

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

STRATIGRAPHIE HOLOCÈNE ET APPLICATION D'UN MODÈLE
SÉQUENTIEL DE VALLÉE DE FJORD POUR LA VALLÉE DE LA RIVIÈRE MATANE,
EST-DU-QUÉBEC, CANADA

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAITRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR

JEAN-PHILIPPE MARCHAND

AOÛT 2013

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI
Service de la bibliothèque

Avertissement

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

REMERCIEMENTS

Une page se tourne, une nouvelle époque s'annonce sans même que je m'en rende compte. Au beau milieu de tranchées creusées dans la plaine alluviale de la rivière Matane à l'été 2011, je me disais que j'étais en train d'accomplir le plus dur. Quelle illusion! Les mois qui suivirent furent autant palpitants qu'éprouvants. Jamais je n'aurais imaginé qu'on pouvait autant se méprendre sur un échancier. J'imaginai la fin de la maîtrise comme une révélation. Elle s'avère davantage comme une transition tranquille et graduelle vers un demain qui ressemble beaucoup à hier. La seule chose qui a vraiment changé, c'est la grosseur de mon bagage, plus fourni, plus diversifié et plus assuré. Je ne sais pas trop encore où je m'en vais, mais je m'y rends d'un pas confiant. Plusieurs personnes ont contribué à cet accomplissement et je veux les remercier.

Je veux d'abord remercier Thomas Buffin-Bélangier, mon directeur de recherche. Tom, en m'ouvrant les portes de ton laboratoire et de ton amitié, tu m'as donné confiance en moi comme peu l'ont fait. Ta générosité et ta curiosité intellectuelle m'ont inspiré au plus haut point et ont fait en sorte que j'aime maintenant profondément la recherche. J'ai comme l'impression qu'on n'a pas fini de travailler ensemble.

Mon cher Bernard Hêtu, codirecteur de recherche, qui pensait au départ que je détestais le Quaternaire lorsque je creusais les falaises de l'Anse à-la Cabane aux Îles de la Madeleine. C'est juste que le paysage était trop beau, c'est tout! De toute manière, à te côtoyer Bernard, c'est impossible de ne pas aimer le Quaternaire. Merci d'avoir partagé tes connaissances en matière d'environnement quaternaire de l'Est du Québec, tes intuitions scientifiques et ton amour de la recherche. J'ai eu beaucoup chance de travailler avec toi.

Un grand merci à Guillaume St-Onge, professeur à l'Institut des Sciences de la Mer et co-auteur de l'article, qui a contribué de façon notable par ses connaissances en matière de fjord et d'analyses géochimiques. Mon projet de maîtrise n'aurait pas été aussi stimulant sans ton apport. Merci pour ton temps et ta générosité.

La campagne de terrain n'aurait pas été aussi efficace et stimulante sans l'aide de précieux collaborateurs et ami(e)s du Laboratoire de géomorphologie et dynamique fluviale de l'UQAR: Johan Bérubé, Ariane Lelièvre Mathieu, Claude-André Cloutier, Sylvio Demers, Véronic Parent, Jérôme Dubé, Taylor Olsen, Antonin Montane et Maxime Boivin. Merci également à Alexis Fortin et Louise Hénault-Éthier avec leur petit Félix. À tous, merci de votre coup de pelle, de vos idées et de votre support amical dans les bons et moins bons moments. Je tiens également à remercier tous les résidents de Matane qui ont gracieusement offert leur terrain à la science.

Il y a un ensemble de collaborateurs qui m'ont accompagné à travers les différentes étapes de ma maîtrise. Je tiens à remercier Mathieu Babin et Cécile Renault qui m'ont aidé à l'analyse des isotopes et des éléments stables au CAIR, Claude Belzile pour les manipulations avec le Beckman-Coulteur à l'ISMER, Michel Lamothe, Magali Barré et Sébastien Huot pour leur accueil et soutien technique au Laboratoire de luminescence optique de l'UQAM (LUX), Mme Diane Coll et M. Jean-Claude Dionne pour avoir partagé leurs idées et leurs données, et finalement Claire Newton du Laboratoire d'archéologie et de patrimoine pour l'identification des charbons.

Il y a des gens qui n'étaient pas directement reliés à la recherche, mais qui m'ont encouragé et enduré pendant ma maîtrise. Je vous aime fort ma famille Hélène Pilote, Paul Marchand et Gabrielle Marchand. Les ami(e)s de Rimouski : Chris, Ju et Ju, Mira, Clo, Laurie, Mich, la belle Ali, Frank et les éternels : Frank, Guil, Gab et Sim, je vous aime fort.

Ce projet a été financé par le CRSNG et le FQRNT dans le cadre de bourses de recherche au deuxième cycle. Je n'aurais jamais entrepris de maîtrise sans ce support financier. Merci également au Ministère de la Sécurité publique pour les images LIDAR.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	VI
LISTE DES TABLEAUX.....	X
RÉSUMÉ	XI
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I	
ÉTATS DES CONNAISSANCES	5
1.1 Concepts théoriques relatifs à l'étude géomorphologique des systèmes alluviaux dans le contexte d'une variation du niveau de base.	5
1.1.1 <i>Les travaux antérieurs portant sur l'influence du niveau de base sur les systèmes alluviaux</i>	6
1.1.2 <i>Les mécanismes allogéniques et autogéniques</i>	10
1.1.3 <i>Le profil d'équilibre et l'équilibre dynamique</i>	12
1.1.4 <i>L'espace d'accommodation</i>	14
1.2 Stratigraphie séquentielle appliquée aux systèmes alluviaux	16
1.2.1 <i>Description de la méthode de stratigraphie séquentielle</i>	17
1.2.2 <i>Faciès et architectures des cortèges sédimentaires</i>	20
1.3 Études spécifiques aux vallées incisées de milieu glaciaire	30
1.3.1 <i>Modèles séquentiels sur les vallées de fjord</i>	31
1.3.2 <i>Stades de sédimentation et cortèges sédimentaires des vallées de fjord</i>	33
1.3.3 <i>Mécanismes agissant sur l'architecture des sédiments dans les vallées de fjord</i>	37
1.4 Retour sur l'état des connaissances et présentation des objectifs	41
CHAPITRE II	
RÉGION D'ÉTUDE : LA GÉOGRAPHIE PHYSIQUE ET QUATERNAIRE DU BASSIN DE LA RIVIÈRE MATANE	45
2.1 Cadre géologique	45
2.2 Cadre physiographique	47
2.3 Cadre quaternaire	50
2.3.1 <i>L'épisode glaciaire</i>	50
2.3.2 <i>La déglaciation et l'invasion marine</i>	53

2.3.3	<i>La régression marine</i>	57
2.3.4	<i>Phases de déglaciation dans les vallées de la portion nord-est de la péninsule gaspésienne</i>	58
2.3.5	<i>Brève histoire de la colonisation végétale sur la péninsule gaspésienne suivant la déglaciation</i>	62
CHAPITRE III		
	MÉTHODOLOGIE.....	67
3.1	Analyse morphologique	68
3.2	Analyse stratigraphique	71
	3.2.1 <i>Composante de terrain</i>	72
	3.2.2 <i>Composante de laboratoire</i>	74
3.3	Datation au radiocarbone	81
3.4	Datation par luminescence optique	82
3.5	Analyse géophysique	88
3.6	Analyse géochimique	93
CHAPITRE IV		
	ARTICLE.....	97
	Summary.....	98
	Introduction.....	98
	Regional setting.....	99
	Methods.....	101
	LIDAR and aerial photographs.....	101
	Stratigraphy and sedimentology.....	102
	Dating and calibration.....	102
	Geochemical and stable isotope analyses.....	103
	Results.....	104
	Morphosedimentology interpretation and delineation of terraces.....	104
	Lithofacies association and depositional environments.....	105
	Isotopic $\delta^{13}\text{C}$ (‰) and elemental composition (C:N) analyses.....	112
	Discussion.....	114
	Evolution of the alluvial system.....	114
	Conclusion.....	120
	Acknowledgments.....	121

References.....	121
Tables legend	129
Illustrations legend.....	134
CHAPITRE V	
CONCLUSION.....	147
BIBLIOGRAPHIE.....	153

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
Figure 1.1 Modèle de Fisk (1944) sur le lien entre la succession de phases d'incision et d'aggradation d'un système fluvial et les cycles de phases glaciaires et interglaciaires. (Modifiée de Blum et Törnqvist, 2000).....	7
Figure 1.2 Effet d'un abaissement du niveau de base sur la longueur et la sinuosité d'un chenal. (Tirée de Schumm, 1993).....	8
Figure 1.3 Effet d'un rehaussement du niveau de base sur la longueur et la sinuosité d'un chenal. (Tirée de Schumm, 1993).....	9
Figure 1.4 Modèle conceptuel sur l'importance des différents mécanismes allogéniques sur un système fluvial selon différentes échelles temporelles. LULC signifie Land-use/cover. (Tirée de Daniels, 2008).....	11
Figure 1.5 Importance relative des principaux mécanismes allogéniques sur la sédimentation dans un système continental (Modifiée de Shanley et McCabe, 1994).....	12
Figure 1.6 Modèle conceptuel représentant un système alluvial en état d'équilibre, en mettant l'accent sur la charge sédimentaire et le débit hydrologique. (Tirée de Blum et Törnqvist, 2000).....	14
Figure 1.7 Modèle conceptuel représentant la zone tampon dans un système alluvial, correspondant à l'espace entre la limite supérieure d'aggradation et la limite inférieure d'incision. (Modifiée de Holbrook et al, 2006).....	15
Figure 1.8 Représentation schématique d'un cycle de fluctuation du niveau de base, avec les phases de changement de trajectoire de la ligne de rivage (Modifiée de Catuneanu <i>et al.</i> , 2009).....	18
Figure 1.9 Section transversale hypothétique présentant la stratigraphie d'une vallée incisée, sur le plan du contact entre les cortèges sédimentaires de bas niveau marin (C-Bas) et de transgression (C-Tr). (Modifiée de Dalrymple, 2010).....	21
Figure 1.10 Différents dépôts et processus composant un système alluvial: (a) intrachenal (b) distinction entre dépôt de chenal et de débordement (c) dans la plaine inondable (Modifiée de Jones <i>et al.</i> , 2010).....	22
Figure 1.9 A) Représentation schématique d'un estuaire selon la définition de Pritchard (1967) et Dalrymple et al (1992), ainsi que B) le patron général de transport des	

sédiments dans les sous-environnements d'un estuaire. (Modifiée de Dalrymple <i>et al.</i> , 1992).....	24
Figure 1.10 Modèles de séquences fluviales illustrant la relation entre l'architecture des chenaux et la fluctuation du niveau de base. (Modifiée de Holbrook <i>et al.</i> , 2006)..	25
Figure 1.11 Évolution d'un système alluvial en milieu côtier en fonction de l'influence du niveau de base et des apports sédimentaires terrestres. Les coins du triangle représentent l'influence relative des processus de transport fluvial et marin (vagues et marées). La portion inférieure réfère aux environnements sédimentaires progradant non deltaïques (Modifiée de Zaitlin <i>et al.</i> , 1994)	27
Figure 1.12 Faciès deltaïque dans les coupes stratigraphiques de la vallée de la rivière Matane (cette étude). Gauche : lits frontaux composés de sable et gravier. Droite : dépôt prodeltaïque alternant de lits de sable fin et de silt.....	28
Figure 1.13 Section transversale hypothétique d'une vallée alluviale illustrant : a) des terrasses emboîtées (T1 et T2) mises en place lors de phases distinctes d'incision (L représente des unités lithostratigraphiques différentes et T des niveaux de terrasses) et b) une architecture interne complexe et une morphologie de surface homogène en réponse à des phases d'incision et d'aggradation de différentes ampleurs. (Modifiée de Jones <i>et al.</i> , 2010)	30
Figure 1.14 Schéma illustrant les différentes étapes de sédimentation dans une vallée de fjord : phase de glacier de fjord (a), phase de glacier de vallée (b), phase postglaciaire comprenant la progradation du système fluvial (c) et la formation de terrasses (d). (Modifiée de Corner, 2006).....	33
Figure 1.15 Diagramme schématique démontrant trois différents types de transport de sédiments dans la portion frontale et proximale d'un delta durant les épisodes de faible (a), modéré (b) et fort (c) débit hydrologique. (Modifiée de Hansen, 2004)..	34
Figure 1.16 Stratigraphie et architecture des dépôts composant les différents cortèges sédimentaires d'une vallée de fjord : vue longitudinale (a) et transversale (b) (Tirée de Corner, 2006).....	35
Figure 1.17 Prototypes de deltas basés sur quatre types de systèmes alluviaux et sur la profondeur relative du bassin. Les types A et B représentent des systèmes alluviaux à graviers possédant des valeurs de pente forte (plus de 4 degrés). Les types C et D représentent des systèmes à graviers ou sableux avec une pente modérée à faible. (Tirée de Postma, 1990).....	38
Figure 1.18 Schéma montrant l'influence de la profondeur du bassin sur l'espace d'accommodation, la progradation fluvio-glaciaire et la nature des dépôts incisés par le chenal. (Tirée de Corner, 2006).....	39
Figure 2.1 Carte géologique de la péninsule gaspésienne et localisation du bassin-versant de la rivière Matane. (Modifiée d'Hulst, 2007).....	46

Figure 2.2	Limite des trois grandes unités physiographiques composant le bassin versant de la rivière Matane.	48
Figure 2.3	Section semi-alluviale de la rivière Matane entre le 26e et 29e kilomètre depuis l'embouchure.	49
Figure 2.4	Section alluviale de la rivière Matane entre le 37e et 40e kilomètre depuis l'embouchure.	50
Figure 2.5	Modèle simplifié de la glaciation de la péninsule gaspésienne au Wisconsinien supérieur, d'après Olejczyk et Gray, 2007. Les flèches noires indiquent les sens d'écoulement de la calotte appalachienne, les flèches hachurées indiquent le sens probable des courants de glace et les numéros indiquent la chronologie des évènements. (Modifiée de Olejczyk et Gray, 2007).	52
Figure 2.6	Modèle de déglaciation dans l'Est de l'Amérique du Nord d'après Dyke et Prest (1987) et révisé pour la Gaspésie par Richard <i>et al.</i> (1997). (Modifiée de Richard <i>et al.</i> , 1997).....	53
Figure 2.7	Position du front de recul lors de l'ouverture de la baie de vélage dans l'axe de l'estuaire du Saint-Laurent et ligne de partage des écoulements lors de la phase de fonte de la calotte appalachienne. (Modifiée de David et Lebus, 1985).....	54
Figure 2.8	Formations sédimentaires composant la plaine côtière de la rivière Matane. La moraine frontale et l'épandage deltaïque ont été successivement remaniés (crêtes de plage) et incisés (talus d'érosion) par l'action des vagues et des courants de marée, puis incisés par l'écoulement fluvial lors de la phase régressive de la Mer de Goldthwait.	56
Figure 2.9	Altitude du niveau marin relatif maximal atteint sur la portion nord de la péninsule gaspésienne entre Trois-Pistoles (TP) et Saint-Anne-des-Monts (StA). Lu : Luceville, BdS : Baie des Sables, M : Matane, LM : Les Méchins. (Tirée de Hétu, 1998).....	59
Figure 2.10	Localisation des vallées de la portion nord-est de la péninsule gaspésienne. (Modifiée de Hétu et Gray, 2000).....	60
Figure 3.1	Localisation des terrasses à l'étude (en rouge et vert) dans la vallée de la rivière Matane et emplacement des sites de coupes stratigraphiques et de profils de géoradar.	68
Figure 3.2	Photographie d'une section stratigraphique excavée lors de la campagne de terrain de l'été 2011.	71
Figure 3.3	Éléments architecturaux de base dans les dépôts fluviaux (Tirée de Miall, 1978).....	77
Figure 3.4	Tamiseuse à vibration (<i>Fritsch analysette 3 PRO</i>) avec colonnes de tamis pour granulométrie grossière (<i>W.S. TYLER Standard sieve</i>) provenant du Laboratoire de sédimentologie de l'Université du Québec à Rimouski.	79

- Figure 3.5 Diagramme illustrant le processus de luminescence : (i) irradiation stimule le cristal et force l'expulsion d'électrons de la bande valente vers la bande conductrice (ii) les électrons sont séquestrés dans des pièges (T1, T2) et y demeurent pour une durée variée (iii) le cristal est stimulée via la lumière ou une chaleur, libérant les électrons sous forme de photons = signal de luminescence. (Traduit de Duller, 2008) 84
- Figure 3.6 Échantillons de sédiment provenant d'une section stratigraphique de la vallée de la rivière Matane : échantillon prélevé dans un tube de PVC (au centre) à des fins de datation par luminescence optique et sous-échantillons (en haut et en bas) pour les calculs d'humidité relative..... 86
- Figure 3.7 Faciès de géoradar provenant d'un delta lacustre émergé : (a) lits frontaux indiquant une direction d'écoulement (b) faciès à tresses consistant en des réflecteurs ondulés et discontinus latéralement et verticalement (c) faciès de chenal incisé et (d) réflecteur indiquant l'interface entre les sédiments grossiers de lits sommitaux et les sédiments fins lacustres. (Tirée de Stevens et Robinson, 2007)... 88
- Figure 3.8 Relevé de géoradar effectué sur le haut d'une terrasse dans la vallée de la rivière Matane à l'été 2010. Le manipulateur de gauche déplace les deux antennes (transmetteur et récepteur) tandis que le manipulateur de droite contrôle un ordinateur relié aux antennes par des câbles de fibre optique. 89
- Figure 3.9 Profil géoradar traité (ajout d'un gain AGC) provenant du haut de la terrasse gauche dans la vallée de la rivière Matane. (A) Les lignes noires et rouges dans le petit encadré correspondent respectivement au signal brut et traité pour un seul point de mesure. À noter : le pic de saturation du signal brut dans la portion supérieure. Le gain de type AGC amplifie les signaux de façon inversement proportionnelle à l'amplitude. Il permet ainsi de mieux identifier la présence de réflecteurs de plus faible amplitude, mais fournit dans certains cas une information erronée lorsque le signal est trop faible. C'est notamment le cas dans la portion inférieure du signal. (B) Les réflecteurs clés sont mis en évidence par des lignes pointillées blanches. Il est ainsi possible d'observer la présence d'un réflecteur très conducteur à proximité de la surface et de plusieurs réflecteurs hyperboliques sous ce dernier..... 92
- Figure 3.10 Valeurs de $\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$ et Corg/N typiques pour les différentes sources de matières organiques en environnement côtier (Modifiée de Lamb *et al.*, 2006) 94

