lucratives d'enseignement et de recherche, des copies de ce mémoire ou de cette thèse.

L'auteur et les coauteurs le cas échéant conservent la propriété du droit d'auteur et des droits moraux qui protègent ce document. Ni la thèse ou le mémoire, ni des extraits substantiels de ce document, ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans l'autorisation de l'auteur.

Afin de se conformer à la Loi canadienne sur la protection des renseignements personnels, quelques formulaires secondaires, coordonnées ou signatures intégrées au texte ont pu être enlevés de ce document. Bien que cela ait pu affecter la pagination, il n'y a aucun contenu manquant.

NOTICE

The author of this thesis or dissertation has granted a nonexclusive license allowing Université de Montréal to reproduce and publish the document, in part or in whole, and in any format, solely for noncommercial educational and research purposes.

The author and co-authors if applicable retain copyright ownership and moral rights in this document. Neither the whole thesis or dissertation, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

In compliance with the Canadian Privacy Act some supporting forms, contact information or signatures may have been removed from the document. While this may affect the document page count, it does not represent any loss of content from the document.

Université de Montréal
Faculté des études supérieures

Ce mémoire intitulé :
La réponse des tributaires du Saint-Laurent aux changements environnementaux :
l'exemple du delta de la Yamachiche

Par
Vitalie Bondue

a été évalué par un jury composé des personnes suivantes :

James T. Gray
Pierre Gangloff
Michel Lamothe
André G. Roy

Mémoire accepté le :

Accord des coauteurs de l'article

Vitalie Bondue
Maître ès Science (M. Sc.)
Géographie

L'article inclus dans le présent mémoire a été rédigé conjointement par Vitalie Bondue, André G. Roy, Michel Lamothe, Claudine Boyer et Bassam Ghaleb. L'article intitulé *L'évolution récente du delta de la rivière Yamachiche (Québec): processus naturels et impacts anthropiques* a été soumis à la revue *Géographie Physique et Quaternaire*. Sa date de publication n'est pas connue à ce jour.

À titre de coauteur de l'article identifié ci-dessus, je suis d'accord pour que Vitalie Bondue inclue cet article dans son mémoire de maîtrise qui a pour titre *La réponse des tributaires du Saint-Laurent aux changements environnementaux : l'exemple du delta de la Yamachiche*.

Claudine Boyer

Coauteur

7/02/06

Date

ANDRÉ ROY

Coauteur

10/02/06

Date

Michel Lamothe

Coauteur

24/04/06

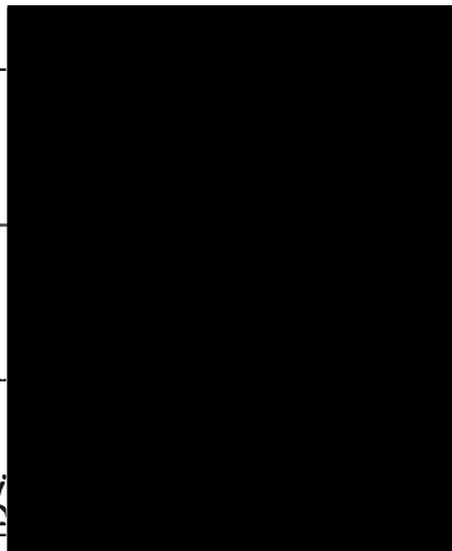
Date

Bassam Ghaleb

Coauteur

24/04/06

Date



Signature

Sommaire

Cette étude s'inscrit dans un programme de recherche visant à modéliser les impacts d'une baisse de niveau d'eau du Saint-Laurent sur la contribution sédimentaire de ses tributaires. Le lac Saint-Pierre, élargissement du fleuve Saint-Laurent, pourrait connaître une baisse importante de niveau d'eau dans les cinquante prochaines années, conséquence du réchauffement climatique global. Sept rivières débouchent dans ce lac fluvial peu profond qui risquerait d'expérimenter une sédimentation importante. Notre étude porte sur le delta de la rivière Yamachiche, tributaire du lac Saint-Pierre. Le premier objectif de cette étude est de reconstituer les processus de mise en place et les ajustements de la rivière à des changements environnementaux passés. L'évolution du delta de la Yamachiche a été reconstituée à l'aide de photographies aériennes, de cartes anciennes, d'analyses granulométriques et stratigraphiques de six coupes et de quatorze forages et de datations par luminescence optique, ^{210}Pb et ^{14}C . Le second but de cette étude consiste à tester la méthode de la luminescence optique pour la datation de feldspaths issus de milieux de sédimentation fluviales.

La stratigraphie du delta est caractérisée par deux faciès de dépôt : des dépôts proximaux sableux à la base, surmontés par des dépôts limoneux de plaine deltaïque, comprenant des lits de sable locaux. Ces séquences sédimentaires présentent une variabilité latérale et longitudinale expliquée par les variations de niveau d'eau du lac et de la rivière à une échelle annuelle et décennale, par les migrations du chenal et par l'action érosive des vagues du lac Saint-Pierre.

La progradation du delta a été très rapide depuis 150 ans, époque où le delta n'était que très peu développé selon la carte de 1859. Elle a été en moyenne de

2960 m² par an, mais se caractérise par son irrégularité. La luminescence optique procure des âges de 140 ans et 280 ans pour les sables à la base de la séquence de dépôt. Ces âges s'inscrivent dans le cadre chronologique établi par les autres méthodes de datation pour révéler des taux d'accumulation moyens compris entre 0.5 et 1.5 cm par an. Cette accumulation importante serait liée aux perturbations anthropiques affectant les sources sédimentaires du bassin-versant depuis le début de la colonisation il y a 200 ans. L'âge récent du delta serait également expliqué par la stabilisation tardive du lac Saint-Pierre à son niveau actuel, qui est intervenue entre 1000 ans et 150 ans. Une baisse d'un mètre provoquerait une importante progradation du delta ainsi qu'une forte érosion du lit et des berges. Il s'ensuivrait une importante accumulation détritique dans le lac Saint-Pierre.

Mots-clés : lac Saint-Pierre, sédimentologie, taux d'accumulation, taux de progradation, fluctuation de niveau d'eau, impacts anthropiques, luminescence optique, ²¹⁰Pb

ABSTRACT

This study is part of a research program that aims to model the effects of water level fluctuations on tributary adjustments and sediment transport in the St. Lawrence River. Lake Saint-Pierre, an enlargement of the St. Lawrence River, could experience a significant base level drop in the next fifty years as a consequence of global climate warming. Seven tributaries flow into this shallow lake, and base level changes could lead to increased sedimentation rates. We have studied the delta of the Yamachiche River, a tributary of Lake Saint-Pierre. The first objective of the study is to document the active geomorphic processes and the response of the river to past environmental changes. We have reconstructed the evolution of the Yamachiche River delta from aerial photos, historical maps, sedimentological and stratigraphic analyses of six sections and fourteen boreholes, and by sediment dating using optically stimulated luminescence (OSL), ^{210}Pb and ^{14}C . The second objective of the study is to test the suitability of the OSL method for dating fluvial feldspar sediments.

Subsurface deposits are divided into two facies: sandy proximal deposits at the base, and silty delta plain deposits at the top. Sedimentary sequences show changes along a longitudinal gradient driven by the level of the lake and the river dynamics on annual and decadal scales, and high lateral variability driven by migration of the channel and by high-energy waves of Lake Saint-Pierre, which erode the downstream eastern part of the delta plain.

Rapid progradation of the delta has occurred in the last 150 years, as demonstrated by the poor development of the delta on the 1859 map. Optically stimulated luminescence dating provides ages of 140 and 280 years at the base of the depositional sequence. These results are consistent with the chronostratigraphic

framework deduced from the other dating methods. This framework gives mean accumulation rates between 0.5 and 1.5 cm/year. These high rates of sedimentation are likely linked to human activities in the watershed, which activated sedimentary sources since the beginning of the colonization of the St. Lawrence Lowlands 200 years ago. The young age of the delta is also explained by the late stabilisation of the Lake Saint-Pierre at its present level, between 1000 and 150 years ago. A drop of 1 m shall lead to an important progradation of the delta and a potentially high lateral and vertical erosion of the stream bed, thus inducing an important detritic accumulation in Lake Saint-Pierre.

Key words: Lake Saint-Pierre, sedimentology, accumulation rate, progradation rate, base level fluctuations, anthropogenic impacts, optically stimulated luminescence, ^{210}Pb .

Table des matières

Accord des coauteurs.....	III
Sommaire.....	IV
Abstract.....	VI
Table des matières.....	VIII
Liste des figures.....	IX
Liste des tableaux.....	XII
Liste des symboles.....	XIII
Remerciements.....	XIV
Introduction.....	1
1. Revue de littérature.....	5
2. Objectifs, Contexte et Méthodes.....	25
2.1 OBJECTIFS.....	25
2.2 CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE.....	25
2.3 CARACTÉRISTIQUES DU BASSIN DE LA YAMACHICHE.....	33
2.4 MÉTHODES.....	39
2.4.1 Photographies aériennes et cartes anciennes.....	40
2.4.2 Analyse chronostratigraphique.....	42
2.4.2.1 <i>Luminescence optique</i>	45
2.4.2.2 ^{210}Pb et ^{14}C	52
3. L'évolution récente du delta de la rivière Yamachiche (Québec): processus naturels et impacts anthropiques.....	58
3.1 RÉSUMÉ.....	59
3.2 INTRODUCTION.....	60
3.3 DESCRIPTION DU SITE D'ÉTUDE.....	63
3.4 MÉTHODOLOGIE.....	67
3.3.1 Photographies aériennes et cartes anciennes.....	67
3.3.2 Analyse chronostratigraphique.....	68
3.3.2.1 <i>Luminescence optique</i>	69
3.3.2.2 ^{210}Pb et ^{14}C	73
3.4 RÉSULTATS.....	75
3.4.1 Photographies aériennes et cartes anciennes.....	75

3.4.2 Analyse chronostratigraphique.....	79
3.4.2.1 Description des unités sédimentaires.....	79
3.4.2.2 Interprétation des environnements de dépôt.....	85
3.4.2.3 Luminescence optique.....	90
3.4.2.4 ^{210}Pb et ^{14}C	93
3.5 DISCUSSION.....	95
3.5.1 Géométrie du delta et mécanismes de construction.....	95
3.5.2 Sources sédimentaires et processus de formation à l'échelle régionale.....	99
3.6 CONCLUSION.....	104
4. Conclusion.....	98
Références.....	106
Annexe A : Légende des principaux symboles granulométriques et sédimentologiques.....	119
Annexes B: Diagrammes de faciès et localisation des forages non présentés.....	120

Liste des figures

- Figure 1.1.** Le modèle de développement de vallée de Fisk (1944) durant un cycle eustatique. La baisse de niveau cause une incision jusqu'au soubassement tertiaire. Les phases de remontées provoquent le remplissage successif de la vallée. (Blum et Törnqvist, 2000, modifié de Fisk, 1944).....6
- Figure 1.2.** Effet d'une baisse de niveau de base sur l'évolution d'un *knickpoint* dans un chenal expérimental composé de matériel non cohésif. La pente du profil en long se réduit rapidement jusqu'à se stabiliser lorsqu'elle a atteint le gradient de pente moyen du chenal (Brush et Wolman, 1960)9
- Figure 1.3.** Le modèle conceptuel de la stratigraphie séquentielle. Les séquences vont s'empiler selon les variations de niveaux marins. Lors d'un haut niveau (a), un cortège progradant se dépose. Lors d'un intervalle transgressif (b et c), la baisse de niveau (b) va aboutir à une incision de la vallée le long de la plate-forme émergée et au dépôt d'un éventail de bas niveau (lowstand fan) en bordure de la plate-forme. Un niveau bas (c) provoque le dépôt d'un prisme en bordure de plate-forme (lowstand wedge). Un intervalle transgressif (d et e) est caractérisé durant la remontée du niveau marin (d) par des dépôts de rétrogradation. Un prisme de haut niveau d'eau (highstand system tract) se dépose lors du haut niveau marin (e) (Posamentier et Vail, 1988).....12
- Figure 1.4.** Effets d'une baisse de niveau de base (de B à C) sur le tracé et la pente d'un chenal à travers des marges continentales de différents gradients de pente (voir texte) (Schumm, 1993).....13
- Figure 1.5.** Diagramme schématique présentant la réponse d'une rivière à une baisse de niveau de base, dépendamment de la magnitude et de la vitesse de la variation. Un faible taux de changement aboutit à une incision mineure et à des dépôts de rétrogradation limités; un fort taux de changement provoque la formation de quelques grandes vallées incisées et un dépôt dans de larges lobes élongés (Ritchie et al., 2004).....16
- Figure 1.6.** Le delta actuel du Mississippi a été précédé d'une série de delta de 'haut-fond' qui ont progradé à travers une plate-forme peu profonde. Depuis 7000 ans BP, quatre complexes deltaïques majeurs comprenant 15 lobes ont été successivement formés et abandonnés (Elliott, 1986, d'après Frazier, 1967).....20
- Figure 1.7.** Cartographie de la progradation rapide du delta de Fitzsimmons Creek d'après des photographies aériennes entre 1947 et 1999 (Pelkola et Hickin, 2004)....23
- Figure 2.1.** Localisation du site d'étude: Le delta de la Yamachiche (photographie HMQ9713), petit tributaire du fleuve Saint-Laurent au niveau du lac Saint-Pierre, Québec méridional.....26
- Figure 2.2.** Étapes de la mise en place du réseau hydrographique du Saint-Laurent dans les Basses Terres. a) Le retrait de l'inlandsis laurentidien il y a 11 100 ans BP entraîne l'apparition et l'extension maximale de la mer de Champlain à 200 m asl. b) L'étape Rigaud du lac à Lampsilis à 60 m asl. c) L'étape Montréal à 31 m asl. d) L'étape Saint-Barthélémy à 16-20 m asl. e) Le réseau hydrographique actuel (d'après Richard, notes de cours, 2005).....27

- Figure 2.3.** Le lac Saint-Pierre, modèle numérique d'élévation de terrain (Environnement Canada, 2004).....29
- Figure 2.4.** Les niveaux d'eau annuels moyens du Saint-Laurent à Sorel de 1912 à 1997. Source: Hydat, 2002.....30
- Figure 2.5.** Les niveaux d'eau journaliers moyens du Saint-Laurent à Sorel sur la période 1912-1958 et 1958-1997, avant et après la régularisation des débits. L'écart entre les niveaux d'eau maximums et les niveaux d'eau minimums a été réduit. Source: Hydat, 2002.....30
- Figure 2.6.** Vitesse près du fond générée par les vagues associées à un vent de printemps de 35 km/h et à un débit de 9 500 m³/s dans le lac Saint-Pierre. Modélisation Environnement Canada, 2002.....31
- Figure 2.7.** Vitesse du courant dans le lac Saint-Pierre pour un débit de 12 000 m³/s à Sorel. Modélisation Environnement Canada, 2002.....32
- Figure 2.8.** Carte géologique du bassin-versant de la Yamachiche et de ses environs (Globensky, 1985).....34
- Figure 2.9.** Géologie des formations superficielles, limite des régions géologiques des Basses Terres du Saint-Laurent et du Bouclier canadien et relief du bassin-versant de la rivière Yamachiche (d'après Bourque, 1998).....35
- Figure 2.10.** Utilisation du sol dans le bassin-versant de la Yamachiche (d'après Groves, 2005).....37
- Figure 2.11.** Les débits journaliers moyens de la Yamachiche sur la période 1980-1996. Les débits ont été reconstitués à partir de ceux de la Maskinongé multipliés par un facteur de correction de 0.369, selon Environnement Canada. Source: Hydat, 2002.....38
- Figure 2.12.** Photographies aériennes du delta. a) En 1948 (A11360), échelle 1:15 840. b) En 1985 (Q85946), échelle: 1:10 000. c) En 1997(HMQ3713), échelle 1: 10 000. Sources: Photocartothèque québécoise et Environnement Canada.....41
- Figure 2.13.** Le delta de la Yamachiche en 1859 et 1921, selon a) une carte bathymétrique du lac Saint-Pierre en 1859, b) une carte topographique du secteur de Trois-Rivières en 1921. Les cartes ont été numérisées par Environnement Canada....42
- Figure 2.14.** Localisation des forages et des coupes dans le delta et à l'extérieur. Photographie aérienne du delta en 1997 (HMQ3713).....43
- Figure 2.15.** Localisation des coupes datées et méthodes employées.....43
- Figure 2.16.** Représentation graphique de la méthode des doses régénératives. N est le signal naturel de l'échantillon. La dose équivalente (De) est obtenue en interpolant le signal naturel sur la courbe de croissance régénérée par des doses de radiations connues (Wallinga, 2002).....49
- Figure 2.17:** Histogrammes de probabilité des doses équivalentes des cinq échantillons OSL collectés sur 4 coupes. Les doses équivalentes ont été mesurées sur 24 aliquotes pour VCL, VC1a, VC1b, VC4 et sur 48 aliquotes pour VC3. Les probabilités sont en unités arbitraires.....50
- Figure 2.18.** Une distribution de l'activité du ²¹⁰Pb_{xs} par rapport à la profondeur, dans le cas d'un environnement de dépôt caractérisé par des taux de sédimentation et des flux de ²¹⁰Pb_{xs} constants dans le temps. a) L'activité totale du ²¹⁰Pb. b) L'activité du

^{210}Pb en excès (le ^{210}Pb qui vient de l'atmosphère). c) Le logarithme de l'excès de ^{210}Pb (la pente de la droite donne une vitesse de sédimentation). Dans des milieux de dépôt deltaïque, la dilution ou la concentration du ^{210}Pb amènent des écarts dans le profil d'activité, qui sont expliqués selon le modèle CRS par des variations dans le taux de sédimentation (Sorgente et al., 1999).....54

Figure 3.1. Localisation du site d'étude: Le delta de la Yamachiche (photographie HMQ9713), petit tributaire du fleuve Saint-Laurent au niveau du lac Saint-Pierre, Québec méridional.....61

Figure 3.2 Géologie des formations superficielles, limite des régions géologiques des Basses-Terres du Saint-Laurent et du Bouclier canadien et relief du bassin-versant de la rivière Yamachiche (d'après Bourque, 1998).....65

Figure 3.3. Villages, voies de communication et leurs développements depuis le début de la colonisation au 18^{ème} siècle dans le bassin-versant de la Yamachiche et dans la région alentour des Basses-Terres du Saint-Laurent (données compilées de Séguin et Hardy, 2003).....66

Figure 3.4. Localisation des forages et des coupes dans le delta et dans les dépôts adjacents.....69

Figure 3.5. Histogrammes de probabilité des doses équivalentes des cinq échantillons OSL collectés sur 4 coupes. Les doses équivalentes ont été mesurées sur 24 aliquotes pour VCL, VC1a, VC1b, VC4 et sur 48 aliquotes pour VC3. Les probabilités sont en unités arbitraires.....72

Figure 3.6. Modèle d'élévation de terrain du delta de la rivière Yamachiche, d'après des données LIDAR (Environnement Canada, 2004).....76

Figure 3.7. Progradation du delta de la Yamachiche d'après la limite de la végétation selon les photographies aériennes de 1948 à 1997 et d'après la limite de la côte selon les cartes topographiques de 1921 et 1859. a) Cartographie des principales avancées. b) Graphique de la progradation cumulée du delta pour chacune des périodes couvertes par les cartes et les photographies aériennes.....77

Figure 3.8. La rivière Yamachiche : section aval de 7km en 1921, 1948 et 1997. Le tracé du chenal correspond à celui de la carte topographique de 1921 et des photographies aériennes de 1948 et 1997. La ligne horizontale située au niveau du dernier méandre aval en 1921 sert de point de repère. La rivière est caractérisée par des migrations latérales de son chenal, particulièrement au niveau du delta, et par des coupures de méandre.....78

Figure 3.9. Photographie et log de la coupe C1 incluant la description et l'interprétation des unités sédimentaires et des faciès.....80

Figure 3.10. Distribution des logs F8, F9, F10 et F15 sur un transect topographique transversal du delta.....81

Figure 3.11. Logs C2, F11, C1 et F24 : description et interprétation des faciès.....83

Figure 3.12. Diagramme triangulaire représentant la proportion de limon, de sable fin et très fin et de sable moyen des échantillons granulométriques collectés sur les six coupes à l'étude.....85

Figure 3.13. Photographies des dépôts de surface du delta après la crue printanière de 2005. La localisation des photographies est donnée à la figure f) et leur orientation par

rapport à la rivière est indiquée par une flèche en bas de chaque photographie. a), b), c) concernent le secteur ouest du delta. a) sable alluvial d'inondation retravaillé par les vagues en dunes. b) sable alluvial d'inondation déposé derrière un obstacle. c) dépôt massif de limon à l'aval. d) et e) concernent le secteur est du delta. d) érosion de la plaine deltaïque par les vagues. e) fine couche de limon correspondant à un dépôt lacustre de fin de crue.....88

Figure 3.14. Distribution des coupes le long d'un transect longitudinal du delta. La localisation et les dates par luminescence optiquement stimulée sont représentées en gras, la date au ^{14}C est représentée entre parenthèse et les dates au ^{210}Pb sont en caractères réduits. Les traits verticaux représentent les limites de progradation du delta selon les cartes et les photographies aériennes, associées à leur année correspondante.....92

Figure 3.15. a) Distribution de l'activité du ^{210}Pb non supporté en fonction de la profondeur pour les coupes C5, C1 et C3. b) Distribution des âges en fonction de la profondeur pour chaque coupe calculés à partir des concentrations en ^{210}Pb avec le modèle CRS.....94

Figure 3.16. Modèle de construction du delta de la Yamachiche.....96

Figure 3.17. Les niveaux d'eau annuels du lac Saint-Pierre de 1912 à 1997 couplés à la progradation cumulée du delta de la Yamachiche sur la même période. Les niveaux d'eau minimum, moyen et maximum du lac Saint-Pierre sont représentés en différences cumulées par rapport à la moyenne pour dégager les tendances à la hausse ou à la baisse à long terme. Les hausses représentent des niveaux d'eau plus hauts que la moyenne et les baisses signifient des périodes de niveaux d'eau plus bas que la normale. Les barres verticales mettent en valeur la période de décélération dans la progradation du delta entre 1964 et 1988. On observe que le niveau d'eau minimum et le niveau d'eau moyen étaient plus hauts que la normale durant toute cette période (Source : Hydat, 2003).98

Liste des tableaux

Tableau 2.1. Protocole de mesure pour la méthode SAR. La méthode a été développée pour les quartz (Murray et Wintle, 2000) et adaptée pour les feldspaths par Lamothe et al. (2001). La différence principale est la préchauffe utilisée qui est la même pour la dose et la dose test soit : $250^{\circ}\text{C}/1$ min. La luminescence est mesurée à une température de 50°C48

Tableau 3.1. Âges OSL des sédiments du delta de la Yamachiche. Les âges ont été obtenus après corrections pour le transfert thermique, l'*anomalous fading* et la remise à zéro partielle des sédiments.....91

Liste des symboles

asl : above sea level

BP : before present

CIC: constant initial concentration

CRS : constant rate of supply

De : dose équivalente

Gy : gray

LIDAR : light detection and ranging

OSL : optically stimulated luminescence

SAR : single aliquot regeneration

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de recherche André Roy, pour m'avoir supportée et si bien guidée dans mes travaux, ainsi que pour m'avoir permis de travailler sur un beau sujet, dans un environnement à la pointe de la recherche. Je tiens également à remercier mon co-directeur Michel Lamothe pour m'avoir patiemment initiée à la luminescence optique, et pour ses remarques et ses conseils pertinents.

Un merci spécial à Claudine Boyer, Bruce MacVicar et Lise Lamarche pour leur disponibilité, leur aide sur le terrain, en laboratoire, avec les ordinateurs, et pour toutes les discussions très constructives que nous avons eues.

Aux vaillants creuseurs de trous : Isabelle Gagnon, Geneviève Ali, Michele Grossman, Éric Beaulieu, Jean-François Gagnon, Olivier Lalonde : merci pour votre aide sur le terrain.

Merci à Bassam Ghaleb pour les datations au ^{210}Pb ,

à Marie Auclair et Jeffrey Vaillancourt pour l'aide précieuse en laboratoire de luminescence optique,

Et enfin à toute l'équipe du laboratoire de géomorphologie fluviale – dans le désordre : Julie Thérien, Geneviève Marquis, Mathieu Roy, Jay Lacey, Isabelle Charron, Annie Cassista, Sophie Roberge, Mike Tilston, Geneviève Paiement, Patrick Verhaart et Hélène Lamarre : presque quatre ans passés au département de géographie de l'UdeM, à partager cette expérience de la recherche, mais également ces grands et ces petits moments qui marquent la vie d'un groupe.

Je tiens finalement à remercier le consortium Ouranos, le Conseil de recherche en sciences naturelles et en génie (CRSNG) et la Chaire de recherche du Canada en dynamique fluviale pour leur soutien financier.

Introduction

Dans les cinquante prochaines années, le fleuve Saint-Laurent pourrait connaître une baisse importante de son niveau d'eau à cause d'un réchauffement du climat. Divers scénarios tirés des modèles de circulation générale (MCG) ont prévu un réchauffement climatique dans le sud du Québec, dû à l'augmentation du gaz carbonique et des gaz à effet de serre (Environnement Canada, 2004). Dans un contexte de doublement de CO₂ dans l'atmosphère, le réchauffement serait de + 1^o à + 4^oC et serait plus accentué durant les périodes hivernales. Ces augmentations de température pourraient entraîner des périodes de sécheresse prolongées qui conduiraient à une réduction du débit moyen du fleuve Saint-Laurent de 20 à 40 % (Mortsch et al., 2000). Cette diminution provoquerait une baisse des niveaux d'eau du fleuve qui pourrait être supérieure à un mètre. Bien que l'estimation de son ampleur demeure incertaine du fait de la complexité de modéliser le système climatique, cette baisse aurait d'importantes répercussions au Québec car le Saint-Laurent constitue un axe majeur pour le transport maritime ainsi qu'une ressource fortement utilisée par les industries et les villes. Cette baisse de niveau pourrait être d'autant plus problématique que le fleuve s'élargit à trois reprises pour former des lacs fluviaux peu profonds, qui risqueraient de connaître un assèchement important. Le lac Saint-Pierre est l'un de ces lacs fluviaux situé à 100 km en aval de Montréal. Il est caractérisé par l'existence de près de 7000 ha de milieux humides qui abritent de nombreuses espèces de poissons, d'oiseaux et de plantes dans des environnements sensibles aux fluctuations de niveau d'eau (Langlois et al., 1992). Cette biodiversité lui a valu sa désignation en tant que réserve mondiale de la biosphère par l'Unesco en 1998. Le

lac Saint-Pierre est également marqué depuis les 200 dernières années par de nombreux impacts anthropiques. Les plus dommageables ont été l'augmentation de la pollution (Cossa et al., 1998), ainsi que la construction de la voie maritime et la régularisation des débits dans les années 50, qui ont eu comme conséquences majeures la modification de la topographie du lac et de son hydraulique (Morin et Côté, 2003). Son écosystème déjà fragilisé pourrait être fortement déstabilisé par la baisse de niveau annoncée.

L'émergence de la problématique du changement environnemental a entraîné l'initiation de nombreuses études sur la sensibilité du fleuve et de ses composantes à une baisse de niveau d'eau. Ces travaux ont notamment concerné les milieux humides, les plantes submergées, les poissons et l'habitat faunique du Saint-Laurent (Morin et al., 2005 ; Mingelbier et al., 2005 ; Hudon, 1997) ainsi que la composition et l'étendue des milieux humides du lac Saint-Pierre (Hudon et al., 2005). La sédimentation du lac a fait également l'objet de travaux récents (Carignan et Lorrain, 2000). En revanche, peu d'information concerne les tributaires du Saint-Laurent et leur réponse à une fluctuation de niveau de base. Les tributaires comptent pour 32% de la charge en suspension du fleuve (Rondeau et al., 2000). Une baisse de niveau de base provoquerait un ensemble complexe de réponses sur les rivières, comprenant généralement une dégradation du lit par incision et migration latérale (Schumm, 1973). Ces processus pourraient accroître le transport des sédiments et conduire au développement de delta à l'embouchure des affluents (Roy et al., 2004). Cette accumulation sédimentaire pourrait être favorisée par le ralentissement des courants le long des rives du fleuve, induit par la baisse de niveau de base. L'accumulation pourrait être particulièrement importante dans le lac Saint-Pierre du fait de sa faible profondeur et de l'apport sédimentaire de sept rivières. Deux d'entre

elles, la Saint-François et la Yamaska, contribuent fortement à la charge sédimentaire du Saint-Laurent (Rondeau et al., 2000). Ces rivières drainent des bassins-versants marqués par les activités agricoles et plus généralement par les activités anthropiques depuis la colonisation des Basses-Terres du Saint-Laurent il y a 200 ans. La colonisation a été accompagnée par de grands défrichements qui ont eu un impact sur le bilan sédimentaire des rivières. Il n'est pas certain aujourd'hui que les rivières aient fini de répondre à ce changement d'occupation des sols.

Pour quantifier la contribution potentielle des tributaires aux fluctuations de niveau d'eau dans ce contexte local particulier, un programme de recherche visant à modéliser l'ajustement des cours d'eau a été lancé (Roy et al., 2003). La première phase du programme comporte l'acquisition de données sur les tributaires et notamment la compréhension des mécanismes d'ajustement des rivières aux fluctuations de niveau de base passées. Dans ce contexte, il importe de connaître la réponse des tributaires à des changements environnementaux passés. Les deltas constituent des endroits privilégiés pour ce type d'étude puisqu'ils ont enregistré une partie de l'histoire sédimentaire du bassin-versant qui l'alimente ainsi que l'histoire du bassin de réception. Dans ce mémoire, nous examinerons les sédiments et l'évolution du delta de la Yamachiche, tributaire du lac Saint-Pierre.

Ce mémoire par article sera composé de quatre chapitres. Le premier constituera une revue de la littérature sur le thème de l'ajustement des rivières aux changements de niveau de base. Le second chapitre décrira le contexte, les objectifs et les méthodes utilisées. L'article qui aura pour titre *L'évolution récente du delta de la Yamachiche : processus naturels et perturbations anthropiques* et qui a été soumis à la revue

Géographie Physique et Quaternaire constituera le chapitre 3. Enfin la conclusion reviendra sur les objectifs et décrira les avancées et nouvelles pistes de recherche ouvertes par cette étude. Étant donné que le mémoire repose sur un article, une certaine répétition du contexte et des méthodes est inévitable.

1. Revue de littérature

Cette recension de la littérature porte sur la réponse des rivières à des fluctuations de leur niveau de base. Les études sur le sujet sont abondantes et concernent surtout le milieu côtier où les variations isostatiques et eustatiques ont imposé aux rivières d'importants changements dans leur dynamique.

L'ajustement des rivières à des variations de niveau de base constitue l'un des sujets fondateurs de la géomorphologie moderne (Battiau-Queney, 2002). Le mot niveau de base apparaît pour la première fois avec Powell (1875) qui le définit comme étant la plus basse limite jusqu'à laquelle les rivières peuvent éroder leur vallée. Gilbert en 1877 introduit le concept de profil d'équilibre d'une rivière, dont la pente tente d'établir un seul gradient uniforme. Davis (1902) reprend le concept de niveau de base selon la définition de Powell (1875) ainsi que le concept de profil d'équilibre de Gilbert (1877) pour introduire le concept de rivière à profil d'équilibre (*graded river*), qui définit les conditions d'équilibre d'une rivière mature ou vieille, ajustée au niveau de base. La pente de la rivière est ajustée de telle sorte qu'une baisse ou une hausse du niveau de base va provoquer une érosion ou une aggradation du lit pour restaurer le profil d'équilibre (Mackin, 1948). L'importance du niveau de base sur les formes et les dépôts fluviaux est consacrée par Fisk (1944). Son modèle d'évolution explique la formation des terrasses de la basse vallée du Mississippi sur une distance de 1000 km par les fluctuations de niveaux marins (Figure 1.1). Une baisse de niveau marin et des niveaux bas provoquent l'incision de la vallée et la formation de terrasses. Une hausse de niveau marin et de hauts niveaux subséquents entraînent une aggradation de la vallée. Ce modèle de réponse des

rivières par aggradation ou dégradation a été remis en question à partir des années 50 avec le développement d'études sur la géométrie hydraulique des cours d'eau ainsi qu'avec le développement de méthodes de datation de plus en plus précises, permettant de placer les séquences stratigraphiques dans un cadre chronologique plus rigoureux (Blum et Törnqvist, 2000). Les études actuelles divisent toujours l'amont et l'aval pour expliquer les conséquences des variations de niveau de base.

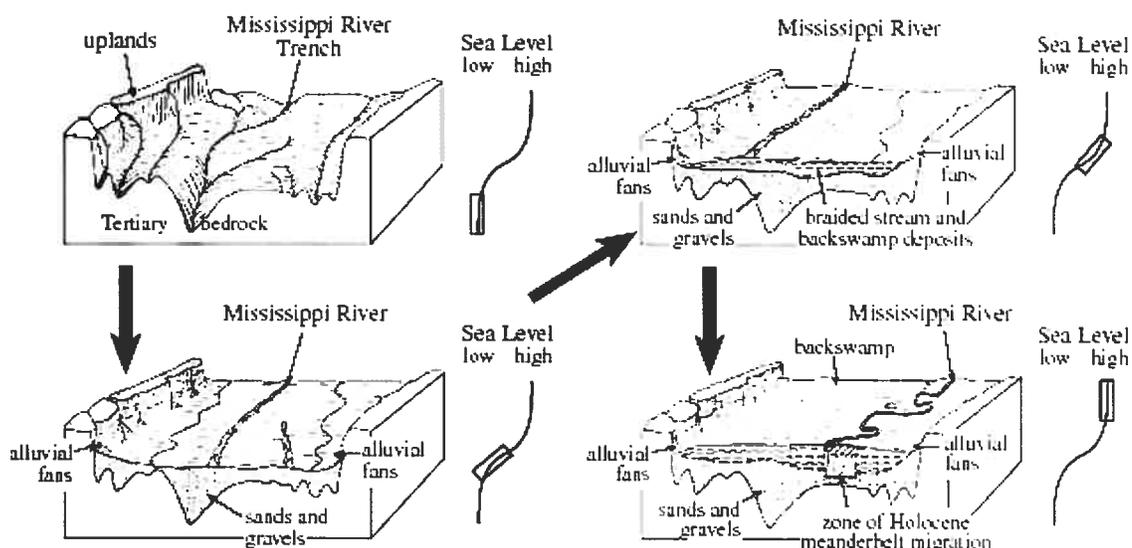


Figure 1.1. Le modèle de développement de vallée de Fisk (1944) durant un cycle eustatique. La baisse de niveau cause une incision jusqu'au soubassement tertiaire. Les phases de remontée provoquent le remplissage successif de la vallée. Selon Blum et Törnqvist (2000), modifié de Fisk (1944).

À l'amont, le système fluvial va répondre à une variation de niveau de base de façon complexe. Selon les principes de la géométrie hydraulique, une rivière va s'ajuster à un changement dans le débit et les apports sédimentaires en changeant le patron et la géométrie du chenal, c'est-à-dire la pente, la largeur, la sinuosité, la rugosité du lit

(Leopold et Maddock, 1953). Sur une échelle de 10^2 - 10^3 ans, les caractéristiques du chenal sont ajustées aux débits et à la charge sédimentaire de la rivière dans un état d'équilibre dynamique (Schumm, 1977). Un changement comme une baisse de niveau de base va provoquer un ajustement de la rivière non pas seulement avec la pente, mais également avec la géométrie et le patron du chenal (Schumm, 1977; Leopold et Bull, 1979). En fait, le système fluvial possède plusieurs degrés de liberté par lesquels il peut ajuster la géométrie du chenal aux variations de niveau de base, sans changer forcément la pente (Wescott, 1993). La réponse des rivières est donc plus complexe que le schéma aggradation-dégradation traditionnel. Selon Schumm (1993), elle dépend au moins de 10 variables externes, qui peuvent être regroupées en trois principaux groupes de facteurs : les contrôles de niveau de base, les contrôles géologiques et les contrôles géomorphologiques. Le premier groupe de variables inclut la direction, la magnitude, la vitesse et la durée de la variation du niveau de base. Les contrôles géologiques correspondent à la nature du substratum rocheux et à la présence de contrôles structuraux dans le lit de la rivière. Les variables géomorphologiques incluent la nature des alluvions, la morphologie de la vallée et la dynamique de la rivière.