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
Tableau 1.1 Récapitulatif des principaux concepts.....	16
Tableau 1.2 Récapitulatif des mécanismes responsables de la formation et de la nature des cortèges sédimentaires dans une vallée de fjord (DTST= cortège de déglaciation et transgression, DHST= cortège de déglaciation de haut niveau marin, PRST= cortège postglaciaire de régression). (Tiré de Corner, 2006).	32
Tableau 3.1 Classification des faciès de dépôts fluviatiles (Tirée de Miall, 1978).....	76
Tableau 3.2 Codes pour la classification des faciès utilisés dans cette étude (Modifié de Heinz <i>et al.</i> , 2003).....	78

RÉSUMÉ

La rivière Matane est une rivière à gravier de la portion nord-ouest de la péninsule gaspésienne, tributaire du fleuve Saint-Laurent. Elle s'écoule dans une vallée glaciaire encaissée dans le roc et dans les dépôts meubles. À l'ouverture d'une baie de vélage dans l'estuaire du Saint-Laurent au début de l'Holocène, la vallée de la Matane était occupée par une langue glaciaire rattachée à une calotte glaciaire appalachienne. Cette langue glaciaire était en contact avec un haut niveau marin, correspondant à la Mer de Goldthwait qui atteint une altitude maximale de 105-100 mètres au-dessus du niveau marin actuel (n.m. a) dans la région de Matane. La fonte de la langue glaciaire permit de mettre en place des dépôts de contact glaciaire à l'embouchure de la vallée, soit une moraine frontale et un vaste épandage deltaïque, et sur les pourtours de la vallée, sous la forme de terrasses de kames. Le retrait de la langue glaciaire favorisa la pénétration de la mer, transformant ainsi la vallée de la Matane en un fjord. Cette pénétration est marquée par la présence de dépôts argileux contenant des coquillages marins, à la surface de terrasses de kames, jusqu'à 7 kilomètres dans la vallée. Dans la portion aval de la vallée, entre le huitième et le dixième kilomètre, deux segments de terrasses fluviales ont été étudiés pour comprendre l'évolution des conditions hydro-sédimentaires dans la vallée incisée de la rivière Matane en réponse aux phases transgressives et régressives holocènes. Des analyses stratigraphiques, des images LIDAR à haute résolution, des analyses d'isotopes et d'éléments stables et la compilation de datations au radiocarbone ont permis de déterminer une séquence comprenant quatre environnements sédimentaires distincts : une unité sous-glaciaire (Unité I) et prodeltaïque (Unité II), des lits frontaux deltaïques (Unité III) et unité fluviale (Unité IV).

L'unité sous-glaciaire est composée de graviers grossiers stratifiés et imbriqués, reposant sur un roc poli. L'unité sédimentaire prodeltaïque consiste en des rythmites de sables grossiers à fins comprenant un nombre élevé de blocs de délestage et des déformations intraformationnelles. Elle fut mise en place par des courants hyperpycniaux dans un bassin alimenté par les eaux de fonte glaciaire et des écoulements fluviaux très dynamiques lors du retrait de la langue glaciaire. L'unité de lits frontaux deltaïques consiste en des lits obliques graveleux avec un pendage élevé et une orientation dans le sens actuel de l'écoulement de la vallée. Une phase de stabilité ou une transgression de faible amplitude du niveau marin, tel que suggéré par une falaise d'érosion sur l'épandage deltaïque à la côte, aurait permis la construction d'un delta de type Gilbert dans la portion amont du bassin occupant la vallée. L'unité IV est composée de graviers grossiers, stratifiés et imbriqués, formant le haut des terrasses étudiées. Les faciès de l'unité IV suggèrent que la dynamique fluviale était caractérisée par un transport en charge de fond, une forte mobilité des chenaux et une faible différence topographique dans la plaine. La présence de dépôts de débordement dans les dépôts fluviaux les plus bas en altitude suggère un rôle accru des inondations et le développement d'une plaine inondable distincte suivant l'incision du chenal. L'incision du système fluvial par-dessus les dépôts deltaïques fut contrôlée par la régression du niveau

marin, mais également par le développement d'une végétation forestière dans le bassin versant ainsi que par l'épuisement des nombreuses sources sédimentaires d'origines fluvio-glaciaires. La plaine alluviale s'est incisée à une altitude inférieure à celle de la plaine actuelle, découpant ainsi les terrasses étudiées. Une nouvelle phase de transgression au milieu Holocène (transgression laurentienne) a engendré une aggradation du système alluvial et formé ainsi le niveau de plaine actuelle.

La séquence sédimentaire interprétée dans la vallée de la rivière Matane est en plusieurs points similaire à celle développée pour les vallées de fjord. Premièrement, les cortèges de déglaciation de haut niveau marin, correspondant à des dépôts glacio-marins, sont faiblement représentés puisque l'invasion marine s'est effectuée au même moment que la régression du niveau marin relatif, associée au rehaussement glacio-isostatique de la péninsule gaspésienne. Deuxièmement, la grande majorité des sédiments ayant comblé la vallée incisée correspondent à des cortèges de régression forcée, soit de type deltaïque ou fluvial. Troisièmement, la réduction de l'espace d'accommodation dans le bassin inondé, suivant la régression du niveau marin, et des taux de sédimentation élevés ont favorisé une progradation rapide d'un delta à la tête du bassin et à la formation d'une plaine alluviale au-dessus de la limite marine.

INTRODUCTION

Les systèmes alluviaux sont le théâtre de changements majeurs au cours d'une transition entre une phase glaciaire et interglaciaire. La fonte des calottes glaciaires se traduit par l'interaction de mécanismes environnementaux agissant sur la croûte terrestre, sur la variation du niveau marin et sur le climat (Fraser, 1994; Abreu et Anderson, 1998; Peltier, 2002). Ces mécanismes influencent le transport, l'accumulation et l'érosion des sédiments par l'eau sur les continents, c'est-à-dire les systèmes alluviaux, notamment en modifiant le débit hydrologique et la charge sédimentaire fournis par les bassins de drainage. Prédire l'impact de ces mécanismes environnementaux est complexe étant donné la multitude d'échelles spatiales et temporelles sur lesquelles ils agissent. De plus, les caractéristiques de chaque système alluvial définissent des réponses variées. Pourtant, les géomorphologues s'intéressent à cette réponse puisqu'elle permet d'acquérir des connaissances pratiques sur les environnements physiques que l'homme utilise et modifie et sur leur évolution future en réponse à des changements environnementaux futurs. Plusieurs se sont intéressés à l'impact de la variation du niveau de base sur les systèmes alluviaux puisque cela constitue un changement majeur lors d'une transition glaciaire interglaciaire. Lors d'une phase de déglaciation, la subsidence et la hausse globale du niveau marin causent l'envasement de certaines vallées, induisant une sédimentation d'origine terrestre et marine. La baisse subséquente du niveau marin provoque la réavancée du système alluvial, l'incision des dépôts et potentiellement la formation de terrasses (Miall, 1991; Shanley et McCabe, 1994; Catuneanu *et al.*, 2009). Ces vallées incisées représentent donc un sujet d'étude de choix pour les géomorphologues considérant qu'ils contiennent des séquences sédimentaires partielles ou complètes permettant de comprendre l'évolution d'un système alluvial, parfois sur plusieurs milliers d'années (Dalrymple *et al.*, 1992).

Une littérature exhaustive existe sur les séquences sédimentaires liées aux cycles de transgression-régression (Allen et Posamentier, 1993; Shanley et McCabe, 1994, Catuneanu

et al., 2009) et sur l'architecture et les faciès des environnements sédimentaires propres aux vallées incisées (Dalrymple *et al.*, 1992, Zaitlin *et al.*, 1994). Les vallées incisées sont érodées en phase régressive par des écoulements fluviaux compétents et sont comblés lors d'une phase transgressive, donnant lieu à la formation d'environnement sédimentaire de type estuarien. Des études poursuivies en milieu glaciaire dénote toutefois une dynamique sédimentaire contrastante entre les milieux alluviaux de zones englacées et non englacées au cours d'un cycle de transgression-régression (Hansen, 2004; Corner, 2006; Eilertsen *et al.*, 2011). Dans les vallées de fjord par exemple, les cortèges sédimentaires associés à la phase transgressive sont généralement minces ou absents puisque l'invasion de la mer se produit au moment où le recul des glaciers enclenche un rebond isostatique et une régression forcée du niveau de base. Les séquences sédimentaires propres aux vallées de fjord témoignent de la mise en place successive de dépôts de contact glaciaire et de la progradation de deltas fluvio-glaciaires et fluviatiles, suivant la régression du niveau de base. Les modèles de stratigraphie séquentielle appliqués aux vallées incisées de milieu glaciaire sont basés sur un grand nombre d'études effectuées dans des fjords de Norvège (Forwick et Vorren, 2002; 2007; 2009; 2011; Corner, 2006; Hansen *et al.*, 2009; Eilertsen *et al.*, 2011), du Groenland (Hansen, 2004) et de Russie (Jensen et Larsen, 2009). Ces études témoignent de l'intérêt d'élargir le cadre d'application des modèles de vallées de fjord par des descriptions stratigraphiques approfondies dans des contextes géologiques et de niveau de base variés.

La portion est du Canada fut couverte par une calotte glaciaire au Quaternaire suivie d'une phase de déglaciation à l'Holocène associée à des variations glacio-eustatiques et glacio-isostatiques de grande envergure (Lebuis et David, 1977; Dionne, 1977; David et Lebuis, 1985). La péninsule gaspésienne a quant à elle été couverte d'une calotte glaciaire locale suite à la scission de l'Inlandsis Laurentidien au niveau de l'axe de l'estuaire du Saint-Laurent. Certaines vallées de la portion nord de la Gaspésie, tributaires du Saint-Laurent, ont été occupées tardivement par des langues glaciaires en contact avec un haut niveau marin, correspondant à la Mer de Goldthwait. Le retrait et la fonte des langues glaciaires, suivis de la pénétration marine, ont contribué à transformer ces vallées glaciaires en fjord et induit la mise en place de dépôts meubles d'origines diverses (glaciaire, fluvio-glaciaire, marin, lacustre, fluviatile) (Héту et Gray, 2000). Le retrait subséquent de la mer, en réponse à la remontée rapide du niveau isostatique et l'incision des cours d'eau, a initié l'émergence de

niveaux de terrasses dans les vallées. La rivière Matane est une rivière à gravier de la portion nord de la péninsule gaspésienne, tributaire du fleuve Saint-Laurent. Elle s'écoule dans une vallée glaciaire encaissée dans le roc et dans les dépôts fluvio-glaciaires. Dans sa portion aval (derniers dix kilomètres), on observe des terrasses pouvant potentiellement renseigner sur la réponse de la rivière Matane aux phases transgressives et régressives du niveau de base au cours de l'Holocène.

Cette étude a pour objectif principal de définir un cadre géomorphologique et stratigraphique d'une vallée incisée de milieu glaciaire de l'Est du Canada qui a subi deux cycles de variation du niveau de base au cours de l'Holocène, soit la vallée de la rivière Matane. Le premier chapitre du mémoire fait l'état des connaissances relatives à l'évolution des systèmes alluviaux dans le contexte de fluctuations du niveau de base. Les concepts théoriques généraux sont expliqués ainsi que les modèles de stratigraphie séquentielle se rapportant aux vallées incisées. Y sont également présentées les connaissances spécifiques aux vallées incisées de milieu glaciaire ainsi que les objectifs spécifiques de cette étude. Le deuxième chapitre consiste en une description exhaustive du cadre quaternaire de la péninsule gaspésienne et plus précisément de la vallée de la rivière Matane. Une partie substantielle de l'analyse effectuée dans ce mémoire se base sur des études géomorphologiques et des rapports géologiques déjà publiés. Le troisième chapitre présente les outils méthodologiques, puisés dans plusieurs disciplines connexes à la géomorphologie, qui ont été utilisés pour compléter cette étude. La théorie relative aux diverses techniques et méthodes utilisées est brièvement présentée. Le chapitre 4 présente les résultats et la discussion sous forme d'article scientifique, de façon à répondre aux exigences du dépôt d'un mémoire par article de la Maîtrise en Géographie à l'Université du Québec à Rimouski. Finalement, le chapitre 5 conclut ce mémoire en présentant les grandes lignes de l'étude et propose quelques pistes de recherche pour l'avenir concernant les études stratigraphiques et géomorphologiques sur les systèmes alluviaux de la péninsule gaspésienne.

CHAPITRE I

ÉTATS DES CONNAISSANCES

1.1 Concepts théoriques relatifs à l'étude géomorphologique des systèmes alluviaux dans le contexte d'une variation du niveau de base.

Un concept ou un modèle conceptuel tente d'expliquer un processus complexe par la simplification et la schématisation d'une ou de quelques-unes de ses composantes. Des variables sont délibérément ignorées lors de la création d'un modèle conceptuel, mais l'intégration de plusieurs modèles permet éventuellement d'améliorer la connaissance globale du processus. Les modèles conceptuels traitant de l'évolution des systèmes alluviaux répondent à la même logique. Certains traitent d'un paramètre, d'une échelle temporelle précise ou d'un type d'ajustement. La section 1.1 présente les concepts théoriques définissant le cadre de réflexion des géomorphologues qui étudient l'évolution des systèmes alluviaux en réponse à des fluctuations du niveau de base. En premier lieu, le niveau de base est défini par le biais de quelques travaux antérieurs portant sur son impact morphologique sur les systèmes alluviaux. Ensuite, les différents mécanismes qui agissent sur la dynamique d'un système alluvial sont sommairement présentés afin de montrer l'importance des échelles spatiale et temporelle dans les études portant sur le niveau de base. Finalement, les concepts d'équilibre dynamique et d'espace d'accommodation sont expliqués puisqu'ils sont des éléments clés pour la définition des modèles de stratigraphie séquentielle qui seront présentés dans la dernière section.

1.1.1 *Les travaux antérieurs portant sur l'influence du niveau de base sur les systèmes alluviaux*

Le concept de niveau de base voit le jour à la fin du 19^e siècle. Il se définit, dans son acception originale comme le niveau inférieur auquel un cours d'eau peut inciser sa vallée, menant ultimement au niveau marin (Powell, 1875). La définition de Powell (1875) impliquait que le niveau de base est défini localement, qu'il est temporaire (éphémère) et qu'il consiste en une pente orientée vers le niveau marin dont le gradient est déterminé par la pente des grands cours d'eau (Blum et Törnqvist, 2000). Les deux premiers énoncés sont justes, mais le dernier est erroné puisqu'il confond le niveau de base avec le profil longitudinal d'une rivière (Schumm, 1993). Le profil longitudinal correspond à la variation altimétrique du lit d'un cours d'eau depuis son embouchure.

L'utilisation actuelle du terme niveau de base dépend du contexte où il s'applique. Dans l'étude des grands systèmes fluviaux, il est défini de façon élémentaire : un axe horizontal (niveau) au plus bas du système fluvial (de base) qu'on associe au niveau marin (Lane, 1955; Schumm, 1993). Cette définition, quoique adéquate pour la grande majorité des cours d'eau, ne permet pas de traiter de l'effet des réservoirs ou des contraintes lithologiques qui agissent en tant que niveau de base pour des sections de rivière ou des tributaires. Ainsi, d'autres auteurs définissent le niveau de base comme étant une surface de la lithosphère, dans un système fluvial, en équilibre entre l'aggradation (accumulation) et l'incision (érosion) du lit de la rivière (Wheeler, 1964; Leopold et Bull, 1979; Blum et Törnqvist, 2000; Rhee 2006; Catuneanu *et al.*, 2009). Dans le cas de la présente étude, les termes niveau marin et niveau de base seront confondus.

Les principales connaissances sur l'impact de la variation du niveau de base sur les systèmes alluviaux proviennent de recherches en chenaux expérimentaux et d'études empiriques sur l'évolution à moyen et long terme de grands systèmes fluviaux. Les travaux de Fisk (1944) sur la portion aval du bassin du fleuve Mississippi ont, entre autres, permis de mettre à jour l'influence de la glacio-eustasie (fluctuations du niveau marin en lien avec les masses glaciaires continentales) sur l'évolution morphologique des grands cours d'eau. Son modèle suggère l'incision des vallées, l'abandon des plaines alluviales et la formation de

terrasses durant les phases de bas niveau marin (période glaciaire) et l'aggradation des vallées durant les périodes de haut niveau marin (période interglaciaire). La figure 1.1 présente un exemple de vallée ayant subi plusieurs cycles de phases glaciaires et interglaciaires qui ont mené à la formation de plusieurs niveaux de terrasses emboîtées.

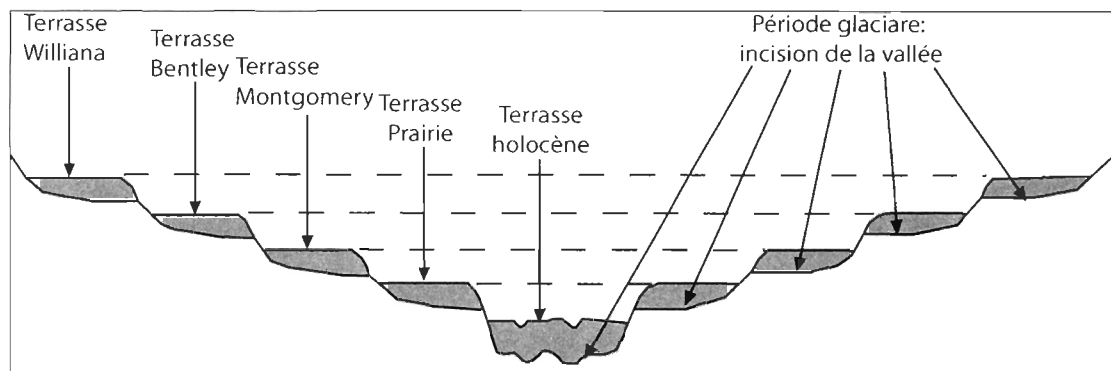


Figure 1.1 Modèle de Fisk (1944) sur le lien entre la succession de phases d'incision et d'aggradation d'un système fluvial et les cycles de phases glaciaires et interglaciaires.