Si l'amplitude de la baisse de niveau d'eau est faible, le cours d'eau va pouvoir s'ajuster en changeant la pente, la forme du chenal ou la rugosité du lit. Si l'amplitude de la baisse est grande, la rivière aura tendance à connaître une incision (Schumm, 1993). La vitesse de variation de niveau de base va également déterminer la réponse de la rivière. Selon des études en chenal expérimental, il y aurait une relation directe entre le taux d'érosion latérale et le taux de baisse de niveau de base (Yoxall, 1969; Wood et al., 1993). Si la variation est rapide, la rivière sera plus susceptible d'inciser son lit, alors que

si la baisse est plus lente, une importante migration latérale peut avoir lieu. La durée du changement est reliée à sa vitesse et à sa magnitude. Selon Schumm (1993) un changement long aura tendance à être lent et pourra provoquer un ajustement dans les paramètres du chenal qui mitigeront les effets de la variation de niveau de base à long terme. Une variation courte aura tendance à être rapide et large et pourra provoquer une incision significative du profil en long.

La propagation dans le système fluvial des effets d'une baisse du niveau de base va dépendre des contrôles structuraux dans la vallée, qui vont prévenir ou retarder les effets d'une baisse de niveau. La progression sera également dépendante de la nature des sédiments alluviaux de la vallée. Si les sédiments sont cohésifs, l'incision se propagera par la migration d'un *knickpoint*, tête de la zone d'érosion. Cette migration peut se faire sur une longue distance selon une étude dans un chenal expérimental, où un *knickpoint* développé après une baisse de niveau de base a incisé le lit sur toute sa longueur (Begin et al., 1981). Dans le cas de rivières à lit sableux, le changement induit par les variations de niveau de base se limiterait à une zone aval moindre (Brush et Wolman, 1960). L'étude du comportement d'un *knickpoint* développé après une baisse de niveau de base dans un chenal expérimental a montré qu'à mesure de sa migration, la pente du *knickpoint* est réduite rapidement par la rivière jusqu'à atteindre le gradient de pente moyen du cours d'eau (Figure 1.2). Les auteurs ont également noté que la faible cohésion des alluvions entraîne un ajustement de la rivière par érosion des berges et augmentation de la largeur du chenal.

Enfin la morphologie de la vallée détermine aussi fortement la manière dont la rivière va s'ajuster. Un chenal confiné dans une vallée étroite ne pourra que répondre par

une incision ou une accumulation verticale, alors qu'un chenal dans une large plaine d'inondation va être également capable de migrer latéralement (Schumm, 1993). Dans le cas d'un chenal confiné, l'incision sera d'autant plus profonde que l'énergie du courant concentrée par la vallée entaillée sera forte. L'effet de la baisse de niveau pourra alors concerner une partie relativement plus longue du système fluvial.

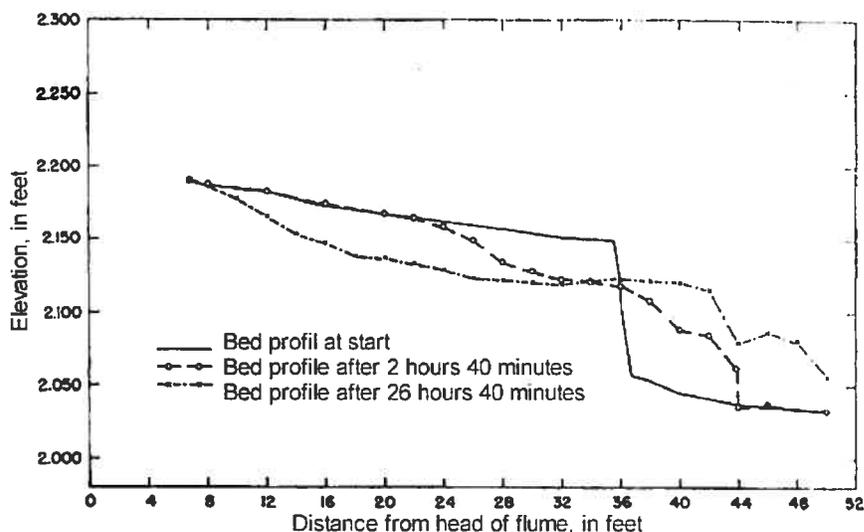


Figure 1.2. Effet d'une baisse de niveau de base sur l'évolution d'un *knickpoint* dans un chenal expérimental composé de matériel non cohésif. La pente du profil se réduit rapidement jusqu'à se stabiliser lorsqu'elle a atteint le gradient de pente moyen du chenal (Brush et Wolman, 1960).

De nombreuses études stratigraphiques se sont penchées sur le problème de la propagation à l'amont des effets des variations eustatiques. Selon Fisk (1944), l'incision créée à cause de l'augmentation du gradient de pente durant le bas niveau marin du dernier maximum glaciaire s'est propagée jusqu'à 1000 km à l'amont du Mississippi. Elle a entraîné une réjuvenation du système et un transit complet des sédiments alluviaux sur toute cette distance. Des études récentes ont contredit l'importance de la fluctuation de niveau de base sur l'érosion alluviale, limitant son effet à 200 km à l'amont et sans

excavation complète de la vallée (Saucier, 1994). Le transit complet de sédiments durant les bas niveaux glaciaires n'a pas été le cas non plus dans les vallées de la plaine côtière du Texas (Blum et Price, 1998) ou dans celles du Rhin et de la Meuse (Törnqvist, 1998).

Des études se sont également intéressées à la limite de l'influence d'une hausse de niveau d'eau dans les vallées alluviales. Cette limite correspond à celle de la zone de recouvrement des sédiments côtiers de hauts niveaux sur les sédiments continentaux. Selon Blum et Törnqvist (2000), elle dépendra de la pente de la plaine d'inondation et des taux d'apport sédimentaire de la rivière. Cette distance est de 300 à 400 km pour le Mississippi qui a une faible pente et de hauts taux d'apport sédimentaire mais peut descendre fortement dans le cas de cours d'eau à forte pente et faibles apports de sédiments (Blum et Törnqvist, 2000).

À leur embouchure dans un plan d'eau, les rivières répondent à des fluctuations de niveau de base de manière tout aussi complexe. Les dépôts de plaine côtière enregistrent les réponses des rivières aux fluctuations de niveau de base et particulièrement au dernier cycle glacio-isostatique du Quaternaire supérieur. Leur stratigraphie a fait l'objet de nombreuses études, notamment dans le but de prédire la localisation de ressources pétrolières. Le modèle conceptuel de la stratigraphie séquentielle, développé par ce cadre de recherche, occupe une grande importance dans la littérature actuelle. Les tenants de la stratigraphie séquentielle postulent que l'architecture des dépôts est dominée par les effets des fluctuations de niveau de base (Posamentier et Vail, 1988; Posamentier et al., 1988; Van Wagoner et al., 1990). La réponse de la rivière dépendra de l'accommodation, c'est-à-dire de l'espace disponible en-dessous du niveau marin pour l'accumulation de sédiments. La position du niveau de base va déterminer l'évolution vers la sédimentation

et la préservation, vers un simple transit ou vers l'érosion des dépôts. Les rivières ajusteront leur profil par aggradation ou dégradation. La réponse du système à un cycle eustatique est décrite à la Figure 1.3. Une baisse relative de niveau marin va provoquer un allongement du cours d'eau qui incisera sa vallée le long de la plate-forme émergée et déposera un prisme de bas niveau en bordure (Figure 1.3b et c). Il peut y avoir une incision ou bien un simple transit sédimentaire sur la plate-forme, car le niveau marin bas ne permet pas la stabilisation des sédiments. La hausse de niveau marin entraînera une aggradation des vallées précédemment entaillées par la baisse de niveau de base. Pendant cette montée va également se déposer une séquence transgressive ou de rétrogradation (Figure 1.3d). Un prisme de haut niveau est déposé à la fin de la remontée pendant les hauts niveaux d'eau et il se caractérise par des dépôts aggradant à la base puis majoritairement progradant (Figure 1.3e) (Posamentier et al., 1988; Posamentier et Vail, 1988). Le modèle de la stratigraphie séquentielle procure, selon Posamentier et Vail (1988), un moyen de prédire les cortèges sédimentaires des dépôts de bassin et de faire des corrélations au niveau régional et global, grâce à la dépendance des séquences stratigraphiques aux fluctuations eustatiques mondiales. Les auteurs soulignent tout de même la nécessité d'ajuster ce modèle général pour tenir compte des facteurs locaux comme la physiographie du bassin, les apports sédimentaires et la tectonique, qui peuvent aboutir à des patrons stratigraphiques spécifiques (Posamentier et al., 1988; Posamentier et Allen, 1993).

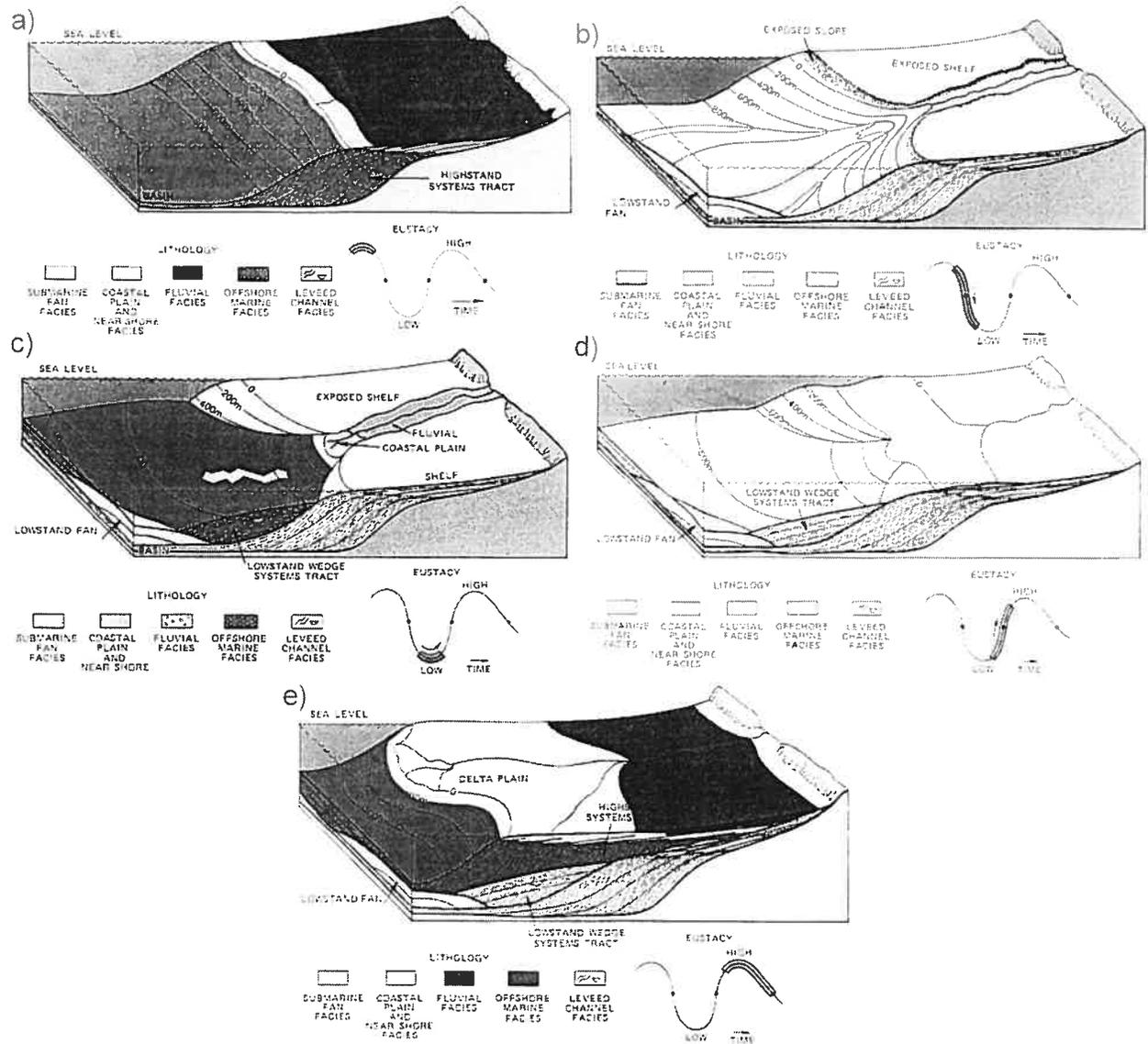


Figure 1.3. Le modèle conceptuel de la stratigraphie séquentielle. Les séquences vont s'empiler selon les variations de niveaux marins. Lors d'un haut niveau (a), un cortège progradant se dépose. Lors d'un intervalle régressif (b et c), la baisse de niveau (b) va aboutir à une incision de la vallée le long de la plate-forme émergée et au dépôt d'un éventail de bas niveau (lowstand fan) en bordure de la plate-forme. Un niveau bas (c) provoque le dépôt d'un prisme en bordure de plate-forme (lowstand wedge). Un intervalle transgressif (d et e) est caractérisé durant la remontée du niveau marin (d) par des dépôts de rétrogradation. Un prisme de haut niveau d'eau (highstand system tract) se dépose lors du haut niveau marin (e) (Posamentier et Vail, 1988).

La réponse de la rivière aux variations de niveau marin dépendra de la pente du rebord continental. Le modèle d'évolution de la stratigraphie séquentielle décrit ci-dessus s'applique à un environnement de marge continentale caractérisé par une rupture de pente relativement prononcée entre la plate-forme et les dépôts côtiers, ainsi qu'à une plate-forme dont la pente est égale ou plus élevée que celle de la plaine côtière. Dans le cas d'une marge continentale avec une plate-forme descendant en pente douce vers le bassin, la réponse de la rivière sera plus mitigée car une baisse de niveau ne provoquera pas une très grande érosion du cours d'eau, même s'il y aura une réjuvenation et un transit des

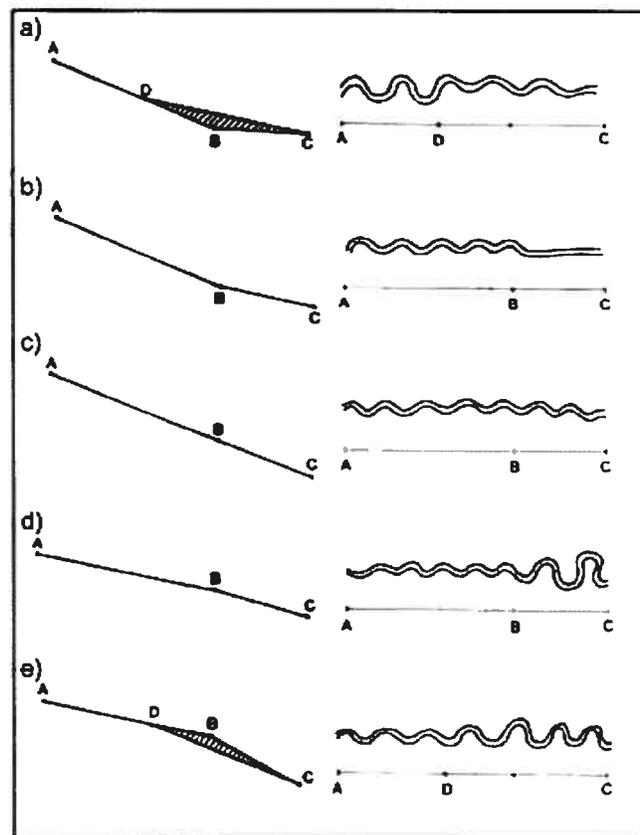


Figure 1.4. Effets d'une baisse de niveau de base (de B à C) sur le tracé et la pente d'un chenal à travers des marges continentales de différents gradients de pente (voir texte) (Schumm, 1993).

sédiments vers le bassin (Posamentier et Vail, 1988). Schumm (1993) présente un autre schéma conceptuel où la pente du rebord continental entraîne des modifications beaucoup plus significatives et plus complexes dans la réponse de la rivière aux fluctuations de niveau de base. La Figure 1.4 présente ce modèle d'ajustement de la rivière selon différentes inclinaisons de pente. Lorsque le gradient de pente de la zone émergée est beaucoup plus faible que celui du chenal (Figure 1.4a), la rivière expérimente une aggradation, ce qui fait décroître le gradient de sinuosité. Dans l'exemple b), le gradient de pente est relativement moins faible que dans l'exemple a) mais reste inférieur à celui du chenal, ce qui provoque une réduction de la sinuosité sans accumulation verticale. Dans l'exemple c), la pente du rebord continental est égale à celle de la rivière, il ne se passe aucun changement, hormis le rallongement du chenal. Dans l'exemple d), le gradient de pente est légèrement plus fort que celui du chenal, ce qui provoque une augmentation de la sinuosité de la rivière. Dans l'exemple e), le gradient de pente est si important que la rivière augmente son degré de sinuosité et entaille son lit (Schumm, 1993). Ce jeu de réponses n'est toutefois valable que dans le cas d'une rivière non confinée. Dans le cas d'une hausse de niveau de base, la réponse de la rivière selon la stratigraphie séquentielle consiste au dépôt d'une séquence transgressive puis d'un prisme de haut niveau. Toutefois des dépôts quaternaires en Nouvelle-Zélande présentent un schéma évolutif contraire, puisqu'une hausse de niveau d'eau a provoqué l'incision du lit des rivières côtières. Cette incision est expliquée par le fort gradient de pente de la plaine alluviale couplée à la forte érosion des vagues de haute énergie (Leckie, 1994).

Les réponses des rivières au niveau de l'embouchure vont également varier en fonction de la magnitude et de la vitesse de la variation eustatique. Selon un modèle

d'évolution de delta en 3D, de hauts taux de baisse de niveau de base conduisent au développement de quelques grandes vallées incisées sur la plate-forme émergée et au dépôt de sédiments dans des lobes élongés (Figure 1.5). De bas taux de baisse de niveau ne causent au contraire qu'une incision mineure qui n'arrive qu'à la fin de la baisse (Figure 1.5). Durant le bas niveau et lors de la hausse de niveau de base subséquente, des hauts taux de changement provoquent un épais dépôt deltaïque transgressif accompagné du développement d'une surface d'inondation maximum, alors que des taux bas ne provoquent qu'un dépôt transgressif mineur (Ritchie et al., 2004a).

Le modèle de la stratigraphie séquentielle accorde une grande importance à l'accommodation, qui détermine la place disponible pour l'accumulation. Le taux de variation de l'accommodation dépend de l'eustasie et de la subsidence. Le jeu entre ces deux paramètres va déterminer deux types de zone d'accumulation à la marge du bassin (Posamentier et Allen, 1993, 1999) : une zone où le taux de subsidence est toujours supérieur au taux de baisse eustatique et où il n'y aura donc pas de baisse relative du niveau de base et une zone où le taux de subsidence peut être parfois plus faible que le taux de baisse eustatique, provoquant un intervalle de baisse relative de niveau de base. Pendant un cycle de baisse de niveau marin, la première zone sera caractérisée par une progradation suivie d'une aggradation sans développement de zone de transit de sédiments ni de dépôts de niveau bas; la seconde zone pourra être caractérisée par le développement d'une zone de transit de sédiments et par la possible incision de vallées. Le modèle numérique de Ritchie et al. (2004b) montre que dans le cas d'une marge de bassin à fort taux de subsidence, le niveau de base relatif peut continuellement augmenter

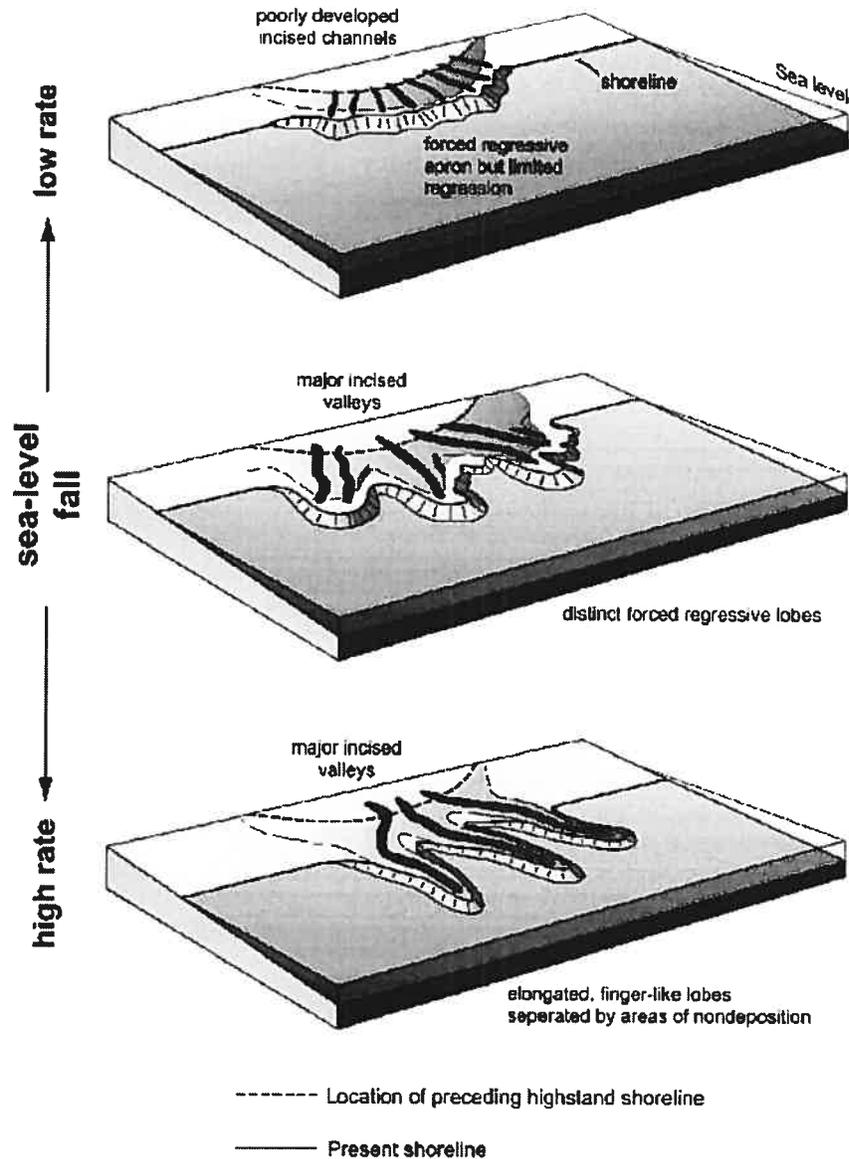


Figure 1.5. Diagramme schématique présentant la réponse d'une rivière à une baisse de niveau de base, dépendamment de la magnitude et de la vitesse de la variation. Un faible taux de changement aboutit à une incision mineure et à des dépôts de rétrogradation limités; un fort taux de changement provoque la formation de quelques grandes vallées incisées et un dépôt dans de larges lobes élongés (Ritchie et al., 2004a).

et complètement annuler les effets des variations eustatiques à un endroit particulier. Gawthorpe et al. (1997) en fournissent un exemple dans le rift du Golfe de Suez durant le Miocène où de hauts taux de subsidence le long d'une faille normale majeure ont supprimé l'effet de baisses rapides de niveau marin. Une séquence aggradante s'est déposée là où la subsidence était maximum alors que des surfaces d'érosion régressive se sont développées aux extrémités de la faille.

Les dépôts côtiers et deltaïques sont contrôlés à la fois par le taux de variation dans l'accommodation et le taux d'apport de sédiments (Schlager, 1993). Les réponses des rivières à des fluctuations eustatiques couplées à des variations dans les apports sédimentaires sont complexes. Selon Posamentier et Allen (1993), le jeu entre les deux variables amènera des changements dans l'architecture des strates à l'intérieur des séquences, sans modifier les limites de ces dernières. Cependant, ces changements pourraient avoir des conséquences plus importantes et toucher également les modalités d'empilement. Selon Ritchie et al. (2004b), l'architecture des séquences n'est pas la même pour un delta avec de faibles apports sédimentaires que pour un delta avec des apports sédimentaires importants. Dans ce dernier cas, une baisse de niveau conduirait au développement d'un large delta en éventail latéralement continu, type de dépôt jamais inclus dans les modèles de stratigraphie séquentielle (Posamentier et Vail, 1988; Van Wagoner et al., 1990). Selon Leeder et Stewart (1996), une augmentation des taux d'apport sédimentaire peut dépasser l'effet d'une fluctuation eustatique et conduire à une progradation sans incision durant une baisse de niveau marin. D'après leur modèle de transport de sédiments, l'augmentation de la charge sédimentaire ne devrait pas être si

grande pour que cette tendance puisse être observée, si bien que de telles conditions auraient été réunies fréquemment et seraient enregistrées dans les sédiments anciens.

Les changements dans les taux d'apport sédimentaire peuvent être causés par les variations de niveau de base, qui provoquent une incision du chenal à l'amont, délivrant ainsi des sédiments vers l'aval. Cette incision peut être toutefois très limitée (Schumm, 1993). À l'échelle quaternaire, des variations dans les taux d'apport sédimentaire et les débits des rivières peuvent être également provoquées par des changements climatiques. Une variation du climat peut entraîner des transformations majeures dans le profil en long ainsi que dans le patron et la morphologie du chenal (Blum et Törnqvist, 2000). À l'échelle des derniers mille ans, les changements anthropiques vont également avoir un effet important sur le système fluvial. Ces variables joueront sur la stratigraphie des dépôts de plaine côtière.

Les deltas actuels constituent des enregistrements stratigraphiques qui conservent la réponse des rivières aux fluctuations eustatiques, aux changements climatiques et aux changements anthropiques ainsi qu'à l'influence de la tectonique. Les études concernent généralement de grands systèmes deltaïques, comme le Mississippi ou le Ganges-Brahmapoutre. Si les deltas des tributaires du Saint-Laurent sont petits et d'âge holocène, ces exemples anciens n'en demeurent pas moins pertinents, puisqu'ils apportent des enseignements qualitatifs sur les processus en jeu lors d'une fluctuation de niveau de base.

Le delta du Rhin et de la Meuse fournit un exemple d'une construction particulièrement influencée par les derniers cycles glacio-eustatiques (Törnqvist, 1993; Törnqvist et al., 2000). Le delta a connu des alternances de bas et de hauts niveaux marins

qui ont abouti à la construction et à la dégradation de prismes côtiers. Les bas niveaux marins ont provoqué un dépôt de sédiments fluviaux mais également une érosion des prismes côtiers développés lors des hauts niveaux marins précédents, si bien que les dépôts deltaïques sont constitués principalement de séquences mises en place lors de bas niveaux d'eau. Les fluctuations de niveau de base ont également des conséquences sur le nombre de chenaux, le taux et la fréquence d'avulsion de la rivière. Une plus grande fréquence d'avulsions est corrélée avec une hausse du niveau de base (Törnqvist, 1994).

L'étude du delta du Mississippi a fourni une littérature très abondante, qui a fait l'objet de nombreuses synthèses (Frazier, 1967; Gould, 1970; Coleman et al., 1998). Depuis la stabilisation du niveau marin il y a 7000 ans BP, le delta du Mississippi se caractérise par la formation de lobes progradant (Figure 1.7), successivement abandonnés après un temps d'activité d'environ 1000 ans (Frazier, 1967). L'accumulation sédimentaire importante provoque une forte subsidence qui crée rapidement de nouveaux espaces d'accommodation.

Sur le pourtour de la Méditerranée, les deltas se sont développés en fonction des fluctuations eustatiques et de différents contrôles locaux (Amorosi et al., 2003; Somoza et al., 1998; Bellotti et al., 2004; Arnaud-Fassetta et Provensal, 1999). Lors de la hausse de niveau d'eau holocène, le delta du Pô a été successivement caractérisé par le développement d'un estuaire puis par son comblement et enfin par une aggradation généralisée, conséquences de jeux complexes entre les fluctuations eustatiques, le climat, la subsidence et les processus autocycliques du système fluvial (Amorosi et al., 2003).

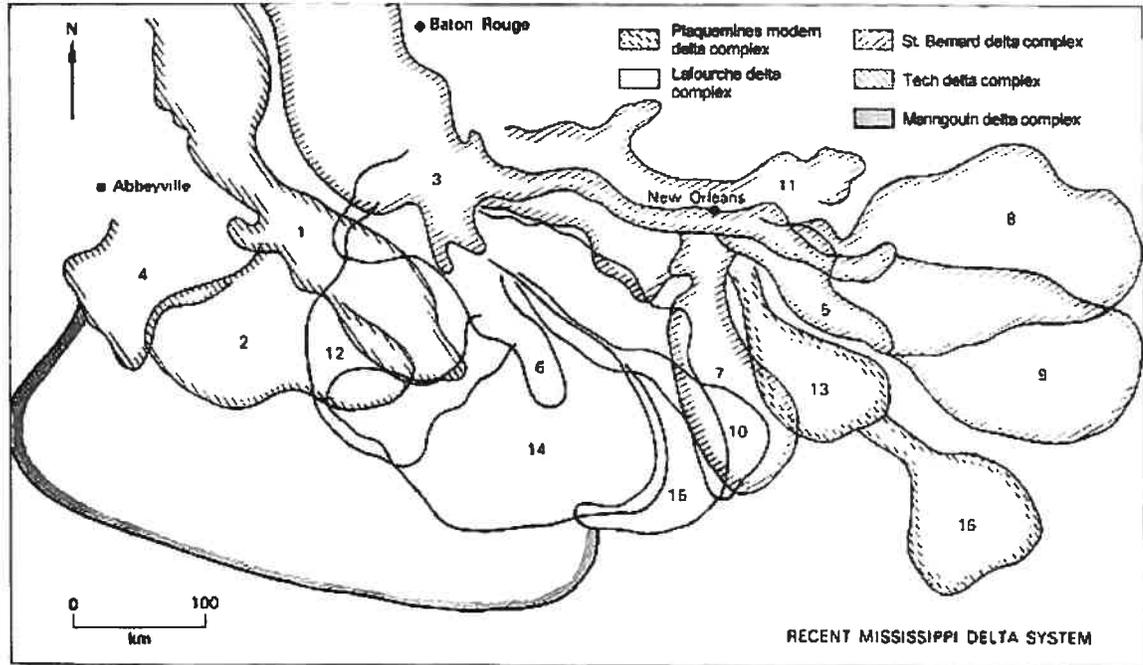


Figure 1.6. Le delta actuel du Mississippi a été précédé d'une série de delta de 'haut-fond' qui ont progradé à travers une plate-forme peu profonde. Depuis 7000 ans BP, quatre complexes deltaïques majeurs comprenant 15 lobes ont été successivement formés et abandonnés (Elliott, 1986, d'après Frazier, 1967).

En Asie du sud et du sud-est, les réponses aux fluctuations eustatiques des grands systèmes comme le fleuve Jaune et le Yangtze (Hori et al., 2001; Saito et al., 2001), le Gange-Brahmapoutre (Goodbred et Kuehl 2000; Allison et al., 2003; Goodbred et al., 2003), le Chao Phraya (Tanabe et al., 2003) sont toutes caractérisées par la charge élevée de sédiments. Le delta du Gange-Brahmapoutre a connu le développement d'une séquence majeure de dépôt dès 11 000 ans BP avant la stabilisation du niveau marin, du fait d'apports sédimentaires massifs. Cette grande accumulation est également due au large espace d'accommodation créé par l'augmentation relative du niveau de base du fait de la subsidence importante, causée par les processus tectoniques (Goodbred et Kuehl,

2000). Le delta du Chao Phraya s'est développé rapidement à partir de la stabilisation du niveau marin il y a 7000 ans BP. Cette progradation est aussi liée au développement d'un large banc de vase à la tête du bassin de réception peu profond, ce qui a encouragé son remplissage rapide (Tanabe et al., 2003). Le delta du fleuve Jaune est caractérisé par une augmentation importante du volume de sédiments durant les derniers 6000 ans BP et plus particulièrement depuis 1000 ans BP. L'augmentation a été causée par la déforestation et la mise en culture des terres, ainsi que par la construction de levées qui empêchent la sédimentation dans les plaines alluviales (Saito et al., 2001).

L'évolution holocène des deltas est marquée par le poids important des changements anthropiques sur l'accumulation sédimentaire. Le delta d'Ombrone (Méditerranée) s'est surtout développé durant les derniers 3000 ans BP alors que le niveau de base était relativement stable depuis 6000 ans BP (Bellotti et al., 2004). Cette évolution a été dépendante des conditions climatiques, de la dynamique littorale et des actions humaines, notamment de l'endiguement de la rivière qui a provoqué une augmentation de l'accumulation sédimentaire à l'embouchure. Le delta du Rhône se caractérise par une érosion importante de son chenal depuis le 20^e siècle et tout particulièrement depuis 1960 (Antonelli et al., 2003). Les changements morphologiques du chenal seraient dus au climat (fin du Petit Âge glaciaire) et aux actions anthropiques à l'amont, où le reboisement des versants alpins a provoqué une baisse de la production sédimentaire dans le système fluvial (Arnaud-Fassetta et Provensal, 1999).

Les deltas lacustres ont fait l'objet d'une littérature moins abondante que les deltas marins, même si de nombreuses études ont été menées au Canada sur des deltas d'âge holocène. Selon Smith (1991), dans les lacs, l'absence de marées supérieures à quelques

centimètres, l'énergie plus faible des vagues ainsi que la plus faible salinité du plan d'eau produisent des morphologies, des processus de dépôts et des lithofaciès distincts des deltas marins. La plus faible profondeur des bassins conduit également à une étendue plus grande des sédiments deltaïques (Tye et Coleman, 1989). Smith distingue quatre types de delta lacustres : les deltas tressés (*braid delta*), les deltas en éventail comprenant des lits frontaux (*fan-foreset delta*), les deltas se caractérisant par la présence de bancs stables à l'embouchure du chenal (*stable channel-mouth bar delta*), et les deltas dont la morphologie est influencée principalement par les vagues (*wave delta*). Des dix plus larges deltas lacustres au Canada, cinq sont tressés, quatre se caractérisent par la présence de bancs stables à l'embouchure du chenal et un est du type dominé par les vagues (Smith, 1991). Les deltas en éventail comprenant des lits frontaux sont généralement plus petits et concernent des bassins-versants pentus. Ils ont été l'objet de la plupart des études sur les deltas lacustres canadiens. Ils sont presque tous caractérisés par un apport sédimentaire très important durant l'Holocène (Smith et Jol, 1987; Dirszowsky et Desloges, 2004; Pelpola et Hickin, 2004; Friele 2005). Cette accumulation rapide a été liée pour le delta du lac Moose à un changement climatique (Dirszowsky et Desloges, 2004), pour le delta de Lilloet à de grands glissements de terrain associés à la présence d'un volcan dans le bassin-versant (Friele et al., 2005). Le delta de Fitzsimmons Creek en Colombie-Britannique, qui a connu une importante progradation sédimentaire depuis 52 ans (Figure 1.7), subirait les conséquences de facteurs naturels (crues, laves torrentielles) et anthropiques, comme des changements dans l'utilisation du sol (Pelpola et Hickin, 2004). Un petit delta lacustre en Suède a également fait l'objet d'une étude, qui a révélé un taux moyen de sédimentation relativement lent de 150 m^2 par an depuis les quarante

dernières années. La formation de la majeure partie du delta serait associée à la baisse du niveau des lacs glaciaires, durant et après la déglaciation de la région (Andrén et al., 1984). Les deltas lacustres de granulométrie plus fine sont également caractérisés par de forts taux d'accumulation depuis l'Holocène. Dans la plaine du Mississippi, le delta du lac Fausse-Pointe a progradé de 6.5 km et couvert plus de 29 km² en 12 ans, remplissant partiellement son lac (Tye et Coleman, 1989). Dans les Rocheuses, le delta de la rivière Bow a progradé à partir de la stabilisation du niveau du lac Vermilion entre 10 000 et 8000 ans BP, le comblant et formant ainsi les lacs Vermilion actuels (Kostaschuck et Smith, 1983). Ces différents exemples montrent que les deltas lacustres peuvent porter l'empreinte des fluctuations de niveau d'eau locales, mais également l'effet de processus morphologiques variables d'un endroit à un autre.