(Modifiée de Blum et Törnqvist, 2000)

Les variations du niveau de base ont cependant des effets morphologiques limités sur l'amont des systèmes fluviaux (Leopold et Bull, 1979). Sur de grands systèmes, tel que le fleuve Mississippi, l'effet du niveau de base sur l'incision et l'aggradation durant la période Quaternaire s'est répercuté jusqu'à une distance d'environ deux cent vingt kilomètres depuis l'embouchure actuelle (Miall, 1991; Shanley et McCabe, 1994). Plus en amont, l'influence de la tectonique et du climat sur le débit et les sources sédimentaires était dominante.

Cet effet limité du niveau de base sur la portion amont des systèmes alluviaux a été expliqué en grande partie par les études de S.A. Schumm (1968, 1986, 1993). Ses études ont montré que l'ajustement du style fluvial et de la rugosité du chenal sont des processus participant à l'évolution morphologique d'un système alluvial face à un changement du niveau de base. Il suggère qu'une partie importante de l'ajustement morphologique, à l'intérieur d'un système alluvial à méandre, est absorbée par une augmentation ou une diminution de la sinuosité, et ce, dans la portion aval du système. La rivière ajuste ainsi sa pente aux nouvelles caractéristiques hydrologiques et sédimentaires de l'écoulement par une

augmentation (plus grande sinuosité) ou une diminution (plus petite sinuosité) de la longueur de son tracé fluvial. Les figures 1.2 et 1.3 permettent de visualiser ces ajustements. Ainsi, lors de la baisse du niveau de base, la portion aval d'un chenal tend vers une augmentation de la longueur de son tracé par une augmentation de sa sinuosité. La modification de la sinuosité du tracé fluvial atténue l'impact du niveau de base sur l'ajustement vertical (aggradation ou incision) du chenal vers l'amont.

La modification de la rugosité du lit d'une rivière permet également un retour à l'équilibre entre les nouvelles caractéristiques hydrologiques et sédimentaires de l'écoulement et les caractéristiques morphologiques du chenal. Par exemple, dans le cas d'une baisse du niveau de base, la rugosité du chenal s'ajuste à la nouvelle compétence de l'écoulement par une augmentation de la rugosité, limitant la propagation de l'incision du chenal vers l'amont. L'étude de Begin *et al.* (1981), en chenal expérimental, a révélé que l'abaissement du niveau de base produit une incision du chenal par la migration d'un point de chute (*knick point*), à un taux qui tend à diminuer plus il progresse vers l'amont. Les notions relatives à l'équilibre hydrologique et sédimentaire dans un système alluvial sont détaillées dans la section 1.1.3.

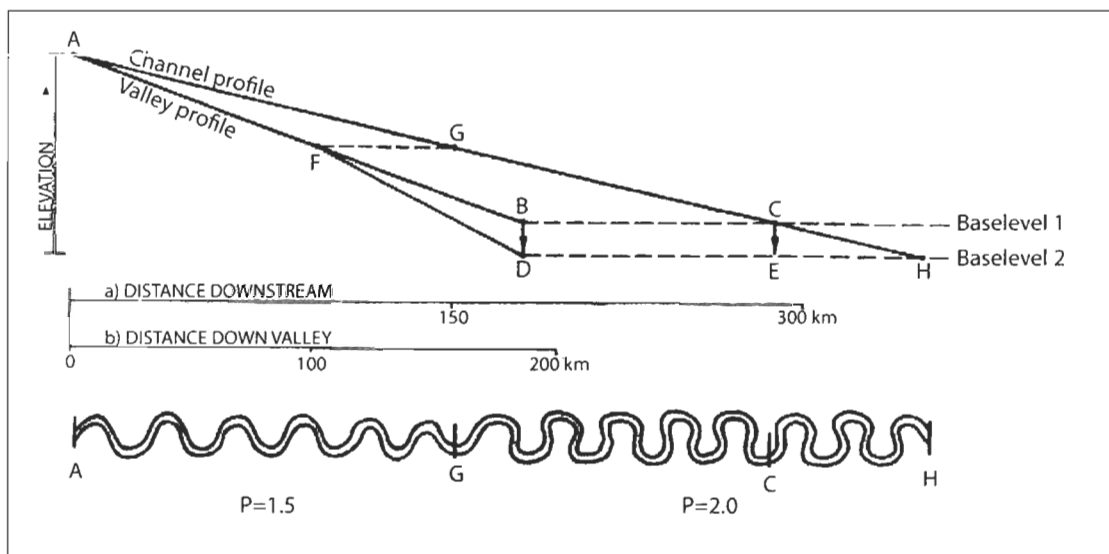


Figure 1.2 Effet d'un abaissement du niveau de base sur la longueur et la sinuosité d'un chenal. (Tirée de Schumm, 1993)

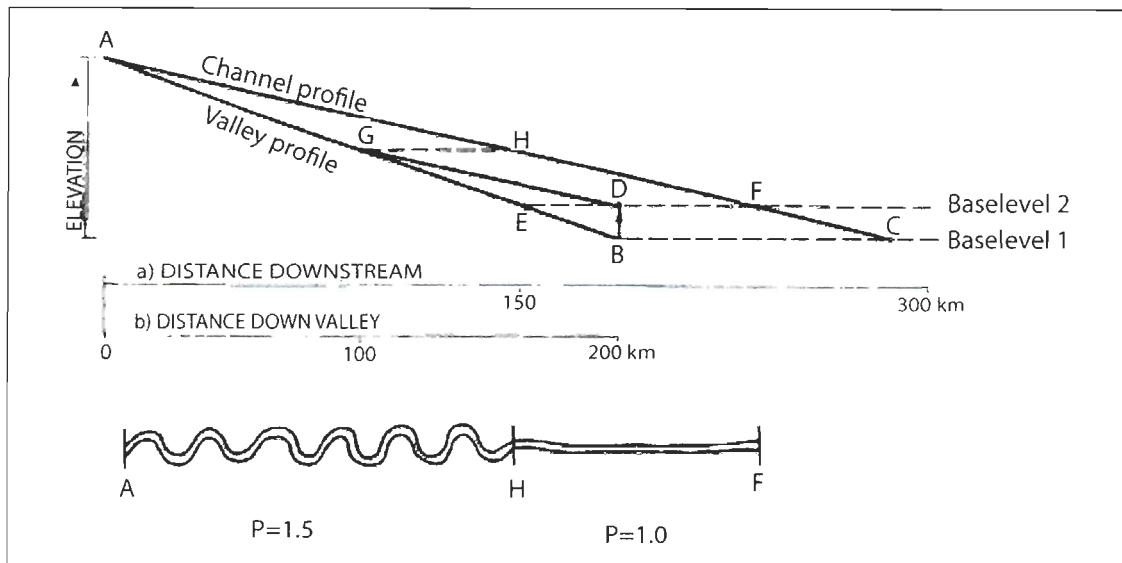


Figure 1.3 Effet d'un rehaussement du niveau de base sur la longueur et la sinuosité d'un chenal. (Tirée de Schumm, 1993)

Dans l'ensemble, la réponse d'un système alluvial à la suite d'une modification du niveau de base est beaucoup plus complexe que des ajustements de la sinuosité, de la rugosité et l'aggradation ou l'incision du chenal (Rhee, 2006). À priori, la pente de la nouvelle portion continentale exposée par la variation du niveau marin constitue un facteur déterminant (Schumm, 1993; Miall, 2006). Par exemple, la pente de la nouvelle surface exposée par une baisse du niveau marin variera fortement entre une zone de marge continentale passive où la pente est faible, et une zone de subduction où la pente est abrupte. De plus, la pente de la nouvelle surface exposée sera différente selon le type d'environnement sédimentaire construit par la rivière à son embouchure. Par exemple, le pente sera plus grande dans le cas où le système fluvial a construit un complexe deltaïque sous-aquatique, tandis que la nouvelle pente sera plus faible dans le cas où l'embouchure de la rivière s'est transformée en plaine côtière (Pitman et Golovchenko, 1988; Miall, 1991). Plusieurs études (Rains et Welch, 1988; Schumm, 1993; Evans *et al.*, 2004) soulignent les effets rétroactifs d'une modification du niveau de base sur un système alluvial. L'incision d'un chenal peut provoquer la réactivation de tributaires ou d'autres sources sédimentaires, augmentant ainsi la charge en sédiments de l'écoulement et induisant une phase rétroactive d'aggradation du chenal. Dans le même ordre

d'idée, une régression peut engendrer une incision par migration d'un point de chute vers l'amont prenant effet sur quelques milliers d'années (Shanley et McCabe, 1994). Cette période correspond à un laps de temps durant lequel un nouveau cycle de transgression peut survenir, tels que ceux générés par la glacio-eustasie (Fisk, 1944; Peltier, 2002). Une phase d'incision d'un chenal peut donc se poursuivre en amont d'un système au cours d'une période de transgression du niveau de base. En somme, la réponse complexe des systèmes alluviaux à la variation du niveau de base s'explique par l'interaction de plusieurs mécanismes agissant à la fois sur la charge sédimentaire et le débit hydrologique, et ce, selon plusieurs échelles spatiales et temporelles.

1.1.2 *Les mécanismes allogéniques et autogéniques*

La dynamique d'un système alluvial est influencée par un ensemble de mécanismes environnementaux, de types allogéniques et autogéniques (Blum et Törnqvist, 2000; Stouthamer et Berendsen, 2007; Daniels, 2008). Les mécanismes allogéniques désignent les forces environnementales indépendantes du système alluvial, tandis que les mécanismes autogéniques représentent l'influence des caractéristiques morphologiques et structurales propres à chaque rivière et leur bassin de drainage. Les figures 1.4 et 1.5 distinguent les différentes échelles temporelles et spatiales sur lesquelles les mécanismes allogéniques agissent de façon dominante dans les systèmes alluviaux. À l'échelle de temps géologique (10^6 années), la tectonique est le principal mécanisme de contrôle de l'évolution des systèmes alluviaux, via la subsidence et le soulèvement isostatique qui régissent à la fois les débits hydrologiques et sédimentaires à l'amont des bassins et le niveau de base à l'aval. Un soulèvement tectonique peut également affecter le climat d'une région, par exemple via une orogénèse. À l'échelle du Quaternaire (10^4 à 10^6 années), le climat et la variation du niveau de base sont les mécanismes dominants, modifiant le régime hydrosédimentaire des rivières. Le climat peut affecter la végétation et les précipitations, ce qui en retour influence l'érosion, les sources sédimentaires et le débit sur l'ensemble du tronçon fluvial (Shanley et McCabe, 1994; Miall, 2006). Les cycles climatiques régis par les forces orbitales, tels que les cycles de Milankovitch, ont une influence significative sur le niveau de base, via la fluctuation des masses glaciaires continentales (Catuneanu *et al.*, 2009). À l'échelle holocène (10^2 à 10^4 années), les changements climatiques, les variations du niveau de base et l'utilisation du

territoire par l'homme (dans certaines régions du monde) exercent une influence significative sur la fréquence et la magnitude des inondations et sur les phases d'incision et d'aggradation des plaines alluviales. Finalement, à l'échelle historique et journalière (10^{-3} à 10^2 années), les phénomènes météorologiques et les impacts directs de l'homme sur le territoire sont les mécanismes allogéniques dominants. Il apparaît clair que l'influence du niveau de base est complexe puisque plusieurs mécanismes allogéniques agissent simultanément sur le système alluvial ainsi que sur le niveau de base lui-même. Tels que l'affirment Shanley et McCabe (1994), les trois principaux mécanismes, soit le climat, la tectonique et le niveau de base, interagissent via des cycles complexes de rétroactions.

Years																
10^{-7}	10^{-6}	10^{-5}	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}	10^0	10^1	10^2	10^3	10^4	10^5	10^6	10^7	10^8	10^9
3sec				9hr			1yr		100yr	10ka			1Ma			1Ga
Experimental			Observational			Historical		Holocene		Quaternary		Geologic				
Weather			Weather			LULC		Climate		Climate		Tectonics				
			Humans			Humans		LULC		Base Level		Base Level				
						Climate		Tectonics		Tectonics						
								Base Level								

Figure 1.4 Modèle conceptuel sur l'importance des différents mécanismes allogéniques sur un système fluvial selon différentes échelles temporelles. LULC signifie Land-use/cover. (Tirée de Daniels, 2008)

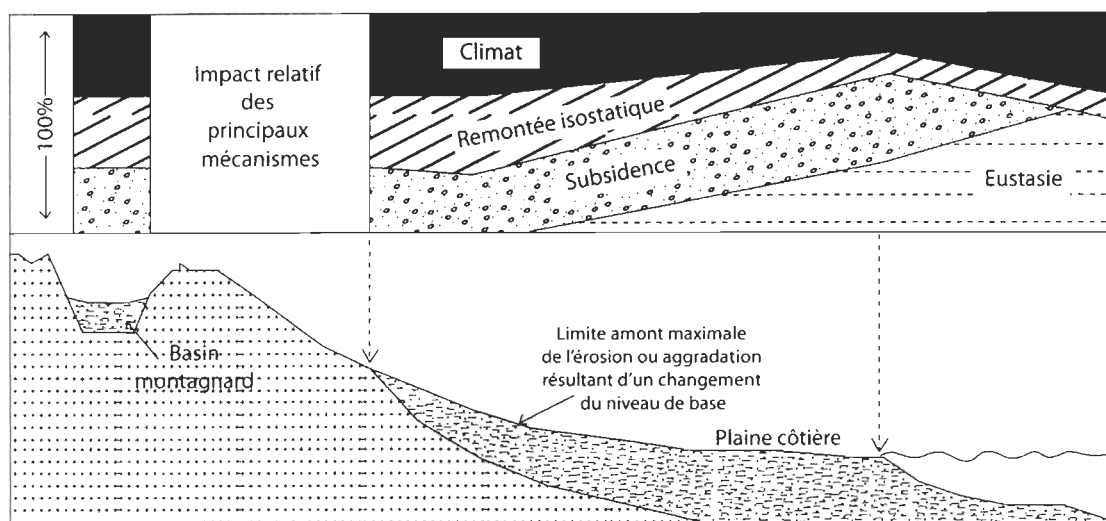


Figure 1.5 Importance relative des principaux mécanismes allogéniques sur la sédimentation dans un système continental (Modifiée de Shanley et McCabe, 1994)

Les mécanismes autogéniques sont indirectement liés à un mécanisme allogénique puisqu'ils agissent en opposition ou en synergie avec les impacts d'un changement environnemental. Les mécanismes autogéniques prennent divers visages : un dépôt fluvio-glaciaire constitue une source de sédiments potentielle, le rétrécissement d'une vallée limite la migration latérale d'un chenal, un affleurement rocheux limite l'incision, etc. Les mécanismes autogéniques n'agissent pas sur une échelle de temps et d'espace précise (Daniels, 2008). Ils peuvent se répercuter aussi longtemps que le changement environnemental en cours ou même au-delà, ou bien, ils peuvent survenir décalés dans le temps. Au final, les mécanismes allogéniques et autogéniques modifient l'équilibre entre le débit hydrologique et la charge sédimentaire transportée par les systèmes alluviaux. Ils exercent un contrôle direct sur l'équilibre dynamique des cours d'eau et sur l'orientation de leur profil d'équilibre.

1.1.3 *Le profil d'équilibre et l'équilibre dynamique*

Le profil d'équilibre représente le profil longitudinal d'une rivière pour lequel la pente, la profondeur, la largeur, la rugosité et le style du chenal sont ajustés, fournissant ainsi la compétence nécessaire au transport du débit hydrologique et sédimentaire, sans qu'il n'y

ait aggradation ou incision (Mackin, 1948; Lane, 1955; Leopold et Bull, 1979). La figure 1.6 permet de conceptualiser l'état d'équilibre dans un système alluvial entre le débit et la charge sédimentaire. Une modification du niveau de base, un mouvement de la croûte terrestre ou une variation climatique induit un déplacement du profil d'équilibre, se traduisant de façon élémentaire par une aggradation ou une incision du chenal. Tel que mentionné, tous ces mécanismes interagissent selon plusieurs échelles spatio-temporelles, certains processus se produisant simultanément tandis que d'autres sont décalés dans le temps en fonction des caractéristiques propres à chaque système alluvial. Le concept de profil d'équilibre est donc un état morphologique théorique s'appliquant à très peu de cours d'eau (Miall, 2006). Le concept d'équilibre dynamique permet d'apporter des nuances (Schumm et Lichty, 1965; Leopold et Bull, 1979). Selon ce concept, les ajustements morphologiques du chenal sont perçus comme une série de fluctuations qui se répercutent localement dans le cours d'eau. Le concept d'équilibre dynamique s'applique donc à des espaces partiels du système fluvial, par exemple une section de rivière ou un tributaire. Plus les impacts se répercutent dans le temps, plus la rivière tend vers un état d'équilibre dynamique sur l'ensemble de son profil longitudinal, se rapprochant ainsi du concept de profil d'équilibre. Malgré ses limites, le concept de profil d'équilibre est un principe fondamental pour comprendre ce qui gouverne l'espace d'accommodation dans un système alluvial (Miall, 2006).

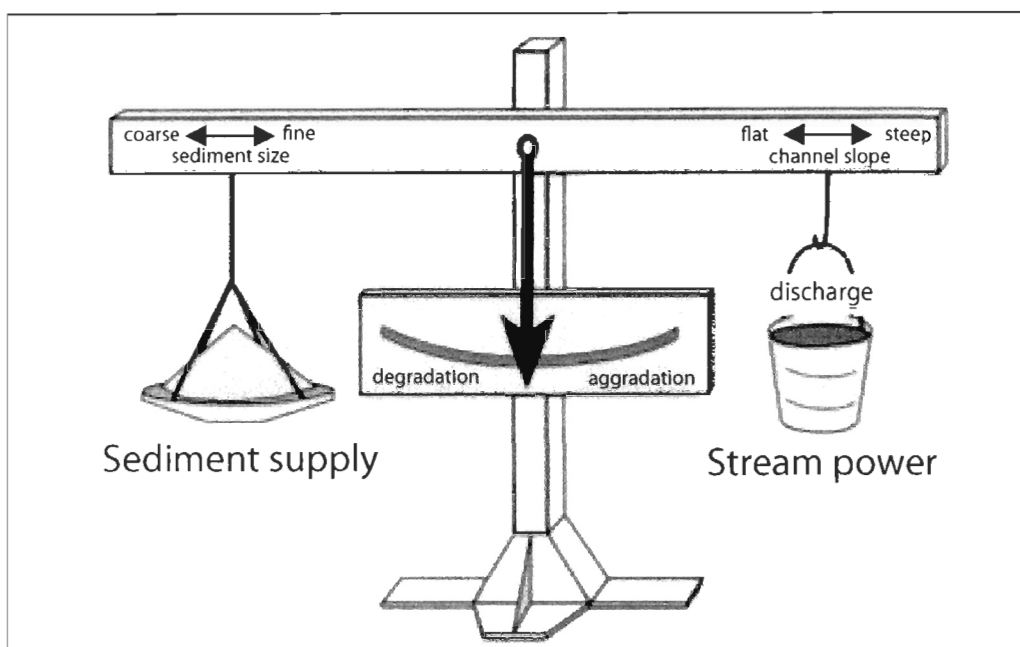


Figure 1.6 Modèle conceptuel représentant un système alluvial en état d'équilibre, en mettant l'accent sur la charge sédimentaire et le débit hydrologique. (Tirée de Blum et Tornqvist, 2000)

1.1.4 *L'espace d'accommodation*

L'espace d'accommodation se définit comme l'espace disponible pour une potentielle accumulation dans un environnement sédimentaire (Jervey, 1988). Ce concept a été premièrement établi pour les environnements marins où l'architecture et la nature des dépôts sont fortement gouvernées par les fluctuations du niveau marin (Miall, 2006). Il implique notamment que les sédiments sont préservés à une altitude inférieure à celui du niveau marin tandis qu'au-dessus de celui-ci, les sédiments sont érodés. Tel que le souligne Etridge *et al.*(1998), ainsi que Rhee (2006), l'application du concept d'accommodation est plus difficile pour les systèmes alluviaux. Dans les environnements fluviaux, la sédimentation est gouvernée par l'atteinte d'un profil d'équilibre en fonction de la charge sédimentaire et du débit hydrologique. L'espace d'accommodation dans un milieu fluvial correspond donc à l'espace pour la sédimentation entre un profil d'équilibre existant et un nouveau profil d'équilibre vers lequel tend une rivière en réponse à un changement du niveau de base, une

variation isostatique ou une modification d'un ou de plusieurs paramètres hydrauliques (Posamentier *et al.*, 1988; Miall, 2006). Dans le même ordre d'idée, Holbrook *et al.* (2006) introduit le concept d'une zone tampon, délimitée par la surface la plus haute à laquelle une rivière peut s'aggrader et par la surface la plus basse à laquelle elle peut s'inciser (Figure 1.7). Cette zone tampon représente l'espace vertical où peuvent être préservées les séquences fluviales. Cet espace augmente en amont étant donné la plus grande variabilité de mécanismes régissant l'aggradation et l'incision, comparativement à la portion aval, où le niveau de base constitue le mécanisme dominant.

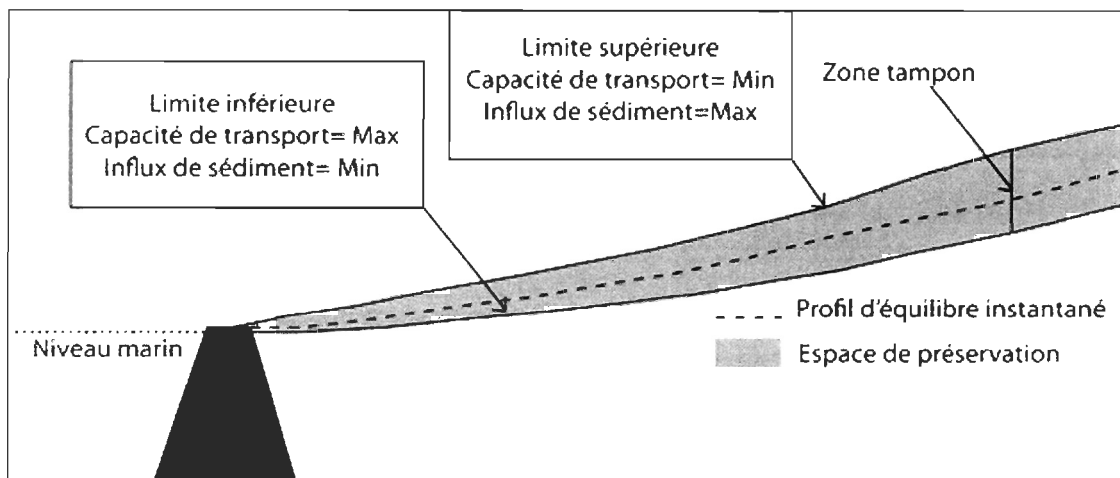


Figure 1.7 Modèle conceptuel représentant la zone tampon dans un système alluvial, correspondant à l'espace entre la limite supérieure d'aggradation et la limite inférieure d'incision. (Modifiée de Holbrook et al, 2006)

De façon générale, l'accommodation dans un système alluvial est positive lors d'une période de hausse ou de stabilité du niveau marin, ou lorsqu'un changement climatique ou tectonique entraîne une augmentation du débit et de la charge sédimentaire. Lors d'une phase de stabilité, la progradation de sédiments à l'embouchure d'une rivière peut provoquer une aggradation vers l'amont. Ce type de situation est toutefois de courte durée puisque l'aggradation en aval favorise l'abandon du chenal par avulsion (Miall, 2006). L'espace d'accommodation est négatif dans les cas inverses : baisse du niveau de base et réduction de la charge sédimentaire ou du débit hydrologique. Le concept d'espace d'accommodation est plus universel que celui de niveau de base étant donné son applicabilité dans tous les

environnements sédimentaires (Catuneanu *et al.*, 2009). Il permet notamment d'expliquer les changements se produisant dans la portion amont des systèmes alluviaux, où l'influence du niveau de base est très faible ou nulle (Leopold et Bull, 1979; Schumm, 1993). À des fins d'éclaircissement, le tableau 1.1 résume les principaux concepts abordés précédemment.

Tableau 1.1 Récapitulatif des principaux concepts

Concept	Définition
Niveau de base	Surface de la lithosphère correspondant au niveau inférieur auquel un cours d'eau peut s'inciser. Le niveau de base diffère du niveau marin quand cette surface se trouve le long du système fluvial (ex. Réservoir d'un barrage, présence d'un socle rocheux).
Niveau marin	Niveau inférieur auquel la grande majorité des cours d'eau peuvent s'inciser.
Profil longitudinal	Variation altimétrique du lit d'une rivière depuis son embouchure.
Profil d'équilibre	Profil longitudinal d'une rivière en équilibre entre aggradation et incision.
État d'équilibre dynamique	État d'équilibre entre aggradation et incision sur un espace partiel du profil longitudinal.
Espace d'accommodation	Espace disponible pour une potentielle accumulation dans un environnement sédimentaire. Dans les environnements fluviaux, cela correspond à l'espace disponible entre un profil d'équilibre existant et un nouveau profil d'équilibre vers lequel une rivière tend.

Dans les bassins sédimentaires, la variation de l'espace d'accommodation se traduit par des changements dans les types de faciès et dans l'architecture des dépôts. Ces éléments sont utilisés par les géomorphologues et les géologues pour prédire la nature des environnements sédimentaires et les mécanismes responsables des changements. Ils font alors appel à des modèles de stratigraphie séquentielle.

1.2 Stratigraphie séquentielle appliquée aux systèmes alluviaux

La prochaine section vise à présenter en quoi la stratigraphie séquentielle renseigne sur l'évolution des systèmes alluviaux dans un contexte de fluctuation du niveau de base. Une attention particulière est portée sur les modèles séquentiels développés sur les vallées incisées, considérant le contexte spécifique de cette étude, sur une portion de vallée de la rivière Matane affectée par la phase transgressive de la Mer de Goldthwait. Les connaissances portant sur les systèmes alluviaux qui ne sont pas affectés directement par une transgression du niveau marin sont également abordées puisque les terrasses étudiées dans cette étude font aujourd'hui partie intégrante du domaine terrestre. En premier lieu, la méthode et les termes spécifiques reliés à la stratigraphie séquentielle sont définis. La

deuxième partie présente les résultats d'études ayant appliqué des modèles de stratigraphie séquentielle pour prédire l'architecture des dépôts dans les systèmes alluviaux.

1.2.1 *Description de la méthode de stratigraphie séquentielle*

La stratigraphie séquentielle est une méthode d'analyse stratigraphique dont le but unique est de définir un cadre chronologique aux différents épisodes d'aggradation et d'incision dans un bassin sédimentaire (Vail *et al.*, 1977; Catuneanu *et al.*, 2009). Les données stratigraphiques utilisées dans cette méthode sont l'agencement des faciès, l'architecture des strates et la nature des contacts. L'architecture des strates comprend notamment les patrons d'accrétion verticaux, la géométrie tridimensionnelle et la variabilité dans l'orientation des strates. La stratigraphie séquentielle s'intéresse à la réponse des bassins sédimentaires à des variations de l'espace d'accommodation liées à des mécanismes allogéniques (Miall, 2006). Elle ne considère pas l'impact des mécanismes autogéniques, quoique ceux-ci participent à la formation de séquences sédimentaires complexes (Catuneanu *et al.*, 2009). Les études récentes se sont concentrées sur l'architecture des vallées incisées et des environnements marins peu profonds, puisque la préoccupation majeure de la stratigraphie séquentielle concerne l'impact de la variation du niveau de base.

La stratigraphie séquentielle est basée sur l'utilisation de termes spécifiques et indépendants de la nature des bassins pour décrire un ensemble sédimentaire : séquence et cycle stratigraphique, cortège sédimentaire et limite de séquence. Le terme séquence dans un contexte stratigraphique réfère au produit d'une sédimentation lors d'un cycle complet (p. ex. cycle de variation du niveau de base), sans considération à savoir si le résultat sédimentaire de ce cycle est complètement préservé (Vail *et al.*, 1977, Catuneanu *et al.*, 2009). Le cycle fait référence à un changement dans l'espace d'accommodation induit par un mécanisme allogénique. Dans la grande majorité des études, il fait référence à un cycle complet de transgression et régression du niveau de base. En contexte côtier et marin, la variation du niveau de base se traduit par une modification de la ligne de rivage. Quatre épisodes spécifiques définissent des changements dans la trajectoire de la ligne de rivage: le début d'une régression forcée, la fin d'une régression forcée, la fin d'une régression normale et la fin d'une transgression. La régression forcée se distingue d'une régression normale en

désignant un changement dans la position de la ligne de rivage provoqué par une modification du niveau de base. La régression normale réfère à un changement dans la position de la ligne de rivage provoqué par une progradation du système alluvial, en l'absence d'une modification du niveau de base. La figure 1.8 illustre les différentes phases dans un cycle de transgression-régression du niveau de base.

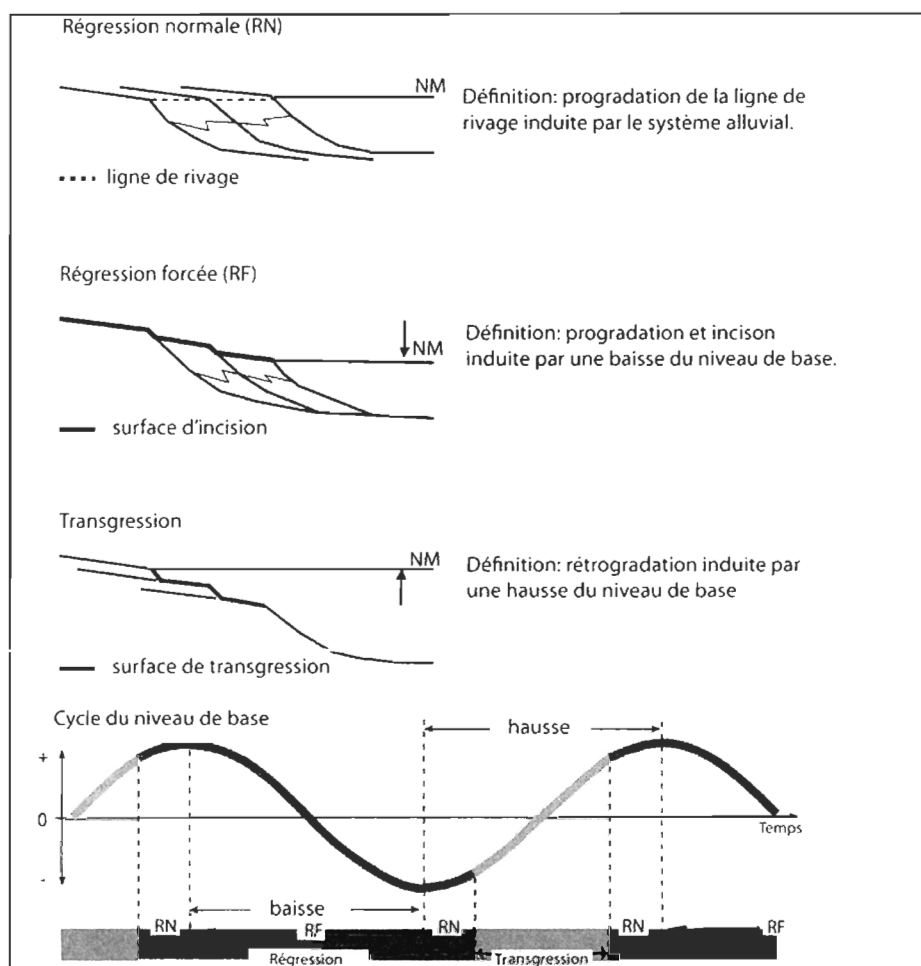


Figure 1.8 Représentation schématique d'un cycle de fluctuation du niveau de base, avec les phases de changement de trajectoire de la ligne de rivage (Modifiée de Catuneanu *et al.*, 2009)

Ces phases sont utilisées en stratigraphie séquentielle pour diviser une séquence sédimentaire en un ensemble de strates de même origine, nommé cortège sédimentaire. Les

cortèges sédimentaires représentent les subdivisions conventionnelles d'une séquence stratigraphique. L'interprétation de ces cortèges sédimentaires est basée sur les patrons d'accumulation, sur leur emplacement dans la séquence et sur le type de limites qui les séparent. La limite de séquence représente une surface de contact d'échelle régionale séparant des enregistrements stratigraphiques en des successions concordantes de même origine (cortèges sédimentaires) (Vail *et al.*, 1977). Les limites sont concordantes ou discordantes, dépendant des mécanismes régissant la cyclicité. Une limite ou contact concordant représente une accumulation continue tandis qu'une limite discordante exprime un hiatus dans l'accumulation. Les termes et concepts mentionnés ci-haut sont complètement indépendants du type de modèle séquentiel utilisé. Cependant, la nomenclature utilisée pour désigner les cortèges sédimentaires et l'emplacement exact des différentes limites de séquence est dépendante des modèles utilisés.

Un grand nombre de modèles séquentiels existent pour lesquels les noms des cortèges sédimentaires et l'emplacement des limites de séquence diffèrent (Catuneanu *et al.*, 2009). Par exemple, la surface maximale d'inondation constitue la limite de séquence la plus fréquemment utilisée. La surface maximale d'inondation représente le point de transgression le plus élevé en altitude dans un bassin sédimentaire. Suivant l'emplacement dans le bassin, la surface maximale d'inondation peut correspondre au contact entre deux dépôts marins (i.e. plateau continental), entre un dépôt fluvial et un dépôt marin (i.e. embouchure d'une rivière) ou entre deux dépôts fluviaux (i.e. amont d'un système alluvial). Malgré la difficulté de choisir un modèle en particulier, l'application de la méthode de stratigraphie séquentielle est possible avec une identification rigoureuse de chacun des contacts stratigraphiques et une analyse du type « génétique » des dépôts. Chaque cas d'étude requiert une réflexion approfondie afin de cerner la surface permettant de corrélérer un changement dans le cycle du niveau de base dans une région donnée. Le modèle de stratigraphie séquentielle pour les vallées incisées (Dalrymple *et al.*, 1992) constitue une référence pour l'étude des systèmes alluviaux comblés durant une phase transgressive puis incisés durant une phase régressive. Pour la portion des systèmes alluviaux qui n'est pas affectée directement par une transgression, plusieurs études ont tenté d'appliquer des modèles séquentiels dans le but de

comprendre l'impact de la variation du niveau de base (Posamentier *et al.*, 1988; Shanley et McCabe, 1994; Ethridge *et al.*, 1998; Holbrook *et al.*, 2006).

1.2.2 *Faciès et architectures des cortèges sédimentaires*

Les changements de la position de la ligne de rivage définissent quatre principaux types de cortège sédimentaire : de bas niveau marin, de transgression, de haut niveau marin et de régression. Dans la prochaine section, ces cortèges sont décrits séparément en prenant soin de distinguer les caractéristiques propres aux vallées incisées et celles des systèmes alluviaux entièrement terrestres. Cela comprend une description sommaire des principaux environnements et dépôts sédimentaires présents généralement dans une séquence de vallée incisée, soit la plaine alluviale, la zone deltaïque, la zone estuarienne et les terrasses.

1.2.2.1 Cortège de bas niveau marin

Le cortège sédimentaire de bas niveau marin représente la paléorivière ayant occupé la portion incisée d'une vallée lors d'un bas niveau marin. Ce cortège sédimentaire occupe la portion aval des vallées incisées et possède généralement une étendue limitée (Miall, 2006). Il est souvent associé à un système fluvial de haute énergie possédant des chenaux très mobiles, s'amalgamant et formant ainsi des dépôts s'entrecoupant latéralement. Il est donc souvent difficile de suivre la trace des chenaux et des bancs d'accumulation sur plus d'une dizaine de mètres (Zaitlin *et al.*, 1994; Miall, 2006). Le cortège de bas niveau marin est circonscrit dans sa partie inférieure par une limite de séquence discordante et par la surface de transgression au-dessus (Shanley et McCabe, 1994). La limite de séquence discordante représente la surface d'incision du système alluvial dans un substrat plus ancien (Figure 1.9). La surface de transgression réfère au premier dépôt mis en place lors de la transgression. Elle est plus amplement décrite dans la section portant sur le cortège de transgression.