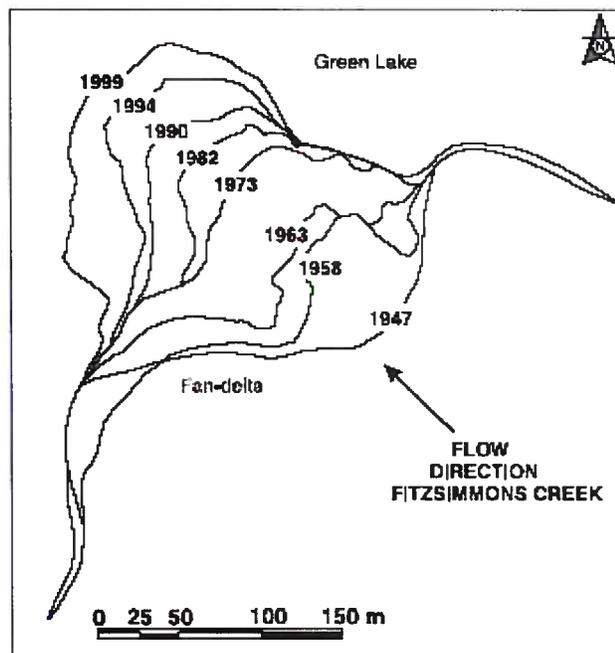


Figure 1.7. Cartographie de la progradation rapide du delta de Fitzsimmons Creek d'après des photographies aériennes entre 1947 et 1999 (Pelpola et Hickin, 2004).

En conclusion, la réponse principale de la rivière aux fluctuations de niveau de base est l'allongement ou le raccourcissement du chenal, ainsi que des changements verticaux dans le profil longitudinal (Blum et Törnqvist, 2000). Cette réponse n'est cependant pas systématique et aura une propagation plus ou moins limitée vers l'amont car elle dépend des taux de variation de niveau de base, des conditions locales à l'amont et dans le bassin de réception ainsi que des processus d'ajustement du système fluvial. Les réponses des rivières peuvent être ainsi circonscrites géographiquement, de façon non déterministe et non linéaire. Afin de prévoir les impacts de la baisse de niveau d'eau du Saint-Laurent sur ses tributaires, il est donc nécessaire d'analyser leur dynamique passée spécifique, notamment à travers l'étude de leur delta.

2. Objectifs, Contexte et Méthodes

2.1 OBJECTIFS

Le premier objectif de cette étude consiste à caractériser la dynamique passée d'un tributaire du Saint-Laurent en réponse aux changements anthropiques et aux fluctuations de niveaux d'eau. La rivière Yamachiche constitue le tributaire à l'étude. Son delta se situe sur la rive nord du lac Saint-Pierre.

Le second objectif consiste à expérimenter des techniques appropriées à l'élaboration de cette dynamique, et notamment de tester la méthode de datation par luminescence optique pour reconstituer l'évolution passée du delta. La luminescence optique est une technique qui mesure le temps depuis la dernière exposition du sédiment à la lumière solaire (Aitken, 1998). Bien qu'appliquée originellement aux milieux éoliens, elle a été étendue récemment aux milieux fluviaux, posant de nouveaux problèmes méthodologiques. En essayant d'obtenir des dates fiables pour les feldspaths provenant des sédiments du delta de la rivière Yamachiche, cette étude teste les limites d'applicabilité de la méthode.

2.2 CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE

Le lac Saint-Pierre correspond à un élargissement du Saint-Laurent à l'amont de Trois-Rivières, entre Québec et Montréal (Figure 2.1). Il se trouve dans la région des Basses Terres du Saint-Laurent, caractérisée par la présence d'un soubassement géologique d'âge cambro-ordovicien. Les roches des Basses Terres se sont formées lors

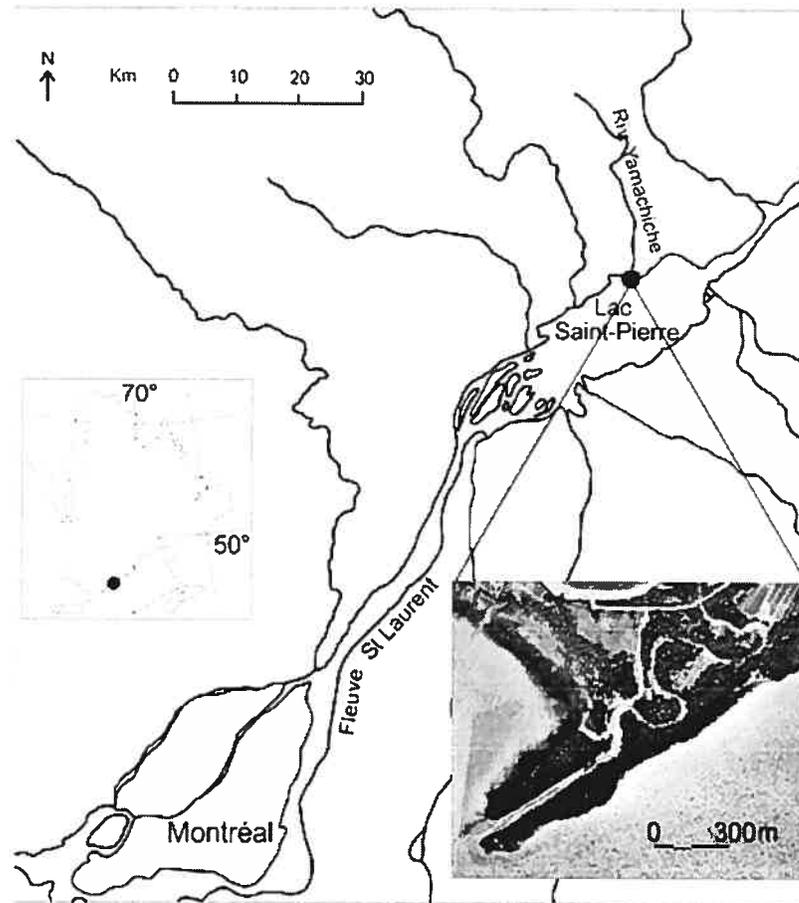


Figure 2.1. Localisation du site d'étude: Le delta de la Yamachiche (photographie HMQ9713), petit tributaire du fleuve Saint-Laurent au niveau du lac Saint-Pierre, Québec méridional.

d'un cycle orogénique majeur, comprenant le démembrement d'un super continent à la fin du Protérozoïque, la création d'un rift continental envahi par la mer puis son élargissement progressif pour former l'océan Iapetus, et enfin la fermeture graduelle de cet océan à partir de l'Ordovicien (Brisebois et Brun, 1994). Les roches sédimentaires non plissées constituant les Basses Terres ont été mises en place lors de l'immersion de la marge continentale par l'océan Iapetus. Les Basses Terres sont bordées au nord par le Bouclier canadien, composé de roches ignées et métamorphiques d'âge précambrien qui constituaient un fragment du super continent protérozoïque. Elles sont bordées au sud par

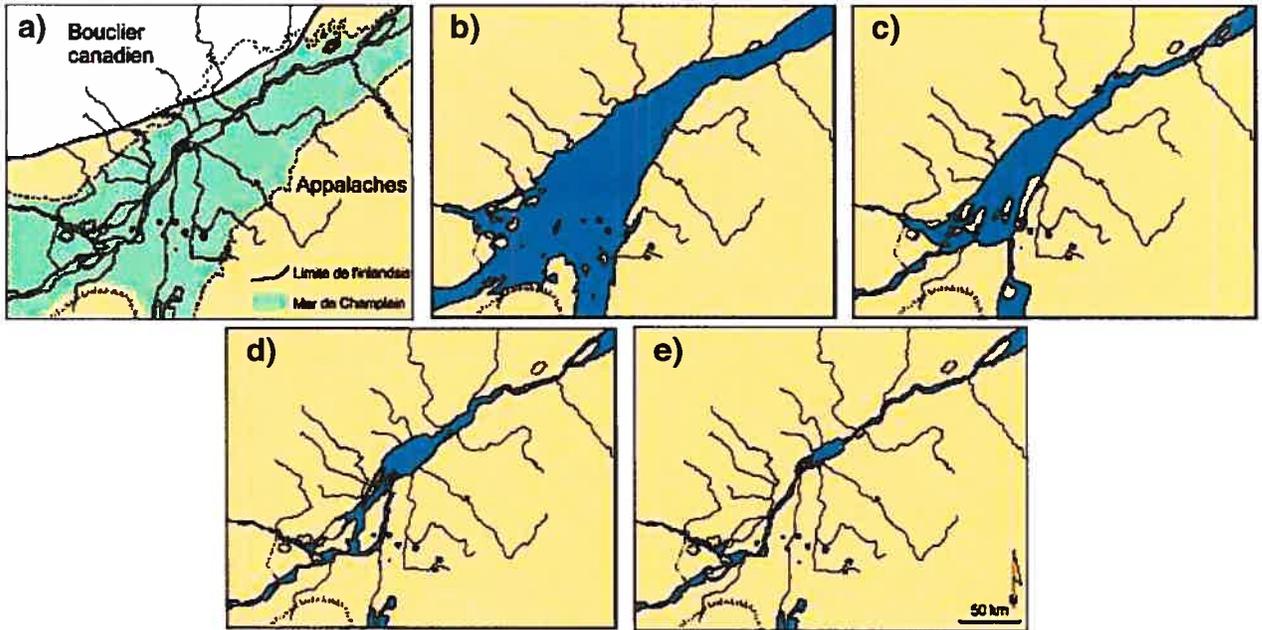


Figure 2.2. Étapes de la mise en place du réseau hydrographique du Saint-Laurent dans les Basses Terres. a) Le retrait de l'inlandsis laurentidien il y a 11 100 ans BP entraîne l'apparition et l'extension maximale de la Mer de Champlain à 200 m asl. b) L'étape Rigaud du lac à Lampsilis à 60 m asl. c) L'étape Montréal à 31 m asl. d) L'étape Saint-Barthélémy à 16-20 m asl. e) Le réseau hydrographique actuel (d'après MacPherson, 1967).

les Appalaches, comprenant des roches plissées et métamorphisées qui ont été formées durant la fermeture de l'océan Iapétus.

Les Basses Terres sont recouvertes par d'épaisses formations superficielles mises en place lors des différents épisodes marin et lacustre qu'a connus la région après la dernière grande glaciation du Wisconsinien. Vers 18 000 ans ¹⁴C BP, une grande partie de l'Amérique du Nord était couverte par l'inlandsis Laurentidien, qui atteignait sa limite maximale d'extension (Pagé, 1992). Le retrait de la glace s'est amorcé au sud du Québec vers 11 550 ans ¹⁴C BP et s'est accompagné de la formation de lacs proglaciaires (Parent et Occhietti, 1999; Richard et Occhietti, 2005). À 11 100 ¹⁴C BP, le retrait de la glace

entraîne l'invasion de la Mer de Champlain dans les Basses Terres du Saint-Laurent (Richard et Occhietti, 2005) (Figure 2.2). À partir d'environ 9800 ans ^{14}C BP, la Mer de Champlain fait place au lac d'eau douce à *Lampsilis* (Elson, 1969). À mesure de la remontée isostatique du continent, le lac connaît des baisses successives d'altitude, ponctuées par trois phases de stabilisation (MacPherson, 1967). Les paléo-rivages de Rigaud, de Montréal et de Saint-Barthélémy sont les témoins de ces stabilisations (Figure 2.2). Sur la rive nord du lac Saint-Pierre, ils se situent à des altitudes successives de 60 m, 31 m et 16-20 m. À la suite d'une grande baisse de niveau d'eau vers 7500 ans, le lac à *Lampsilis* laisse place au Proto-Saint-Laurent (Lamarche, 2005), ou Proto-lac Saint-Pierre dans notre région d'étude. La phase du Proto-lac Saint-Pierre est caractérisée par trois fluctuations majeures de niveau d'eau, ainsi que par des périodes de bas niveaux d'eau proches des niveaux actuels du fleuve (Lamarche, 2005). Un dernier haut niveau a été enregistré à 1000 ans pour une plage située à 6 m d'altitude.

Aujourd'hui, le lac Saint-Pierre est un lac peu profond alimenté principalement par le Saint-Laurent. Sa profondeur moyenne est de 3 m et atteint 11.3 m dans le chenal de la voie maritime qui le traverse (Figure 2.3). Le débit et les niveaux d'eau du lac sont principalement déterminés par ceux du fleuve. Le débit moyen annuel est de $9\,725\text{ m}^3/\text{s}$ à Sorel, à l'entrée du lac, et de $10\,500\text{ m}^3/\text{s}$ à la sortie, à Trois-Rivières. Les tributaires du lac comptent pour 7.4 % du débit total (Morin et Bouchard, 2001). Le niveau annuel moyen du lac est de 5 m. S'il est resté relativement constant à l'échelle de la période 1912-1997, il est par contre caractérisé à une échelle décennale par des cycles de hauts et de bas niveaux d'eau qui atteignent une amplitude de 1.33 m (Figure 2.4). Ils sont

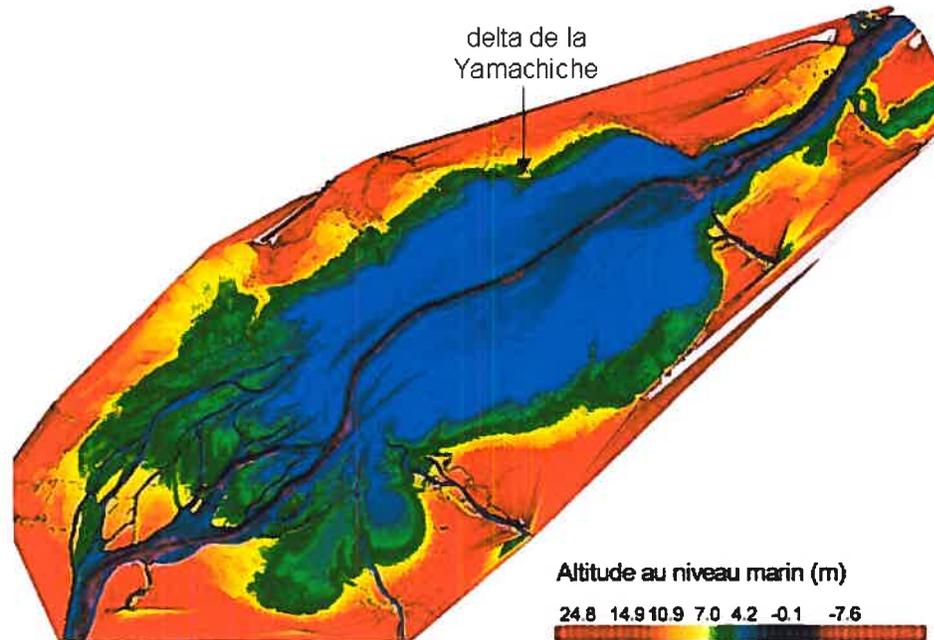


Figure 2.3. Le lac Saint-Pierre, modèle numérique d'élévation de terrain (Environnement Canada, 2004).

provoqués par les fluctuations des débits du Saint-Laurent, qui varient sur des amplitudes de 5 000 à 10 000 m³/s. Ces fluctuations correspondent à des cycles climatiques influençant la quantité de précipitation et d'évaporation sur les Grands Lacs (Morin et Bouchard, 2001). Le niveau du fleuve est également marqué par des fluctuations saisonnières importantes, malgré la régularisation des débits du Saint-Laurent depuis 1958 (Figure 2.5). L'influence des tributaires, notamment la rivière Outaouais, sur les niveaux d'eau du fleuve restent grande et se fait particulièrement sentir lors de la crue printanière (Morin et Bouchard, 2001). Les périodes de hauts niveaux se situent au printemps suite à la fonte des neiges et les niveaux minimums à la fin de l'été (Figure 2.5). L'influence des marées est faible dans le lac Saint-Pierre, puisqu'à Sorel l'amplitude

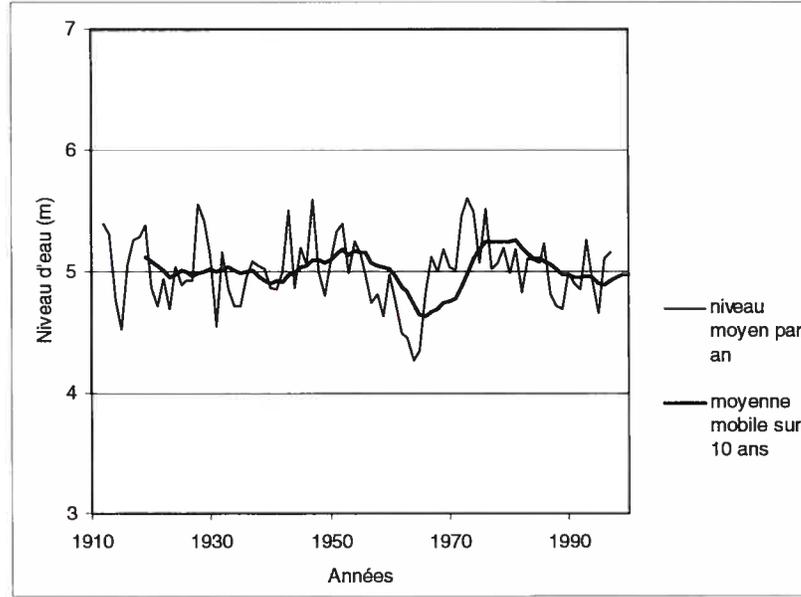


Figure 2.4. Les niveaux d'eau annuels moyens du Saint-Laurent à Sorel de 1912 à 1997. Source: données Hydat, 2002, d'Environnement Canada.

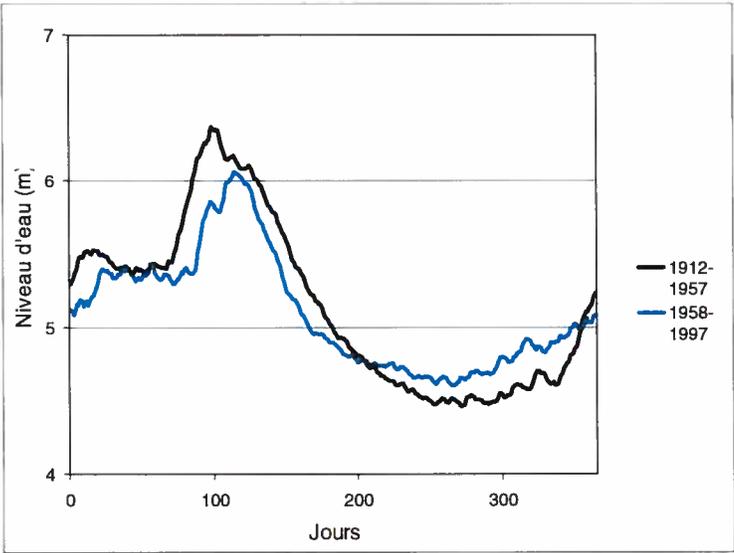


Figure 2.5. Les niveaux d'eau journaliers moyens du Saint-Laurent à Sorel sur la période 1912-1958 et 1958-1997, avant et après la régularisation des débits. L'écart entre les niveaux d'eau maximums et les niveaux d'eau minimums a été réduit. Source: données Hydat, 2002, d'Environnement Canada.

de la marée semi-diurne est de 5 cm et celle de la marée semi-lunaire est de 25 à 35 cm (Morin et Bouchard, 2001). Par contre, les vagues peuvent augmenter les niveaux d'eau de façon particulièrement importante, surtout au printemps lorsque le vent souffle dans une direction SSO-NNE où le fetch atteint alors 30 km (Morin et Champoux, 2002). Dans le cas d'un vent printanier de 35 km/h et d'un débit de 9500 m³/s, l'énergie des vagues est plus élevée au nord et à l'ouest du lac Saint-Pierre (Figure 2.6). En conséquence, le delta de la rivière Yamachiche est particulièrement exposé à des vagues de forte énergie sur sa côte est.

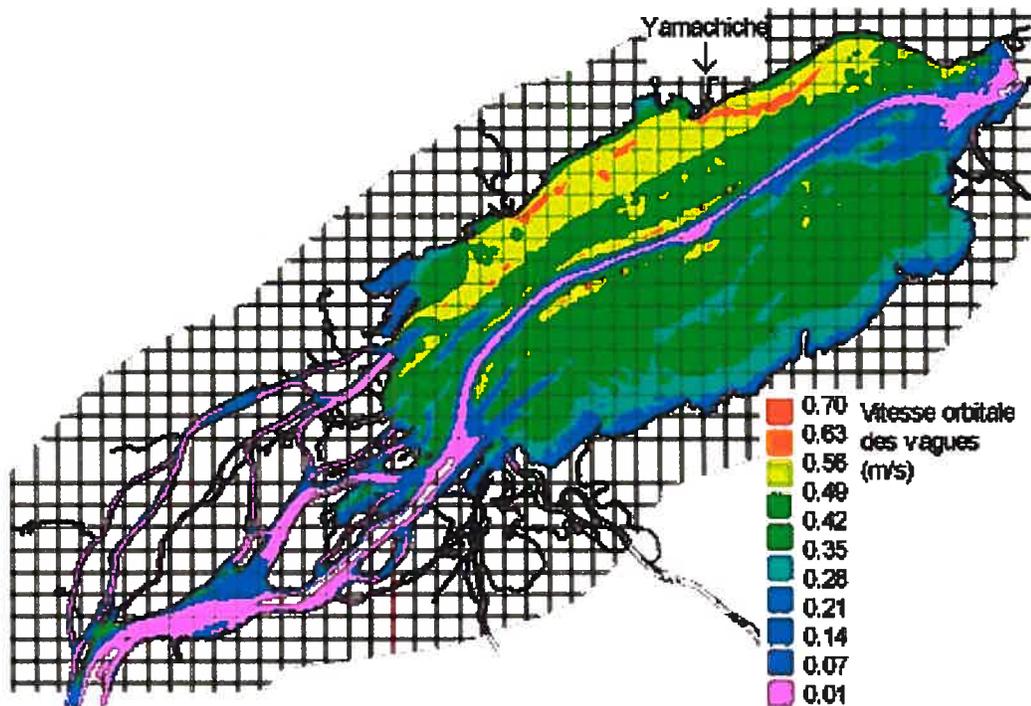


Figure 2.6. Vitesse près du fond générée par les vagues associées à un vent de printemps de 35 km/h et à un débit de 9 500 m³/s dans le lac Saint-Pierre. Modélisation Environnement Canada, 2002.

Le Saint Laurent a subi de nombreux aménagements qui ont joué sur le débit et les niveaux d'eau. Les plus importants d'entre eux ont été la construction de la voie maritime et la régularisation des débits en provenance des Grands Lacs par la construction d'un barrage à l'exutoire du lac Ontario à la fin des années 50. La construction du chenal de navigation a eu des effets incertains sur l'hydraulique du fleuve. Il est tout de même admis que la canalisation de l'écoulement au centre du lac a fait réduire les vitesses le long des rives (Figure 2.7) (Morin et Côté, 2003). La régularisation des débits a provoqué

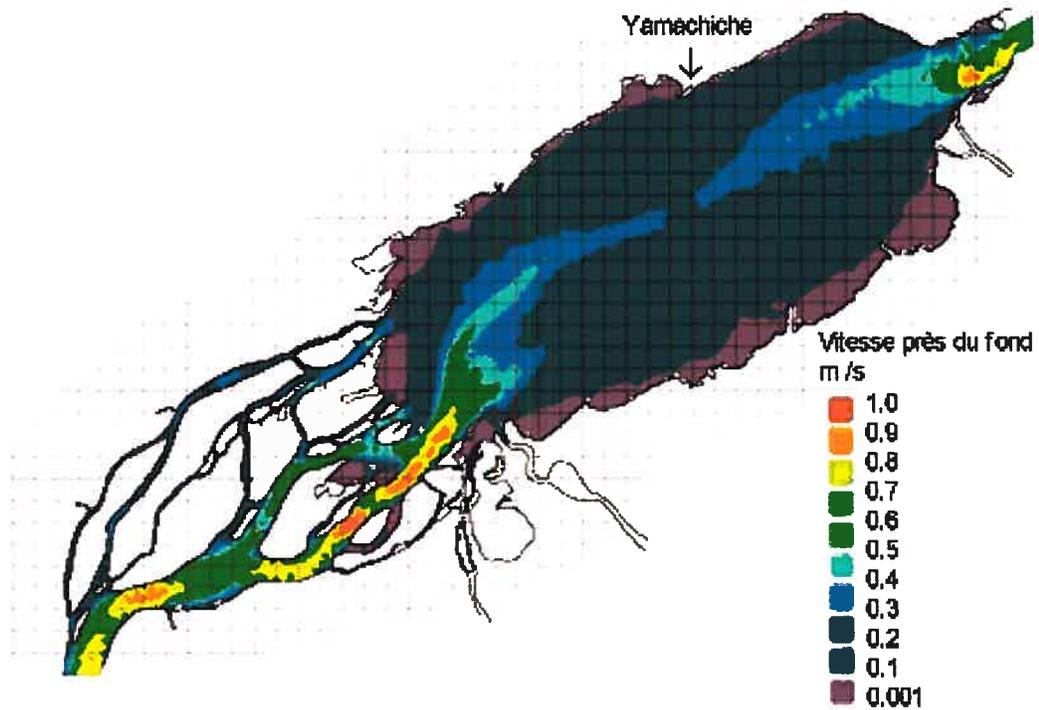


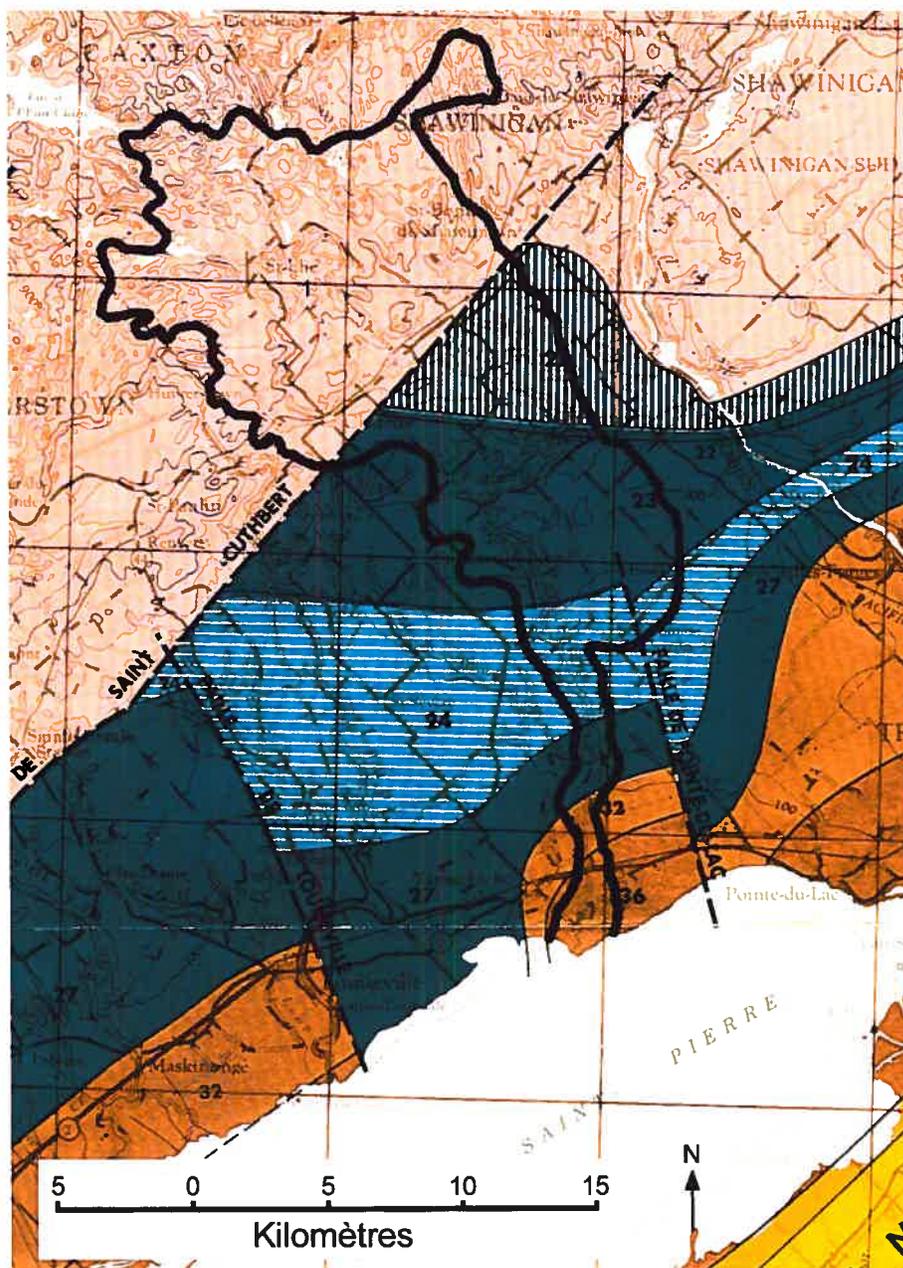
Figure 2.7. Vitesse du courant dans le lac Saint-Pierre pour un débit de 12 000 m³/s à Sorel. Modélisation Environnement Canada, 2002.

une forte diminution des variations saisonnières (Figure 2.5). La crue printanière a été réduite en termes de débit et de durée. Les niveaux bas de l'été et de l'hiver ont augmenté

et montrent une plus grande stabilité. Le fleuve a également été caractérisé dans les années 30 par la construction de réservoirs entre Montréal et le lac Saint-Pierre, dans le but de rehausser les niveaux d'eau pour la navigation. Les réservoirs ont été cependant souvent détruits et reconstruits et auraient donc un impact limité sur l'hydraulique du fleuve (Morin et Bouchard, 2001).

2.3. CARACTÉRISTIQUES DU BASSIN DE LA YAMACHICHE

Le bassin-versant de la Yamachiche est d'une superficie de 380 km². Il se situe en majorité dans la région physiographique des Basses Terres du Saint-Laurent au relief plat, constituée de roches sédimentaires comprenant des calcaires, des schistes et des grès (Figure 2.8). Il s'étend jusqu'à une zone plus vallonnée à l'amont correspondant au Bouclier canadien et plus précisément à la province géologique de Grenville. La faille de Saint-Cuthbert sépare les deux formations géologiques. La province de Grenville est constituée de roches métamorphiques et magmatiques précambriennes comprenant des gneisses, des granites et des anorthosites (Globensky, 1985). Ces roches affleurent à l'amont du bassin-versant, alors que dans les Basses Terres, le socle rocheux est recouvert par une grande épaisseur de dépôts meubles. La géologie des formations superficielles du bassin est fortement marquée par les différents épisodes marin et lacustre qu'a connus la région après le retrait des glaces. Le bassin-versant est presque entièrement recouvert de sédiments mis en place lors de l'épisode de la Mer de Champlain. Il s'agit en majorité de sédiments fins d'eau profonde et de sédiments deltaïques (Figure 2.9). Les sédiments



GRENVILLE
PRÉCAMBRIEN
1 gneiss, granite, anorthosite, etc.

BASSES TERRES DU SAINT-LAURENT
ORDOVICIEN SUPÉRIEUR
36 shale, grès

ORDOVICIEN MOYEN
32 shale
27 calcaire argileux, shale
24 calcaire cristallin micritique et nodulaire
23 calcaire cristallin, crinoïdal
22 calcaire cristallin, nodulaire et argileux
21 dolomie, calcaire, grès

Figure 2.8. Carte géologique du bassin-versant de la Yamachiche et de ses environs (Globensky, 1985).

d'eau profonde sont composés de limon argileux et d'argile limoneuse pouvant atteindre une épaisseur supérieure à 90 m. Les sédiments deltaïques sont composés de limon argileux et d'argile limoneuse pouvant atteindre une épaisseur supérieure à 90 m. Les sédiments deltaïques sont composés de sable et gravier sur une épaisseur de 1 à 40 m

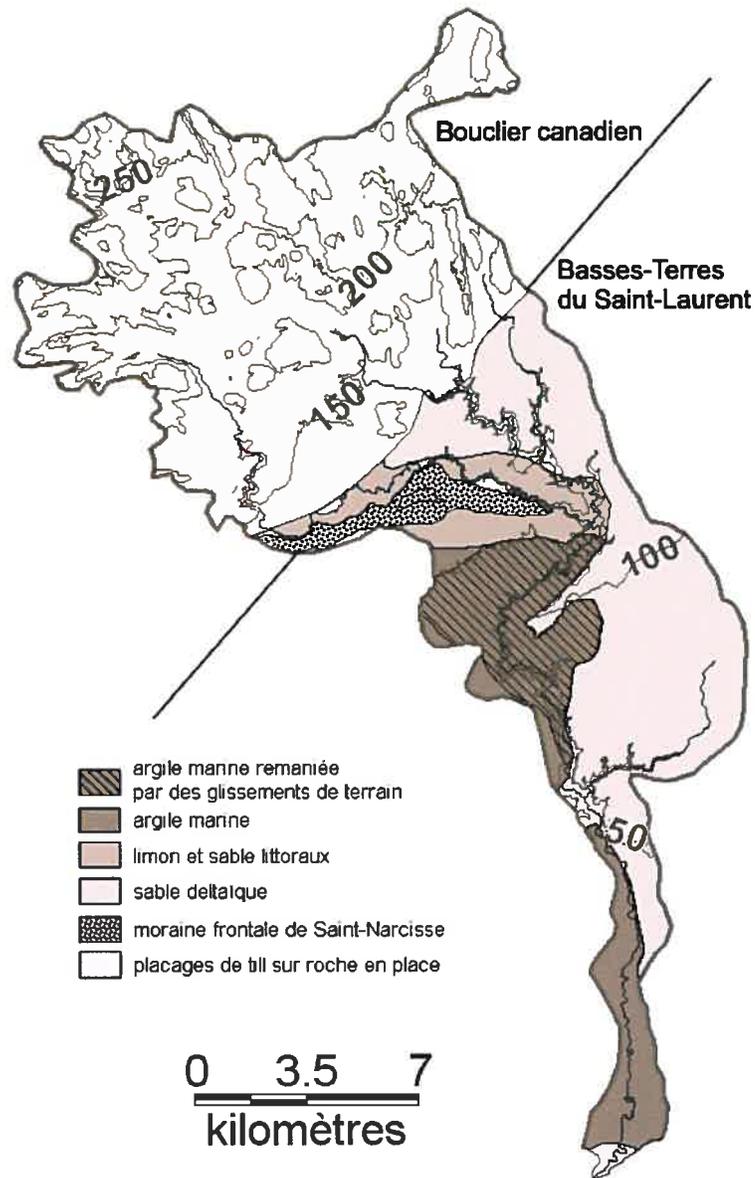


Figure 2.9. Géologie des formations superficielles, limite des régions géologiques des Basses Terres du Saint-Laurent et du Bouclier canadien et relief du bassin-versant de la rivière Yamachiche (d'après Bolduc, 1999).

(Bolduc, 1999). On trouve également des sédiments deltaïques plus modernes, mis en place à l'embouchure des cours d'eau se déversant dans le Lac à *Lampsilis*. Ces dépôts deltaïques sableux couvrent une grande partie du bassin-versant (Figure 2.9). La rivière entaille profondément ces dépôts meubles le long de ravins d'érosion. L'activité au cours de l'Holocène est marquée par de fréquents glissements de terrain dans l'argile limoneuse, particulièrement le long de la rivière. En 1996, un glissement de terrain majeur estimé à 850 m³ a bloqué la vallée et causé la formation d'un lac à l'amont (Bégin et al., 1996). À l'amont du bassin-versant, la dernière glaciation a laissé du till dans les vallées du bouclier canadien et la moraine frontale de Saint-Narcisse, mise en place lors du retrait glaciaire vers 10 800- 10 500 ans ¹⁴C BP et que la rivière contourne (Figure 2.9).