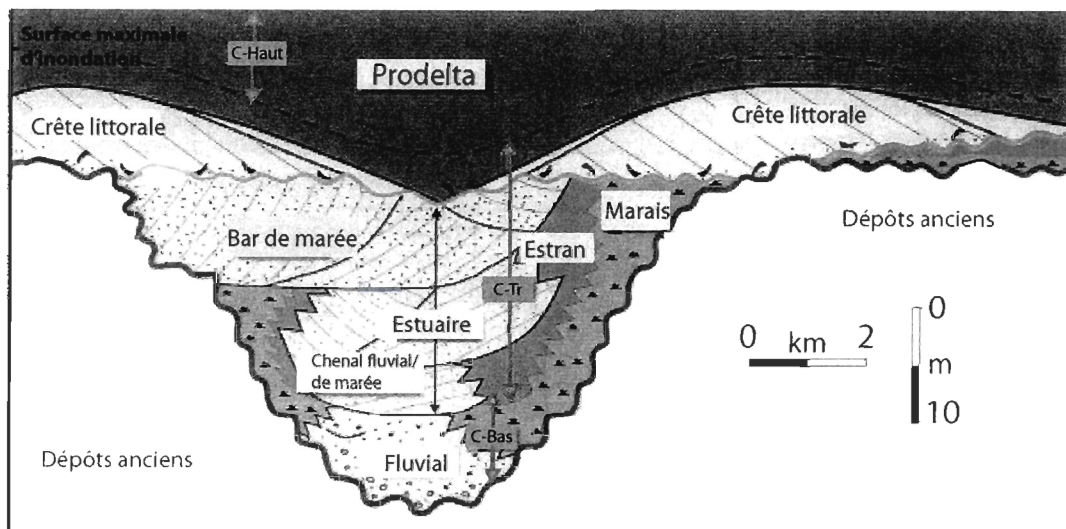


Figure 1.9 Section transversale hypothétique présentant la stratigraphie d'une vallée incisée, sur le plan du contact entre les cortèges sédimentaires de bas niveau marin (C-Bas) et de transgression (C-Tr). (Modifiée de Dalrymple, 2010)

Les dépôts fluviaux se distinguent en trois catégories, selon leur processus de mise en place et leurs caractéristiques stratigraphiques (Allen, 1965). La figure 1.10 présente les principaux dépôts, tels qu'observés sur une plaine alluviale actuelle. Les dépôts de strates inférieures représentent la base d'une séquence de plaine alluviale. Ils sont composés de dépôts de bancs de convexité, centraux et latéraux, et de sédiments composant le lit du chenal. Les sédiments grossiers composent la fraction principale de ces dépôts. Les dépôts de strates supérieures sont superposés aux dépôts de strates inférieures et contiennent principalement des sédiments fins. Ils sont composés de dépôts de levées, d'épandages de levée et de dépôts de bassin d'inondation. Ils découlent de l'accrétion verticale de sédiments par des écoulements d'inondation dans la plaine. Les dépôts de transition représentent uniquement les dépôts de chenaux abandonnés. Ils sont composés de sédiments fins, superposés à des sédiments grossiers de l'ancien lit de la rivière et ils recourent les dépôts de strate inférieure et supérieure. Les différents types de dépôts sont caractérisés par leur fraction granulométrique principale, la présence de granoclassement vertical et latéral, la présence de stratifications et par la nature et l'orientation des structures. En fonction de ces caractéristiques, des classifications des faciès stratigraphiques fluviaux ont été élaborées

afin d'uniformiser les données provenant d'études sur des systèmes distincts (Miall, 1978, 1985). L'utilisation de ces classifications est abordée plus en profondeur dans le chapitre 3, section 3.2.2.1.

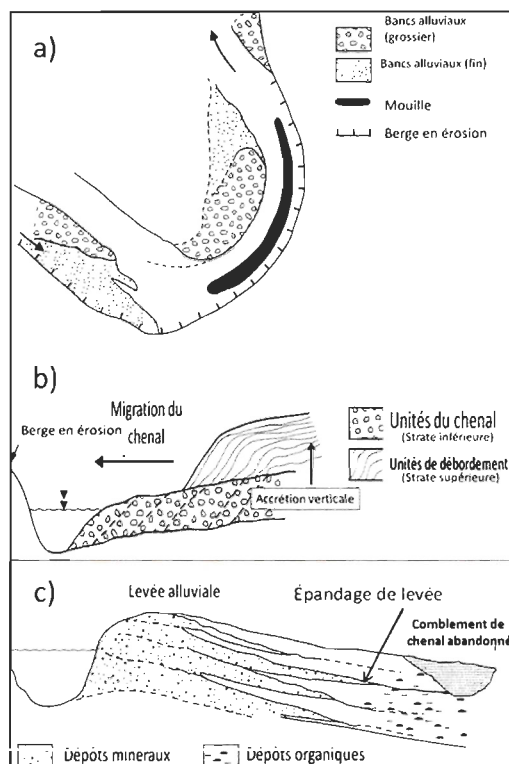


Figure 1.10 Différents dépôts et processus composant un système alluvial: (a) intrachenal (b) distinction entre dépôt de chenal et de débordement (c) dans la plaine inondable (Modifiée de Jones *et al.*, 2010)

1.2.2.2 Cortège de transgression

La transition entre la phase de bas niveau marin et la transgression entraîne une modification de l'espace d'accommodation dans le tronçon fluvial. Dans un cas où l'accommodation générée est plus grande que le taux d'aggradation fluvial, la mer envahit la vallée. Le cortège sédimentaire de transgression se définit comme la succession de lits comprise entre la première surface de transgression et la surface maximale d'inondation (Zaitlin *et al.*, 1994). La surface de transgression évoque une augmentation de l'influence

marine dans une séquence (Cattaneo et Steel, 2003). Dans le cas où cette augmentation est drastique, la surface de transgression consiste alors au contact entre un dépôt fluvial et un dépôt estuarien (Figure 1.9). Dans le cas où le changement est graduel, le chenal se transforme alors de site d'érosion fluviale en une zone d'accumulation fluviale et subséquent estuarienne (Dalrymple *et al.*, 1992; Zaitlin *et al.*, 1994; Dabrio *et al.*, 2000). Dans ce cas, la surface de transgression est parfois comprise au sein d'un dépôt fluvial. Tel que mentionné précédemment, la surface maximale d'inondation représente le point culminant de la transgression dans une séquence verticale. À ce point, les processus d'accumulation propres à la transgression cessent, amenant ainsi à un changement dans le style de faciès (Cattaneo et Steel, 2003). Les environnements sédimentaires associés à cette surface sont des dépôts de lagune ou d'estran dans les estuaires, dépendant de la présence ou l'absence de dépôts associés à des cordons littoraux.

Un environnement estuarien se caractérise de façon générale par une zone d'accumulation de sédiments terrestres et marins à l'embouchure d'un système fluvial, pouvant être remaniée par l'action des vagues et/ou des marées. L'extension amont d'un estuaire dans un système alluvial peut être défini selon deux critères : le gradient de salinité (Pritchard, 1967) ou la présence de faciès de marées (Dalrymple *et al.*, 1992). Dans le premier cas, cela peut exclure une portion affectée par les marées et qui ne peut donc pas être classée dans la portion fluviale. Dans le deuxième, cela pourrait classifier certains deltas comme des estuaires. Dans le contexte d'une vallée incisée, l'extension amont d'un estuaire équivaut à la zone de contact entre des faciès d'origine fluviale et marine (marée incluse) sans qu'il y ait développement d'un delta (Figure 1.11A). Selon l'interaction des processus de transport fluvial et marin, l'estuaire développe des sous-environnements sédimentaires: une zone amont de forte énergie caractérisée par des apports sédimentaires terrestres, une zone centrale de faible énergie caractérisée par une sédimentation fine et une zone aval caractérisée par des apports sédimentaires marins (Figure 1.11B) (Dalrymple *et al.*, 1992; Greb et Chesnut Jr., 1996). La plupart des dépôts mis en place au début de la transgression seront subséquent érodés ou remaniés par des processus marins et par l'érosion fluviale. La zone où le potentiel de préservation du cortège sédimentaire de transgression est le plus

élevé correspond à la portion de la vallée incisée la plus proche de la mer (Zaitlin *et al.*, 1994).

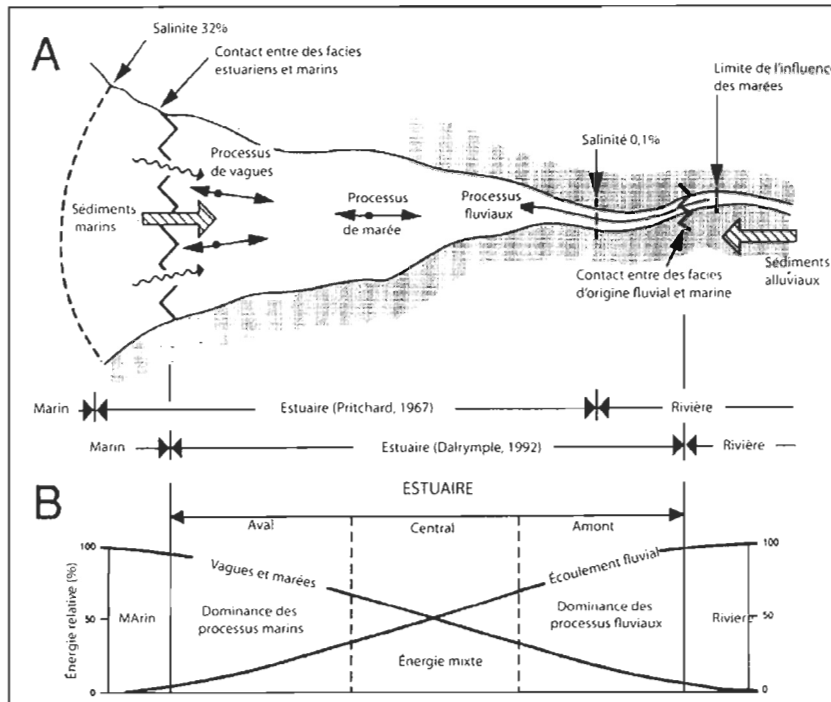


Figure 1.9 A) Représentation schématique d'un estuaire selon la définition de Pritchard (1967) et Dalrymple et al (1992), ainsi que B) le patron général de transport des sédiments dans les sous-environnements d'un estuaire. (Modifiée de Dalrymple *et al.*, 1992)

Dans la portion du système alluvial qui n'est pas envahie par la mer, la transgression du niveau de base peut induire une transition du style fluvial (Shanley et McCabe, 1994). La détermination du style fluvial est dépendante de plusieurs facteurs : la charge sédimentaire, la taille des grains, le débit, la pente de la vallée et le taux de changement du niveau de base (Schumm et Ethridge, 1994). Une transgression du niveau de base doit normalement modifier certains de ces paramètres. Dans le cas où la fluctuation du niveau de base est liée à une simple variation eustatique, la nature de l'accumulation devrait principalement être affectée par une perte de compétence et une diminution de la pente induite par la hausse de la ligne de rivage. Ce changement devrait résulter en une modification du style fluvial, d'une rivière de haute énergie à une rivière de plus faible énergie (Zaitlin *et al.*, 1994). Par exemple,

Törnqvist (1993) mentionne une transition entre un style fluvial à méandre et un style anastomosé causée par une hausse rapide du niveau de la base dans la vallée du Rhin-Meuse. Plusieurs études soulignent que l'évolution du style fluvial lors d'une transgression s'accompagne d'une augmentation de la proportion des dépôts de débordement par rapport aux dépôts de chenaux dans les cortèges sédimentaires (Figure 1.12). Pour cette raison, les cortèges sédimentaires de transgression présentent une plus grande séparation verticale des dépôts de chenaux (Wright et Marriot, 1993; Shanley et McCabe, 1994).

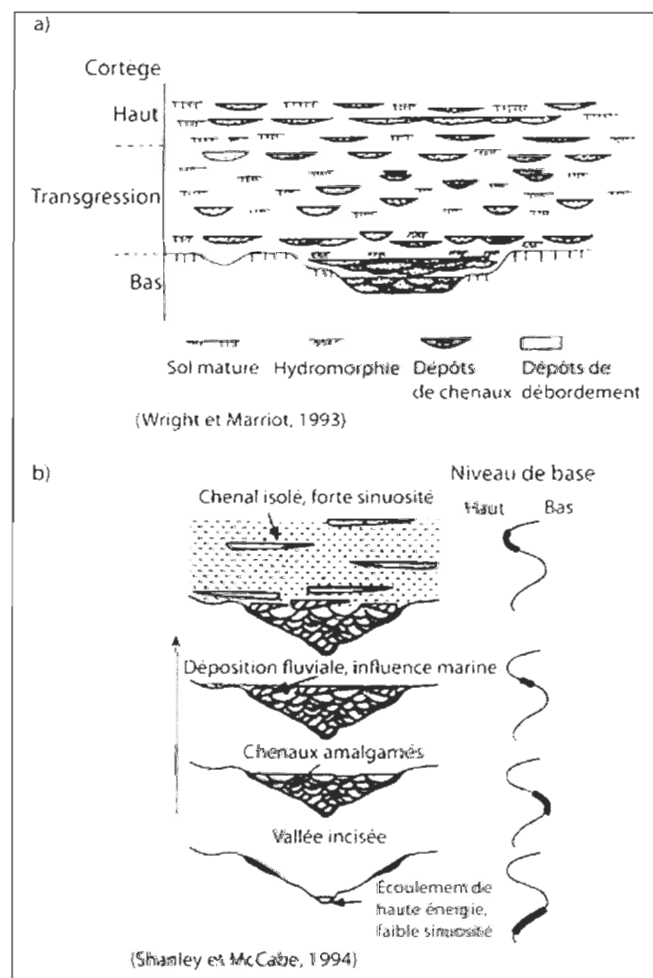


Figure 1.10 Modèles de séquences fluviales illustrant la relation entre l'architecture des chenaux et la fluctuation du niveau de base. (Modifiée de Holbrook *et al.*, 2006).

1.2.2.3 Cortège de haut niveau marin

Le cortège sédimentaire de haut niveau marin se développe lorsque le taux de transgression et le taux de génération d'espace d'accommodation atteignent leur valeur minimum. L'aggradation fluviale devient plus élevée que l'espace d'accommodation, ce qui induit une progradation du système fluvial par-dessus les dépôts de transgression. Dans une vallée incisée, cela se traduit par le développement d'un delta et/ou d'un cordon littoral par-dessus les dépôts estuariens (Dalrymple *et al.*, 1992). Il est important de comprendre que l'estuaire et le delta sont deux environnements sédimentaires qui évoluent en fonction de la fluctuation du niveau de base et de l'apport relatif de sédiments terrestres par la rivière (Figure 1.13). La transition morphologique entre les deux est difficile à cerner, mais la principale différence consiste en la direction dominante du transport des sédiments, soit vers la mer (delta) ou vers l'amont par des vagues ou des courants de marée (estuaire). La construction d'un delta à l'embouchure du système fluvial peut être contemporaine d'une phase d'aggradation estuarienne, si la charge sédimentaire fluviale est très élevée (Zaitlin *et al.*, 1994). La formation d'un delta de tête est mentionnée dans plusieurs études géomorphologiques sur les estuaires dominées par la houle (Allen et Posamentier, 1993; Nichol *et al.*, 1997; Dabrio *et al.*, 2000; Heap *et al.*, 2004). Le delta de tête correspond à un delta fluvial construit dans un bassin, semi-fermé, d'eau marine (Nichols *et al.*, 1991).

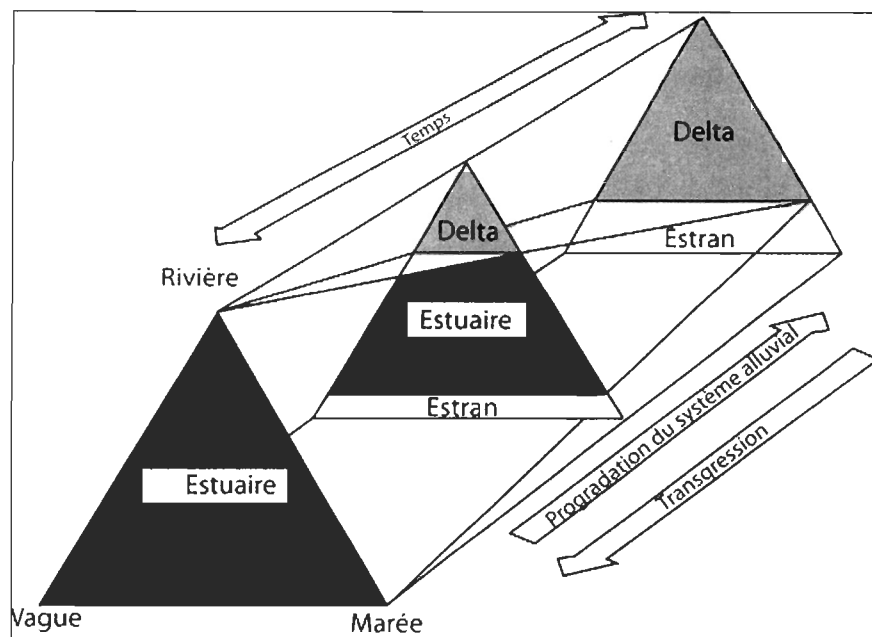


Figure 1.11 Évolution d'un système alluvial en milieu côtier en fonction de l'influence du niveau de base et des apports sédimentaires terrestres. Les coins du triangle représentent l'influence relative des processus de transport fluvial et marin (vagues et marées). La portion inférieure réfère aux environnements sédimentaires progradant non deltaïques (Modifiée de Zaitlin et al., 1994)

Un delta se compose de trois principales zones d'accumulation: prodeltaïque, frontale et sommitale. L'architecture de chaque zone dépend notamment du type de système fluvial, de la profondeur du bassin et des modes de diffusion des sédiments (Postma, 1990). La construction d'un delta est induite par le transport de sédiments par un système fluvial jusque dans un bassin. Les dépôts de chenaux correspondent à la zone sommitale du delta, normalement émergée, quoique potentiellement submergée lors d'épisodes de fortes marées ou de tempêtes. Lorsque le ou les chenaux atteignent le bassin, la compétence de l'écoulement chute drastiquement et les sédiments plus grossiers sont déposés successivement sur une face d'avalanche, formant ainsi des lits frontaux, obliques et orientés vers l'aval (Figure 1.14). La zone frontale peut être remaniée par des courants de marée et par les vagues et peut être déformée par des mouvements de masse sous-aquatiques (McPherson *et al.*, 1987). La fraction fine contenue dans l'écoulement est, quant à elle, transportée par

suspension ou par des courants de turbidité plus loin dans le bassin, formant ainsi la zone prodeltaïque (McCabe et Eyles, 1988). Cette zone se caractérise par une accumulation fortement influencée par les fluctuations saisonnières de la dynamique fluviale, par les vagues et par les cycles de marées.