Le bassin-versant de la Yamachiche est en majorité occupé par l'agriculture et par quelques villages. Il a surtout été colonisé à partir des deux derniers siècles. C'est au début du 18^{ème} que les premiers colons se sont installés dans la région de Yamachiche près du lac Saint-Pierre. La colonisation s'est par la suite propagée en fronts pionniers successifs vers le nord jusqu'aux contreforts du bouclier canadien et s'est accompagnée de grands défrichements et du développement de l'industrie agro-forestière dans le bassin-versant. Au milieu du 19^{ème} siècle, le pic de population et de la superficie occupée par les terres agricoles était atteint (Séguin et Hardy, 2004). Aujourd'hui, l'agriculture occupe toujours 38% de la superficie du bassin-versant (Groves, 2005). Elle s'étend majoritairement au sud dans la région des Basses Terres (Figure 2.10). Les surfaces sont cultivées jusqu'au bord de la rivière où sont laissées d'étroites bandes de végétation

riveraine. La plupart de ces zones de végétation sont d'une largeur inférieure à 10 m dans un tronçon aval de 7 km (Hoshizaki, 2005).

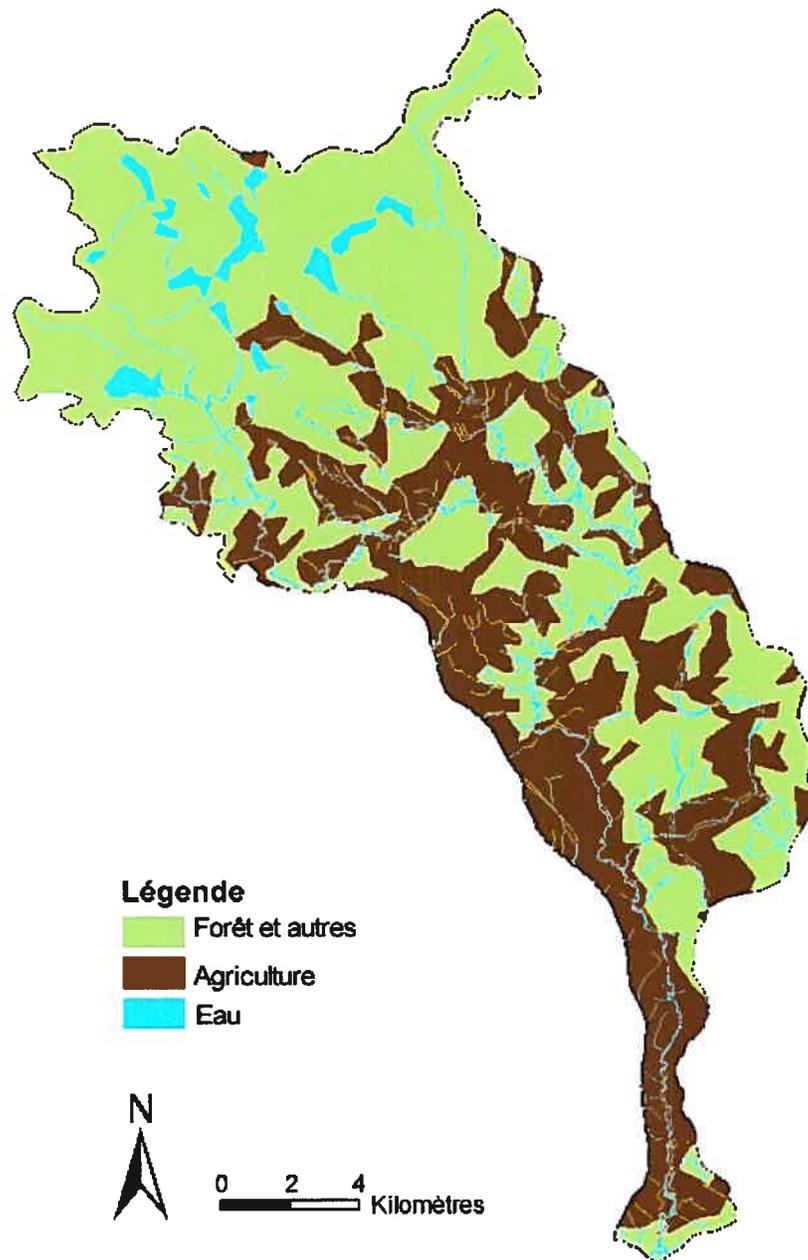


Figure 2.10. Utilisation du sol dans le bassin-versant de la Yamachiche (d'après Groves, 2005).

Entre Montréal et Trois-Rivières, huit tributaires débouchent dans le corridor du Saint-Laurent, dont sept dans le lac Saint-Pierre, la rivière l'Assomption étant le seul cours d'eau d'importance à l'amont. La rivière Yamachiche est un petit tributaire du Saint-Laurent située sur la rive nord du fleuve (Figure 2.1). Le débit annuel moyen de la Yamachiche est de $7.1 \text{ m}^3/\text{s}$. Il fluctue saisonnièrement de façon importante (Figure 2.11). La rivière est caractérisée par un débit minimum moyen de $0.84 \text{ m}^3/\text{s}$ et un débit maximum moyen de $44.2 \text{ m}^3/\text{s}$ sur la période 1925-1997. Les débits les plus importants se produisent au printemps, d'avril à mai, suite à la fonte des neiges. Les débits les moins élevés arrivent à la fin de l'été et au début de l'automne (Figure 2.11). La rivière est caractérisée par une charge élevée de sédiments en suspension, y compris à débit faible (Groves, 2005).

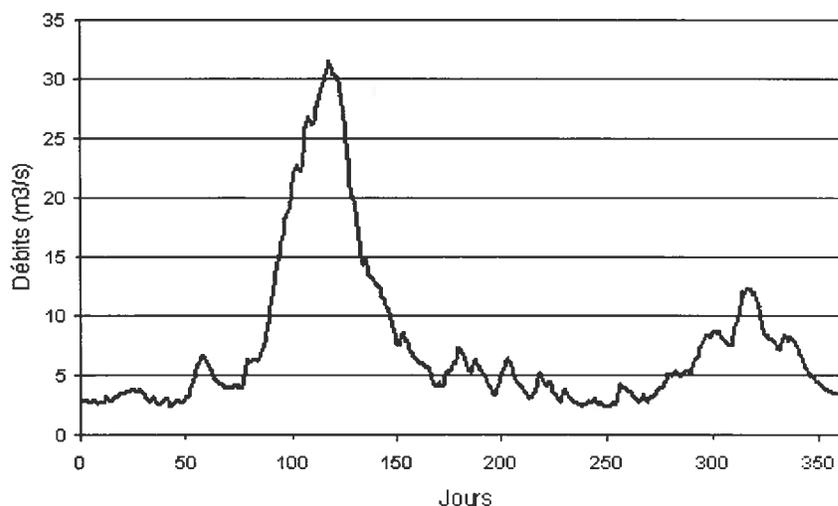


Figure 2.11. Les débits journaliers moyens de la Yamachiche sur la période 1980-1996. Les débits ont été reconstitués à partir de ceux de la Maskinongé multipliés par un facteur de correction de 0.369, selon Environnement Canada. Source: Hydat, 2002.

Le delta de la Yamachiche a une superficie de 50 ha, ce qui en fait un delta relativement petit (Figure 2.1). Il est monochenal et se distingue des autres deltas du lac Saint-Pierre par une embouchure sableuse. Il a été choisi comme objet d'étude pour plusieurs raisons. Sa petite superficie facilite son analyse. Il est aisément accessible. Après des visites préliminaires à son embouchure, nous avons pu constater son dynamisme par des indices de changements récents dans sa morphologie. Se situant dans un milieu lacustre, le delta a pu se construire de façon importante en ne subissant qu'une érosion minimale des courants du Saint-Laurent. Les différentes séquences stratigraphiques ont donc pu être mieux préservées, ce qui facilite l'analyse de son évolution passée.

2.4 MÉTHODES

L'étude du delta de la Yamachiche se divise en deux parties. D'abord, nous aurons recours à une analyse de photographies aériennes et de cartes anciennes pour qualifier et quantifier l'évolution du delta depuis 1859. Ensuite, nous procéderons à une analyse chronostratigraphique des sédiments dans les diverses parties du delta. Cette approche nous permettra de documenter l'avancée du delta et son accumulation verticale dans le temps et d'établir les phases de construction, les modes et les taux de sédimentation. Le modèle d'évolution du delta pourra être ultimement lié aux processus en jeu dans le bassin-versant et dans le bassin lacustre afin de déceler leur part respective.

2.4.1. Photographies aériennes et cartes anciennes

Les données ont été obtenues à partir de six séries de photographies aériennes de la rivière prises en 1948, 1964, 1977, 1985, 1988 et 1997 (Figure 2.12) et de deux cartes topographiques de 1921 et de 1859 (Figure 2.13). Cette dernière carte est en fait un relevé bathymétrique du lac Saint-Pierre et de son pourtour. Les photographies aériennes étaient disponibles à l'Université du Québec à Montréal, à l'Université de Montréal, et au Centre Saint-Laurent. Trois photographies (1964, 1985, 1997) ont été géoréférencées par Environnement Canada; les trois autres (1948, 1977, 1988) ont été géoréférencées avec le logiciel Sigis. Aucun des documents n'a eu besoin d'être corrigé géométriquement étant donné l'absence de relief. Les cartes anciennes ont été numérisées à très haute résolution par Environnement Canada; nous les avons ensuite géoréférencées avec Mapinfo à l'aide de quatre points de contrôle constituant les bords de la carte pour 1921, et des objets cartographiques similaires répartis de façon régulière sur la carte de 1859. Les limites des avancées successives du delta ont été tracées par rapport aux limites de la végétation sur les photographies aériennes et aux limites de la côte sur les cartes. La superposition de ces limites a permis de mettre en valeur des aires de progradation pour chacune des périodes couvertes par les cartes et les photographies. Leur superficie a été évaluée à l'aide du logiciel Mapinfo, nous permettant ainsi d'estimer des taux de progradation du delta depuis 1859. Ces taux de progradation ont ensuite été comparés avec les niveaux d'eau du Saint-Laurent pour les mêmes périodes.

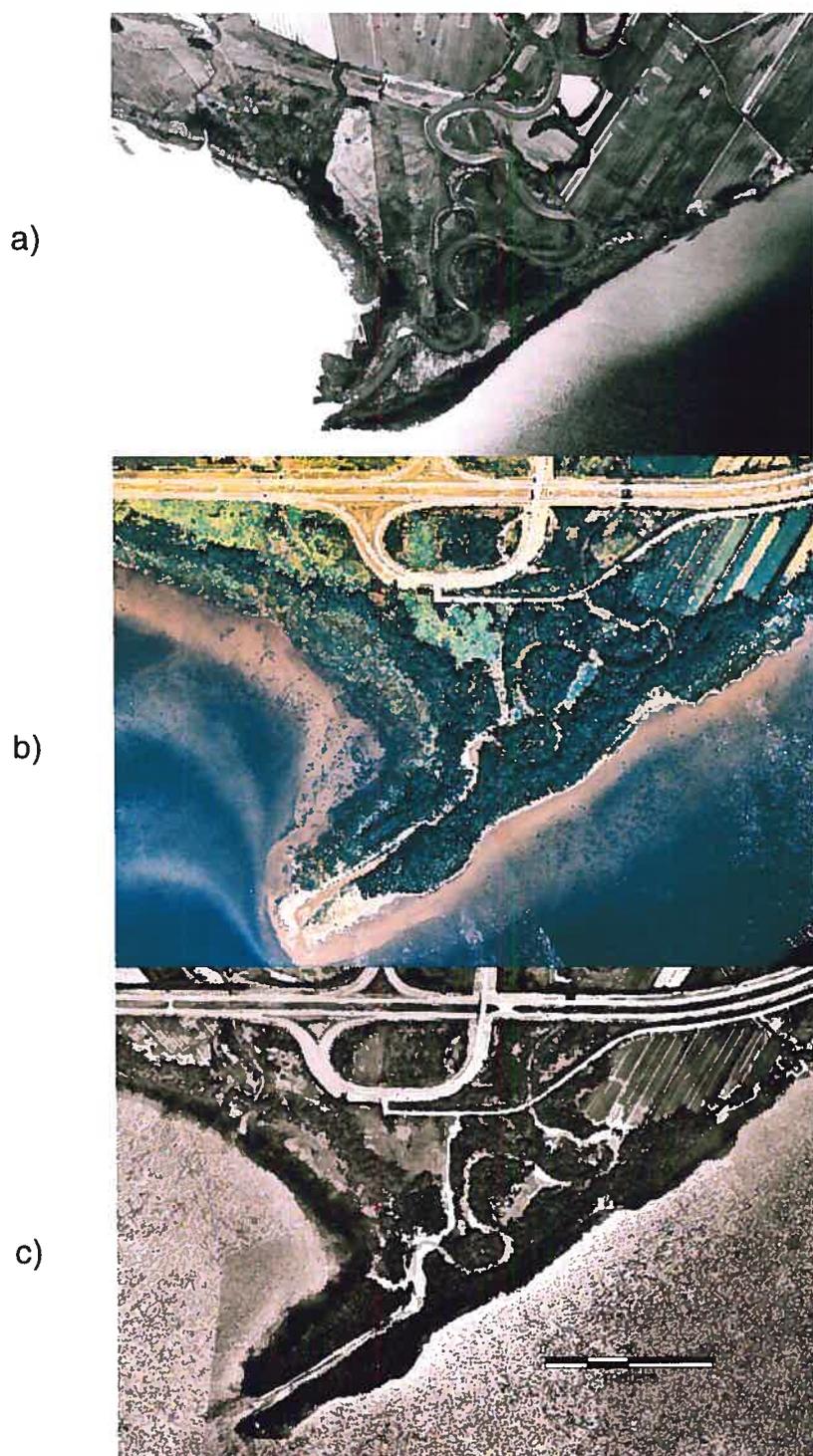


Figure 2.12. Photographies aériennes du delta. a) En 1948 (A11360), échelle 1:15 840. b) En 1985 (Q85946), échelle: 1:10 000. c) En 1997 (HMQ3713), échelle 1: 10 000. Sources: Photocartotheque québécoise et Environnement Canada.

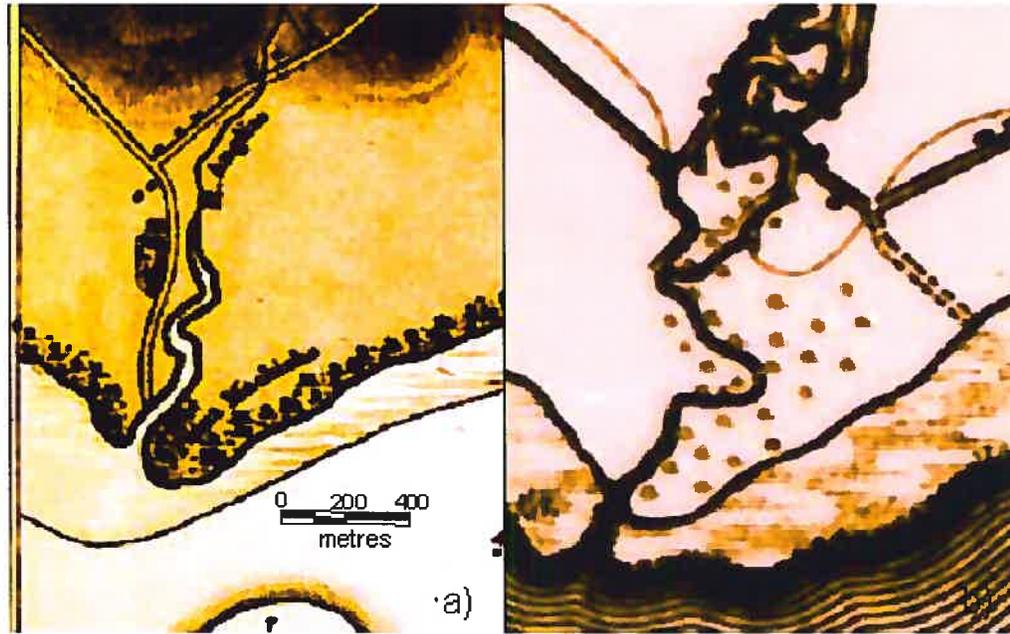


Figure 2.13. Le delta de la Yamachiche en 1859 et 1921, selon a) une carte bathymétrique du lac Saint-Pierre en 1859, b) une carte topographique du secteur de Trois-Rivières en 1921. Les cartes ont été numérisées par Environnement Canada.

2.4.2. Analyse chronostratigraphique

Nous avons analysé l'évolution passée du delta par quinze forages dans les sédiments anciens et six coupes le long de la rivière. Ces forages et coupes sont placés le long de transects longitudinaux et transversaux de manière à couvrir toute la superficie du delta (Figure 2.14). Trois d'entre eux se trouvent à l'extérieur des dépôts deltaïques, soit à l'amont et dans des sédiments littoraux adjacents. Leur profondeur moyenne est de 2 m. Cette couverture spatiale devrait nous permettre de reconstruire l'évolution deltaïque moderne et de la lier avec les environnements de dépôt adjacents. Parmi les forages, dix ont été creusés et leur description a été faite in-situ; les six autres ont été réalisés au moyen d'une foreuse à percussion Acker. Les carottes ont été décrites en laboratoire. Des

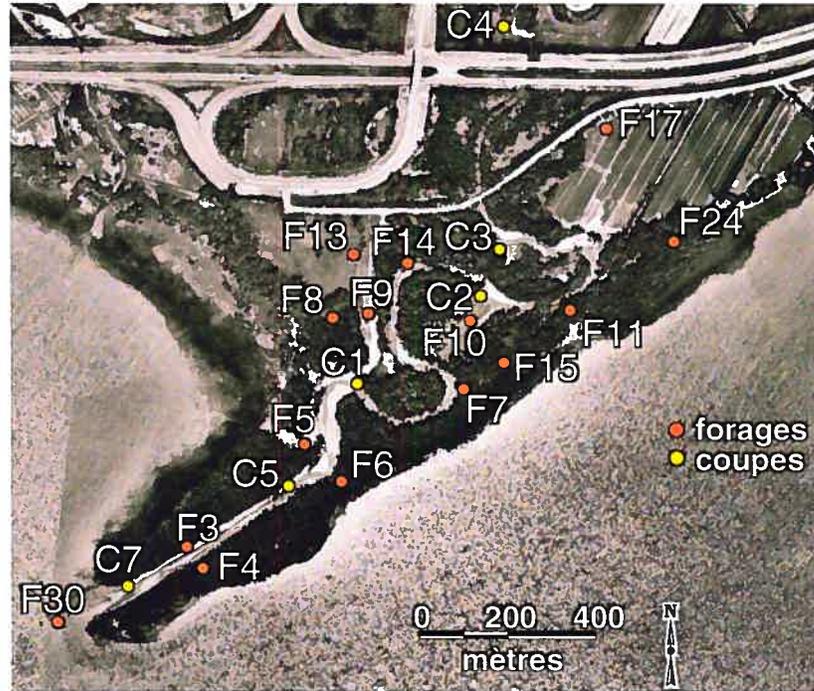


Figure 2.14. Localisation des forages et des coupes dans le delta et à l'extérieur. Photographie aérienne du delta en 1997 (HMQ3713).



Figure 2.15. Localisation des coupes datées et méthodes employées.

échantillons pour la granulométrie ont été pris dans les principales couches sédimentaires observées. Les échantillons ont été tamisés à sec dans la fraction comprise entre 2 mm et 63 μm . Les proportions de gravier et d'argile se sont révélées négligeables. Le pourcentage de chaque classe granulométrique a été calculé et la granulométrie des strates a été définie par le mode de cette distribution. Les mesures granulométriques couplées à une description des structures sédimentaires ont abouti à la production de diagrammes de faciès reproduisant la variabilité verticale des dépôts. Les coordonnées de la localisation des logs ont été prises à l'aide d'un GPS différentiel d'une précision verticale de 3 cm. Cette donnée a été placée dans un modèle numérique de terrain fourni par Environnement Canada. Ce modèle, qui provient de données LIDAR de la rive nord du lac Saint-Pierre, donne une topographie détaillée du delta et permet de placer les diagrammes de faciès le long de transects.

La datation des coupes et des forages a été faite à l'aide de trois techniques : la luminescence optique (Optically Stimulated Luminescence, OSL), le ^{210}Pb et le ^{14}C . La luminescence optique et le ^{210}Pb ne sont pas *a priori* des méthodes adaptées aux milieux fluviaux. La convergence de leurs résultats et la comparaison avec une date au ^{14}C donnent la possibilité de valider les deux méthodes. Une coupe, C1, a été datée avec les trois techniques (Figure 2.15). La datation au ^{14}C a été faite sur des bouts de bois retrouvés à la base de la coupe sur un ancien banc d'accumulation fossilisé. C'est cette même unité sédimentaire qui a été datée par luminescence optique. Un autre échantillon OSL a été pris dans un lit de sable au centre de la coupe alors que le haut a fait l'objet d'une datation au ^{210}Pb . Deux autres coupes à l'amont et à l'aval (C3 et C5) ont été datées

conjointement par luminescence optique et ^{210}Pb . La base sableuse d'une dernière coupe située à l'extérieur du delta, C4, a été datée par luminescence optique (Figure 2.15).

2.4.2.1. Luminescence optique

La luminescence optique permet de mesurer le temps écoulé depuis le dernier évènement de sédimentation (Aitken, 1998). C'est une méthode de datation qui se base sur l'existence de radiations ionisantes dans le sol (alpha, bêta, gamma) produites par la décroissance radioactive du potassium, de l'uranium et du thorium et dans une moindre mesure par les rayons cosmiques. Après la sédimentation, les grains de quartz et de feldspath sont enfouis et exposés à ces radiations. Durant cette exposition, des électrons vont être piégés dans des défauts de la structure cristalline. La quantité de charges va augmenter avec la durée de l'exposition. Ces charges sont stables sur des longues périodes de temps mais sont relâchées dès que le minéral est exposé à la lumière. C'est ce qui se passe lors d'un évènement sédimentaire où les grains sont remis à zéro, avant d'être une nouvelle fois enfouis et soumis aux radiations naturelles du sol. Lorsque les électrons sont relâchés des pièges, ils libèrent leur énergie sous forme de lumière, dont l'intensité est proportionnelle au nombre de charges piégées et par conséquent proportionnelle à la durée de l'enfouissement. L'âge est estimé par l'équation suivante:

$$\hat{\text{Age}} = \frac{\text{dose équivalente (Gy)}}{\text{dose annuelle (Gy/a)}}$$

où la dose équivalente correspond à la dose de laboratoire induisant la même luminescence que la dose naturelle reçue par l'échantillon et la dose annuelle correspond à la dose produite par les radiations naturelles du sol.

La méthode de datation par la luminescence optique n'a été utilisée pour la première fois qu'en 1985 (Huntley et al., 1985). C'est une méthode récente qui connaît des développements techniques constants. Toutefois, il n'existe toujours pas de protocole universel de datation, car différents problèmes peuvent intervenir dépendamment du contexte de sédimentation de l'échantillon. Dans les milieux fluviaux comme le delta de la Yamachiche, la mauvaise remise à zéro potentielle du sable lors de l'épisode sédimentaire est un problème qui limite l'applicabilité de la méthode (Lamothe, 1996). L'efficacité de la remise à zéro va dépendre de la durée et de l'intensité de l'exposition du sédiment à la lumière solaire. En milieu fluvial, la turbidité de l'eau, le caractère éclair des crues ou le transport sur des distances courtes sont autant de paramètres qui limitent l'exposition des minéraux à la lumière et augmentent la probabilité d'avoir des échantillons partiellement remis à zéro. Une remise à zéro incomplète laisse une certaine proportion de signal hérité de conditions de sédimentation antérieure dans l'échantillon. Cette proportion de grains mal remis à zéro va provoquer une surestimation globale des âges (Li, 1994; Lamothe, 1996). Il est nécessaire de prendre en compte cette mauvaise remise à zéro dans le calcul de la dose équivalente. Deux sortes de techniques peuvent être utilisées pour contrer ce problème. Le premier type de techniques, moins utilisé, se base sur les propriétés de luminescence intrinsèques des sédiments, qui sont différentes entre les échantillons bien remis à zéro et ceux qui ne l'ont été que partiellement (Huntley et al., 1985; Bailey et al., 2003). Les techniques qui se basent sur les statistiques s'intéressent aux caractéristiques de la distribution des doses équivalentes, notamment à sa dispersion, pour détecter la mauvaise remise à zéro (Clarke, 1996; Lepper et al., 2000; Stokes et al., 2001; Zhang et al. 2003). Parmi celles-là, les méthodes graphiques comme

les histogrammes de probabilité (Murray et al., 1995; Olley et al., 1999) et le graphique radial (Galbraith, 1990; Thomas et al., 2005) sont les plus utilisées actuellement. La bonne remise à zéro des sédiments fluviaux ou bien l'emploi de ces techniques le cas échéant ont pu permettre l'obtention d'âges empiriquement fiables sur des quartz fluviaux (Olley et al., 1998; Stokes et al., 2001; Sanderson et al., 2003; Rittenour et al., 2003; Zhang et al. 2003; Madsen et al., 2005). En comparaison, peu de recherches ont porté sur des feldspaths dans les milieux fluviaux car ils sont généralement moins sensibles à la lumière que les quartz (Godfrey-Smith et al., 1988). Nous avons effectué les datations sur des feldspaths, car au Québec méridional de précédentes mesures sur des sédiments fluviaux ont montré que les quartz n'étaient pas sensibles à la dose d'irradiation dans le sol (Huot, 2003).

Nous avons fait la datation au laboratoire LUX à l'Université du Québec à Montréal. La datation a été faite sur les grains de feldspath potassique dans la fraction granulométrique comprise entre 125 et 250 μ m. Cette fraction a été attaquée à l'acide chlorhydrique (HCl 20%) pour éliminer les carbonates de calcium. Une séparation densimétrique a ensuite été réalisée au polytungstate de sodium (Na-polytungstate) pour séparer les feldspaths et les quartz. Les grains de feldspath ont ensuite été montés en fines monocouches sur 30 disques de 1cm de diamètre. La datation a été effectuée à l'aide d'un lecteur Risø TL-DA-15. La stimulation des échantillons a été réalisée au moyen de diodes proche infrarouge (880 nm). La lumière émise a été mesurée par un tube photomultiplicateur EMI 963 QA dans la longueur d'onde du bleu-ultraviolet (325-470 nm). Le signal naturel a été ainsi mesuré.

La dose équivalente a été calculée par la méthode de la SAR (Murray et Wintle, 2000; 2003) adaptée pour les feldspaths (Lamothe et al., 2001). Le protocole est détaillé dans le Tableau 2.1. La technique de la SAR est la procédure la plus utilisée actuellement

<ol style="list-style-type: none"> 1. Préchauffe de l'échantillon naturel 2. Mesure du signal OSL naturel (L_N) 3. Irradiation bêta d'une dose test fixe 4. Préchauffe de la dose test 5. Mesure du signal OSL de la dose test (T_N) ----- 6. Irradiation bêta d'une dose de régénération 7. Préchauffe des échantillons irradiés 8. Mesure du signal OSL régénéré (L_X) 9. Irradiation bêta de la dose test 10. Préchauffe de la dose test 11. Mesure du signal OSL de la dose test (T_X) ----- 12. Reprendre les étapes 6 à 11 pour différentes doses de régénération incluant une dose zéro et une dose répétée (recyclage)
--

Tableau 2.1. Protocole de mesure pour la méthode SAR. La méthode a été développée pour les quartz (Murray et Wintle, 2000) et adaptée pour les feldspaths par Lamothe et al. (2001). La différence principale est la préchauffe utilisée qui est la même pour la dose et la dose test soit : 250°C/1 min. La luminescence est mesurée à une température de 50°C.

pour le calcul de la dose équivalente. Elle consiste à mesurer le signal naturel d'un échantillon, puis de le remettre à zéro et de lui donner des doses connues d'irradiation pour recréer la courbe de sensibilité des grains à la luminescence (Figure 2.16) Afin de corriger les changements de sensibilité entre chaque lecture, on mesure la luminescence

induite par une dose standard (test dose, appelée T_X au Tableau 2.1 et à la Figure 2.16). La dose équivalente de l'aliquote est estimée par l'interpolation du signal naturel sur la courbe de régénération. La dose équivalente a été mesurée sur 26 aliquotes pour tous les échantillons et sur 48 aliquotes pour l'échantillon VC3.

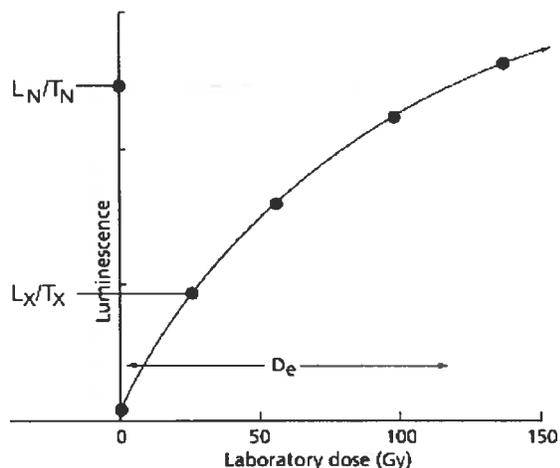


Figure 2.16. Représentation graphique de la méthode des doses régénératives. N est le signal naturel de l'échantillon. La dose équivalente (D_e) est obtenue en interpolant le signal naturel sur la courbe de croissance régénérée par des doses de radiations connues (Wallinga, 2002).

Nous avons utilisé la méthode des histogrammes de probabilité pour évaluer le degré de remise à zéro des échantillons (Figure 2.17). Une mauvaise remise à zéro peut être mise en évidence par une distribution large et asymétrique des doses équivalentes, qui traduit la contamination de l'échantillon par des aliquotes aux doses trop élevées, contenant des grains mal remis à zéro (Murray et al., 1995; Olley et al., 1998, 1999). Des échantillons bien remis à zéro auront une distribution unimodale présentant un faible

écart-type. Les histogrammes de probabilité des échantillons de la Yamachiche présentent tous à des degrés divers une distribution asymétrique (Figure 2.17), reflétant une remise à zéro partielle. L'échantillon VC1b présente une distribution unimodale et semble ainsi avoir été mieux remis à zéro que les autres. Cependant, comme il existe pour tous les échantillons une probabilité d'avoir une population de grains mal remis à zéro, la dose équivalente a été calculée avec le modèle des âges minimums développé par Galbraith et al. (1999). Ce modèle statistique de probabilité définit une population jeune constituée d'aliqotes mieux remises à zéro que l'ensemble de la population. L'âge est donné par la valeur moyenne de la distribution normale de la population jeune (Huot, 2003; Lamarche, 2005).

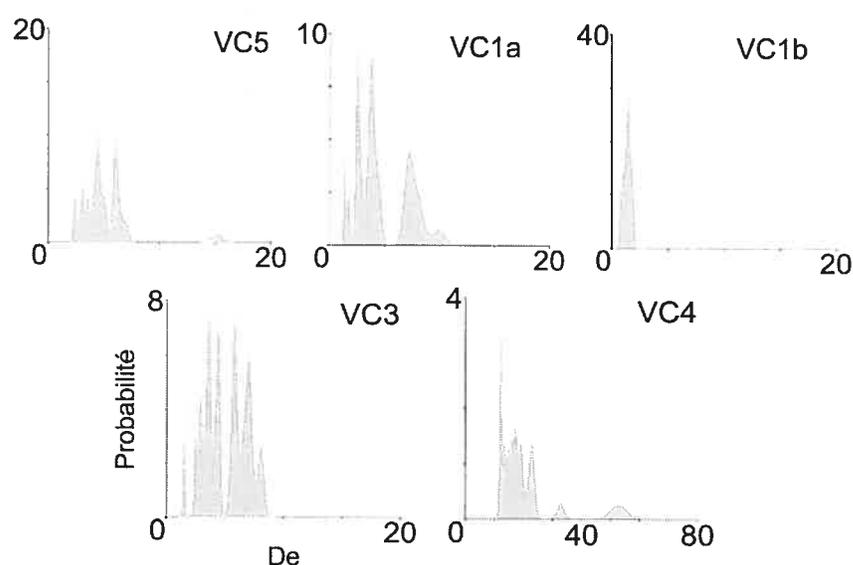


Figure 2.17 : Histogrammes de probabilité des doses équivalentes des cinq échantillons OSL collectés sur quatre coupes. Les doses équivalentes ont été mesurées sur 24 aliqotes pour VC1a, VC1b, VC4 et sur 48 aliqotes pour VC3. Les probabilités sont en unités arbitraires.

En plus du problème potentiel de la mauvaise remise à zéro, un second problème associé aux échantillons fluviatiles récents est celui du transfert thermique. Le transfert thermique correspond à l'augmentation artificielle du signal naturel de l'échantillon, causée par une stimulation thermique comme la préchauffe en laboratoire. Le transfert thermique est un problème particulièrement critique pour les échantillons très jeunes car il peut constituer une part proportionnellement importante de leur signal naturel (Huot et Lamothe, 2003). Il existe plusieurs méthodes pour le réduire, la plus commune étant la baisse progressive des températures de préchauffe jusqu'à l'atteinte d'un plateau de valeurs minimales (Wintle et Murray, 2000). Cette méthode n'étant pas adaptée pour les feldspaths (Clarke et Rendell, 1997), nous avons utilisé la technique de suppression du transfert thermique (Huot et Lamothe, 2003). Cette méthode consiste à évaluer le transfert thermique de chaque échantillon en soumettant six aliquotes à la lampe solaire puis en mesurant leur signal résiduel, qui devrait être idéalement égal à 0. La valeur moyenne des signaux résiduels obtenus est soustraite des doses équivalentes de l'échantillon.

Les échantillons ont fait également l'objet de correction pour l'effet de l'*anomalous fading*, qui consiste en une perte de charges pendant la durée d'enfouissement du minéral (Visocekas et al., 1994), provoquant ainsi une sous-estimation des âges. Cet effet doit être considéré dans le cas de toute datation sur des feldspaths. Nous avons donc évalué le *fading* avec la méthode de Auclair et al. (2003), en mesurant le signal naturel de six aliquotes d'un échantillon tout de suite après une dose d'irradiation, puis à intervalles réguliers pendant trois jours, afin de mesurer la perte de charge dans le temps et d'obtenir une valeur de décroissance moyenne pour chaque

échantillon. Cette valeur est ensuite utilisée pour corriger la dose équivalente à l'aide de la méthode de Huntley et Lamothe (2001).

La dose naturelle des échantillons a été mesurée par activation neutronique pour connaître la teneur en U, Th et K. Teneur et saturation en eau de tous les échantillons ont été mesurées car les rayons alpha, bêta et gamma agissent différemment dans le sol avec la présence d'eau. La marge d'erreur de la datation par luminescence est estimée à 10%. La valeur est liée essentiellement à l'incertitude de la radiation dans le sol, c'est-à-dire à une évaluation correcte de la dose annuelle (Huntley et Lian, 1999).

La comparaison avec les dates au ^{210}Pb mesurées par le laboratoire GEOTOP à Montréal et les dates au ^{14}C provenant du laboratoire BETA ANALYTIC INC. à Miami va nous permettre de valider certains résultats obtenus par la luminescence.

2.4.2.2 ^{210}Pb et ^{14}C

Le ^{210}Pb est un produit naturel des séries de décroissance de ^{238}U . Il est dérivé de la décroissance du ^{222}Ra , radionucléide gazeux d'une demi-vie de 3.8 jours, lui-même dérivé du ^{226}Ra . Le ^{226}Ra existe naturellement dans les sols. Du ^{210}Pb est généré *in situ* par la décroissance du ^{226}Ra avec lequel il est en équilibre; c'est le ^{210}Pb supporté. Par ailleurs, la diffusion d'une petite portion de ^{222}Ra produit dans le sol migre dans l'atmosphère et se transforme en ^{210}Pb . Lorsqu'il retombe avec les précipitations, il provoque une augmentation de la quantité de ^{210}Pb à la surface des sols. Celui-ci n'est pas en équilibre avec le ^{226}Ra *in situ*; c'est le ^{210}Pb atmosphérique ou en excès, qui a une demi-vie de 22.26 ans. De hauts taux d'activité d'excès de ^{210}Pb se trouvent dans les

sédiments à la surface. Dans des couches plus profondes, l'activité décline avec le temps en fonction de la loi exponentielle suivante:

$$C_{xs} = C_{xs}(0) e^{-\lambda t}$$

où C_{xs} est l'activité du ^{210}Pb en excès, $C_{xs}(0)$ est l'activité du ^{210}Pb en excès lorsqu'il est à la surface et λ la constante de décroissance radioactive. En général, il faut au ^{210}Pb six ou sept demi-vies pour être à l'équilibre avec le ^{226}Ra (Oldfield et Appleby, 1984), c'est-à-dire 130 à 150 ans. C'est donc une technique qui sert à dater les événements sédimentaires récents. Elle a d'abord été utilisée pour des sédiments lacustres où les flux de $^{210}\text{Pb}_{xs}$ et les taux d'accumulation sédimentaire sont assumés être constants dans le temps (Robbins et Edgington, 1975; Durham et Joshi, 1980; Joshi et Fox, 1985), provoquant une décroissance exponentielle du profil d'activité avec la profondeur (Figure 2.18). Dans les milieux fluviaux, ni l'accumulation sédimentaire ni les flux de $^{210}\text{Pb}_{xs}$ sont constants, amenant des écarts dans la décroissance exponentielle du profil d'activité. Il existe deux modèles empiriques pour calculer des dates en tenant compte de ces déviations. Le modèle CIC (constant initial concentration), qui fait varier les taux d'accumulation avec les flux de $^{210}\text{Pb}_{xs}$, implique un profil de décroissance divisé en quelques segments linéaires de pentes différentes, correspondant à des tendances à long terme dans les changements de taux de sédimentation (Walling et He, 1999; Owens et Walling, 2002; Piégay et al., 2004). Le modèle CRS (constant rate of supply) par contre implique un profil de décroissance plus variable qui peut comprendre des pics d'activité, en réponse à des changements rapides dans les taux de sédimentation. C'est ce dernier modèle que nous avons utilisé car il reflète mieux les conditions d'accumulation

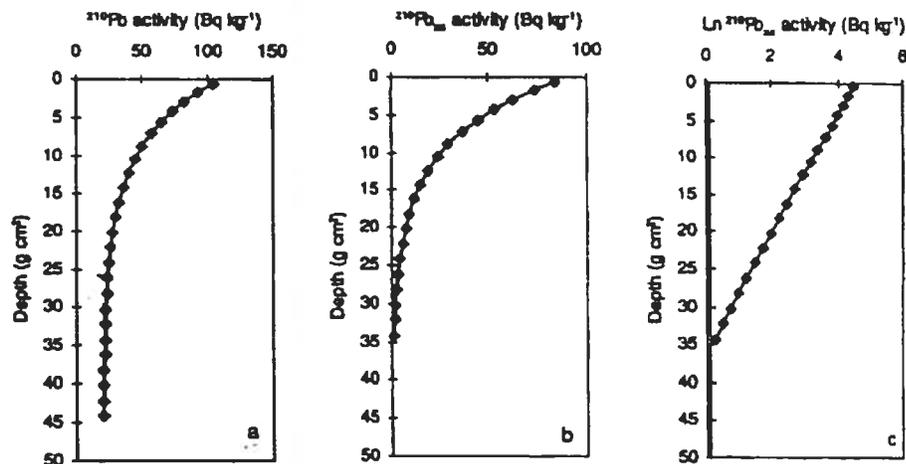


Figure 2.18. Une distribution de l'activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ par rapport à la profondeur, dans le cas d'un environnement de dépôt caractérisé par des taux de sédimentation et des flux de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ constants dans le temps. a) L'activité totale du ^{210}Pb . b) L'activité du ^{210}Pb en excès (le ^{210}Pb qui vient de l'atmosphère). c) Le logarithme de l'excès de ^{210}Pb (la pente de la droite donne une vitesse de sédimentation). Dans des milieux de dépôt deltaïque, la dilution ou la concentration du ^{210}Pb amènent des écarts dans le profil d'activité, qui sont expliqués selon le modèle CRS par des variations dans le taux de sédimentation (Sorgente et al., 1999).

deltaïques. Ce modèle est basé sur l'hypothèse d'un flux de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ constant, peu importe les variations dans les taux d'accumulation de sédiments (Appleby et Oldfield, 1978). Dans les milieux fluviatiles, où il n'y a pas *a priori* de raison de supposer une relation aussi simple, la méthode semble tout de même permettre l'obtention de résultats empiriquement fiables (Appleby, 2001). De bons résultats ont été reportés dans des milieux de sédimentation non stationnaires comme les estuaires (Madsen et al., 2005).

Huit échantillons ont été pris sur la coupe C1. Six échantillons ont été pris sur chacune des deux autres coupes situées à l'amont et à l'aval, de façon à obtenir un gradient dans la construction sédimentaire du delta. La fraction granulométrique

inférieure à 63 μ m a été analysée. La datation a été faite par le laboratoire GEOTOP de l'Université du Québec à Montréal. L'activité du ^{210}Pb a été évaluée par spectromètre alpha en mesurant l'activité du ^{210}Po , qui est considéré comme étant en équilibre séculaire avec le ^{210}Pb . Le ^{226}Ra a été mesuré par spectromètre de masse à ionisation thermique. Le ^{226}Ra a ensuite été soustrait du ^{210}Pb afin d'obtenir le ^{210}Pb en excès. Les taux d'accumulation ont été calculés avec le modèle CRS (Sorgente et al., 1999). L'âge du sédiment échantillonné a été calculé selon la formule suivante :

$$t = \frac{\text{Ln}[\text{Inv}.t - \text{Inv}.x] / \text{Inv}.t}{\lambda}$$

où t est l'âge du sédiment, Ln est le logarithme népérien, $\text{Inv}.x$ est l'inventaire de l'excès de ^{210}Pb à la profondeur x , $\text{Inv}.t$ est l'inventaire total de l'excès de ^{210}Pb et λ est la constante de désintégration du ^{210}Pb (0,3108). Le taux d'accumulation moyen est obtenu en appliquant la formule suivante :

$$\text{taux de sédimentation} = \frac{\text{prof}.x}{t}$$

Le ^{14}C est une méthode de datation radioactive qui mesure le temps à partir de la désintégration exponentielle de la teneur initiale en ^{14}C de l'échantillon. La demi-vie du ^{14}C est de 5568 ans selon Libby (1952); la méthode permet donc de dater des événements entre 300 ans et 50 000 ans (Stuiver et al., 1998). Depuis la découverte du radiocarbone naturel en 1946 et l'établissement des fondements de la méthode pour la datation (Libby, 1952), la technique a été améliorée par de nombreuses mesures de correction et de calibration qui en font maintenant une méthode de choix là où il est possible de l'appliquer. Elle a notamment servi à reconstruire l'histoire de la déglaciation au Québec

méridional entre 14 000 et 6000 ans BP (Occhietti et Richard, 2005). Les échantillons prélevés sur le delta de la rivière Yamachiche correspondent à une période postérieure au dernier haut niveau d'eau du lac Saint-Pierre, pouvant avoir été mis en place de 1000 ans à nos jours. Dans notre cas, le ^{14}C se rapproche probablement de sa limite inférieure.

Une datation a été faite sur quatre morceaux de bois bien conservés identifiés par le laboratoire Rousseau de l'Université de Montréal comme des branches de *Pinus strobus* et de *Salix*. Les morceaux ont été trouvés à 2.10 m de profondeur dans la coupe C1, au-dessus d'une couche de sable fin semblant correspondre à un ancien banc d'accumulation. Sur l'autre rive a été observé un analogue moderne surmonté par des troncs d'arbres provenant de la berge érodée adjacente. Cet analogue indiquerait que le bois échantillonné pourrait avoir été déposé en place et avoir ainsi le même âge que les sédiments qui l'entourent. Il n'est cependant pas exclu que les morceaux aient été transportés du fait de la présence de deux espèces d'arbre différentes au même endroit. Cependant, s'il a eu lieu, ce transport a dû être relativement court étant donné la petite taille de la rivière.

Les fragments ligneux ont été gardés dans un endroit humide à 10^0 C , identifiés, puis séchés à 100^0 C avant d'être envoyés pour la datation au ^{14}C . Un prétraitement au HCl et au NaOH a été effectué avant la datation par la méthode conventionnelle. L'âge radiocarbone obtenu a été corrigé du $\delta^{13}\text{C}$ mesuré à -25.9 ‰ pour obtenir l'âge radiocarbone conventionnel.

L'intégration des résultats de cette étude va nous permettre d'apporter des données nouvelles sur la dynamique des tributaires du Saint-Laurent. L'étude du delta nous permettra de comprendre les processus en jeu dans l'accumulation sédimentaire. Nous

tenterons de lier la dynamique sédimentaire aux changements environnementaux passés et d'inférer les effets futurs d'une baisse de niveau d'eau du Saint-Laurent. Les datations et les coupes dans le delta vont nous permettre plus particulièrement d'estimer des taux de sédimentation. Cette information sera importante pour quantifier la contribution des tributaires à la baisse de niveau d'eau prévue.

Le prochain chapitre constitué par l'article soumis à la revue *Géographie physique et Quaternaire* reprendra les éléments principaux des chapitres 1 et 2 de ce mémoire, non sans éviter quelques répétitions. Sa fonction réside dans l'exposition des résultats de la recherche et dans la discussion subséquente.

3. L'évolution du delta de la Yamachiche: processus naturels et impacts anthropiques

Vitalie Bondue¹, Claudine Boyer¹, Michel Lamothe², André G. Roy¹, Bassam Ghaleb³

1. Chaire de recherche du Canada en dynamique fluviale, Département de géographie, Université de Montréal, C.P.6128, succursale Centre-ville, Montréal, Québec, Canada, H3C 3J7

2. Laboratoire LUX, Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère, Université du Québec à Montréal, C.P.8888, succursale Centre-ville, Montréal, Québec, H3C 3P8

3. Laboratoire GEOTOP, Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère, Université du Québec à Montréal, C.P.8888, succursale Centre-ville, Montréal, Québec, H3C 3P8

Adresse de correspondance : André Roy XXXXXXXXXX)

Mots-clés : Saint-Laurent, lac Saint-Pierre, delta, faciès, taux d'accumulation, taux de progradation, niveaux d'eau, impacts anthropiques, luminescence optique

article soumis à la revue *Géographie physique et Quaternaire*

3.1. RÉSUMÉ

Le lac Saint-Pierre, élargissement du fleuve Saint-Laurent, pourrait connaître une baisse importante de niveau d'eau dans les cinquante prochaines années, conséquence du réchauffement climatique global. Sept rivières débouchent dans ce lac fluvial peu profond qui risquerait d'expérimenter une sédimentation importante. Nous avons étudié le delta de l'un de ces tributaires, la Yamachiche, pour évaluer les processus de mise en place et les réponses de la rivière aux changements environnementaux passés. L'évolution du delta de la Yamachiche a été reconstituée par photographies aériennes, cartes anciennes, analyses sédimentologique et stratigraphique de six coupes et de quatorze forages et datation par luminescence optique, ^{210}Pb et ^{14}C . Le delta est caractérisé par deux faciès de dépôt. La base est constituée de dépôts sableux de marge deltaïque, mis en place dans des conditions proximales. Ils sont surmontés par des dépôts limoneux de plaine deltaïque, comprenant des lits sableux locaux. Ces dépôts présentent une variabilité latérale et longitudinale expliquées par les variations de niveau d'eau du lac et de la rivière à une échelle annuelle et décennale, par les migrations du chenal et par l'action érosive des vagues du lac Saint-Pierre.

La progradation du delta a été très rapide depuis 150 ans, époque où le delta n'était que très peu développé selon la carte de 1859. La luminescence optique donne des âges de 140 ans et de 280 ans aux dépôts sableux à la base. Les datations révèlent des taux d'accumulation moyens compris entre 0.5 et 1.5 cm/an. Cette accumulation importante serait liée aux perturbations anthropiques affectant les sources sédimentaires du bassin-versant depuis le début de la colonisation il y a 200 ans. L'âge récent du delta est également expliqué par la stabilisation tardive du lac Saint-Pierre à son niveau actuel,

qui est intervenue entre 1000 ans et 150 ans. Une baisse d'un mètre provoquerait une importante progradation du delta ainsi qu'une forte érosion du lit et des berges. Il s'ensuivrait une importante accumulation détritique dans le lac Saint-Pierre.

3.2. INTRODUCTION

Le Saint-Laurent, importante voie de communication en Amérique du Nord, pourrait connaître dans les cinquante prochaines années une baisse importante de son niveau d'eau. Le fleuve s'élargit naturellement à 100 km en aval de Montréal pour former le lac Saint-Pierre, lac fluvial peu profond. L'histoire du lac Saint-Pierre est marquée par de nombreuses fluctuations de niveaux de base depuis le retrait des glaces il y a 11 100 ans ^{14}C BP. La moyenne vallée du Saint-Laurent a d'abord été ennoyée par la mer de Champlain, puis par le lac d'eau douce à *Lampsilis* vers 9800 ans ^{14}C BP (Parent et al., 1985). À mesure de la remontée isostatique du continent, le lac a connu des baisses successives d'altitude, ponctuées par trois phases de stabilisation (MacPherson, 1967). Après la dernière phase il y a 7000 ans, trois fluctuations majeures ont caractérisé les niveaux d'eau du Proto lac Saint-Pierre, ainsi que des périodes de bas niveaux d'eau proches des niveaux actuels (Lamarche, 2005). Un dernier haut niveau a été enregistré à 1000 ans. Aujourd'hui, le lac Saint-Pierre est un lac peu profond alimenté principalement par le Saint-Laurent (Figure 3.1). Il est caractérisé par l'existence de près de 7000 ha de milieux humides et abrite une grande diversité biologique qui comprend la présence de nombreuses espèces de poissons et d'oiseaux (Langlois et al., 1992). Cette diversité lui a valu sa désignation en tant que réserve mondiale de la biosphère par

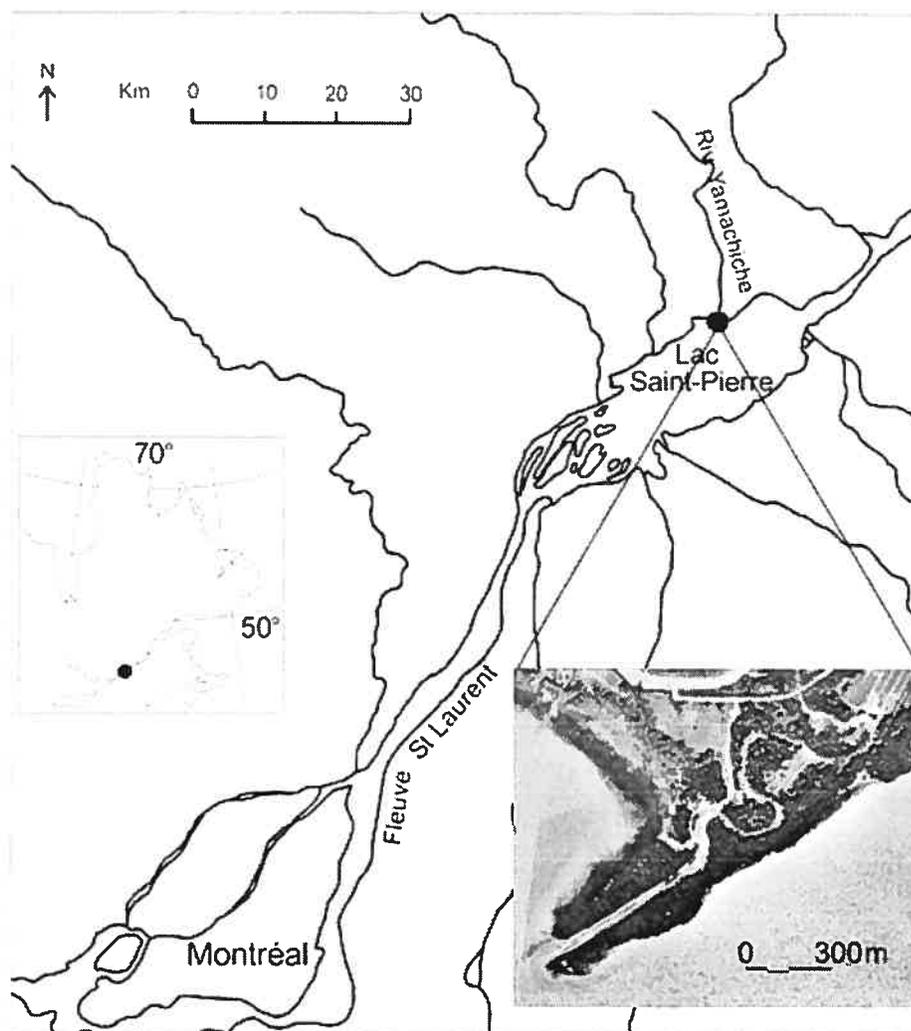


Figure 3.1. Localisation du site d'étude: Le delta de la Yamachiche (photographie HMQ9713), petit tributaire du fleuve Saint-Laurent au niveau du lac Saint-Pierre, Québec méridional.

l'Unesco en 1998. Il est également marqué depuis les 200 dernières années par de nombreux impacts anthropiques qui ont eu comme conséquences majeures la modification de la topographie du lac, de son hydraulique et l'augmentation de la pollution (Cossa et al., 1998; Morin et Bouchard, 2001; Morin et Côté, 2003). Ce milieu risquera d'être d'autant plus déstabilisé dans les cinquante prochaines années qu'une baisse importante de niveau d'eau du Saint-Laurent est prévue, conséquence du

changement climatique global (Environnement Canada, 2004). Si l'impact d'une baisse de niveau sur les milieux humides (Hudon et al., 2005), sur l'écosystème (Morin et al., 2005) ou sur la sédimentologie du lac Saint-Pierre (Carignan et Lorrain, 2000) font l'objet de nombreux travaux, peu d'informations concernent les tributaires du Saint-Laurent et leur réponse à une baisse de niveau d'eau du fleuve, même si ces tributaires apportent 32% de la charge en suspension au Saint-Laurent (Rondeau et al., 2000). Cette étude vise à caractériser la dynamique passée d'un tributaire du Saint-Laurent en examinant les dépôts deltaïques à son embouchure dans le lac Saint-Pierre. Cette étude porte sur le delta de la Yamachiche, situé sur la rive nord du lac (Figure 3.1). Les deltas, par leur rôle de réservoir sédimentaire, permettent de retracer les taux d'accumulation d'une rivière (Hori et al., 2001 ; Pasternack et al., 2001 ; Pelpola et Hickin, 2003). Par la nature et la succession de leurs faciès, ils permettent de déterminer l'influence des processus en jeu dans leur construction (Orton et Reading, 1993 ; Brown et Pasternack, 2004). À plus grande échelle, la nature et la vitesse de l'accumulation portent l'empreinte de l'histoire géomorphologique du bassin-versant et du bassin de réception et permettent d'évaluer les effets des changements environnementaux passés (Antonelli et al., 2003 ; Bellotti et al., 2004 ; Diszowsky et Desloges, 2003). Le premier objectif de cette étude est de reconstituer l'évolution du delta de la Yamachiche. Le second objectif est de lier cette évolution aux processus géomorphologiques actuels et passés et plus particulièrement aux fluctuations de niveaux d'eau du lac Saint-Pierre et aux changements anthropiques intervenus dans le bassin-versant et dans le bassin lacustre. La reconstitution de l'évolution du delta est réalisée à l'aide de photographies aériennes et de cartes anciennes,

de forages et de coupes et de l'utilisation de diverses méthodes de datation, incluant la luminescence stimulée optiquement, le ^{210}Pb et le ^{14}C .

3.3. DESCRIPTION DU SITE D'ÉTUDE

Le lac Saint-Pierre est un lac fluvial dont le débit et les niveaux d'eau sont principalement déterminés par ceux du Saint-Laurent. Il est caractérisé par des fluctuations de niveau d'eau intervenant à trois échelles. Des fluctuations à l'échelle du siècle au millénaire ont été documentées sur la rive nord par la datation de dépôts littoraux provenant de la stabilisation de niveaux d'eau à différentes altitudes entre 6 000 et 1 000 ans BP (Lamarche, 2005). À l'échelle du dernier siècle, les mesures directes des niveaux d'eau du lac Saint-Pierre depuis 1912 témoignent de périodes de 20-30 ans de hauts et de bas niveaux. Elles correspondent aux fluctuations de débit du Saint-Laurent, qui seraient causées par des cycles climatiques influençant la quantité de précipitation et l'évaporation sur les Grands Lacs (Morin et Bouchard, 2001). Le lac Saint-Pierre connaît également d'importantes fluctuations saisonnières de niveau, avec un maximum intervenant à la fonte printanière lors de la crue des tributaires et un minimum à la fin de l'été. Si l'influence des marées est faible, les vagues peuvent augmenter les niveaux d'eau de façon particulièrement importantes, surtout au printemps lorsque le vent souffle dans une direction SSO-NNE où le fetch atteint alors 30 km (Morin et al., 2005). La rive est du delta de la Yamachiche peut subir l'influence de vagues de haute énergie. Le lac est caractérisé par une faible profondeur, qui est en moyenne de 3 m. Il est traversé en son centre par le chenal de navigation du Saint-Laurent de 11,3 m de profondeur.

Depuis 150 ans, de multiples interventions humaines ont transformé la topographie et les niveaux d'eau du lac. Les plus importants ont été la construction de réservoirs en 1930, le dragage du chenal dans les années 50 et la construction d'un barrage à l'exutoire du lac Ontario en 1958. Si les réservoirs n'ont eu qu'un impact relativement mineur sur l'augmentation des niveaux d'eau, l'impact du dragage du chenal de navigation sur l'hydraulique est plus incertain. Il est toutefois postulé que le chenal, en concentrant l'écoulement au centre du lac, a fait réduire les vitesses en périphérie (Morin et Côté, 2003). La construction du barrage a permis de régulariser les débits en provenance des Grands Lacs. Ce régime hydraulique régulé, pour répondre principalement aux besoins hydroélectriques, à la navigation commerciale et aux besoins des riverains, a provoqué une diminution des fluctuations saisonnières. La crue printanière a été réduite en terme de débit et de durée alors que les niveaux bas de l'été et de l'hiver ont augmenté et montrent une plus grande stabilité. La régularisation n'affecte cependant que très peu les fluctuations d'origine climatique à l'échelle de 30 ans.

Le delta de la Yamachiche est d'une faible superficie, soit 50 ha (Figure 3.1). Il est monochenal et se distingue des autres deltas du lac Saint-Pierre par une embouchure sableuse.

La Yamachiche a un débit moyen de $7 \text{ m}^3/\text{s}$. Elle draine un bassin-versant d'une superficie de 380 km^2 . Le bassin-versant se situe en majorité dans la formation géologique des Basses-Terres du Saint-Laurent au relief plat et s'étend jusqu'à une zone plus vallonnée à l'amont correspondant au Bouclier canadien (Figure 3.2). Les Basses-Terres sont recouvertes par d'épaisses formations superficielles mises en place lors des différents épisodes marin et lacustres qu'a connus la région pendant le relèvement

isostatique. La rivière est incisée dans des limons lacustres et des sables deltaïques jusqu'aux argiles d'eau profonde de la Mer de Champlain qui jouent le rôle de niveau de contrôle du fait de leur cohésion. La roche n'affleure que dans la partie amont du bassin-versant située dans le Bouclier canadien. Dans la région des Basses Terres, la colonisation

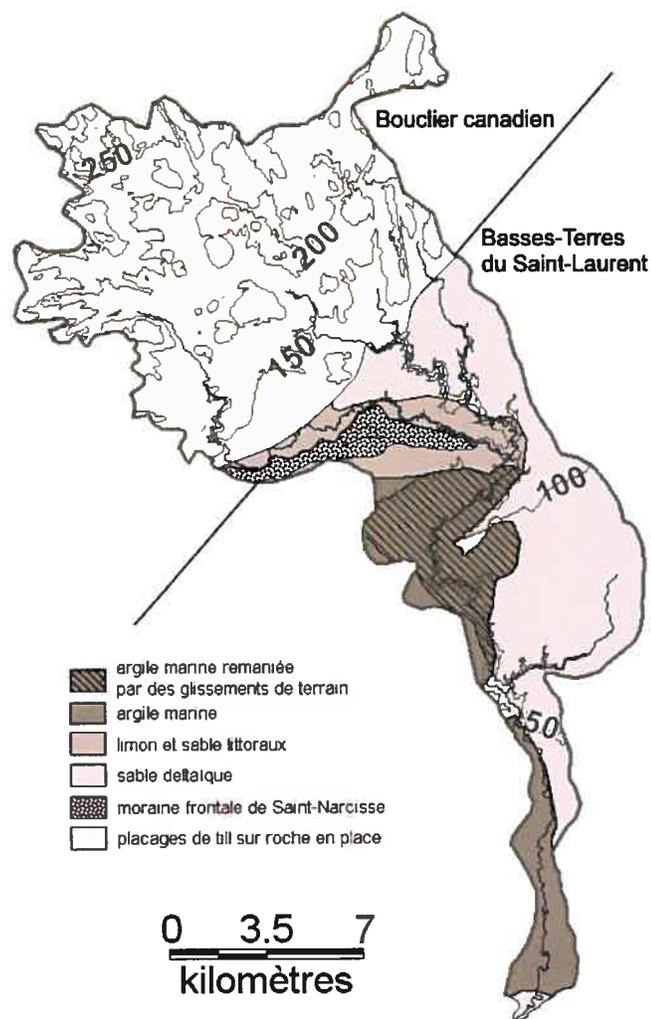


Figure 3.2 Géologie des formations superficielles, limite des régions géologiques des Basses-Terres du Saint-Laurent et du Bouclier canadien et relief du bassin-versant de la rivière Yamachiche (d'après Bourque, 1998).

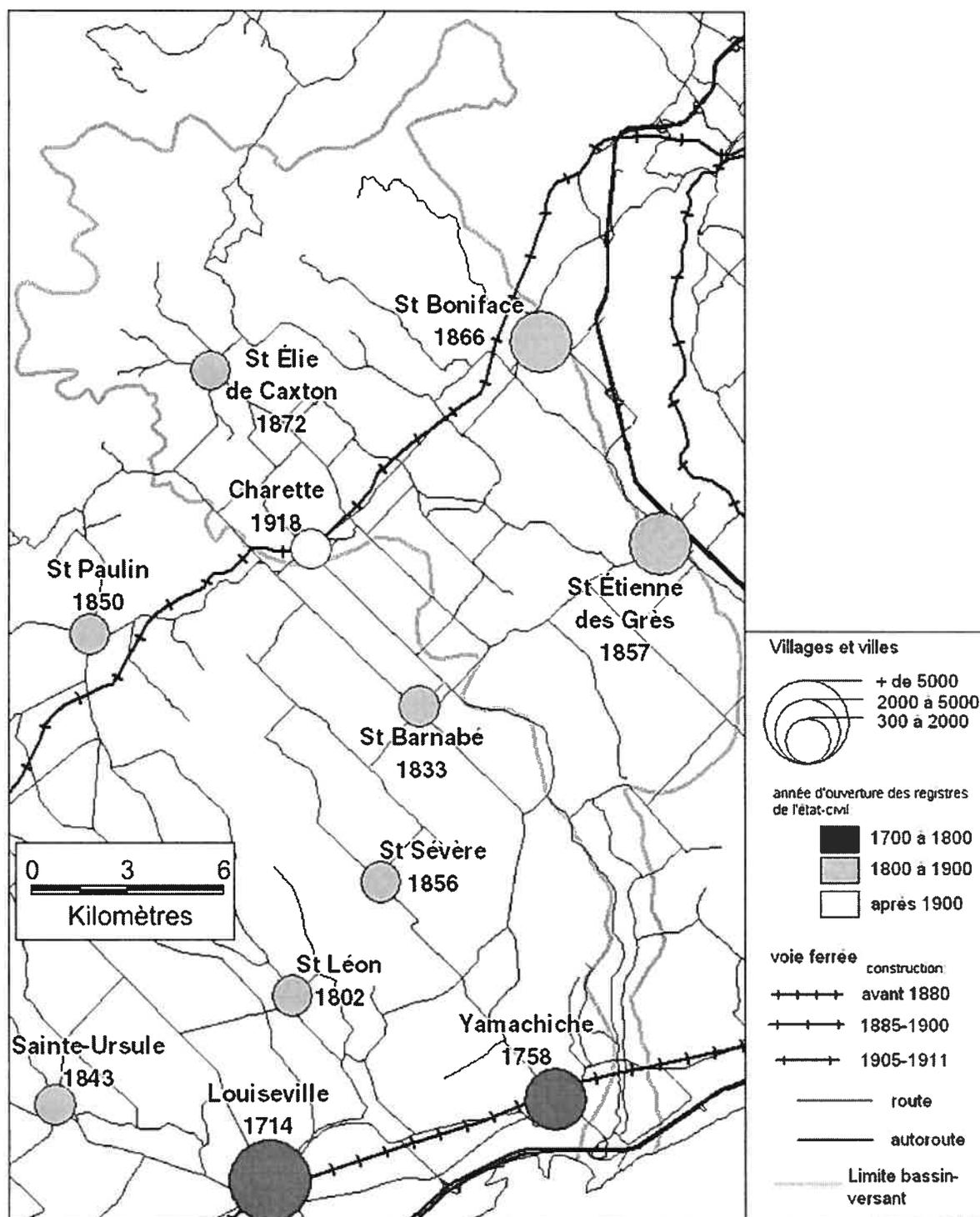


Figure 3.3. Villages, voies de communication et leurs développements depuis le début de la colonisation au 18^{ème} siècle dans le bassin-versant de la Yamachiche et dans la région alentour des Basses-Terres du Saint-Laurent (données compilées de Séguin et Hardy, 2003).

a progressé en fronts pionniers des pourtours du lac Saint-Pierre vers 1700 jusqu'au rebord du Bouclier vers 1875 (Séguin et Hardy, 2004). L'ouverture des villages s'est faite principalement durant le XIX^e siècle (Figure 3.3), avec un pic de population atteint au milieu du XIX^es. À cette époque, les terres sont défrichées et cultivées jusqu'aux contreforts du Bouclier. L'industrie forestière est également présente et toutes les rivières sont utilisées pour transporter le bois, y compris la Yamachiche, où cette exploitation cesse toutefois rapidement. Aujourd'hui, la superficie du bassin-versant est majoritairement dominée par l'agriculture même si des reboisements ont été menés dans la partie sud depuis les derniers 150 ans (Lamontagne, 2004).

3.4. MÉTHODOLOGIE

Cette étude repose sur deux approches complémentaires : une cartographie de la progradation du delta à partir de photographies aériennes et de cartes disponibles depuis le milieu du XIX^es et une analyse chronostratigraphique des sédiments anciens du delta.

3.4.1. Photographies aériennes et cartes anciennes

La cartographie de la progradation a été réalisée à partir de six séries de photographies aériennes du delta prises en 1948, 64, 77, 85, 88 et 97, d'une carte topographique de 1921 au 1:50000 et d'une carte bathymétrique du lac Saint-Pierre réalisée en 1859. Trois photographies (1964, 1985, 1997) ont été géoréférencées par Environnement Canada. Les trois autres (1948, 1977, 1988) ont été géoréférencées avec le logiciel Sigis en utilisant six points de contrôle. Aucun des documents n'a eu besoin d'être corrigé géométriquement étant donné l'absence de relief. Après avoir été

numérisées à haute résolution par Environnement Canada, les deux cartes ont été géoréférencées avec le logiciel Mapinfo à l'aide de quatre points de contrôle pour la carte de 1921 et de cinq pour celle de 1859, relativement moins précise. Les limites des avancées successives du delta ont été tracées par rapport aux limites de la végétation sur les photographies aériennes et aux limites de la côte sur les cartes. La superposition de ces limites a permis de dégager des aires de progradation pour chacune des périodes couvertes par les cartes et les photographies. Leur superficie a été évaluée à l'aide du logiciel Mapinfo, nous permettant ainsi d'estimer des taux de progradation du delta depuis 1859.

3.4.2. Analyse chronostratigraphique

L'analyse chronostratigraphique s'appuie sur la description et la datation de six coupes et de quatorze puits et forages. Les logs sont d'une profondeur moyenne de 2 m et sont répartis dans le delta en transects transversaux et le long du cours d'eau, espacés à des distances de 50 à 350 m (Figure 3.4). Deux forages et une coupe se situent en-dehors des dépôts deltaïques. Dix puits ont été creusés et la description stratigraphique a été faite in-situ. Les six forages ont été réalisés au moyen d'une foreuse à percussion Acker. Des échantillons pour la granulométrie ont été pris dans les principales couches sédimentaires de tous les logs. Les échantillons ont été tamisés à sec dans la fraction comprise entre 2 mm et 63 μm . Le pourcentage de chaque classe granulométrique a été calculé et la granulométrie des strates a été définie par le mode de la distribution. Ces mesures couplées à une description des structures sédimentaires ont abouti à la production de diagrammes de faciès reproduisant la variabilité verticale et latérale des dépôts. La

localisation exacte des sondages a été prise avec un GPS différentiel. Cette donnée a été placée dans un modèle numérique de terrain fourni par Environnement Canada. Ce modèle, qui provient de données LIDAR de la rive nord du lac Saint-Pierre, donne une topographie détaillée du delta et permet de placer les diagrammes de faciès le long de transects. La datation des coupes a été faite par luminescence stimulée optiquement principalement, mais également par ^{210}Pb et par ^{14}C pour un échantillon.

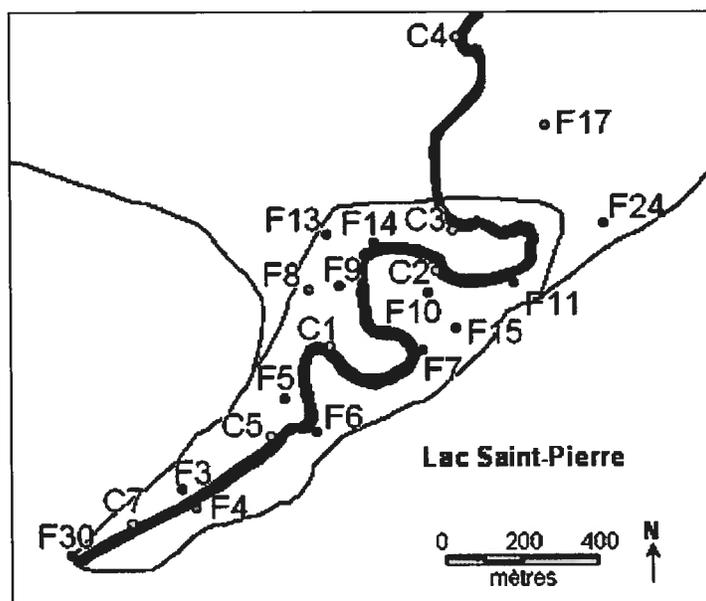


Figure 3.4. Localisation des forages et des coupes dans le delta et dans les dépôts adjacents.

3.4.2.1 Luminescence optique

La luminescence optique est une méthode de datation qui mesure le temps écoulé depuis la dernière exposition des grains de quartz et de feldspath à la lumière solaire, ce qui correspond généralement au dernier événement de mise en transport (Aitken, 1998; Lamothe, 1996). Après sédimentation, les grains sont enfouis et soumis aux radiations ionisantes des sédiments hôtes ainsi qu'aux rayons cosmiques. L'ionisation provoque le piégeage d'électrons dans des défauts de la structure cristalline où ils vont rester stables

jusqu'à la prochaine exposition à la lumière solaire. Lorsque les électrons sont relâchés des pièges, ils libèrent leur énergie sous forme de lumière, dont l'intensité est proportionnelle au nombre de charges piégées et par conséquent proportionnelle à la durée de l'enfouissement. L'âge est estimé par l'équation suivante:

$$\hat{\text{Age}} = \frac{\text{dose équivalente (Gy)}}{\text{dose annuelle (Gy/a)}}$$

où la dose équivalente correspond à la dose reçue par l'échantillon et la dose annuelle à la dose produite par les radiations naturelles du sol.