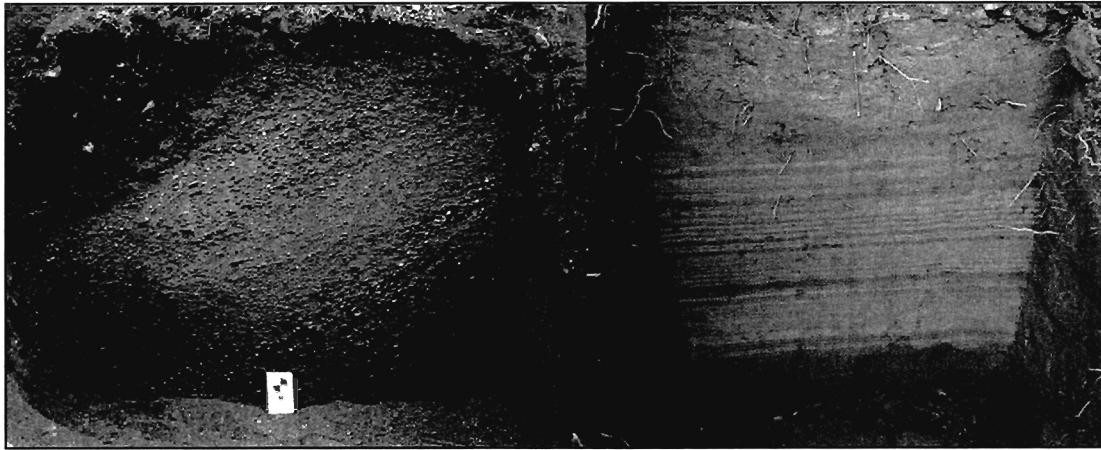


Figure 1.12 Faciès deltaïque dans les coupes stratigraphiques de la vallée de la rivière Matane (cette étude). Gauche : lits frontaux composés de sable et gravier. Droite : dépôt prodeltaïque alternant de lits de sable fin et de silt.

Dans la portion terrestre du système alluvial, l'aggradation du chenal lors de la phase de haut niveau marin entraîne une réduction de la pente et le développement d'un système fluvial de faible énergie. Cela se traduit par une faible accumulation de dépôts de débordement, une faible aggradation dans les chenaux ainsi qu'au développement de paléosol dans la plaine alluviale. Dans le modèle de Shanley et McCabe (1994) (Figure 1.12), le cortège sédimentaire de haut niveau marin présente une plus grande séparation verticale des dépôts de chenaux que dans le cortège de transgression. Cependant, dans le modèle de Wright et Marriot (1993), cette tendance est inversée (Figure 1.12). La principale différence entre ces deux modèles réside dans l'argument que la propagation des effets d'une hausse du niveau de base sur l'amont d'un système fluvial peut être décalée dans le temps (Schumm, 1993). Ainsi, le modèle de Shanley et McCabe (1994) suggère que les impacts d'une hausse de l'espace d'accommodation sur l'amont d'un système fluvial sont faibles lors de la

transgression elle-même et qu'ils sont plus forts au moment où la transgression atteint son niveau maximum.

1.2.2.4 Cortège de régression

Les cortèges sédimentaires de régression sont rarement observés puisque le taux de génération d'espace d'accommodation est négatif et qu'il se produit une incision des dépôts par le système fluvial (Dalrymple *et al.*, 1992; Miall, 2006; Ramos *et al.*, 2012). Dans la portion aval, la régression du niveau marin induit une progradation d'un système fluvial de haute énergie par-dessus les sédiments de transgression et de haut niveau marin. Dépendant du taux d'incision et de migration latérale du ou des chenaux, des dépôts fluviaux peuvent être préservés de l'érosion et ainsi former des terrasses. Les terrasses fluviales retrouvées dans les vallées incisées pourraient donc correspondre aux cortèges sédimentaires de régression (Miall, 2006). L'origine des terrasses est toutefois complexe et n'est pas nécessairement reliée à un cycle de variation du niveau de base. Plusieurs études ont proposé que les terrasses révèlent deux ordres de réponses des systèmes fluviaux (Blum et Törnqvist, 2000). À long terme, la réponse des systèmes fluviaux correspond à des phases d'incision et d'aggradation de la plaine alluviale en réponse à des mécanismes allogéniques. À court terme, les mécanismes autogéniques déterminent des phases d'incision et d'aggradation de moins grande ampleur qui peuvent, ou non, déterminer des terrasses avec une topographie distincte, suivant l'intensité de ces processus (Jacobson *et al.*, 2005). L'architecture d'une plaine alluviale peut ainsi comporter un niveau de complexité interne élevé, en réponse à diverses phases d'incision et d'aggradation de différentes ampleurs, sans présenter une morphologie de surface complexe ou sans être relié à des fluctuations du niveau de base (Figure 1.15) (Daniels, 2008).

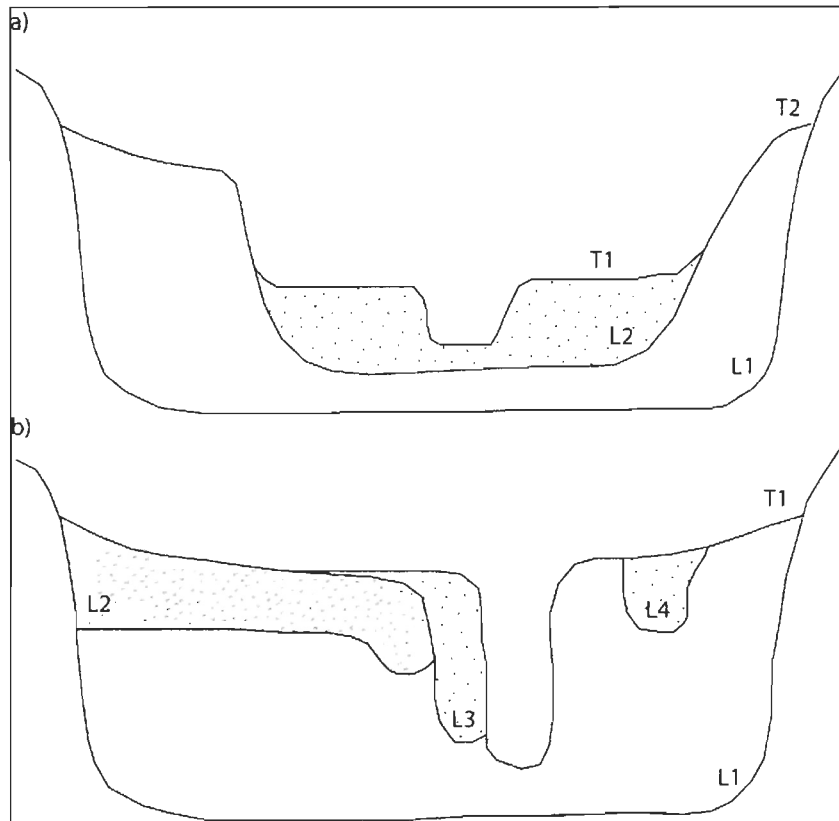


Figure 1.13 Section transversale hypothétique d'une vallée alluviale illustrant : a) des terrasses emboîtées (T1 et T2) mises en place lors de phases distinctes d'incision (L représente des unités lithostratigraphiques différentes et T des niveaux de terrasses) et b) une architecture interne complexe et une morphologie de surface homogène en réponse à des phases d'incision et d'aggradation de différentes ampleurs. (Modifiée de Jones *et al.*, 2010)

1.3 Études spécifiques aux vallées incisées de milieu glaciaire

Les vallées incisées d'environnement glaciaire sont caractérisées par une stratigraphie complexe reflétant des phases d'accumulation glaciaire et non glaciaire et une interaction entre des mécanismes glacio-eustatiques, glacio-isostatiques et climatiques (Fraser, 1994; Jensen et Larsen, 2009). Des études récentes ont développé des modèles de stratigraphie séquentielle pour les environnements de vallées de fjord (Hansen, 2004, Corner, 2006). Elles font le constat que les mécanismes régissant la sédimentation lors d'un cycle de transgression-régression du niveau de base dans une vallée glaciaire sont différents de ceux

décrits pour les vallées non glaciaires. Ces études se distinguent d'autres travaux (Syvitski, 1991; Powell et Cooper, 2002) ayant concentré leurs recherches sur les sédiments de contact glaciaire et ayant négligé les composantes postglaciaires de progradation et d'incision des systèmes alluviaux (Corner, 2006). La section 1.3 présente les grandes lignes des modèles de stratigraphie séquentielle, développés pour les vallées incisées influencées directement par une langue glaciaire à partir d'études effectuées sur des vallées de fjord de Norvège (Corner *et al.*, 1990; Corner, 2006; Eilersten *et al.*, 2006; 2011) du Groenland (Hansen, 2004) et de Russie (Jensen et Larsen, 2009). Les principales caractéristiques des cortèges sédimentaires décrits dans les modèles de vallée de fjord ainsi que les principaux mécanismes agissant sur l'architecture de ces cortèges sont successivement présentés dans le tableau 1.2 et la figure 1.16.

1.3.1 *Modèles séquentiels sur les vallées de fjord*

Un fjord consiste en une vallée d'érosion glaciaire envahie par la mer. La vallée d'un fjord se définit, selon une approche sédimentologique, comme étant le bassin d'accumulation d'un paléofjord (Corner *et al.*, 1990). Un fjord désigne ainsi la vallée d'érosion glaciaire comprenant des dépôts d'origine terrestres et marins mis en place durant un cycle de transgression-régression. À l'instar des vallées incisées classiques, les fjords se comblent de sédiments lors d'un cycle de fluctuation du niveau de base, mais les mécanismes régissant les différentes phases de sédimentation sont différents (Corner, 2006). Par exemple, le pic de sédimentation dans une vallée incisée non glaciaire se produit lors de la phase transgressive par le développement d'un milieu estuarien (Dalrymple *et al.*, 1992, Allen et Posamentier, 1993). Dans une vallée de fjord, la phase de transgression marine est contemporaine du rebond isostatique accompagnant le retrait du glacier et le stade de haut niveau marin se produit tout juste après la déglaciation. Pour ces deux raisons, les stades de transgression et de haut niveau sont généralement courts et leur cortège est parfois absent des séquences sédimentaires. L'accumulation, dans une vallée de fjord, se produit principalement lors de la phase de régression forcée (Syvitski, 1991; Hansen, 2004; Corner, 2006; Jensen et Larsen, 2009). Les modèles séquentiels développés pour les vallées de fjord s'appliquent particulièrement aux vallées de petite taille, caractérisées par un taux de sédimentation élevé, où le retrait rapide de la langue glaciaire entraîne la progradation de deltas fluvio-glaciaires et

fluviatiles durant la phase de régression du niveau de base (p. ex. vallée de la Rivière Matane). Dans les fjords très larges, où la déglaciation est ponctuée d'oscillations de la marge glaciaire, d'épaisses séquences de sédiments glacio-marins sont mises en place durant la transgression (Hansen, 2004).

Tableau 1.2 Récapitulatif des mécanismes responsables de la formation et de la nature des cortèges sédimentaires dans une vallée de fjord (DTST= cortège de déglaciation et transgression, DHST= cortège de déglaciation de haut niveau marin, PRST= cortège postglaciaire de régression). (Tiré de Corner, 2006).

Time	Early ----- Late		
Depositional stage	Deglacial		Postglacial
	Df	Dv	P
Sediment supply			
Main source	Fjord glacier	Valley glacier	Trunk river
Secondary	Alpine and plateau glaciers, tributary streams, colluvium		
Rate of supply	Very high	High	Moderate (resedimentation)
Sea-level and shoreline change			
Relative sea-level	Rapid fall ----- (intermittent/local stillstand or rise) ----- Slow fall		
Fjord-head shore	Transgression*	Regression	
Fjord-side shore	Regression		
Basin development and stratigraphy			
Basin development	Flooding	Filling -----	Emergence
Stratigraphic style	Retrogradation	Aggradation -----	Progradation ----- Degradation
Depositional processes and environment			
Main	Ice front		
Secondary	Glaciomarine		Marine ----- Deltaic ----- Fluvial
	----- Tidal strait -----		
	----- Beach -----		
	----- Fjord-side delta -----		--- Alluvial fan ---
	----- Colluvial fan -----		
			----- Eolian -----
		----- Lacustrine -----	
----- Marine clayslide -----			
Systems tracts	DTST	DHST	PRST

* Transgressive inundation of the fjord was controlled by glacier retreat during relative sea-level fall.

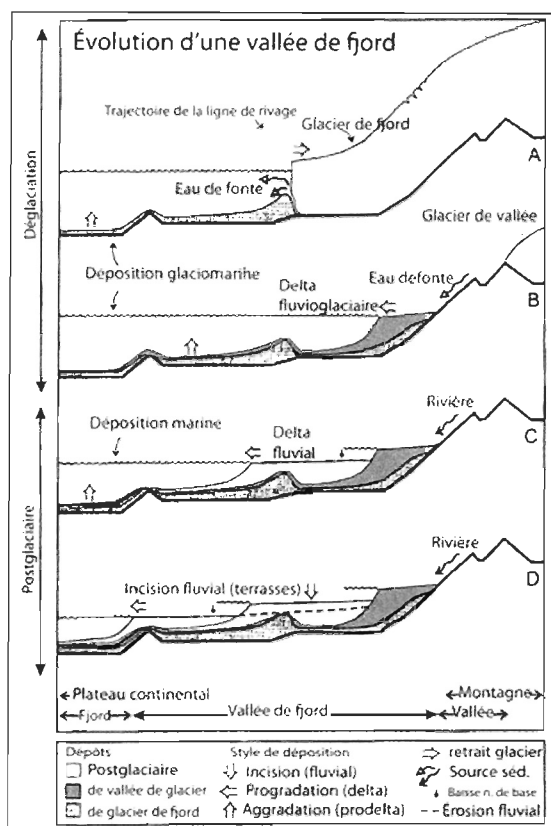


Figure 1.14 Schéma illustrant les différentes étapes de sédimentation dans une vallée de fjord : phase de glacier de fjord (a), phase de glacier de vallée (b), phase postglaciaire comprenant la progradation du système fluvial (c) et la formation de terrasses (d). (Modifiée de Corner, 2006)

1.3.2 Stades de sédimentation et cortèges sédimentaires des vallées de fjord

La prochaine sous-section présente les principales caractéristiques des cortèges sédimentaires composant les séquences stratigraphiques de vallée de fjord. Les séquences stratigraphiques de vallée de fjord débutent au stade de déglaciation, alors que la vallée est progressivement ennoyée par la mer, suivant le retrait du glacier. Le stade de déglaciation se subdivise en deux phases : une où le glacier est directement en contact avec la mer (glacier de fjord) et une deuxième où le glacier est séparé du fjord par un épandage fluvio-glaciaire (glacier de vallée). Ces deux phases constituent des cortèges sédimentaires distincts. Le cortège sédimentaire de transgression (DTST) représente une accumulation d'origine

glaciaire en position marginale ou proximale au glacier. Des dépôts de contact glaciaire, tels que des deltas de kame, des tills, des moraines, sont mis en place au devant et en marge d'un glacier tandis que des sédiments fins sont déposés sur le plancher du fjord par des courants de turbidité, des jets hyperpycnaux ou par suspension (McCabe et Eyles, 1988; Syvitski, 1991) (Figure 1. 17). Les jets hyperpycnaux correspondent à des courants d'origine fluviale pénétrant dans un milieu marin avec une très grande concentration en sédiments en suspension. Les jets hyperpycnaux originent d'évènements d'inondation, incluant des crues de fonte glaciaire, et se distinguent des courants de turbidité qui sont causés par des mouvements de masse (Mulder *et al.*, 2000). La proportion de sédiments marins dans les dépôts mis en place dans les bassins en marge des glaciers est grande en position distale avec le front du glacier et infime à proximité (Syvitski, 1991). La figure 1.18 représente les principales caractéristiques stratigraphiques des dépôts constituant les cortèges sédimentaires dans une vallée de fjord. Le cortège de transgression est délimité à la base par une surface d'érosion glaciaire ou d'accumulation sous-glaciaire, que Hansen (2004) dénomme la surface d'inondation de déglaciation. Sa limite supérieure correspond à la surface maximale d'inondation, c'est-à-dire l'extension maximale de la mer dans la vallée.

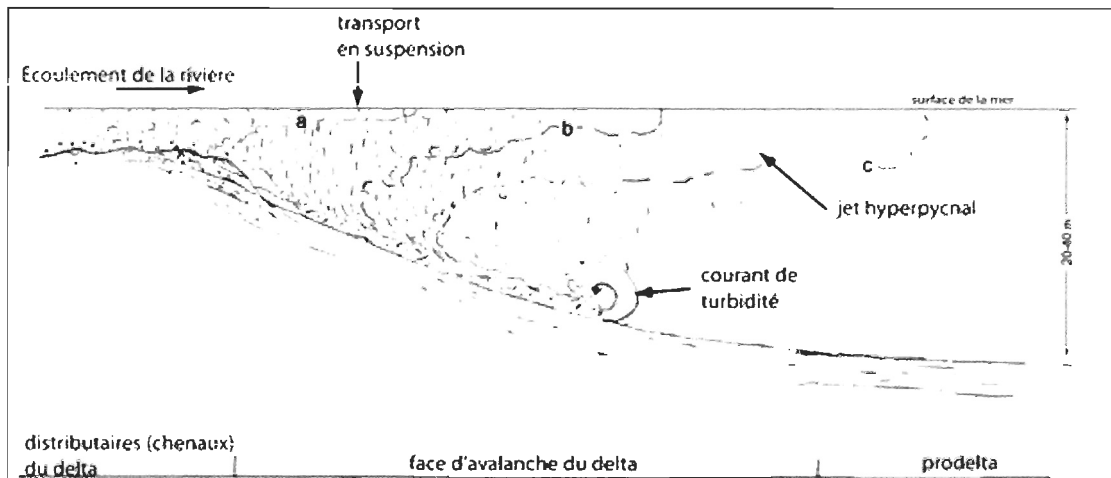


Figure 1.15 Diagramme schématisant trois différents types de transport de sédiments dans la portion frontale et proximale d'un delta durant les épisodes de faible (a), modéré (b) et fort (c) débit hydrologique. (Modifiée de Hansen, 2004)

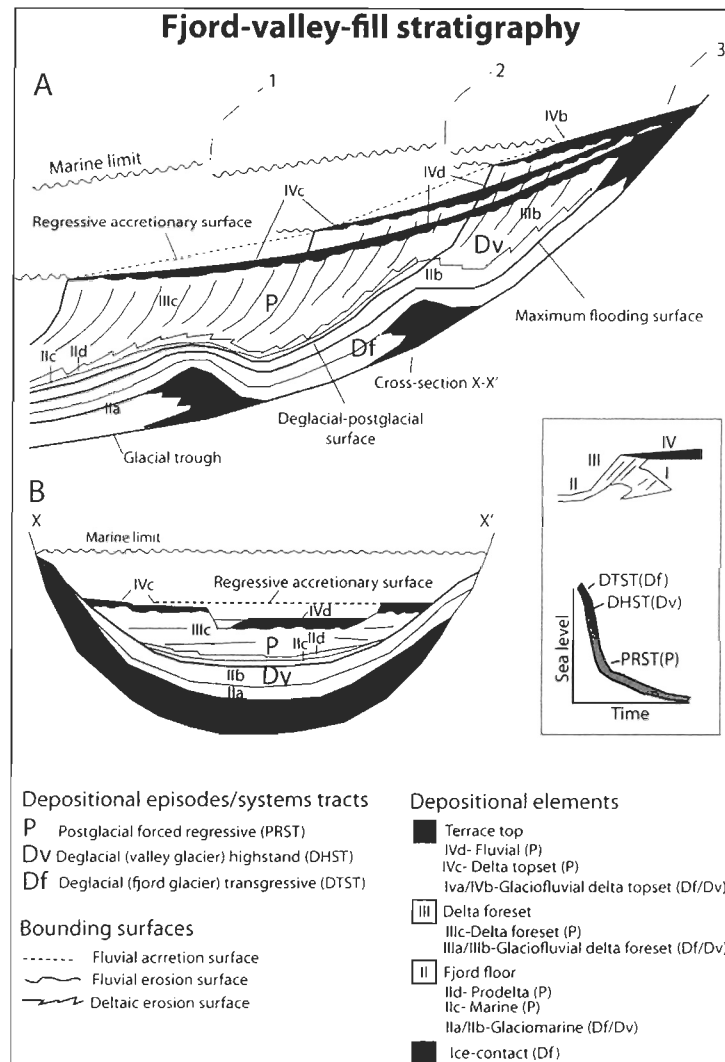


Figure 1.16 Stratigraphie et architecture des dépôts composant les différents cortèges sédimentaires d’une vallée de fjord : vue longitudinale (a) et transversale (b) (Tirée de Corner, 2006).

Le cortège de déglaciation de haut niveau marin (DHST) se forme alors que la transgression atteint son altitude maximale et que commence la régression rapide du niveau de base en lien avec la remontée isostatique. Il occupe l’altitude la plus haute dans les séquences sédimentaires de vallée de fjord. Les sédiments sont transportés par des écoulements fluvioglaciaires progradant dans le fjord, amenant la formation d’un delta de tête. Les deltas de vallée de fjord présentent normalement des lits frontaux avec une

inclinaison forte et une granulométrie grossière et sont ainsi associés au delta de type Gilbert (Postma, 1990). Dans le cas de vallées très larges, les dépôts peuvent former un épandage deltaïque de type sandur (Corner, 2006). La portion marine de la vallée de fjord est quant à elle comblée par des dépôts glacio-marins. Puisque la charge sédimentaire des écoulements fluvio-glaciaires est grande, le fjord s'aggrave rapidement en suivant la régression du niveau de base. Le cortège sédimentaire de haut niveau marin se distingue du cortège de transgression par une absence de faciès de contact glaciaire. Sa limite supérieure correspond généralement à des dépôts sommitaux de deltas fluvio-glaciaires.

Le cortège sédimentaire de régression est associé à la phase de progradation, d'émergence et d'incision des dépôts de la vallée lors du stade postglaciaire. Ce stade marque une diminution notable dans le taux de transport des sédiments. L'influence du glacier devient secondaire par rapport à la dynamique du cours d'eau principal, même si des glaciers peuvent se maintenir en amont dans les zones alpines et de plateau (Corner, 2006; Jensen et Larsen, 2009, Eilertsen *et al.*, 2011). Ces glaciers résiduels influencent notamment le régime hydro-sédimentaire de certains tributaires tandis que les dépôts glaciaires laissés en place dans la vallée constituent des sources majeures de sédiments pouvant modifier la charge sédimentaire et la morphologie du chenal. Avec la remontée isostatique, le chenal s'incise dans les dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires. L'encaissement du chenal et le dégagement des affleurements rocheux (verroux) limite la migration latérale et favorise ainsi la préservation de terrasses le long de la vallée. La progradation de deltas fluviaux à la tête du fjord se poursuit, mais à des altitudes et des taux inférieurs à ceux de la phase de déglaciation. Les taux de transport sont normalement plus bas que durant le stade de déglaciation étant donné l'épuisement des principaux dépôts glaciaires (Corner *et al.*, 1990; Eilerstein *et al.*, 2006) et tendent à diminuer graduellement avec le retour d'un couvert végétal dans le bassin versant (Asnong et Richard, 2003). Ces dépôts deltaïques sont subséquentement incisés par un ou des chenaux et/ou par l'action des vagues ou des courants de marée. La limite de séquence inférieure du cortège de régression se situe à la transition entre des dépôts mis en place par un écoulement fluvio-glaciaire et non glaciaire. La distinction entre un dépôt fluvial et fluvio-glaciaire peut être hasardeuse si elle est basée uniquement sur des paramètres lithologiques. Une étude de Martineau (1977) sur la rivière Sainte-Anne en Gaspésie a montré la difficulté

de distinguer ces deux types de dépôts en fonction de la taille granulométrique moyenne, la pétrographie, l'arrondi et la sphéricité des galets. L'identification de différents niveaux de terrasses et la datation des dépôts sont normalement requises pour interpréter l'origine de ces dépôts (Corner, 2006). La limite supérieure de la séquence correspond typiquement à la surface des terrasses fluviales. Chacune des surfaces pourraient être interprétées comme une limite de séquence, même si elles ont des altitudes variables et que certaines surfaces se forment actuellement avec l'incision graduelle du chenal (Posamentier et Morris, 2000; Eilerstein *et al.*, 2011).

1.3.3 *Mécanismes agissant sur l'architecture des sédiments dans les vallées de fjord*

L'architecture et les faciès des dépôts composant une vallée de fjord sont contrôlés dans le temps et l'espace par trois mécanismes en particulier : la morphologie du bassin, la variation du niveau marin et le transport de sédiments (Corner, 2006). Hansen (2004) ajoute à cette liste le style de déglaciation. La prochaine sous-section décrit sommairement l'impact de ces mécanismes. Le climat et la dynamique des vagues et des marées agissent également sur la disponibilité et la redistribution des sédiments (Corner, 2006).

1.3.3.1 Morphologie du bassin

La morphologie des vallées de fjord définit l'espace d'accommodation dans le bassin et influence ainsi la dynamique de sédimentation de plusieurs façons (Syvitski, 1991). Premièrement, la profondeur du bassin ennoyée influence le taux de progradation du delta (Nemec, 1990, Corner, 2006). La portion amont et peu profonde de la vallée de fjord est rapidement comblée par la progradation d'un delta durant la phase régressive (Eilerstein *et al.*, 2006). À l'inverse, la progradation deltaïque est plus lente dans les portions plus profondes du bassin, étant donné que l'espace d'accommodation augmente et que le taux de régression relatif diminue. La figure 1.19 présente différentes morphologies de delta, telles que suggérées par Postma (1990), en fonction de la profondeur relative du bassin et du type de système alluvial.

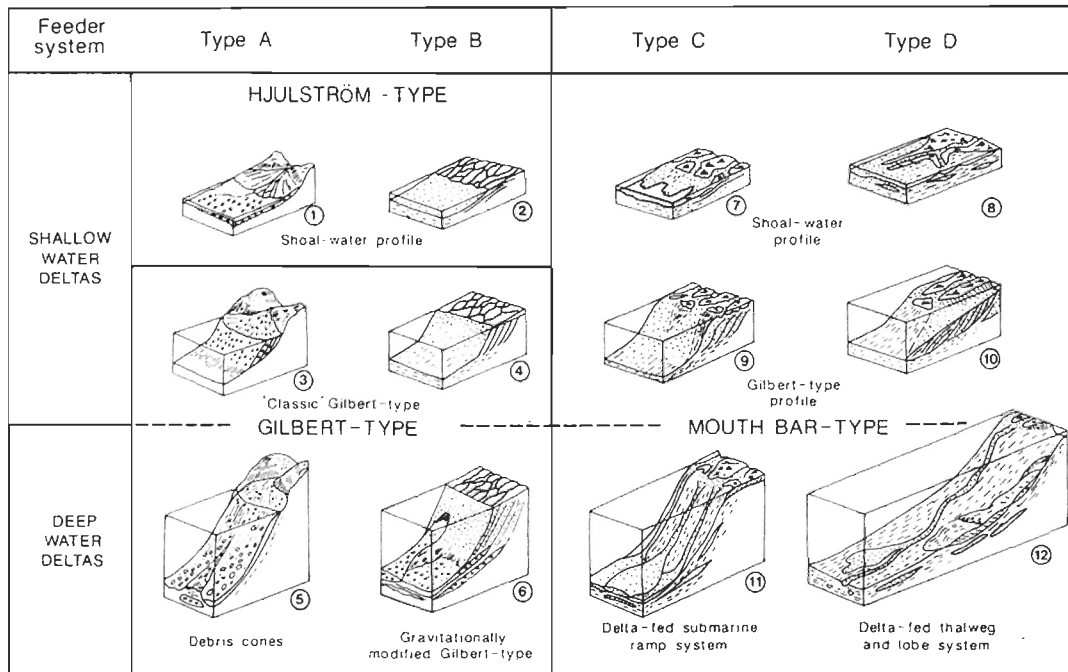


Figure 1.17 Prototypes de deltas basés sur quatre types de systèmes alluviaux et sur la profondeur relative du bassin. Les types A et B représentent des systèmes alluviaux à graviers possédant des valeurs de pente forte (plus de 4 degrés). Les types C et D représentent des systèmes à graviers ou sableux avec une pente modérée à faible. (Tirée de Postma, 1990).

Deuxièmement, la profondeur du bassin a une influence sur la distribution des faciès dans le delta. Les deltas de type Gilbert, formés en eau peu profonde, se caractérisent par trois zones physiographiques distinctes, comprenant un système alluvial sommital, des lits frontaux et une zone prodeltaïque. Dans le cas des deltas progradant en eau profonde, les lits frontaux sont séparés des dépôts prodeltaïques par des lits stratifiés, inclinés avec un angle très faible (3 à 5 degrés) (Figure 1.19- prototype 6). La présence de cette pente douce s'explique par le fait que la grande majorité des sédiments grossiers déposés sur la face d'avalanche des lits frontaux sont subséquemment transportés en bas de pente via des processus de glissements sous-aquatiques (McPherson *et al.*, 1987; Postma, 1990; Hansen, 2004). Troisièmement, la profondeur du bassin détermine la distribution, l'épaisseur et la profondeur d'enfouissement de chacun des éléments de déposition composant la vallée de fjord et, subséquemment, le type de sédiments remaniés par l'incision fluviale lors de la

phase régressive (Figure 1.20). Dans les bassins profonds, les sédiments de déglaciation sont déposés à une grande profondeur sous le niveau de la rivière actuelle et sont ensuite enfouis sous une épaisse séquence fluvio-deltaïque. L'incision fluviale qui suit s'effectue alors exclusivement dans la séquence fluvio-deltaïque. Dans les bassins peu profonds, les sédiments de déglaciation sont déposés au-dessus du niveau actuel de la rivière, et laissent peu d'espace à la progradation du delta (Corner, 2006). Ceci mène à une progradation rapide du delta sous la forme d'un épandage large, peu épais et avec peu de relief. L'incision fluviale qui suit peut donc mettre à jour des sédiments appartenant aux séquences postglaciaires et de déglaciation.

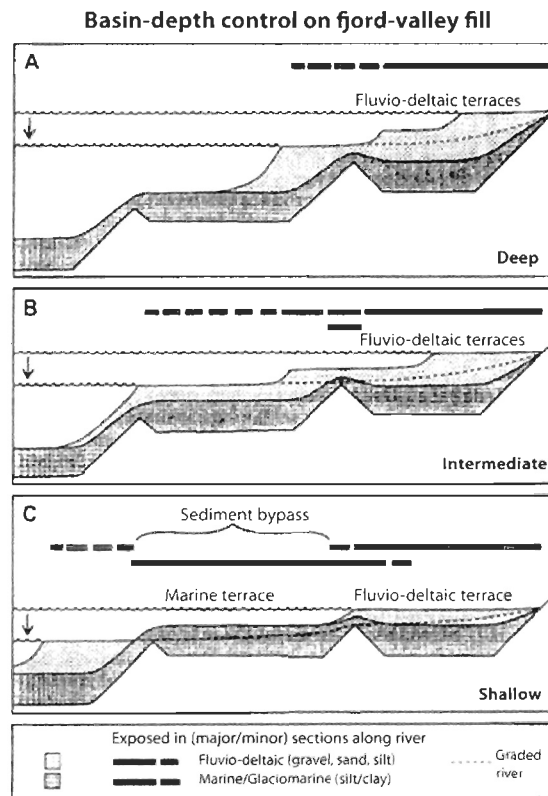


Figure 1.18 Schéma montrant l'influence de la profondeur du bassin sur l'espace d'accommodation, la progradation fluvio-glaciaire et la nature des dépôts incisés par le chenal. (Tirée de Corner, 2006)

Finalement, la forme de la vallée peut influencer l'impact des processus marins, notamment celui des vagues. Les fjords ont généralement une forme allongée et enclavée qui limite l'action des vagues sur la dynamique de sédimentation. Il est intéressant de mentionner que les caractéristiques de retrait du glacier peuvent également influencer l'architecture des dépôts d'une vallée de fjord. Les fluctuations du glacier lors de la déglaciation affectent la distribution des sédiments de contact glaciaire dans la vallée de fjord, ce qui modifie la morphologie du bassin (Hansen, 2004). Le taux de cette fluctuation détermine en partie l'épaisseur des dépôts de contact glaciaire, à savoir mince pour un taux rapide et épais en certaines localités lorsque le retrait est lent ou nul.

1.3.3.2 Le transport de sédiment fluvial

Le stade de déglaciation dans une vallée de fjord comprend normalement un taux élevé de transport sédimentaire. Lors du stade postglaciaire, le système alluvial présente des taux de transport variables selon l'état des sources sédimentaires, le régime climatique et la colonisation végétale dans le bassin versant. Une distinction peut être faite entre des conditions de taux de transport élevé et faible, relativement à la taille du bassin. Lorsque le taux de transport est élevé en période postglaciaire, la vallée de fjord se comble d'une épaisse séquence deltaïque, formant des terrasses à forte pente (Corner et al, 1990). Lorsque le taux de transport est faible, les dépôts deltaïques ont une épaisseur plus faible. La surface des terrasses est alors influencée par la morphologie des dépôts mis en place durant la déglaciation et par le roc sous-jacent. Dans les vallées fortement influencées par l'action des vagues et des marées, la surface des terrasses peut présenter une morphologie de crêtes de plages légèrement inclinées.

1.3.3.3 La variation du niveau marin

Une variation du taux de régression du niveau de base est typique pour les environnements de fjord en phase postglaciaire (Corner, 2006). Certaines vallées enregistrent des stades de stabilité et de remontée du niveau de base causés par une réponse isostatique complexe suivant la fonte des masses glaciaires. Par exemple, la région de la Matane, dans l'estuaire du Saint-Laurent, a subi au cours de la phase postglaciaire holocène une régression marine associée à la Mer de Goldthwait jusqu'à un niveau inférieur à celui actuel aux

environs de 6 ka BP (Dionne, 1977). L'étude de Coll (1994) suggère que le taux de régression dans cette région aurait diminué considérablement vers 9 ka BP, permettant à la mer de façonner une falaise sur le littoral. Un second épisode de transgression (Laurentienne) s'est ensuite produit entre 6 et 4,5 ka BP. Les vallées où se produisent des phases de stabilité ou de remontée du niveau marin, telle que la vallée de la rivière Matane, peuvent présenter une architecture de plaine alluviale complexe, comprenant des séquences de régression épaisses traduisant des phases distinctes d'aggradation fluviale.

1.4 Retour sur l'état des connaissances et présentation des objectifs

À la lecture du chapitre 1, il est facile de comprendre que l'étude de l'évolution des systèmes alluviaux est complexe puisqu'elle réside sur plusieurs concepts théoriques et échelles d'analyse (spatiale et temporelle) variées. Les études antérieures portant sur la définition du niveau de base ont donné lieu à la formulation de concepts clés, tel que l'espace d'accommodation, qui permettent de mieux comprendre l'orientation des changements et la nature des environnements sédimentaires dans un système alluvial en réponse à des fluctuations du niveau de base. La stratigraphie séquentielle s'est imposée comme étant la méthode pour valider et comparer l'évolution de différents systèmes. Elle se base sur l'identification de subdivisions au sein d'une séquence stratigraphique, les cortèges sédimentaires, qui possèdent des faciès et une architecture spécifiques à un environnement sédimentaire. Des modèles de stratigraphie séquentielle appliqués aux vallées incisées (Dalrymple *et al.*, 1992) et aux systèmes alluviaux terrestres (Wright et Marriott, 1993, Shanley et McCabe, 1994) ont ainsi été formulés, définissant 4 cortèges sédimentaires : de bas niveau marin, de transgression, de haut niveau marin et de régression. Ces cortèges témoignent de l'influence relative des processus de transport fluvial et marin au cours d'un cycle de transgression-régression et de la mise en place successive d'environnements sédimentaires marin, estuarien, deltaïque et fluvial. Dans les modèles séquentiels de vallées incisées, il est notamment souligné que le pic de sédimentation se produit lors de la phase transgressive par le développement d'un milieu estuarien. Pour les systèmes alluviaux terrestres, la hausse du niveau de base se traduit, de façon théorique du moins, par une réduction de l'amalgame des dépôts de chenaux et par une augmentation de la proportion des dépôts de débordement dans les cortèges sédimentaires.