La remise à zéro de l'horloge dosimétrique lors de l'évènement de transport est une condition primordiale à la datation. Son efficacité va dépendre de la durée et de l'intensité de l'exposition du sédiment à la lumière solaire. En milieu fluvial, la turbidité de l'eau, le caractère éclair des crues ou le transport sur des distances courtes sont autant de paramètres qui limitent l'exposition des minéraux à la lumière et augmentent la probabilité d'avoir des échantillons partiellement remis à zéro. L'analyse statistique de nombreuses aliquotes permet d'évaluer l'importance de ce phénomène. On peut aussi valider les résultats OSL avec des âges de contrôle indépendants fournis par d'autres méthodes de datation. En plus des photographies aériennes et des cartes anciennes, nous avons utilisé le ^{14}C et le ^{210}Pb , même si ces deux méthodes de datation ne sont pas non plus idéales dans ce milieu de sédimentation deltaïque récent.

Les datations ont été faites sur quatre coupes, dont l'une se trouve en-dehors des limites du delta. Les échantillons ont été pris dans les unités sableuses à la base des coupes C1, C3, C4 et également dans des lits sableux à mi-hauteur des coupes C5 et C1. La datation a été faite sur des grains de feldspath potassique dans la fraction

granulométrique comprise entre 125 et 250 μm . Les carbonates de calcium ont été enlevés par une attaque à l'acide chlorhydrique (HCl 20%). Les feldspaths ont été isolés en utilisant une solution de polytungstate de sodium. Les grains ont été montés en fines monocouches sur 30 disques d'un centimètre de diamètre. La datation a été effectuée à l'aide d'un lecteur Risø TL DA15 en utilisant des diodes infrarouges pour la stimulation. La luminescence a été mesurée par un tube photomultiplicateur EMI 963QA muni d'une combinaison de filtres BG39/Corning 7-59 transmettant dans une fenêtre spectrale entre 325 et 470 nm. La dose équivalente a été obtenue en utilisant le protocole de la SAR (Murray et Wintle, 2000) modifié pour les feldspaths, avec une préchauffe de 1 minute à 250⁰C pour la dose et la test dose (Lamothe et al., 2001; Huot et Lamothe, 2003).

Le transfert thermique a été estimé pour chaque échantillon avec six aliquotes remises à zéro sous lampe solaire pendant 16 heures puis soumises à une séquence SAR sans dose naturelle. Les valeurs de transfert thermique sont en moyenne de 1 Gy pour tous les échantillons et de 0.8 Gy pour l'échantillon C1b. Ces valeurs ont été soustraites des doses équivalentes des aliquotes.

La remise à zéro partielle des échantillons a été détectée graphiquement par la méthode des histogrammes de probabilité (Figure 3.5). Une distribution de probabilité proche de la normale traduit la bonne remise à zéro des échantillons, alors qu'une distribution large et asymétrique à droite met en évidence la contamination de l'échantillon par des aliquotes aux doses trop élevées, contenant des grains mal remis à zéro (Murray et al., 1995; Olley et al., 1998, 1999). Les histogrammes de probabilité des échantillons de la Yamachiche présentent tous à des degrés divers une distribution asymétrique, reflétant une remise à zéro partielle (Figure 3.5). L'échantillon C1b a une

distribution unimodale présentant un faible écart-type et semble ainsi avoir été mieux remis à zéro que les autres. Ceci pourrait être expliqué par le fait qu'il ait été pris dans un banc d'accumulation fossilisé.

Comme il existe pour tous les échantillons une probabilité d'avoir une population de grains mal remis à zéro, la dose équivalente a été calculée avec le modèle des âges

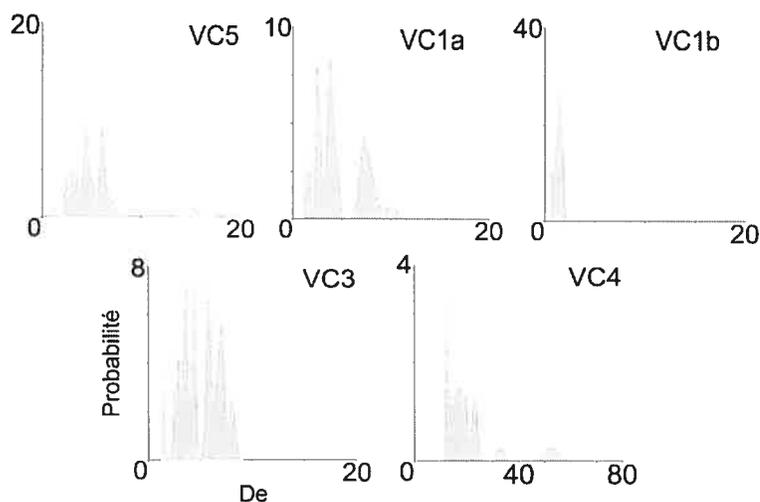


Figure 3.5. Histogrammes de probabilité des doses équivalentes des cinq échantillons OSL collectés sur quatre coupes. Les doses équivalentes ont été mesurées sur 24 aliquotes pour VC5, VC1a, VC1b, VC4 et sur 48 aliquotes pour VC3.

minimums développé par Galbraith et al. (1999). Ce modèle statistique de probabilité définit une population jeune constituée d'aliquotes bien remis à zéro par rapport à l'ensemble de la population. La dose équivalente minimum correspond à la valeur moyenne de la distribution normale de la population jeune. Dans le cas de mesures sur des aliquotes comprenant de multiples grains, il n'est jamais certain que la population la plus jeune corresponde effectivement à une population d'aliquotes avec la totalité de leurs

grains bien remis à zéro. On parlera donc d'âge maximal. Cet âge sera très proche de l'âge réel si l'échantillon n'est que très partiellement mal remis à zéro, comme c'est le cas de C1b. La dose équivalente minimum a été calculée selon la procédure de Huot (2003).

La dose équivalente a ensuite été corrigée pour l'*anomalous fading*. Le taux de *fading* a été mesuré pour chaque échantillon selon la procédure proposée par Auclair et al. (2003). Un taux moyen de 7% par décade a été estimé et utilisé pour corriger les doses équivalentes avec la méthode de Huntley et Lamothe (2001).

Pour la détermination de la dose annuelle, les concentrations de U, Th et K ont été mesurées par activation neutronique et ont été pondérées par la teneur en eau des dépôts.

3.4.2.2 ^{210}Pb et ^{14}C

Le ^{210}Pb dans un sédiment correspond à la somme de deux types de plomb: le ^{210}Pb provenant directement de l'atmosphère (^{210}Pb en excès) et celui provenant de la désintégration du ^{226}Ra (^{210}Pb soutenu). Le ^{210}Pb est une technique de datation radioactive basée sur la décroissance exponentielle de l'activité du ^{210}Pb en excès, qui a une demi-vie de 22.6 ans. La méthode permet de reconstruire des taux d'accumulation par la relation entre l'activité de l'excès ^{210}Pb et la profondeur des sédiments. Elle a souvent été utilisée pour évaluer l'effet des changements environnementaux dans des milieux de sédimentation récente (Walling et He, 1999; Owens et Walling, 2002; Piégay et al., 2004). Pour obtenir un taux d'accumulation moyen, nous avons utilisé la méthode CRS (constant rate of supply) (Appleby, 1978; Sorgente et al., 1998). Le modèle CRS suppose un flux constant de ^{210}Pb vers les sédiments mais n'exige pas un taux de sédimentation constant. Or, dans un milieu deltaïque comme celui de la Yamachiche, on s'attend à ce

que les conditions d'accumulation aient été variables. Des résultats fiables ont été obtenus avec ce modèle dans des milieux de sédimentation non stationnaires comme les estuaires (Madsen et al., 2005).

Les échantillons ont été pris sur le haut de trois coupes, C5, C1 et C3, dont la base est aussi datée par luminescence optique. Six échantillons ont été pris dans les coupes C5 et C3 et huit dans la coupe C1. La fraction granulométrique inférieure à 63 µm a été analysée. Les analyses ont été réalisées au laboratoire GEOTOP de l'Université du Québec à Montréal. L'activité du ^{210}Po , qui est considéré comme étant en équilibre séculaire avec le ^{210}Pb , a été mesurée par spectromètre alpha. Le ^{226}Ra a été mesuré par spectromètre de masse à ionisation thermique. Le ^{210}Pb en excès a été calculé en soustrayant le ^{226}Ra du ^{210}Pb total. L'âge du sédiment échantillonné a été calculé selon la formule suivante :

$$t = \frac{\text{Ln}[(\text{Inv}.t - \text{Inv}.x) / \text{Inv}.t]}{\lambda}$$

où t est l'âge du sédiment, $\text{Inv}.x$ est l'inventaire de l'excès de ^{210}Pb à la profondeur x , $\text{Inv}.t$ est l'inventaire total de l'excès de ^{210}Pb et λ est la constante de désintégration du ^{210}Pb (0,3108). Le taux d'accumulation moyen est obtenu en appliquant la formule suivante :

$$\text{taux de sédimentation} = \frac{\text{prof}.x}{t}$$

Étant donné que dans le modèle CRS, l'incertitude devient importante dans le bas du profil (Turner et Delorme, 1996), les deux dernières valeurs de chaque coupe dont les concentrations étaient inférieures à la marge d'erreur ont été enlevées des profils âge-profondeur.

Une date au ^{14}C a été réalisée sur des morceaux de bois trouvés à 2.10 m de profondeur dans la coupe C1 à la base de l'unité sédimentaire datée par OSL avec l'échantillon C1b. Les morceaux de bois bien conservés ont été identifiés par le laboratoire Rousseau de l'Université de Montréal comme étant des branches de *Pinus strobus* et de *Salix*. Ils ont été envoyés au laboratoire Beta University Branch à Miami (USA) où la méthode conventionnelle a été utilisée. Puisque le delta peut être relativement jeune, la méthode de datation du ^{14}C pourrait être ici à la limite de son champ d'applicabilité, qui ne pourrait être inférieur à 300 ans compte tenu de la difficulté de la calibration (Stuiver et al., 1998).

Un volume de sédimentation a été estimé pour la période 1921-1948. Les données d'épaisseur des sédiments proviennent des taux d'accumulation établis par luminescence optique et ^{210}Pb sur les coupes C5, C1 et C3. Ces données ponctuelles d'épaisseur ont été placées sur une carte du delta en 1948. Des données zéro épaisseur ont été ajoutées aux limites amont et latérales du delta, étant donné que l'accumulation concerne toute la surface deltaïque selon un gradient longitudinal et latéral de proximité au lac et à la rivière. L'interpolation des valeurs avec la méthode de triangulation a permis l'obtention d'une carte de l'épaisseur des dépôts avec le logiciel Surfer 7 (Golden Software), nous permettant d'estimer un volume de sédimentation.

3.5. RÉSULTATS

3.5.1. Photographies aériennes et cartes anciennes

La topographie actuelle du delta est présentée à la Figure 3.6. Le delta de la Yamachiche est caractérisé par une faible pente qui descend de façon continue vers le

bassin peu profond du lac Saint-Pierre. La plaine deltaïque à l'amont présente une topographie irrégulière qui reflète les migrations de la rivière et les anciennes positions du chenal, visibles sur les photographies aériennes et les cartes anciennes.

Les photographies aériennes et les cartes montrent une progradation très rapide du delta de la Yamachiche depuis 1859 (Figure 3.7a). On voit nettement sur la carte que le delta n'était que très peu développé et qu'il s'est construit essentiellement durant les 150

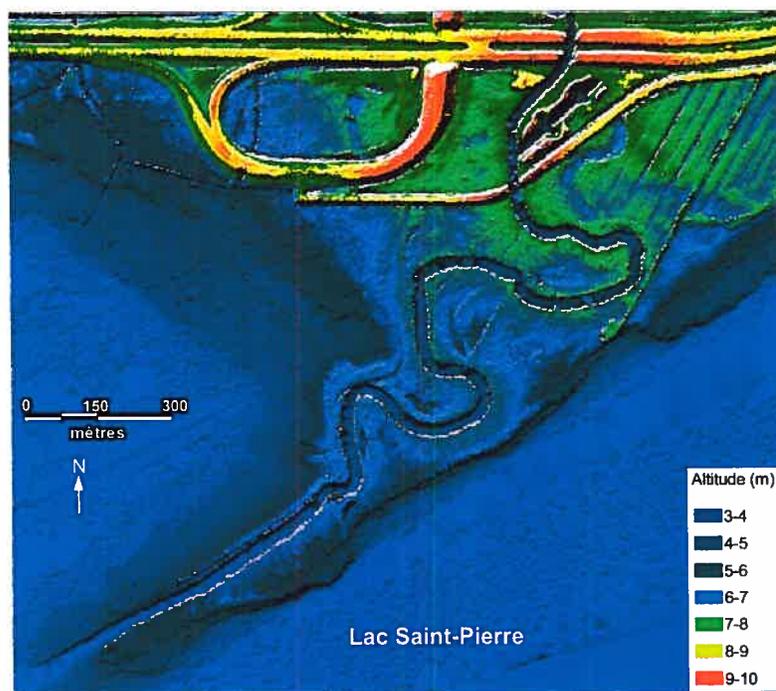


Figure 3.6. Modèle d'élévation de terrain du delta de la rivière Yamachiche, d'après des données LIDAR (Environnement Canada, 2004).

années suivantes. Le delta a connu une progradation moyenne de 1745 m^2 par an de 1921 à 1997. Cette avancée rapide n'a pas été régulière (Figure 3.7b). Quatre périodes peuvent être distinguées. Entre 1859 et 1921, la progradation a été relativement lente; de 1921 à 1964, l'avancée est rapide avec un taux de progradation moyen de $2100 \text{ m}^2/\text{an}$; de 1964 à 1988, la progression du delta est fortement ralentie avec un taux moyen de $640 \text{ m}^2/\text{an}$

mais reprend à nouveau rapidement de 1988 à 1997, où le taux moyen de progradation est de $2960 \text{ m}^2/\text{an}$.

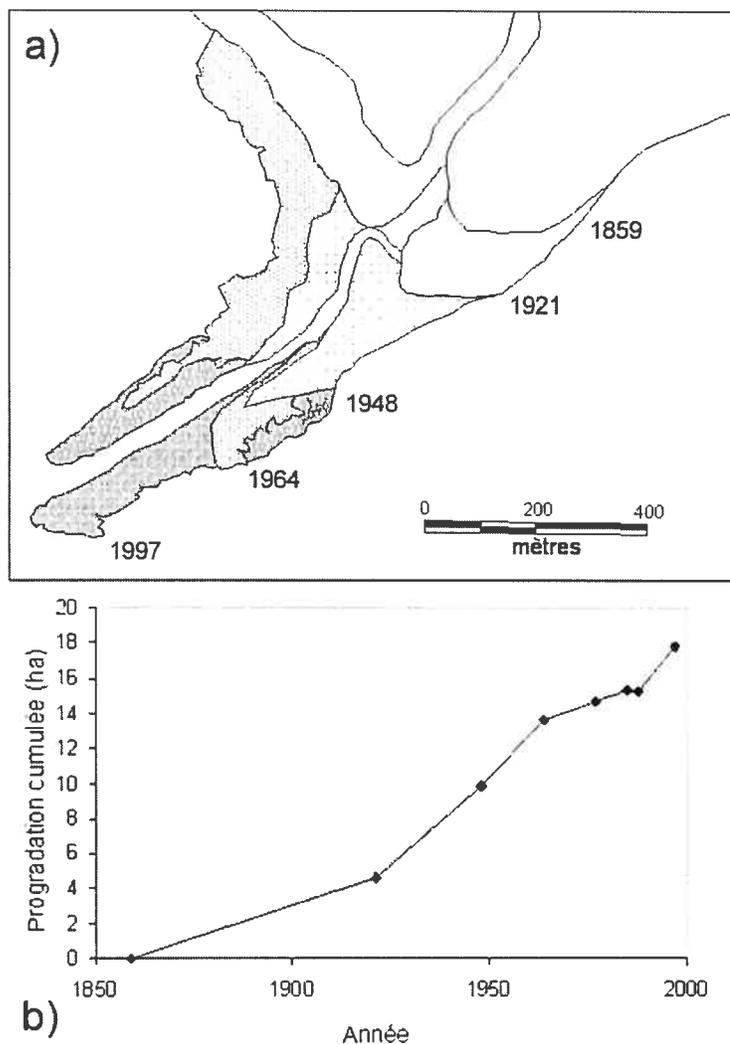


Figure 3.7. Progradation du delta de la Yamachiche d'après la limite de la végétation selon les photographies aériennes de 1948 à 1997 et d'après la limite de la côte selon les cartes topographiques de 1921 et 1859. a) Cartographie des principales avancées. b) Graphique de la progradation cumulée du delta pour chacune des périodes couvertes par les cartes et les photographies aériennes.

Les cartes et photographies permettent également de mettre en valeur un changement dans la forme du delta. D'un contour plus arrondi en 1859 et 1921, le delta a progradé par la suite dans une forme élongée, qui pourrait suggérer la prédominance des processus fluviaux d'accumulation sur les processus littoraux d'érosion. La progradation s'accomplit par une accumulation de sédiments au front accompagnée d'une avancée de la végétation. Elle s'effectue également par une accumulation de sédiments limoneux sur la rive droite et dans la baie adjacente, alors que la rive gauche semble plutôt être soumise à l'action érosive du lac. Le delta suit un même patron de construction de 1859 à 1948. Il

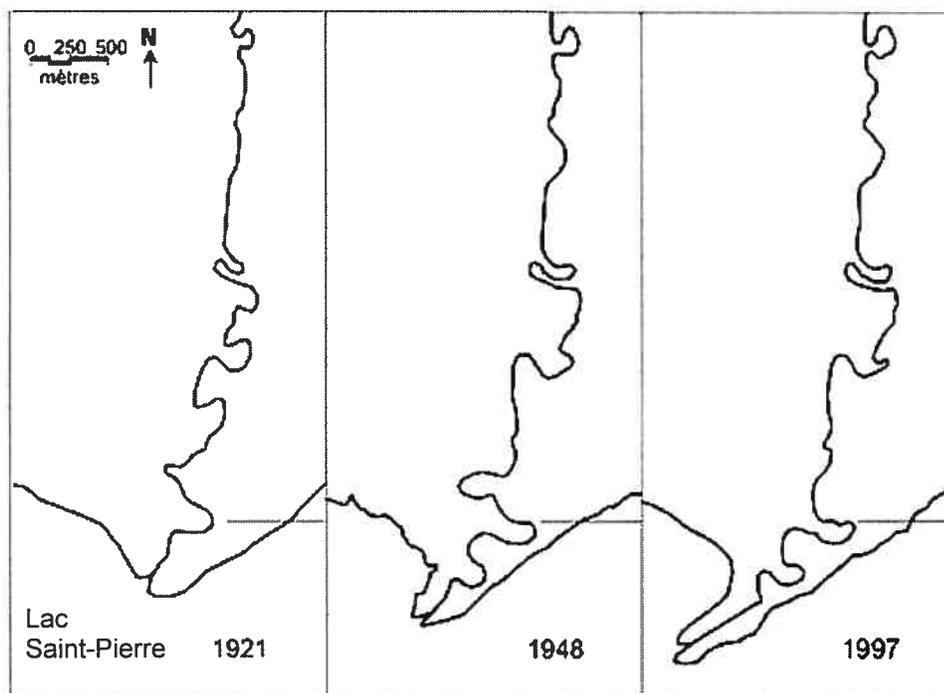


Figure 3.8. La rivière Yamachiche : section aval de 7 km en 1921, 1948 et 1997. Le tracé du chenal correspond à celui de la carte topographique de 1921 et des photographies aériennes de 1948 et 1997. La ligne horizontale située au niveau du dernier méandre aval en 1921 sert de point de repère. La rivière est caractérisée par des migrations latérales de son chenal, particulièrement au niveau du delta, et par des coupures de méandre.

se développe dans un axe NE/SO le long d'un chenal d'abord rectiligne puis caractérisé par une migration latérale et la formation de nouveaux méandres (Figure 3.8). Depuis 1948, le delta prograde le long de la rivière de façon rectiligne. Le dernier méandre à l'aval développé avant 1948 est toujours dans la même position en 1997, où un surcreusement notable est seulement visible à partir de cette date. À l'amont, il n'y a eu aucun changement dans le tracé du chenal hormis la coupure d'un méandre pour la construction de l'autoroute entre 1969 et 1975.

3.4.2. Analyse chronostratigraphique

Les coupes et les forages témoignent d'une grande variabilité des successions sédimentaires à petite échelle. Ils témoignent également de l'existence de trois types d'environnement de dépôt dans le delta. Un secteur à l'aval où se maintient le chenal rectiligne (F30, C7, F3, F4, F5, F6, C5) et deux zones à l'amont de part et d'autre du chenal : à l'ouest (C1, C3, F8, F9, F13, F14) et à l'est (C2, F10, F11, F15, F7). Enfin les dépôts hors delta (C4, F17, F24) présentent une succession distincte de celle des dépôts deltaïques. Nous allons décrire les unités sédimentaires observées dans chacune de ces zones.

3.4.2.1. Description des unités sédimentaires

Zone amont ouest

La coupe C1, qui mesure 2.40 m, présente une succession sédimentaire typique de ce secteur (Figure 3.9). Elle est composée à la base d'une unité de sable fin sur laquelle reposent des morceaux de bois et des dépôts plus limoneux. Les unités sédimentaires

suivantes montrent un granoclassement vertical caractérisé à la base par des sables déposés en une succession de lits plats et dans la partie supérieure par des dépôts limoneux massifs. Cette accumulation massive est perturbée par des lamelles et des lits de sable. Le plus important d'entre eux, entre 1.17 et 1.23 m de profondeur, est structuré en rides fines. Une unité sableuse sommitale, présentant de fines lamelles de limon et des lits sub-horizontaux de minéraux lourds, vient rompre la décroissance granulométrique des dépôts.

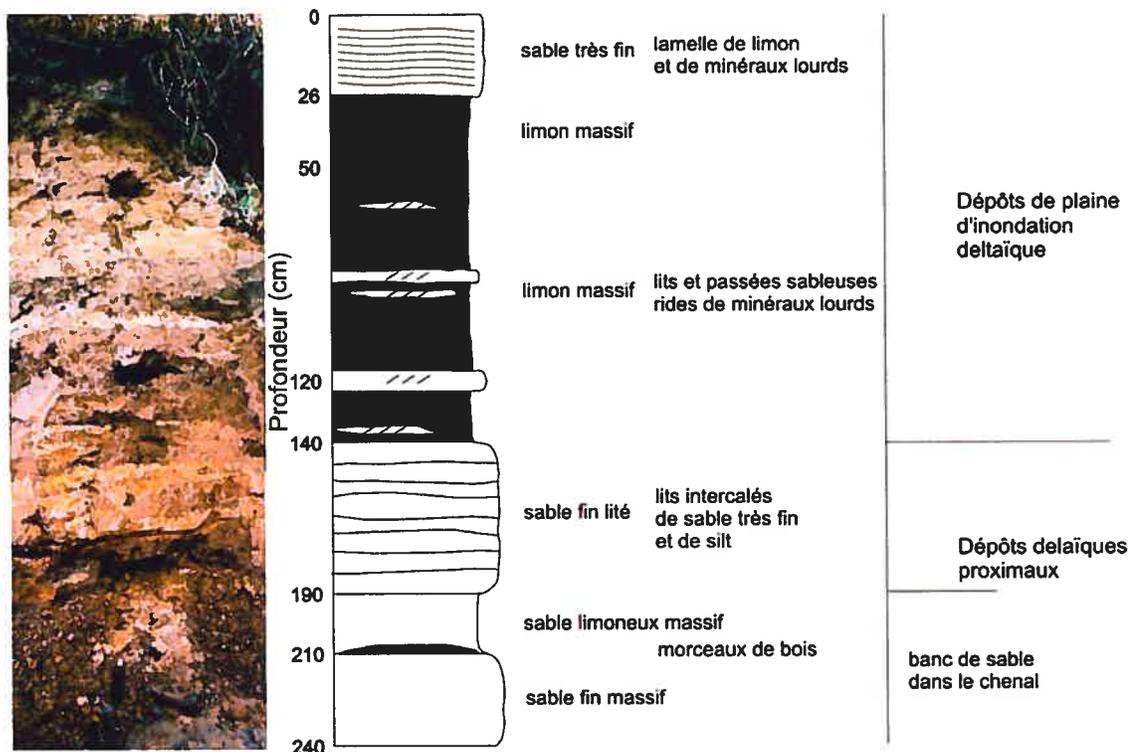


Figure 3.9. Photographie et log de la coupe C1 incluant la description et l'interprétation des unités sédimentaires et des faciès.

Cette série sédimentaire composée d'unités sableuses à la base et d'une unité limoneuse massive entrecoupée de lits de sable dans la partie supérieure est caractéristique des dépôts de subsurface de la rive ouest du delta. Cependant, de

nombreuses différences existent à l'échelle des unités sédimentaires. On observe un gradient latéral dans la fréquence et le nombre de lits et passées sableuses dans les limons massifs, qui tendent à décroître avec l'augmentation de la distance à la rivière (Figure 3.10). Ils sont nombreux dans le forage F9, mais absents dans le forage F8, qui est situé latéralement le plus loin du chenal. L'épaisseur de limon décroît également avec l'augmentation de la distance à la rivière. Atteignant près de 1 m au forage F9, l'épaisseur n'est plus que de 36 cm au niveau du forage F8 (Figure 3.10). Les unités sableuses à la

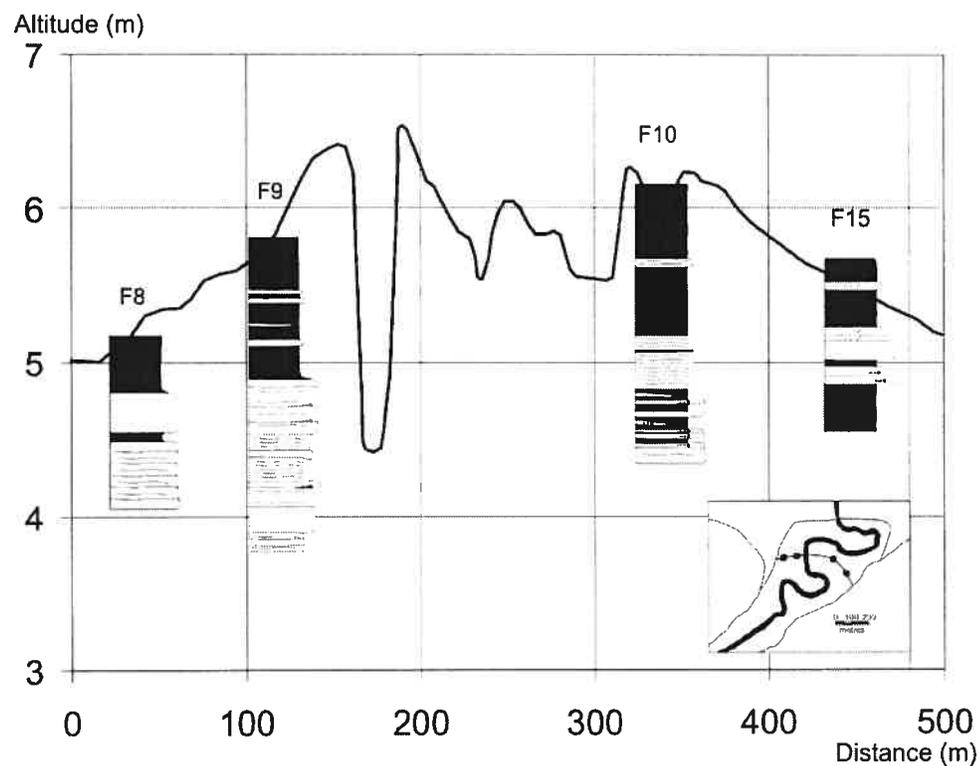


Figure 3.10. Distribution des logs F8, F9, F10 et F15 sur un transect topographique transversal du delta.

base montrent aussi une grande variété. Elles diffèrent d'un log à l'autre par leur nombre, leur épaisseur et en terme de granulométrie et de structures internes. Le forage F9 est par

exemple caractérisé par de nombreuses unités à la stratification marquée, alors que la base de la coupe C3 (Figure 3.11) est formée d'une unité sableuse faiblement structurée par quelques lits de minéraux lourds. On observe un gradient longitudinal de décroissance de la taille des grains vers l'aval avec l'absence d'unités de sable moyen dans la coupe C1, présentes à la base de tous les logs à l'amont.

Zone amont est

Les dépôts de subsurface de la zone amont à l'est sont caractérisés par une plus grande hétérogénéité à l'échelle de la série sédimentaire au complet. On y trouve deux types de succession locale : l'une à proximité du chenal (F10, C2) et l'autre à proximité du lac (F11, F15, F7) (Figure 3.10). Les forages F11, F15 et F7 situés près du lac sont caractérisés par la présence de deux unités particulières à cet environnement de dépôt : une unité de sable grossier sans structure dans la partie inférieure des profils et une unité de sable limoneux massif dans la partie supérieure, en lieu et place de l'unité de limon massif présente du côté ouest du delta (Figure 3.11b). On observe également l'absence d'unités sableuses à la base des logs. Près du chenal, la succession des dépôts de subsurface se caractérise par un granoclassement vertical graduel et par un litage horizontal fréquent à granulométrie contrastée. Le forage F10 est caractérisé par une alternance de lits de limon massif et de lits de sable avec graviers à la base, surmontés par une unité de sable très fin lité puis par du limon massif. La coupe C2 est caractérisée à la base par des unités de sable massif recouvertes par des unités sableuses présentant des alternances fréquentes de contenu en minéraux lourds et des lits de granulométrie contrastée. Ce litage marqué s'accompagne d'une diminution de la granulométrie moyenne selon un profil vertical (Figure 3.11a). La transition entre les dépôts sableux et

l'unité limoneuse épaisse qui les recouvre se fait graduellement, contrairement au contact franc présent dans les dépôts à l'ouest.

Zone aval

Les successions sédimentaires de cette zone sont caractérisées par des alternances fréquentes de lits de sable et de lits de limon le long de toute la séquence (C5, F6, F5, F4, F3, F30), ou par un litage fréquent de lits sableux (C7). La coupe C5 en fournit un bel

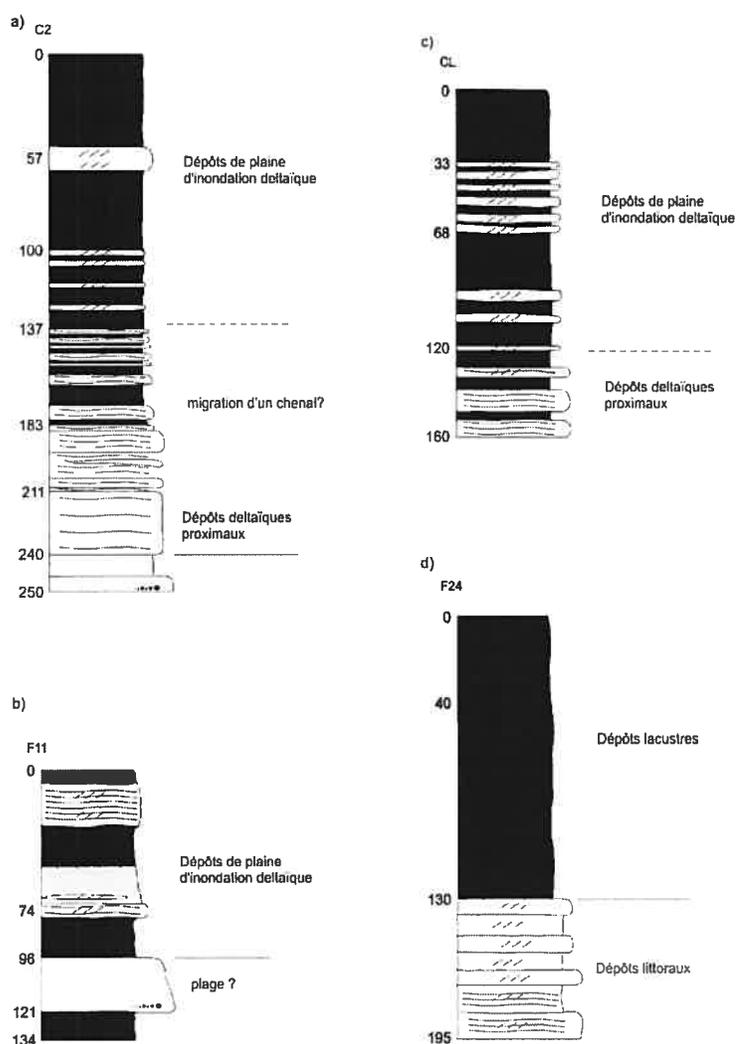


Figure 3.11. Logs C2, F11, Cl et F24 : description et interprétation des faciès.

exemple (Figure 3.11c). La base est caractérisée par des unités de sable fin structurées par des lits subhorizontaux de minéraux lourds, qui alternent avec des lits de limon. Cet ensemble laisse place graduellement à une unité de limon massif. Les dépôts limoneux sont rythmés dans la partie supérieure de la coupe par de nombreux lits et passées de sable très fin structurés en rides de minéraux lourds. Un granoclassement vertical des sables est observable. Ce schéma de dépôt montre peu de variabilité latérale dans cette zone aval où la rive gauche et la rive droite présentent les mêmes schémas de succession. La variabilité des faciès se développe principalement selon un gradient longitudinal de proximité au lac. Les quatre forages (F6, F5, F4, F3) situés à l'amont et à l'aval de C5 présentent une succession très similaire. On trouve en plus à leur base des lits de matière organique au niveau du contact graduel des dépôts sableux et des dépôts limoneux massifs. Les différences sont surtout visibles à partir de la coupe C7, qui se distingue par une granulométrie plus grossière et par un granoclassement interrompu à son sommet par des lits de sable fin. À l'embouchure du delta (F30), les dépôts sont caractérisés par la succession d'un lit de limon et d'un lit de sable, structurés en lits de minéraux lourds subhorizontaux.

Hors des limites du delta

Les dépôts à l'amont du delta (C4, F17, F24) présentent une séquence sédimentaire relativement similaire entre eux. Ils sont caractérisés à leur sommet par une unité de limon massif épaisse, de plus de 2m d'épaisseur dans le cas de C4. Ces unités n'incluent peu ou pas de lits de sable très fin, contrairement aux dépôts limoneux massif du delta (Figure 3.11d). Les dépôts à la base sont constitués d'unités de sable régulièrement laminées. Il s'agit d'une alternance de lits de sable très fin structurés en

rides et lamelles de minéraux lourds pour C4 et F17 et d'une alternance de lits de sable fin et de lits de sable moyen, structurés également en rides et lits ondulés de minéraux lourds pour F24 (Figure 3.11d).

3.4.2.2. *Interprétation des environnements de dépôt*

Les unités sédimentaires ont été mises en place sous deux types d'environnement de dépôt. Les unités à la base correspondent à des dépôts deltaïques proximaux. Ils sont surmontés par des dépôts de plaine d'inondation deltaïque. Les dépôts proximaux sont caractérisés par une granulométrie sableuse et une stratification en lits ou lamelles

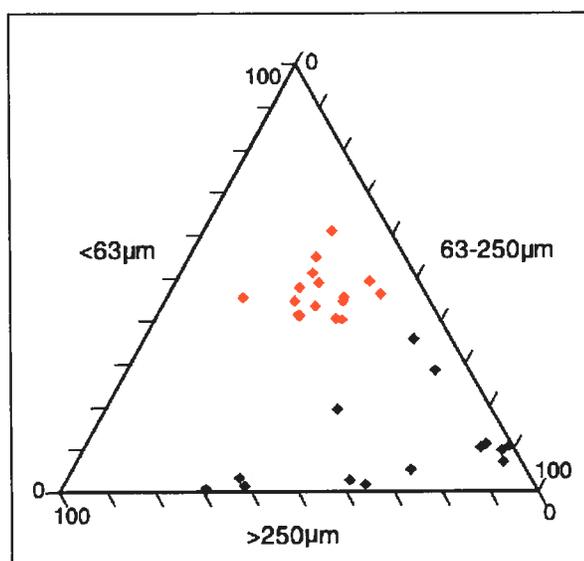


Figure 3.12. Diagramme triangulaire représentant la proportion de limon, de sable fin et très fin et de sable moyen des échantillons granulométriques collectés sur les six coupes à l'étude : en rouge les dépôts de plaine d'inondation deltaïque, en noir les dépôts deltaïques proximaux.

subhorizontales. Les dépôts de plaine d'inondation deltaïque sont caractérisés par une granulométrie limoneuse et l'absence de structure interne. Ils sont entrecoupés de lits et de passées de sable très fin présentant une stratification en ride. La granulométrie des échantillons des coupes est présentée dans un diagramme triangulaire différenciant les proportions de limon, de sable fin et de sable moyen (Figure 3.12). Ce diagramme permet de discriminer les dépôts de plaine d'inondation deltaïque, qui sont caractérisés par un pourcentage sable-limon variant autour de 50%, des dépôts deltaïques proximaux, qui sont constitués de sable fin à très fin avec une proportion changeante de grains plus grossiers de sable moyen.

La zone amont à l'ouest du delta, représentée par la coupe C1, présente la succession la plus claire de ces deux faciès (Figure 3.9). La base de la coupe est constituée de plusieurs unités sableuses massives et litées qui correspondent aux dépôts deltaïques proximaux, mis en place sous des conditions de bas niveaux d'eau du lac et probablement soumis à l'influence des vagues et des processus dans le chenal. La coupe C1 se caractérise par la présence d'une unité de sable fin massif recouverte par des morceaux de bois et des sables limoneux. Cette strate correspondrait vraisemblablement à un ancien banc dans le chenal. Les unités constituant les dépôts deltaïques proximaux diffèrent verticalement et latéralement d'un log à l'autre. L'hétérogénéité de ces séquences témoignerait de conditions de sédimentation variant à des courtes échelles de temps et à des petites échelles spatiales, telles qu'observées actuellement à l'embouchure du delta. Notre échelle d'analyse stratigraphique inclut cette complexité mais ne permet pas de déterminer les différents mécanismes de mise en place de chaque unité. À mesure que l'accrétion verticale augmente la hauteur des berges et du delta, les sables proximaux

sont progressivement surmontés par des dépôts limoneux de plaine d'inondation deltaïque. Le contact est relativement brusque dans la coupe C1, même si on observe à la base des dépôts limoneux des lits de sable dont le nombre décroît à mesure de l'exhaussement de la plaine deltaïque. Les limons se déposeraient pendant de hauts niveaux d'eau du lac. Ils proviendraient en majorité de la rivière, comme le laisse supposer la diminution de l'épaisseur des dépôts avec l'éloignement du chenal. Les hauts niveaux d'eau lacustres et les crues de la rivière se produisent généralement à la même période printanière. Bloquée par les hauts niveaux du lac, la rivière perd sa compétence et dépose des sédiments fins limoneux dans la partie immergée du delta. Les lits et les lamelles de sables rythmant les dépôts limoneux massifs se déposeraient à la faveur de la décélération du courant au niveau de l'entrée de la rivière dans le lac. Ces lits de sables sont structurés en rides, indiquant un transport par traction. Ils se situent préférentiellement à proximité du chenal, ce qui a été également observé dans le cas de dépôts de plaines alluviales (Middelkoop et Asselman, 1998). On les trouve plus nombreux à la base des limons d'inondation, à des hauteurs plus fréquemment atteintes par les niveaux d'eau. On observe aujourd'hui ce type de sédimentation à la suite de crues printanières où le niveau d'eau du lac est haut. Après leur dépôt, des lits de sable peuvent être retravaillés par les vagues du lac et former des dunes (Figure 3.13a). La formation et la localisation des lits de sable peuvent être aussi influencées par la végétation de la plaine deltaïque, qui peut jouer le rôle d'obstacle et générer la présence de petits dépôts très locaux (Figure 3.13b)

Dans la partie est du delta, les successions sédimentaires montrent plus de variabilité. Les logs F10 et C2 témoigneraient de la présence d'un ancien chenal, dont la



Figure 3.13. Photographies des dépôts de surface du delta après la crue printanière de 2005. La localisation des photographies est donnée à la figure f) et leur orientation par rapport à la rivière est indiquée par une flèche en bas de chaque photographie. a), b), c) concernent le secteur ouest du delta. a) sable alluvial d'inondation retravaillé par les vagues en dunes sur des limons d'inondation retravaillés en rides. b) sable alluvial d'inondation déposé derrière un obstacle. c) dépôt massif de limon à l'aval. d) et e) concernent le secteur est du delta. d) érosion de la plaine deltaïque par les vagues. e) fine couche de limon correspondant à un dépôt lacustre de fin de crue.

position initiale et les anciens tracés sont visibles dans la topographie du delta (Figure 3.6). Les profils sédimentaires se caractérisent à la base par des dépôts de granulométrie plus grossière (sable moyen), qui correspondraient à des dépôts de fond de chenal. Ils sont

succédés par des dépôts sableux et limoneux rythmés, présentant une granulométrie qui s'affine graduellement, traduisant une mise en place sous des conditions d'écoulement de plus en plus faibles lors de la migration du chenal (Figure 3.11a).

Les logs F15, F11 et F7, situés les plus loin de la rivière, enregistreraient les effets des processus érosifs du lac. La présence dans la partie inférieure des profils d'une unité de sable moyen à grossier sans structure pourrait correspondre à une ancienne ligne de plage (Figure 3.11b). Les dépôts de plaine d'inondation deltaïque sont caractérisés par la présence d'une unité de sable limoneux massif. La granulométrie de cette unité est particulière à ce milieu de sédimentation. Elle pourrait suggérer une source sédimentaire lacustre plutôt que riveraine, contrairement aux autres dépôts deltaïques d'inondation que l'on retrouve dans la partie ouest du delta. Après la crue printanière de 2005, nous avons pu constater une forte érosion du côté est du delta par les vagues du lac Saint-Pierre (Figure 3.13d). Dans ce secteur, les apports sédimentaires de la rivière ont été seulement limités aux berges. Nous avons également pu constater le dépôt généralisé d'une fine couche de sable limoneux, mis en place par le lac pendant la fin de la crue (Figure 3.13e). Le côté ouest du delta était par contre recouvert d'une grande couche de limon sableux provenant de la rivière et devenant de plus en plus épaisse vers l'aval (Figure 3.13c). Ces analogues modernes reflètent les différences est-ouest retrouvées dans la stratigraphie des dépôts de subsurface.

Dans la zone aval représentée par la coupe C5, les dépôts proximaux sableux se caractérisent par la présence de lits de limon, alors que les limons de plaine d'inondation sont entrecoupés par de nombreux lits de sable (Figure 3.11c). Les structures subhorizontales des dépôts proximaux et les rides des dépôts d'inondation permettent de

différencier les deux types d'environnement. La limite peut être aussi soulignée par la présence de lits de matière organique. La fréquence des lits de sable d'inondation dans la partie supérieure des profils s'explique par la hauteur moindre de la plaine deltaïque, qui est plus fréquemment atteinte par la limite du niveau d'eau du lac. À la base des séquences sédimentaires, la présence de lits de matière organique à l'interface des dépôts proximaux et des dépôts d'inondation pourrait indiquer la présence d'herbiers à l'embouchure du delta. L'extension de la végétation ainsi que la présence de lits de limon intercalés dans les dépôts sableux proximaux pourraient s'expliquer par des conditions de sédimentation plus calmes. Située plus à l'aval, la coupe C7 se caractérise par une succession sableuse. Les sédiments actuels de l'embouchure sont sableux dans la partie non végétalisée. Là où la végétation de saules arbustifs retient des particules plus fines, les sables proximaux peuvent comprendre quelques lits de limon.

Les dépôts hors delta sont caractérisés par une unité de limon massif épaisse qui a pu se déposer dans des conditions lacustres en eau plus profonde qu'actuellement (Figure 3.11d). Ceci est suggéré par la *quasi* absence de lits de sable très fin dans les limons, qu'on trouve nombreux dans les dépôts de plaine deltaïque. Les sables à la base, qui sont caractérisés par une stratification en rides et en lits ondulées, auraient pu se mettre en place dans un contexte littoral sous l'influence des vagues.

3.4.2.3. Luminescence optique

Les âges OSL sont présentés au Tableau 3.1 et leur localisation dans le delta à la Figure 3.14. L'échantillon VC1b, qui présentait une remise à zéro relativement bonne,

donne l'âge le plus jeune de 140 ans à la base de la coupe C1. Ceci correspond à un taux moyen d'accumulation de 1.5 cm/an. L'échantillon au-dessus, VC1a, moins bien remis à

Faciès	# échantillon	Analyses			teneur en eau (%)	Da (Gy/ka)	De (Gy) révisée pour le transfert thermique ¹ Modèle des âges minimums	Âge révisé pour le fading ²
		U (ppm)	Th (ppm)	K (%)				
Delta	VC5	0.9	3.6	2.35	20	3.14 ±0.12	4.79 ± 0.37	840 ±140
Delta	VC1a	0.7	3.6	2.73	20	3.44 ±0.16	4.12 ± 0.44	160 ±50
Delta	VC1b	0.5	2.2	2.68	20	3.26 ±0.16	1.30 ± 0.07*	140 ±60
Delta	VC3	0.6	2.3	2.19	20	2.96 ±0.14	4.72 ± 0.46	280 ±70
Littoral	VC4	1.2	5.8	2.37	25	3.16 ±0.14	19.2 ± 1.6	7100 ±1340

1. Le transfert thermique a été évalué à 0.8 Gy pour l'échantillon VC1b et à 1 Gy pour les autres échantillons.

2. La valeur g utilisée pour la correction de l'*anomalous fading* est de 7%/décade de temps.

* Valeur non corrigée du transfert thermique; la correction a été faite lors du calcul de l'âge.

Tableau 3.1. Âges OSL des sédiments du delta de la Yamachiche. Les âges ont été obtenus après corrections pour le transfert thermique, l'*anomalous fading* et la remise à zéro partielle des sédiments.

zéro (Figure 3.5), donne tout de même un âge similaire compris dans l'erreur de la méthode. Plus à l'amont, la datation de la base de la coupe C3 révèle un âge de 280 ans. Étant donné que l'échantillon était moins bien remis à zéro que VC1b selon la distribution de probabilité des doses équivalentes, l'âge pourrait être surestimé. Cette date s'inscrit néanmoins dans le cadre chronologique de l'évolution du delta telle que décrite par les cartes anciennes, qui placent une limite de 140 ans entre la coupe C1 et la coupe C3 (Figure 3.14). Cet âge maximal donne un taux de sédimentation minimum de 0.6 cm/an. En revanche, l'âge de 840 ans de la coupe C5 à l'aval est en-dehors du cadre chronologique très récent révélé par les âges minimums OSL et les autres méthodes de

datation. Ce problème pourrait être causé par une remise à zéro plus incomplète de l'échantillon, ce qui causerait une surestimation plus grande de l'âge.

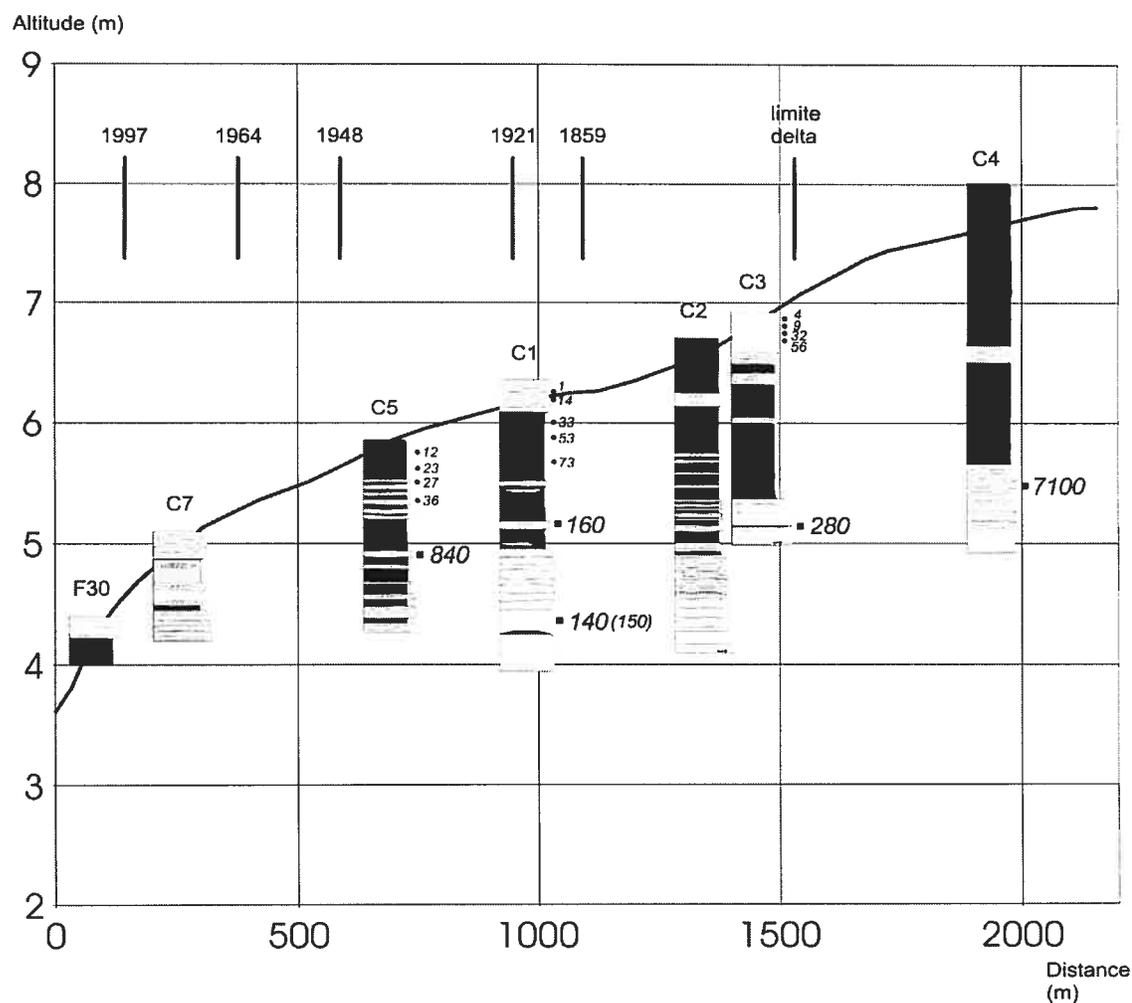


Figure 3.14. Distribution des coupes le long d'un transect longitudinal du delta. La localisation et les dates par luminescence optiquement stimulée sont représentées en gras, la date au ^{14}C est représentée entre parenthèse et les dates au ^{210}Pb sont en caractères réduits. Les traits verticaux représentent les limites de progradation du delta selon les cartes et les photographies aériennes, associées à leur année correspondante.

À l'amont du delta, l'unité sableuse de la coupe C4 ne semble pas être contemporaine des dépôts deltaïques par son âge bien supérieur, approchant 7000 ans. La

position du mode des doses équivalentes de C4 se situe à de bien plus grandes valeurs que celles des échantillons deltaïques (Figure 3.5). Cette unité sableuse pourrait avoir été déposée durant l'Holocène moyen et pourrait correspondre aux sables de l'ancien delta de la Saint-Maurice, mis en place pendant la période du lac à *Lampsilis*.

3.4.2.4. ^{210}Pb et ^{14}C

L'activité de l'excès de ^{210}Pb par rapport à la profondeur est présentée à la Figure 3.15a. Le profil montre une tendance à la décroissance jusqu'à une profondeur de 90 cm pour C5, 110 cm pour C1 et 45 cm pour C3. Le modèle CRS donne des taux de sédimentation compris entre 1.7 cm/an pour la partie supérieure de la coupe C5 à l'aval, 0.7 cm/an pour les premiers 70 cm de C1 et de 0.2 cm/an pour les premiers 30 cm de C3 à l'amont (Figure 3.15b). On observe un gradient longitudinal avec des taux de sédimentation plus forts à l'aval. Dans la plaine deltaïque à l'amont, l'accumulation de sédiments peut se produire durant des années de niveaux d'eau exceptionnellement hauts. Le niveau d'eau moyen des maximums printaniers du lac Saint-Pierre est de 6.8 m, ce qui correspond à la hauteur de la coupe C3. Les âges et les taux de sédimentation obtenus par ^{210}Pb sont concordants avec ceux obtenus par luminescence optique pour les coupes C1 et C3 (Figure 3.14). Ils montrent des taux de sédimentation décroissants avec l'augmentation de la hauteur des dépôts, à la fois verticalement et sur un axe longitudinal de proximité au lac.

Le ^{14}C donne un âge non calibré de 100 ± 50 ans (Beta – 177291). Cela correspond à un âge calibré de 150 ± 150 ans pour les morceaux de bois situés dans la même unité sédimentaire que C1b, datée à 140 ± 60 par luminescence stimulée optiquement (Figure

3.14). Le manque de précision de cette date est dû à la courbe de calibration qui donne trois plages de valeurs possibles pour une date de 100 ans. Le ^{14}C révèle un âge compris entre 0 et 300 ans, ce qui vient confirmer le caractère très récent de la construction du delta de la Yamachiche.

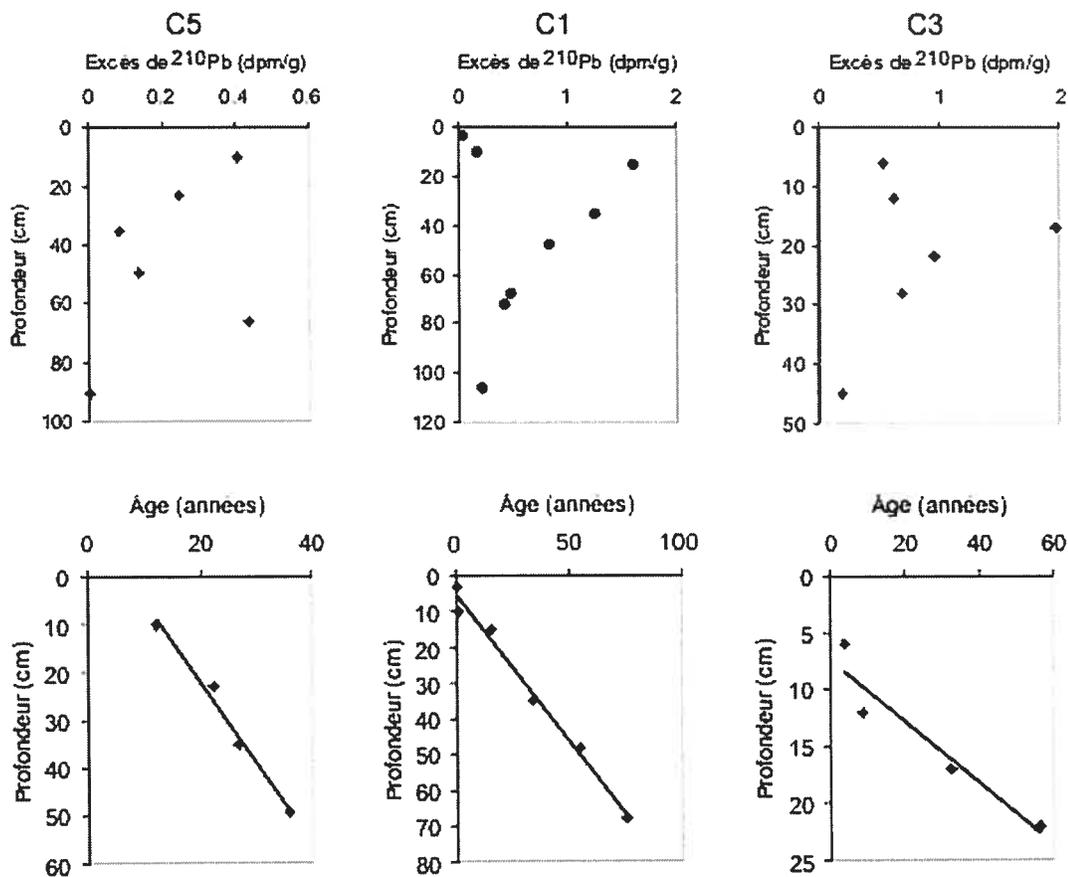


Figure 3.15. a) Distribution de l'activité du ^{210}Pb non supporté en fonction de la profondeur pour les coupes C5, C1 et C3. b) Distribution des âges en fonction de la profondeur pour chaque coupe calculés à partir des concentrations en ^{210}Pb avec le modèle CRS.

Un volume de sédimentation moyen a pu être estimé à partir des taux d'accumulation et des limites de progradation du delta. De 1921 à 1948, le delta aurait

connu une accumulation de 50 000 m³ de sédiments, soit un volume moyen estimé à 1850 m³ par an.

3.5. DISCUSSION

3.5.1. Géométrie du delta et mécanismes de construction

Le modèle d'évolution du delta a été établi par la description, l'interprétation des unités sédimentaires et leur agencement vertical et latéral, ainsi que par les datations et par les indices apportés par les photographies aériennes et les analogues modernes. Le delta de la Yamachiche est caractérisé par des dépôts proximaux sableux qui exposent une granulométrie décroissante sur un axe longitudinal : sable moyen à l'amont, puis sable fin et enfin alternance de lits de limon et de lits de sable fin avec des lits de matière organique dans la partie rectiligne aval. Cette décroissance granulométrique est interrompue par un retour à des dépôts sableux au niveau de la coupe C7, alors que l'embouchure actuelle est constituée de sable dans la zone d'exondation, mais comprend quelques lits de limon dans les zones végétalisées (Figure 3.16). Ces dépôts proximaux se sont mis en place de façon progressive à mesure de l'avancée du delta. Il est difficile de faire de corrélations entre les unités sédimentaires qui les composent, à cause de leur grande variabilité locale. Nous expliquons cette variabilité par la pente faible du delta, qui subit les niveaux d'eau fluctuants du lac Saint-Pierre par des changements à très courtes échelles dans les modes et les lieux de dépôts.

À mesure que le volume sédimentaire et l'élévation de la surface augmentent, les sables proximaux sont progressivement surmontés par des dépôts limoneux de

débordement entrecoupés par des passées sableuses d'inondation. Ces lits de sable sont plus nombreux à l'aval, du fait de l'élévation moindre de la plaine deltaïque, qui est plus souvent inondée par des niveaux d'eau de plus faible ampleur mais de plus grande fréquence. La partie aval connaît également des taux de sédimentation plus forts.

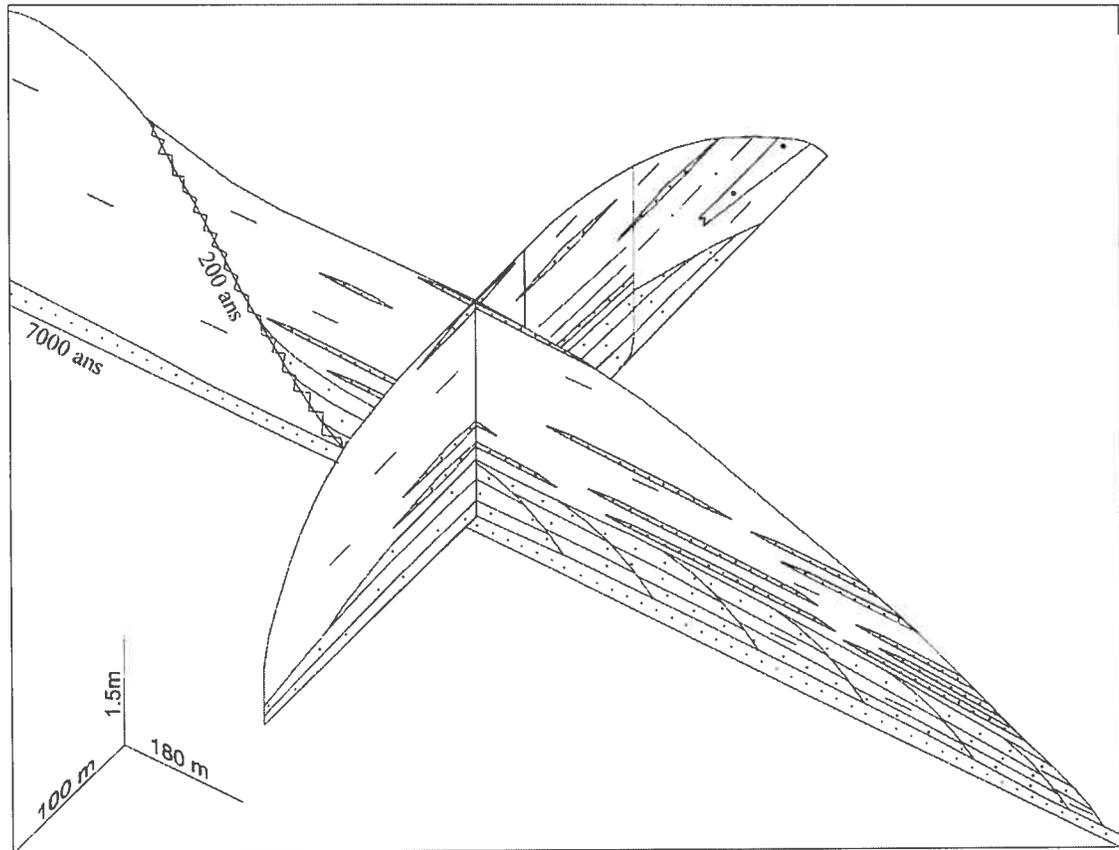


Figure 3.16. Modèle de construction du delta de la Yamachiche.

Latéralement, alors que les successions sédimentaires de la zone aval rectiligne montrent peu de variabilité, le delta de la Yamachiche présente à l'amont une asymétrie définie par deux types d'environnement de dépôt. Un côté ouest, caractérisé par une forte accumulation d'origine alluviale et une érosion faible et un côté est, marqué par les

migrations latérales du chenal et l'influence érosive des vagues de haute énergie du lac Saint-Pierre. Les dissemblances se sont développées dans le secteur amont du delta où la levée alluviale à l'est bloque la connexion entre les eaux du lac et celles de la rivière pendant les hauts niveaux d'eau, limitant ainsi le dépôt de sédiments alluviaux aux berges et laissant la plaine deltaïque adjacente sous l'influence du lac. La migration du chenal vers l'ouest entre 1921 et 1948 (Figure 3.8) a eu également pour conséquence l'appauvrissement des apports alluviaux dans le secteur est par l'éloignement progressif de la rivière. La plaine deltaïque coupée de son approvisionnement alluvial et soumise à l'énergie des vagues du lac connaît une érosion importante et peut être également recouverte par des dépôts de limon lacustres. L'action des vagues conditionne l'axe de développement SE/NO du delta, en érodant la côte est et en redistribuant les sédiments alluviaux dans la partie ouest du delta et dans la baie attenante, qui est marquée par une accumulation de sédiments fins. La différence est-ouest était particulièrement visible après la crue printanière de 2005 (Figure 3.13).

Sur un axe longitudinal, la différence entre la zone amont et la zone aval, caractérisée par la présence de lits de limon dans les dépôts proximaux sableux, correspond à la période entre 1921 (C1) et 1948 (C5) (Figure 3.14). Cette transition est aussi associée à un changement dans le mode de progradation du delta, se caractérisant depuis au moins 1948 par une avancée rectiligne. Cette évolution pourrait refléter un ajustement à des niveaux d'eau lacustres plus bas. Cette hypothèse serait étayée par les lits de matière organique qui indiqueraient la présence d'herbiers, favorisée par des niveaux d'eau relativement bas en été pendant la période de croissance végétative. Si le

niveau moyen du lac Saint-Pierre n'a ni baissé ni augmenté depuis 100 ans, des cycles de niveaux bas ont eu lieu dans les années 30, entre 1958 et 1965 et après 1988. Ils auraient

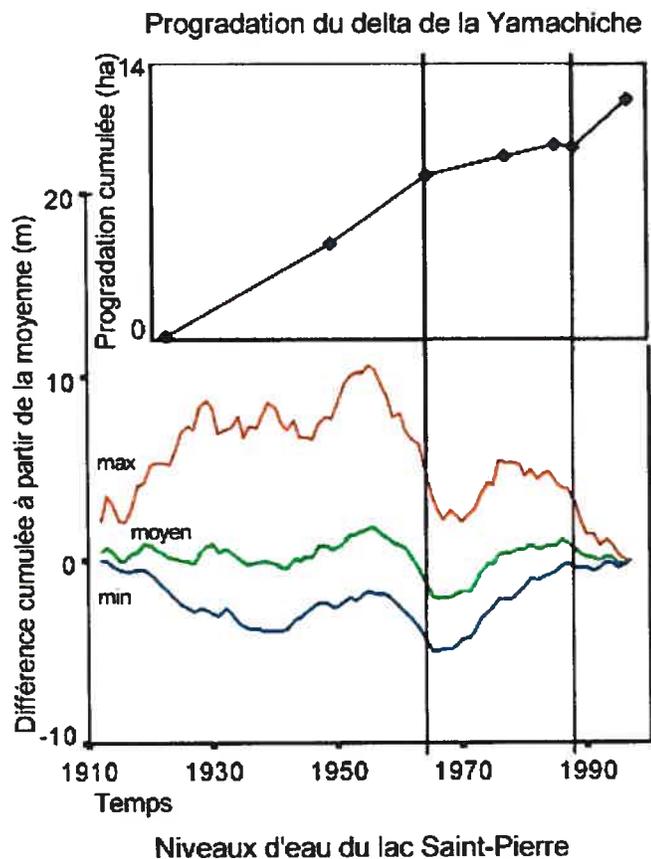


Figure 3.17. Les niveaux d'eau annuels du lac Saint-Pierre de 1912 à 1997 couplés à la progradation cumulée du delta de la Yamachiche sur la même période. Les niveaux d'eau minimum, moyen et maximum du lac Saint-Pierre sont représentés en différences cumulées par rapport à la moyenne pour dégager les tendances à la hausse ou à la baisse à long terme. Les hausses représentent des niveaux d'eau plus hauts que la moyenne et les baisses signifient des périodes de niveaux d'eau plus bas que la normale. Les barres verticales mettent en valeur la période de décélération dans la progradation du delta entre 1964 et 1988. On observe que le niveau d'eau minimum et le niveau d'eau moyen étaient plus hauts que la normale durant toute cette période. Source : données de Environnement Canada, 2002.

pu favoriser la progradation du delta en quelques grandes avancées. L'effet des fluctuations sur des cycles de 20-30 ans des niveaux du lac Saint-Pierre sur la progradation du delta peut être évalué en comparant les fluctuations des niveaux d'eau lacustres avec les taux de progradation cumulés du delta entre 1921 et 1997. À la Figure 3.17, les niveaux d'eau minimums, moyens et maximums du lac Saint-Pierre sont représentés en différences cumulées par rapport à la moyenne pour dégager les tendances à la hausse ou à la baisse à long terme. On observe que lors du ralentissement de la progradation du delta entre 1964 et 1988, le niveau d'eau minimum et le niveau d'eau moyen du lac étaient plus hauts que la normale durant toute la période. Ceci nous indiquerait que l'absence de niveaux bas peut freiner l'avancée du delta. Les niveaux d'eau du lac Saint-Pierre contrôlent les lieux d'accumulation et la nature des dépôts du delta de la Yamachiche. Les hauts niveaux se traduisent par un dépôt de limon massif dans toute la plaine deltaïque et à l'embouchure de la rivière dans le lac par un dépôt local de lits ou lamelles de sable. Les moyens niveaux plus fréquents vont jouer dans la partie aval rectiligne du delta en favorisant une plus grande accumulation de limon ainsi qu'une plus grande présence de lits sableux dans les dépôts de débordement. Enfin les niveaux bas vont favoriser la progradation des sédiments proximaux sableux et l'avancée de la végétation.

3.5.2. Sources sédimentaires et processus de formation à l'échelle régionale

Toutes les indications chronologiques indiquent que le delta s'est formé essentiellement durant les 200 dernières années. Cette date coïncide avec l'ouverture des

premiers villages dans la région (Figure 3.3). La colonisation s'est accompagnée d'une industrie forestière maintenant disparue et du développement d'une agriculture qui occupe actuellement 38% de la superficie du bassin-versant. Les surfaces agricoles sont essentiellement présentes au sud dans les Basses-Terres. Elles se développent jusqu'aux bords de la rivière où sont laissées des zones de végétation riveraine de largeur minimale (Hoshizaki 2005). Dans le tronçon aval de la rivière sur une longueur de 7 km, la plupart de ces bandes riveraines ont une largeur inférieure à 10 m. L'érosion des berges est particulièrement importante dans ce secteur où le développement et la coupure de méandres sont fréquents (Figure 3.8). Les coupures de méandres sont pour la plupart d'origine anthropique et ont eu lieu entre 1921 et 1997. L'une d'entre elles a été causée par la construction d'un échangeur autoroutier à proximité du delta en 1965, une autre plus ancienne par les agriculteurs riverains. L'érosion des berges constitue une source importante de sédiments dans le chenal.

La nature et l'érosion des dépôts de surface expliquent également les importants apports sédimentaires à l'embouchure de la rivière. La région du lac Saint-Pierre est caractérisée par une grande épaisseur de dépôts meubles mis en place lors des épisodes d'immersion successifs de la Mer de Champlain, du Lac à *Lampsilis* et du Proto lac Saint-Pierre. Le relèvement isostatique a donné lieu à des baisses progressives de niveau d'eau auxquelles la rivière est toujours en train de s'ajuster en entaillant profondément ses dépôts meubles le long de ravins d'érosion, jusqu'aux argiles de la Mer de Champlain. Les glissements de terrain sont fréquents le long de la rivière, particulièrement dans les dépôts d'argiles et de limons glaciomarins (Figure 3.2). L'un d'eux a été daté à 160 ans et serait lié au développement de l'agriculture (Lémelin, 2004). Les glissements de terrain

constituent une source non négligeable de sédiments à la rivière. Mais l'apport sédimentaire le plus conséquent pourrait provenir des sables de l'ancien delta de la Saint-Maurice, mis en place lors de l'épisode de la Mer de Champlain et du Lac à *Lampsilis*. Ces sables couvrent une grande superficie du bassin-versant (Figure 3.2). La mise en valeur agricole des Basses-Terres du Saint-Laurent a exposé ces formations particulièrement sensibles à l'érosion. Ces dépôts constitueraient du fait de leur forte érodibilité une aire de fourniture sédimentaire importante pour la rivière. Il est d'ailleurs à noter que la Yamachiche est le seul tributaire à développer un delta sableux dans le lac Saint-Pierre. La rivière se caractérise par une charge élevée de sédiments en suspension, y compris à débit faible (Groves, 2005). Les sédiments de la rivière proviendraient principalement de l'érosion des terres agricoles mais également dans une moindre mesure de l'érosion des berges dans un secteur de 7 km à l'amont de l'embouchure. L'importante accumulation sédimentaire deltaïque des 200 dernières années pourrait ainsi avoir comme origine les perturbations anthropiques, qui causeraient une réponse rapide et importante de la rivière du fait de la forte érodibilité des sédiments quaternaires.

Les caractéristiques hydrauliques du lac favorisent cette accumulation. Les courants du Saint-Laurent n'ont pas d'impact notable sur les rives du lac fluvial du fait de l'éloignement du chenal. Les vagues modèlent le delta et en expliquent l'architecture mais n'ont pas une énergie érosive suffisante pour redistribuer les sédiments sur de longues distances le long du rivage et ainsi empêcher toute accumulation deltaïque. Les fluctuations de niveaux d'eau sur l'échelle de la décennie peuvent agir sur la rapidité de la progradation du delta (Figure 3.17) mais ne semblent pas contraindre une accumulation verticale rapide.

Durant l'Holocène, la région a été caractérisée par des fluctuations de grande ampleur du niveau de base du Proto-lac Saint-Pierre (Lamarche, 2005). Dans notre chronologie, il existe un hiatus entre les dépôts du delta de la Yamachiche et les dépôts sableux adjacents, datés à 7000 ans par la luminescence optique. Cette discordance pourrait être expliquée par des épisodes de hauts niveaux d'eau lacustre. Le dernier niveau haut a été enregistré à 1000 ans pour une plage située à 6 m d'altitude (Lamarche et al., sous presse). La stabilisation du lac à son niveau de base actuel serait intervenue entre 1000 ans et 150 ans, puisque la carte bathymétrique du lac Saint-Pierre de 1859 et les relevés directs de niveau d'eau à partir de 1912 indiquent un niveau moyen constant. Le développement récent du delta de la Yamachiche est donc lié à cette stabilisation tardive du niveau d'eau du lac Saint-Pierre.

3.6. CONCLUSION

Le mode de construction du delta semble être gouverné principalement par les niveaux d'eau du lac Saint-Pierre et de la rivière, par les migrations du chenal et par les vagues sur une échelle annuelle et décennale. Les niveaux d'eau jouent sur l'emplacement et la nature des dépôts deltaïques. Les bas niveaux d'eau favorisent la progradation de dépôts proximaux sableux. Les hauts niveaux d'eau printaniers favorisent l'accumulation de limons et de lits de sable dans la plaine deltaïque. Cette accumulation sera plus importante dans la plaine aval, qui est plus fréquemment immergée. Les migrations latérales du chenal et les vagues du lac complexifient ce schéma d'accumulation en favorisant une érosion de la plaine deltaïque à l'est et une accumulation sur la rive ouest et dans la baie adjacente.

La progradation du delta de la Yamachiche a été rapide depuis 150 ans, époque où il n'était que peu développé selon la carte de 1859. La luminescence optique donne des âges de 140 et 280 ans aux dépôts sableux à la base du delta. Les datations révèlent des taux d'accumulation moyens compris entre 0.5 et 1.5 cm/an et un taux d'aggradation moyen pour la période 1921-1948 de l'ordre de 1850 m³/an. Cette accumulation importante serait liée aux perturbations anthropiques affectant les sources sédimentaires du bassin-versant depuis le début de la colonisation il y a 200 ans. Elle serait également expliquée par la forte érodibilité des sédiments quaternaires.

L'âge très récent du delta de la Yamachiche serait lié à la dernière stabilisation du lac Saint-Pierre à son niveau actuel, intervenue entre 1000 ans et 150 ans. Une baisse de niveau de l'ordre d'un mètre telle que prédite par les modèles hydrologiques et climatiques provoquerait la progradation du delta ainsi qu'une forte incision du lit et des berges. Il s'ensuivrait une importante accumulation sédimentaire dans le lac Saint-Pierre.

4. Conclusion

Cette étude avait pour but de comprendre les ajustements des tributaires du Saint-Laurent à une fluctuation de niveau de base du fleuve, dans un contexte de changement environnemental. L'étude du delta de la rivière Yamachiche a montré que la rivière s'ajuste depuis 200 ans à de forts apports sédimentaires causés par les changements anthropiques dans le bassin-versant, alors que les fluctuations de niveau du lac Saint-Pierre à l'échelle annuelle et décennale contrôlent l'architecture des dépôts deltaïques.

La stratigraphie du delta est caractérisée par deux faciès de dépôt : des dépôts proximaux sableux à la base, surmontés par des dépôts limoneux de plaine deltaïque, comprenant des lits de sable locaux. Ces séquences sédimentaires présentent une variabilité latérale et longitudinale expliquée par les variations de niveau d'eau du lac et de la rivière à une échelle annuelle et décennale, par les migrations du chenal et par l'action érosive des vagues du lac Saint-Pierre.

Le delta s'est construit essentiellement durant les 200 dernières années. Cette date correspond au début de la colonisation dans la région des Basses Terres du Saint-Laurent. L'important apport sédimentaire dont le delta témoigne aurait pour origine l'érosion des terres agricoles et des berges.

La construction récente du delta de la Yamachiche serait également liée à la baisse tardive du lac Saint-Pierre, intervenue entre 1000 ans et 150 ans. Le delta a pu conserver cette accumulation sédimentaire du fait de la faible action érosive du lac. Une baisse substantielle de niveau d'eau provoquerait la progradation du delta et une érosion du lit de

la rivière à l'amont, qui amènerait une importante accumulation de sédiments détritiques dans le lac Saint-Pierre.

La datation des feldspaths par luminescence optique dans cet environnement fluvial récent a permis l'obtention d'âges cohérents, dans un milieu où la méthode est souvent contrainte par la mauvaise remise à zéro des sédiments. Le modèle statistique de l'âge minimum est un outil prometteur à cet égard, même s'il n'a pas toujours permis d'outrepasser le problème, dépendamment du degré de remise à zéro de l'échantillon. Une utilisation optimale de ce modèle consisterait à faire des mesures sur des grains individuels, dans la mesure où l'âge de la population la plus jeune aurait plus de chance de correspondre à l'âge réel du sédiment (Lamothe et al., 1994).

L'utilisation du ^{210}Pb a permis d'obtenir des taux de sédimentation moyens fiables avec la méthode CRS. Toutes les méthodes ont convergé pour donner un âge jeune au delta de la Yamachiche.

Cette étude apporte de nouvelles données sur l'applicabilité de la luminescence optique pour la datation de feldspath d'un environnement fluvial récent.

Elle apporte également des nouvelles données sur la sédimentation d'un tributaire du Saint-Laurent depuis les 200 dernières années. Elle permet de comprendre comment les systèmes fluviaux dans la vallée du Saint-Laurent répondent à des changements environnementaux. Les taux de sédimentation vont permettre de quantifier la réponse des tributaires du Saint-Laurent aux changements climatiques anticipés.

Références

Aitken, M.J. (1998). *An introduction to optical dating*. Oxford University Press, New York, 267 pages.

Allison, M.A., Khan, S.R., Goodbred, S.L. et Kuehl, S.A. (2003). Stratigraphic evolution of the late Holocene Ganges-Brahmaputra lower delta plain. *Sedimentary geology*, 155, pp. 317-342.

Appleby, P.G. (2001). Chronostratigraphic techniques in recent sediments. Dans: *Tracking environmental change using lake sediments, basin analysis, coring and chronological techniques, vol. 1*. Édité par W.M. Last et J.P. Smol, Kluwer Academic Publishers, pp. 171-203.

Appleby, P.G. et Oldfield, F. (1978). The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena*, 5, pp. 1-8.

Amorosi, A., Centineo, M.C., Colalongo, M.L., Pasini, G., Sarti, G. et Vaiani, S.C. (2003). Facies architecture and latest Pleistocene-Holocene depositional history of the Po Delta (Comacchio area), Italy. *Journal of Geology*, 111 (1), pp. 39-56.

Antonelli, C., Provansal, M. et Vella, C. (2004). Recent morphological channel changes in a deltaic environment. The case of the Rhone River, France. *Geomorphology*, 57, pp. 385-402.

Arnaud-Fassetta, G. et Provansal, M. (1999). High frequency variations of water flux and sediment discharge during the Little Ice Age (1586-1725 AD) in the Rhone Delta (Mediterranean France). Relationship to the catchment basin. *Hydrobiologia*, 410, pp. 241-250.

Auclair, M., Lamothe, M. et Huot, S. (2003). Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiation Measurements*, 37, pp. 487-492.

Bailey, R.M., Singarayer, J.S., Ward, S. et Stokes, S. (2003). Identification of partial resetting using De as a function of illumination time. *Radiation Measurements*, 37, pp. 511-518.

Battiau-Queney, Y. (2002). La géomorphologie des origines à nos jours : une science jeune arrivée à maturité. *Bulletin de l'Association des Géographes français*, 1, pp. 4-14.

Bégin, C., Evans, S.G., Parent, M., Demers, D., Grondin, G., Lawrence, D.E., Aylsworth, J.M., Michaud, Y., Brooks, G.R. et Couture, R. (1996). Le glissement de terrain d'avril 1996 à Saint-Boniface-de-Shawinigan, Québec: observations et données préliminaires. Current Research, 1996-E, Commission géologique du Canada, pp. 215-223.

Begin, Z.B., Meyer, D.F. et Schumm, S.A. (1981). Development of longitudinal profiles of alluvial channels in response to base-level lowering. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, pp. 49-68.

Bellotti, P., Caputo, C., Davoli, L., Evangelista, S., Garzanti, E., Pugliese, F. et Valeri, P. (2004). Morpho-sedimentary characteristics and Holocene evolution of the emergent part of the Ombrone River delta (southern Tuscany). *Geomorphology*, 61, pp. 71-90.

Blum, M.D. et Price, D.M. (1998). Quaternary alluvial plain construction in response to interacting glacio-eustatic and climatic controls, Texas Gulf Coastal Plain. Dans: *Relative role of eustasy, climate and tectonism in continental rocks*. Édité par K.W. Shanley et P.J. McCabe, SEPM spécial publication 59, pp. 31-48.

Blum, M.D. et Törnqvist, T.E. (2000). Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47, pp. 2-48.

Bolduc, A.M. (1999). Géologie des formations superficielles, région de Trois-Rivières, Québec. Commission Géologique du Canada. Dossier public 2994. Échelle 1/50000.

Brisebois, D. et Brun, J. (1994). La plate-forme du Saint-Laurent et les Appalaches. Dans : *Géologie du Québec*. Édité par C. Dubé, Les publications du Québec, Québec, pp. 95-117.

Brown, K.J. et Pasternack, G.B. (2004). The geomorphic dynamics and environmental history of an upper deltaic floodplain tract in the Sacramento-San Joaquin delta, California, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, pp. 1235-1258.

Brush, L.M. et Wolman, M.G. (1960). Knickpoint behavior in noncohesive material, a laboratory study. *Geological Society of America Bulletin*, 71, pp. 59-74.

Carignan, R. et Lorrain, S. (2000). Sediment dynamics in the fluvial lakes of the St. Lawrence River: accumulation rates and characterization of the mixed sediment layers.

Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 57, pp. 63-77.

Clarke, M.L. (1996). IRSL dating of sands: bleaching characteristics at deposition inferred from the use of single aliquots. *Radiation Measurements*, 26, pp. 611-620.

Clarke, M.L. et Rendell, H.M. (1997). Stability of the IRSL spectra of alkali feldspars. *Physica status solidi. B, Basic research*, 199, pp. 597-604.

Coleman, J.M., Roberts, H.H. et Stone, G.W. (1998). Mississippi delta: an overview. *Journal of coastal research*, 14, pp. 698-716.

Cossa, D., Pham, T.T., Rondeau, B., Proulx, S., Surette, C. et Quémerais, B. (1998). Bilan massique des contaminants chimiques dans le fleuve Saint-Laurent. Environnement Canada-Région du Québec, Conservation de l'environnement, et Centre Saint-Laurent. Rapport scientifique et technique ST-163, 258 pages.

Davis, W.M. (1902). Base-level, grade, and peneplain. *Journal of Geology*, 10, pp. 77-111.

Dirszowsky, R.W. et Desloges, J.R. (2004). Evolution of the Moose lake delta, British Columbia: implications for Holocene environmental change in the Canadian Rocky Mountains. *Geomorphology*, 57, pp. 75-93.

Durham, R.W. et Joshi, S.R. (1980). Recent sedimentation rates, ^{210}Pb fluxes and particle settling velocities in Lake Huron, Laurentian Great Lakes. *Chemical Geology*, 31, pp. 53-66.

Elliott, T. (1986). Deltas. Dans: *Sedimentary Environments and Facies, Seconde édition*. Édité par H.G. Reading, Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 113-154.

Elson, J.A., 1969. Late Quaternary marine submergence of Quebec. *La Revue de Géographie de Montréal*, 23, pp. 247-258.

Environnement Canada, 2002. Hydat Version 2000. Division des relevés Hydrologiques du Canada.

Environnement Canada, *Vulnérabilité de l'eau au changement climatique*, [www.ec.gc.ca/water/fr/info/pubs/FS/f_FSA9.htm] (site consulté le 4 avril 2004).

Fisk, H.N. (1944). *Geological Investigation of the alluvial valley of the Lower Mississippi River*. Mississippi River commission, Vicksburg, 78 pages.

Frazier, D.E. (1967). Recent deltaic deposits of the Mississippi delta: their development and chronology. *Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies*, 17, pp. 287-315.

Galbraith, R.F. (1990). The radial plot: graphical assessment of spread in ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17, pp. 207-214.

Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H. et Olley, J.M. (1999). Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, Northern Australia: part I, experimental design and statistical models. *Archaeometry*, 41, pp. 339-364.

Gawthorpe, R.L., Sharp, I., Underhill, J.R. et Gupta, S. (1997). Linked sequence stratigraphic and structural evolution of propagating normal faults. *Geology*, 25, pp. 795-798.

Gilbert, G.K. (1877). *Report on the geology of the Henry Mountains*. Government Printing Office, Washington, 160 pages.

Globensky, Y. (1985). *Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent*. Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs, Québec. Carte 1999 du rapport MM 85-02. Échelle 1/250 000.

Godfrey-Smith, D.I., Huntley, D.J. et Chen, W.H. (1988). Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. *Quaternary Science Reviews*, 7, pp. 281-290.

Goodbred, S.L. et Kuehl, S.A. (2000). The significance of large sediment supply, active tectonism, and eustasy on margin sequence development: Late Quaternary stratigraphy and evolution of the Ganges-Brahmaputra delta. *Sedimentary geology*, 133, pp. 227-248.

Goodbred, S.L., Kuehl, S.A., Steckler, M.S. et Sarker, M.H. (2003). Controls on facies distribution and stratigraphic preservation in the Ganges-Brahmaputra delta sequence. *Sedimentary geology*, 155, pp. 301-316.

Gould, H.E. (1970). The Mississippi delta complex. Dans: *Deltaic sedimentation, modern and ancient*. Édité par J.P. Morgan et R.H. Shaver, SEPM Special Publications 15, pp. 3-30.

Groves, J. (2005). *Sediment dynamics of the Yamachiche and Batiscan Rivers*. Projet honneur non publié, Université Concordia, Montréal, 52 pages.

Hori, K., Saito, Y., Zhao, Q., Cheng, X., Wang, P., Sato, Y. et Li, C. (2001). Sedimentary facies and Holocene progradation rates of the Changjiang (Yangtze) delta, China. *Geomorphology*, 41, pp. 233-248.

Hoshizaki (2005). A GIS-based study of the Yamachiche watershed and its riparian buffer zones. Projet honneur non publié, Université Concordia, Montréal, 54 pages.

Hudon, C. (1997). Impact of water level fluctuations on St. Lawrence River aquatic vegetation. *Canadian journal of fisheries and aquatic sciences*, 54, pp. 2853-2865.

Hudon, C., Gagnon, P., Amyot, J.P., Letourneau, G., Jean, M., Plante, U., Rioux, D. et Deschenes, M. (2005). Historical changes in herbaceous wetland distribution induced by hydrological conditions in Lake Saint-Pierre (St. Lawrence River, Quebec, Canada). *Hydrobiologia*, 539, pp. 205-224.

Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I. et Thewalt, M.L.W. (1985). Optical dating of sediments. *Nature*, 313, pp. 105-107.

Huntley, D.J. et Lian, O.B. (1999). Determining when a sediment was last exposed to sunlight by optical dating. Dans: *Holocene climate and environmental changes in the Palliser Triangle, Southern Canadian Prairies*. Édité par D.S. Lemmen et R.E. Vance, Geological Survey of Canada Bulletin, 534, pp. 211-222.

Huntley, D.J. et Lamothe, M. (2001). Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38, pp. 1093-1106.

Huot, S. (2003). *Étude détaillée de la luminescence de feldspaths de sédiments fluviaux holocènes*. Mémoire de maîtrise non publié, Université du Québec à Montréal, Montréal, 180 pages.

Huot, S. et Lamothe, M. (2003). Variability of infrared stimulated luminescence properties from fractured feldspar grains. *Radiation Measurements*, 37, pp. 499-503.

Joshi, S.R. et Fox, M.E. (1985). The ^{210}Pb and ^{137}Cs profiles in sediment cores from Bay of Quinte, Lake Ontario. *Journal of Radioanalytical and nuclear chemistry*, 90, pp. 207-215.

Lamarche, L. (2005). *Histoire géologique récente des variations du niveau de base du lac Saint-Pierre depuis 10 000 ans*. Mémoire de maîtrise non publié, Université du Québec à Montréal. Montréal, 118 pages.

Lamarche, L., Bondue, V., Lémelin, M-J., Lamothe, M. et Roy, A.G. (2006). Deciphering the Holocene evolution of the St. Lawrence River drainage system using luminescence and radiocarbon dating. *Quaternary Geochronology*, sous presse.

Lamontagne, C. (2004). A historical approach to landuse changes and planform geometry for the lower Yamachiche River watershed. Projet honneur non publié, Université Concordia, Montréal, 36 pages.

Lamothe, M., Balescu, S., Auclair, M. (1994). Natural IRSL intensities and apparent luminescence ages of single feldspar grains extracted from partially bleached sediments. *Radiation Measurements*, 23: 555-561.

Lamothe, M. (1996). Datation par les méthodes de luminescence des feldspaths des milieux sédimentaires: le problème de la remise à zéro. *Géographie physique et Quaternaire*, 50, pp. 365-376.

Lamothe, M., Duller, G.A.T., Huot, S. et Wintle, A.G. (2001). Measuring a laboratory radiation dose in feldspar using SAR. Dans: *1st North American Luminescence Dating Workshop, abstracts with program*, Tulsa, United States, pp. 14.

Langlois C., Lapierre, L., Léveillé, M., Turgeon, P. et Ménard, C (1992). *Synthèse des connaissances sur les communautés biologiques du lac Saint-Pierre, Zone d'intérêt n°11*, Rapport technique, Environnement Canada – Région du Québec, Conservation et protection. Centre Saint-Laurent, 236 pages.

Leckie, D.A. (1994). Canterbury Plains, New Zealand - Implications for sequence stratigraphic models. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78, pp. 1240-1252.

Leeder, M.R. et Stewart, M.D. (1996). Fluvial incision and sequence stratigraphy: alluvial responses to relative sea-level fall and their detection in the geologic record. Dans:

Sequence stratigraphy in British geology. Édité par S.P. Hesselbo et D.N. Parkinson, Geological Society [London] Special Publication 103, pp. 25-39.

Lémelin, M.-J. (2003). Évolution des environnements holocènes sur la rive nord du lac Saint-Pierre, région de Berthierville, Québec. Mémoire de maîtrise non publié, Université du Québec à Montréal. Montréal, 118 pages.

Lepper, K., Larsen, N.A. et McKeever, S.W.S. (2000). Equivalent dose distribution analysis of Holocene eolian and fluvial quartz sands from Central Oklahoma. *Radiation Measurements*, 32, pp. 603-608.

Leopold, L.B. et Maddock, T. (1953). The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. United States Geological Survey Professional Paper 252, 57 pages.

Leopold, L.B. et Bull, W.B. (1979). Base level, aggradation, and grade. *American Philosophical Society Proceedings*, 123, pp. 168-202.

Li, S.H. (1994). Optical dating: insufficiently bleached sediments. *Radiation Measurements*, 23, pp. 563-567.

Libby, W.F. (1952). *Radiocarbon dating*. University of Chicago Press, Chicago, 124 pages.

Mackin, J.H. (1948). Concept of the graded river. *Geological Society of America Bulletin*, 59, pp. 463-512.

MacPherson, J. (1967). *The post-Champlain evolution of the drainage pattern of the Montreal lowland*. Thèse de doctorat non publiée, McGill University, Montréal, 265 pages.

Madsen, A.T., Murray, A.S., Andersen, T.J., Pejrup, M. et Breuning-Madsen, H. (2005). Optically stimulated luminescence dating of young estuarine sediments: a comparison with ^{210}Pb and ^{137}Cs dating. *Marine Geology*, 214, pp. 251-268.

Middelkoop, H. et Asselman, N.E.M. (1998). Spatial variability of floodplain sedimentation at the event scale in the Rhine-Meuse delta, the Netherlands. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, pp. 561-573.

Mingelbier, M., Morin, J. et Rioux, D., *Modélisation de l'habitat du poisson et niveaux d'eau dans le Saint-Laurent fluvial*, [www.slv2000.qc.ca/plan_action/phase3/biodiversite/niveaux_eau/habitat/modelisation/accueil_f.htm] (site consulté le 1 décembre 2005).

Morin, J. et Bouchard, A. (2001). *Les bases de la modélisation du tronçon Montréal/Trois-Rivières*. Rapport scientifique SMC-Hydrométrie RS-100. Service Météorologique du Canada, Environnement Canada, Sainte-Foy, 56 pages.

Morin, J. et Champoux, O. (2002). *Waves modelling in the Montréal/Trois-Rivières section, St. Lawrence River*. Technical report SMC-Hydrology RT-119. Environnement Canada, Sainte-Foy, 21 pages.

Morin, J. et Côté, J.P. (2003). Modifications anthropiques sur 150 ans au lac Saint-Pierre : une fenêtre sur les transformations de l'écosystème du Saint-Laurent. *Vertigo*, 4, pp. 1-10.

Morin, J., Champoux, O., Martin, S. et Turgeon, K. (2005). *Modélisation intégrée de la réponse de l'écosystème dans le fleuve Saint-Laurent : Rapport final des activités entreprises dans le cadre du Plan d'étude sur la régularisation du lac Ontario et du fleuve Saint-Laurent*. Rapport scientifique –RS-108, Environnement Canada, SMC-Hydrologie, Sainte-Foy, 139 pages.

Morsch, L.D., Hengeveld, H., Lister, M., Lofgren, B., Quinn, F., Slivitzky, M. et Wenger, L. (2000). Climate change impacts on the hydrology of the Great Lakes-St. Lawrence system. *Canadian water resources journal*, 25, pp. 153-179.

Murray, A.S., Olley, J.M. et Caitcheon, G.G. (1995). Measurement of equivalent doses in quartz from contemporary water-lain sediments using optically stimulated luminescence. *Quaternary Science Review*, 14, pp. 365-371.

Murray, A.S. et Wintle, A.G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32, pp. 57-73.

Murray, A.S. et Wintle, A.G. (2003). The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements*, 37, pp. 377-381.

Oldfield, F. et Appleby, P.G. (1984). Empirical testing of ^{210}Pb dating models. Dans: *Lake sediments and environmental history*. Édité par E.Y. Haworth et J.G. Lund, Leicester University Press, pp. 93-124.

- Olley, J.M., Caitcheon, G.G. et Murray, A.S. (1998). The distribution of apparent dose as determined by optically stimulated luminescence in small aliquots of fluvial quartz: implications for dating young sediments. *Quaternary Science Reviews*, 17, pp. 1033-1040.
- Olley, J.M., Caitcheon, G.G. et Roberts, R.G. (1999). The origin of dose distributions in fluvial sediments, and the prospect of dating single grains from fluvial deposits using optically stimulated luminescence. *Radiation Measurements*, 30, pp. 207-217.
- Orton, G. J. et Reading, H.G. (1993). Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40, pp. 475-512.
- Owens, P.N. et Walling, D.E. (2002). Changes in sediment sources and floodplain deposition rates in the catchment of the River Tweed, Scotland, over the last 100 years: the impact of climate and land use change. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, pp. 403-423.
- Pagé, P. (1992). *L'environnement glaciaire : l'histoire et la stratigraphie des glaciations continentales dans l'hémisphère Nord au cours du Quaternaire*. Guérin Universitaire, Montréal, 368 pages.
- Parent, M. et Occhietti, S. (1999). Late Wisconsinan deglaciation and glacial lake development in the Appalachian uplands and piedmont of southeastern Québec. *Géographie Physique et Quaternaire* 53, pp. 117-135.
- Parent, M., Dubois, J.M.M., Bail, P., Larocque, A. et Larocque, G. (1985). Paléogéographie du Québec méridional entre 12 500 et 8000 ans BP. *Recherches amérindiennes au Québec*, 15, pp. 17-37.
- Pasternack, G., Brush, G.S. et Hilgartner, W.B. (2001). Impact of historic land-use change on sediment delivery to a Chesapeake bay subestuarine delta. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, pp. 409-427.
- Pelpola, C.P. et Hickin, E.J. (2004). Long-term bed load transport rate based on aerial-photo and ground penetrating radar surveys of fan-delta growth, Coast Mountains, British Columbia. *Geomorphology*, 57, pp. 169-181.
- Piégay, H., Walling, D.E., Landon, N., He, Q.P., Liebault, F. et Petiot, R. (2004). Contemporary changes in sediment yield in an alpine mountain basin due to afforestation (the upper Drome in France). *Catena*, 55, pp. 183-212.
- Posamentier, H.W. et Allen, G.P. (1993). Variability of the sequence stratigraphic model : effects on local basin factors. *Sedimentary Geology*, 86, pp. 91-109.

Posamentier, H.W. et Allen, G.P. (1999). *Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications*. SEPM Concepts in sedimentology 7, 210 pages.

Posamentier, H.W. et Vail, P.R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. Dans: *Sea-level changes: an integrated approach*. Édité par C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross et J.C. Van Wagoner, SEPM, Special Publication 42, pp. 125-154.

Posamentier, H.W., Jervey, M.T. et Vail, P.R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual frameworks. In: *Sea-level changes: an integrated approach*. Édité par C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross et J.C. Van Wagoner, SEPM, Special Publication 42, pp. 109-124.

Powell, J.W. (1875). *Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries*. Government Printing Office, Washington, 291 pages.

Richard, P.J.H. et Occhietti, S. (2005). ^{14}C chronology for ice retreat and inception of Champlain Sea in the St. Lawrence Lowlands, Canada. *Quaternary research*, 63, pp. 353-358.

Ritchie, B.D., Gawthorpe, R.L. et Hardy, S. (2004a). Three-dimensional numerical modeling of deltaic depositional sequences 1: influence of the rate and magnitude of sea-level change. *Journal of sedimentary research*, 74, pp. 203-220.

Ritchie, B.D., Gawthorpe, R.L. et Hardy, S., (2004b). Three-dimensional numerical modeling of deltaic depositional sequences 2: influence of local controls. *Journal of sedimentary research*, 74, pp. 221-238.

Rittenour, T.M., Goble, R.J. et Blum, M.D. (2003). An optical age chronology of Late Pleistocene fluvial deposits in the northern lower Mississippi valley. *Quaternary Science Review*, 22, pp. 1105-1110.

Robbins, J.A. et Edgington, D.N. (1975). Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, pp. 285-304.

Rondeau, B., Cossa, D. et Bilodeau, L. (2000). Budget and sources of suspended sediment transported in the St. Lawrence River, Canada. *Hydrological Processes*, 14, pp.

21-36.

Roy, A.G., Biron, P. et Lamothe, M. (2003). Effects of water level fluctuations on the tributaries of the Saint-Lawrence: a perspective on sustainable development. *Projet stratégique CRSNG*, 18 pages.

Roy, A.G., Biron, P., Lamothe, M., Boyer, C., Bondue, V., Morin, J. et Roy, R. (2004). Effets des fluctuations des niveaux d'eau du Saint-Laurent sur les tributaires: une perspective sur le développement durable. 1^{er} symposium Ouranos sur les changements climatiques, Montréal, résumé avec programme, pp.19.

Saito, Y., Yang, Z.S. et Hori, K. (2001). The Huanghe (Yellow River) and Changjiang (Yangtze River) deltas: a review on their characteristics, evolution and sediment discharge during the Holocene. *Geomorphology*, 41, pp. 219-231.

Sanderson, D.C.W., Bishop, P., Stark, M.T. et Spencer, J.Q. (2003). Luminescence dating of anthropogenically reset canal sediments from Angkor Borei, Mekong Delta, Cambodia. *Quaternary Science Reviews*, 22, pp. 1111-1121.

Saucier, R.T. (1994). *Geomorphology and quaternary geologic history of the Lower Mississippi Valley*. Mississippi River commission, Vicksburg, 364 pages.

Schlager, W. (1993). Accommodation and supply – a dual control on stratigraphic sequences. *Sedimentary geology*, 86, pp. 111-136.

Schumm, S.A. (1977). *The fluvial system*. John Wiley, New York, 338 pages.

Schumm, S.A. (1993). River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology*, 101, pp. 279-294.

Séguin, N. et Hardy, R. (2004). La redéfinition de l'espace régional. Dans : *Histoire de la Mauricie*. Édité par R. Hardy, N. Séguin, C. Bellavance, N. Brouillette, C. Gélinas, F. Guérard, P. Lanthier, R. Levasseur, G. Postolec, Y. Rousseau, J. Roy et R. Verrette, Les Presses de l'Université Laval, Québec, pp.224-285.

Somoza, L., Barnolas, A., Arasa, A., Maestro, A., Rees, J.G. et Hernandez-Molina, F.J. (1998). Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology*, 117, pp.11-32.

- Sorgente, D., Frignani, M., Langone, L. et Ravaioli, M. (1999). Chronology of marine sediments; interpretation of activity-depth profiles of ^{210}Pb and other radioactive tracers. Part 1. Consiglio Nazionale Delle Ricerche, Istituto Per La Geologia Marina, Bologna, 31 pages.
- Stokes, S., Bray, H.E. et Blum, M.D. (2001). Optical resetting in large drainage basins: tests of zeroing assumptions using single-aliquot procedures. *Quaternary Science Reviews*, 20, pp. 879-885.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Van der Plicht, J. et Spurk, M. (1998). INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40, pp. 1041-1083.
- Tanabe, S., Saito, Y., Sato, Y., Suzuki, Y., Sinsakul, S., Tiyaipairach S. et Chaimanee, N. (2003). Stratigraphy and Holocene evolution of the mud-dominated Chao Phraya delta, Thailand. *Quaternary Science Reviews*, 22, pp. 789-807.
- Thomas, P.J., Jain, M., Juyal N. et Singhvi, A.K. (2005). Comparison of single-grain and small-aliquot OSL dose estimates in <3000 years old river sediments from South India. *Radiation Measurements*, 39, pp. 457-469.
- Törnqvist, T.E. (1993). *Fluvial sedimentary geology and chronology of the Holocene Rhine-Meuse delta, The Netherlands*. Nederlandse Geografische Studies 166, Utrecht, 169 pages.
- Törnqvist, T.E. (1994). Middle and late Holocene avulsion history of the river Rhine (Rhine-Meuse delta, Netherlands). *Geology*, 22: 711-714.
- Törnqvist, T.E. (1998). Longitudinal profile evolution of the Rhine-Meuse system during the last deglaciation: interplay of climate change and glacio-eustasy? *Terra Nova*, 10, pp. 11-15.
- Törnqvist, T.E., Wallinga, J., Murray, A.S., De Wolf, H., Cleveringa, P. et De Gans, W. (2000). Response of the Rhine-Meuse system (west-central Netherlands) to the last Quaternary glacio-eustatic cycles: a first assessment. *Global Planetary Change*, 27, pp. 89-111.
- Turner, L.J. et Delorme, L.D. (1996). Assessment of ^{210}Pb data from Canadian lakes using the CIC and CRS models. *Environmental Geology*, 28, pp. 78-87.

Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Camion, K.M. et Rahmanian, V.D. (1990). *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies*. AAPG Methods in Exploration Series 7, 55 pages.

Visocekas, R., Spooner, N.A., Zink, A. et Blanc, P. (1994). Tunnel afterglow, fading and infrared emission in thermoluminescence of feldspars. *Radiation Measurements*, 23, pp. 377-386.

Walling, D.E. et He, Q. (1999). Using fallout lead-210 measurements to estimate soil erosion on cultivated land. *Soil Science Society of America Journal*, 63, pp. 1404-1412.

Wallinga, J. (2002). Optically stimulated luminescence dating of fluvial deposits: a review. *Boreas*, 31, pp. 303-322.

Wescott, W.A. (1993). Geomorphic threshold and complex response of fluvial system - some implications for sequence stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77, pp. 1208-1218.

Wintle, A.G. et Murray, A.S. (2000). Quartz OSL: effects of thermal treatment and their relevance to laboratory dating procedures. *Radiation Measurements*, 32, pp. 387-400.

Wood, L.J., Etheridge, F.G. et Schumm, S.A. (1993). The effects of rate of base-level fluctuation on coastal-plain, shelf and slope depositional systems: an experimental approach. Dans: *Sequence stratigraphy and facies associations*. Édité par H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq, G.P. Allen, International Association of Sedimentologists Special publication 18, pp. 43-53.

Yoxall, W.H. (1969). The relationship between falling base level and lateral erosion in experimental streams. *Geological Society of America Bulletin*, 80, pp. 1379-1384.

Zhang, J.F., Zhou, L.P. et Yue, S.Y. (2003). Dating fluvial sediments by optically stimulated luminescence: selection of equivalent doses for age calculation. *Quaternary Science Review*, 22, pp. 1123-1129.

Annexe A : Légende des principaux symboles granulométriques et sédimentologiques

	limon massif
	sable limoneux massif
	sable massif
	sable lité
	minéraux lourds en rides
	en lamelles
	en lits subhorizontaux
	graviers
	lit de matière organique

Figure A.1. Légende des principaux symboles granulométriques et sédimentologiques.

Annexes B: Diagrammes de faciès et localisation des forages non présentés

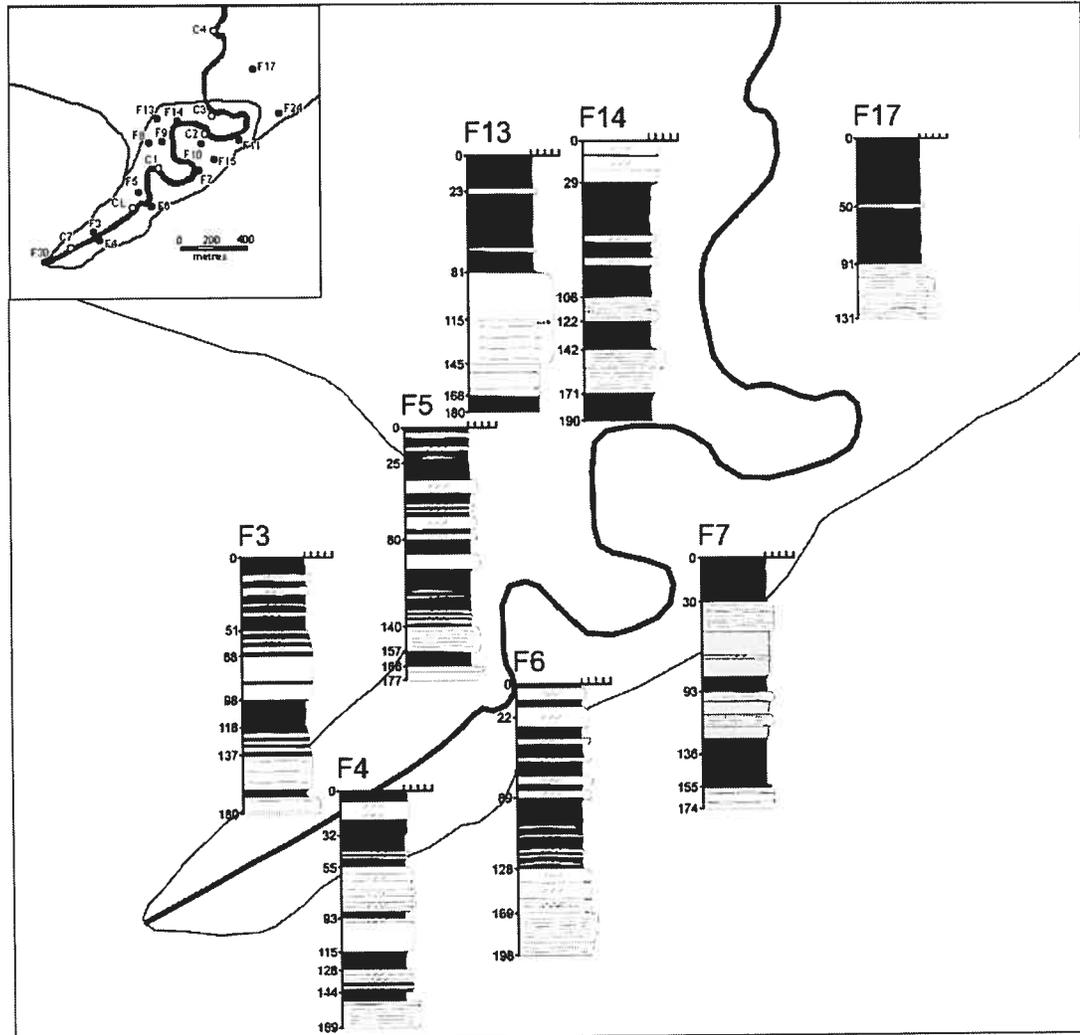


Figure B.1. Diagrammes de faciès et localisations des forages non présentés.