Une littérature exhaustive a mis à jour les différences qui existent entre les séquences sédimentaires de vallées incisées de milieu glaciaire et non-glaciaire. Des études effectuées dans des vallées de fjord ont révélé que l'architecture des cortèges sédimentaires est différente, considérant le rôle important joué par les glaciers sur les fluctuations du niveau de base (glacio-isostasie et glacio-eustasie) et sur la nature des sédiments laissés en place. Les modèles de vallées de fjord abordés dans ce chapitre présentent trois cortèges sédimentaires différents, soit ceux de déglaciation de transgression, de déglaciation de haut niveau marin et postglaciaire de régression. Ils soulignent qu'à l'inverse des modèles de vallées incisées classiques, la grande majorité des sédiments comblant les fjords sont mis en place lors de la phase régressive du niveau de base puisque la transgression est contemporaine de la remontée isostatique et donc, de très courte durée. Un élément architectural important des vallées de fjord est la progradation de deltas fluvio-glaciaires et fluviaux par-dessus les dépôts glacio-marins, suivant la régression forcée du niveau de base. Les modèles séquentiels de vallées de fjord ont été développés à partir d'étude cas sur des fjords de Norvège, de Russie et du Groenland. Il y a très peu de cas appliqués de ces modèles dans des vallées glaciaires ou en dehors de ces régions.

Tel qu'abordé dans l'introduction, la vallée de la rivière Matane, située dans la portion nord de la péninsule gaspésienne, a abrité une langue glaciaire résiduelle en contact avec la Mer de Goldthwait lors de la phase initiale de déglaciation. Le retrait de la langue glaciaire fut suivi d'une invasion de la mer dans la vallée jusqu'à plusieurs kilomètres de l'embouchure actuelle. La régression forcée initia l'émergence et l'incision des dépôts et la formation de terrasses, formant aujourd'hui le paysage morphologique de la vallée de la rivière Matane. L'objectif principal de cette étude est de définir un cadre géomorphologique et stratigraphique dans un segment d'une vallée incisée de milieu glaciaire dans l'Est du Canada ayant subi deux cycles de variation du niveau de base au cours de l'Holocène (soit la vallée de la rivière Matane). Deux objectifs spécifiques permettent de répondre à l'objectif principal :

(1) Caractériser la stratigraphie et l'architecture d'un complexe de terrasses de la rivière Matane

(2) Développer un cadre conceptuel sur l'évolution d'une vallée incisée de milieu glaciaire de la portion nord de la péninsule gaspésienne.

Les connaissances relatives aux étapes de déglaciation dans les vallées de la portion nord de la péninsule gaspésienne, et plus précisément celles spécifiques à la vallée de la rivière Matane, sont abordées en détails dans le chapitre suivant.

CHAPITRE II

RÉGION D'ÉTUDE : LA GÉOGRAPHIE PHYSIQUE ET QUATERNAIRE DU BASSIN DE LA RIVIÈRE MATANE

Nota bene : Les datations utilisées dans ce mémoire et provenant d'études antérieures sont présentées en âge conventionnelle (ans BP). Cependant, dans l'article (chapitre 4), les datations utilisées sont présentées en âges étallonnés (cal. yr BP). La section 3.3 Datation au radiocarbone fournit d'amples renseignements à ce sujet.

2.1 Cadre géologique

Le bassin versant de la rivière Matane est situé au nord-ouest de la péninsule gaspésienne dans un relief associé aux orogénèses appalachiennes. Les Appalaches représentent une vaste formation de roches sédimentaires, fortement plissées, faillées et plus ou moins métamorphisées (Ollerenshaw, 1967). La genèse des Appalaches est associée à trois périodes de phase accélérée de tectonisme. La première période, appelée orogénèse taconienne (début du Silurien, 480-430 Ma BP), correspond à la collision entre un arc insulaire de l'océan Iapetus et le paléocontinent Laurentia (Bouclier Canadien). La partie septentrionale de la péninsule gaspésienne représente les roches du Cambro-ordovicien déformées durant cette période (Slivitskyi *et al.*, 1991) (Figure 2.1). Le milieu du Dévonien (420-390 Ma BP) marque une nouvelle collision avec le paléocontinent Laurentia. Iapetus correspond alors à un océan étroit marqué par une forte accumulation de sédiments érodés sur les continents adjacents et par des épanchements basaltiques issus des arcs insulaires. Ces sédiments sont soulevés et déformés pour construire la chaîne acadienne, qui est venue se superposer à la chaîne taconienne. Les roches d'âge ordovicien supérieur à Dévonien moyen (461 à 398 Ma BP) de la ceinture de Gaspé sont séparées des roches cambro-ordoviciennes

par la faille de Shickshock-Sud dans la région de Matane. L'orogénèse alléghanienne, au Paléozoïque tardif, représente la troisième phase de formation des Appalaches. La dislocation du super continent Pangée provoque le soulèvement tectonique des Appalaches, la formation de failles, un fort métamorphisme et une forte érosion de la triple chaîne de montagnes. Les roches du Dévonien tardif au Carbonifère sont en discordance sur les roches des deux autres phases tectoniques.

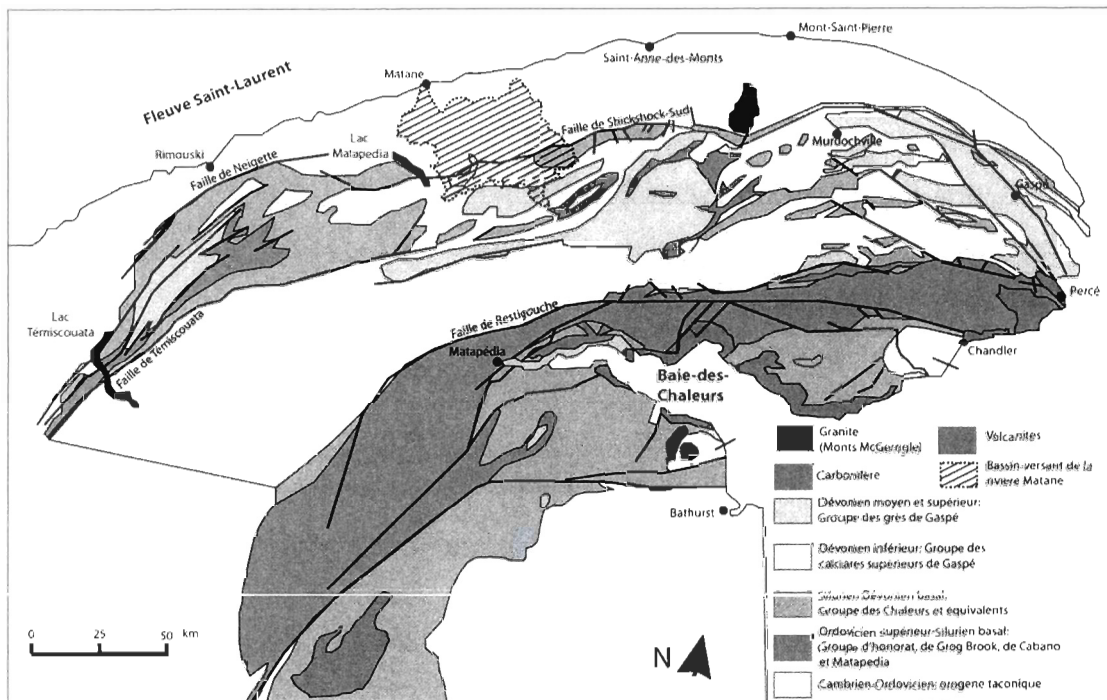


Figure 2.1 Carte géologique de la péninsule gaspésienne et localisation du bassin-versant de la rivière Matane. (Modifiée d'Hulst, 2007)

Le substrat rocheux appalachien dans le nord-ouest de la Gaspésie comprend principalement des roches sédimentaires appartenant au complexe de Québec, d'âge cambro-ordovicien (Ollerenshaw, 1967). Les zones septentrionale et centrale, situées entre le fleuve Saint-Laurent et les monts Chic-Chocs, sont constituées majoritairement de schistes ardoisiers gris, rouges et verts, et de microgrès, calcaires et conglomérats en moindre importance (Ollerenshaw, 1967; Dionne et Coll. 1995). Elles constituent le groupe de la rivière Matane. La zone méridionale, composée d'une séquence de roches volcaniques et

sédimentaires (arkose accompagnée de schiste ardoisier) forme le groupe des Chic-Chocs. La faille Shickshock-Sud délimite la frontière entre les deux groupes dans le secteur de la vallée de la rivière Matane. Elle forme un tracé orienté 60° nord-est, essentiellement parallèle à la direction des formations de la région, s'étendant vers l'est à partir du lac Matapédia. La faille Shickshock-Sud est prolongée par des failles auxiliaires se prolongeant vers l'ouest, dans l'axe de la rivière Matane et une autre dans l'axe de la rivière Tamagodi, un affluent de la rivière Matane.

2.2 Cadre physiographique

Le bassin de la rivière Matane couvre un territoire de 1680 kilomètres carrés, chevauchant trois ensembles physiographiques distincts : les basses terres côtières, le haut plateau appalachien et les monts Chic-Chocs (Figure 2.2). Les basses terres côtières sont constituées de dépôts meubles quaternaires provenant de l'érosion des formations sédimentaires et du Bouclier Canadien. Elles sont comprises entre deux et quatre kilomètres depuis la côte et possèdent une altitude maximale avoisinant les 100 mètres (Dionne et Coll, 1995). Le haut plateau appalachien représente une vaste surface d'érosion accidentée dans laquelle le réseau de drainage actuel s'est incisé (Ollerenshaw, 1967). L'altitude du plateau varie peu dans les limites du territoire à l'étude, oscillant entre 250 et 350 mètres. La tête du bassin de la rivière Matane se situe dans la portion occidentale des monts Chic-Chocs, dont l'altitude varie entre 300 et 800 mètres. À cet endroit, une chaîne de lacs occupe la vallée principale, notamment les lacs Matane et Leclercq, ayant été formée par l'action de l'érosion glaciaire (Ollerenshaw, 1967; Leblais 1973).

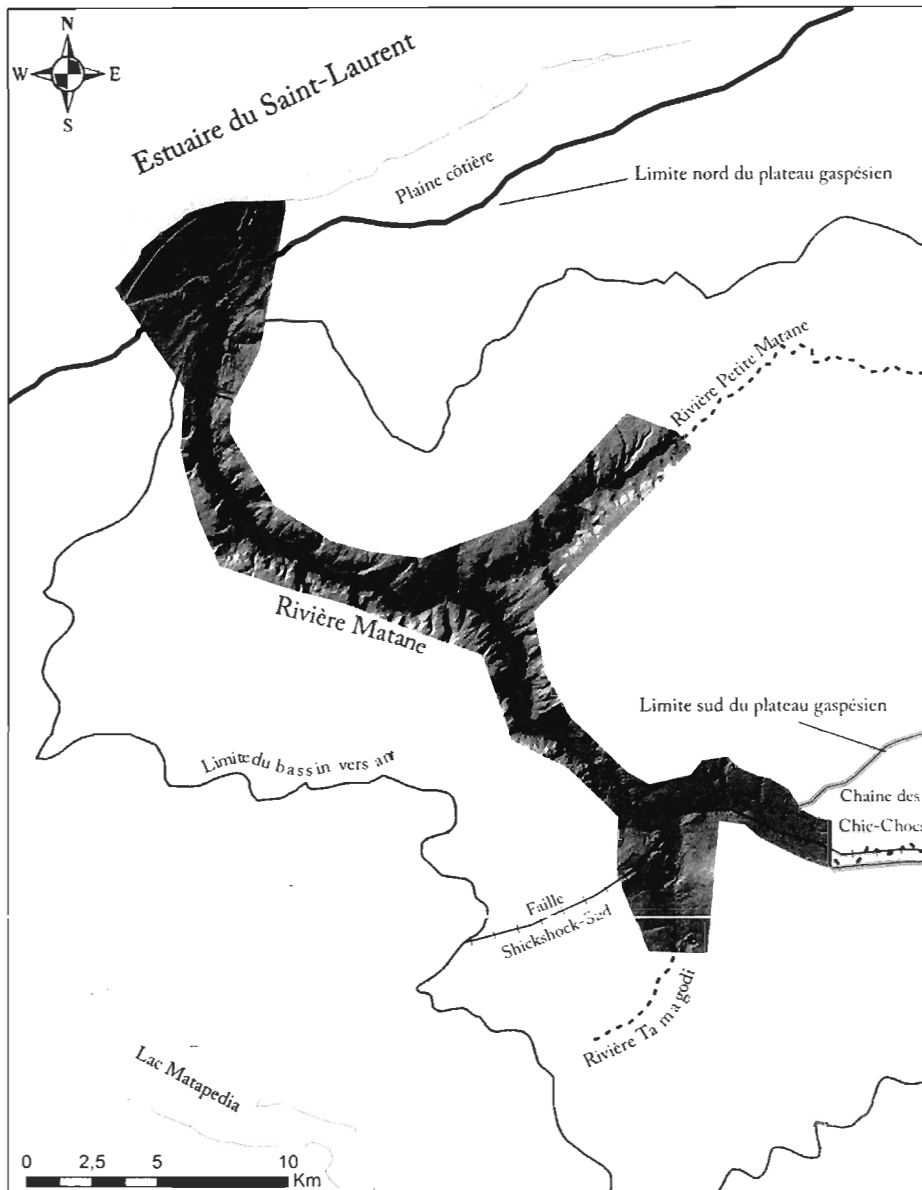


Figure 2.2 Limite des trois grandes unités physiographiques composant le bassin versant de la rivière Matane.

La rivière Matane forme un réseau dendritique avec des tributaires encaissés à profil en V, les principaux étant les rivières Petite-Matane et Tamagodi (Figure 2.2). La vallée est généralement orientée vers le nord, mais aux abords de la faille Shickshock-Sud, elle

bifurque vers l'est et le nord-est. L'altitude du plancher de la vallée principale varie entre 3 et 97 mètres dans les premiers cinquante kilomètres depuis l'embouchure, pour une pente moyenne de 1,9 m/km. La rivière Matane est principalement un système semi-alluvial (Olsen *et al.*, 2011). La vallée est étroite, la rivière est donc confinée ponctuellement par des affleurements rocheux limitant l'amplitude des méandres (Figure 2.3). Les méandres évoluent par migration latérale et longitudinale. Le relief de la plaine alluviale est marqué par une morphologie de crêtes et de sillons et par la rareté des chenaux recoupant les méandres, tel qu'observé dans les systèmes alluviaux confinés (Nicoll et Hickin, 2010). La portion de rivière Matane entre la confluence avec la rivière Tamagodi et la zone montagnarde constitue un authentique système alluvial. Dans ce cas, le chenal évolue librement par migration latérale et par avulsion, dans une plaine large, basse et entrecoupée de nombreux chenaux abandonnés (Figure 2.4).

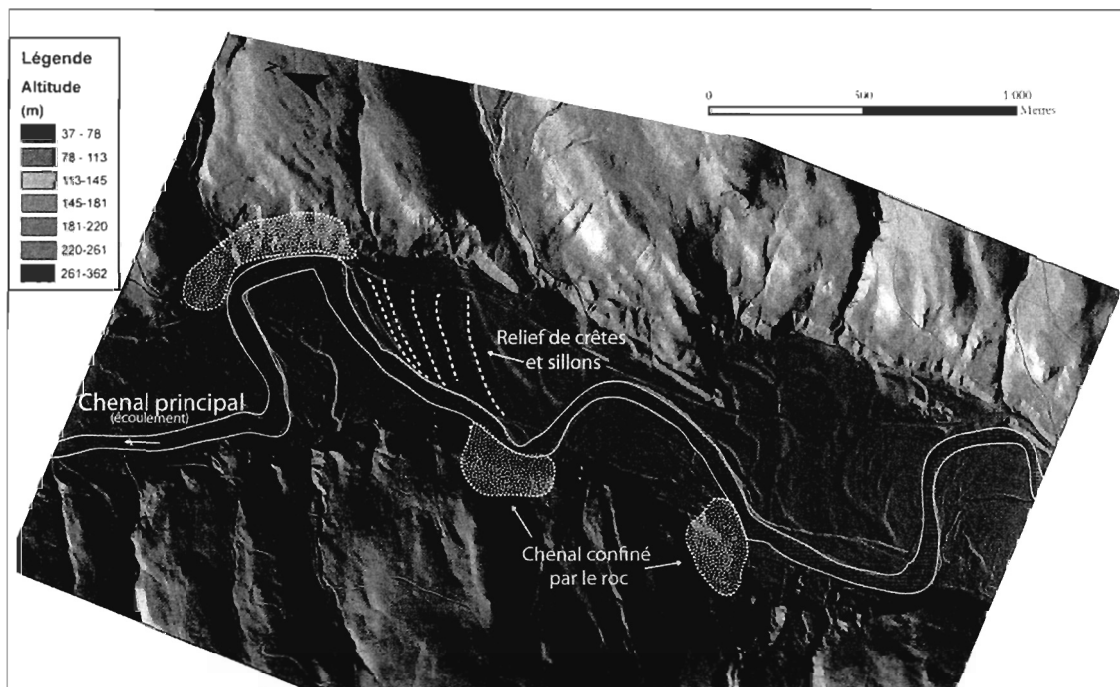


Figure 2.3 Section semi-alluviale de la rivière Matane entre le 26e et 29e kilomètre depuis l'embouchure.

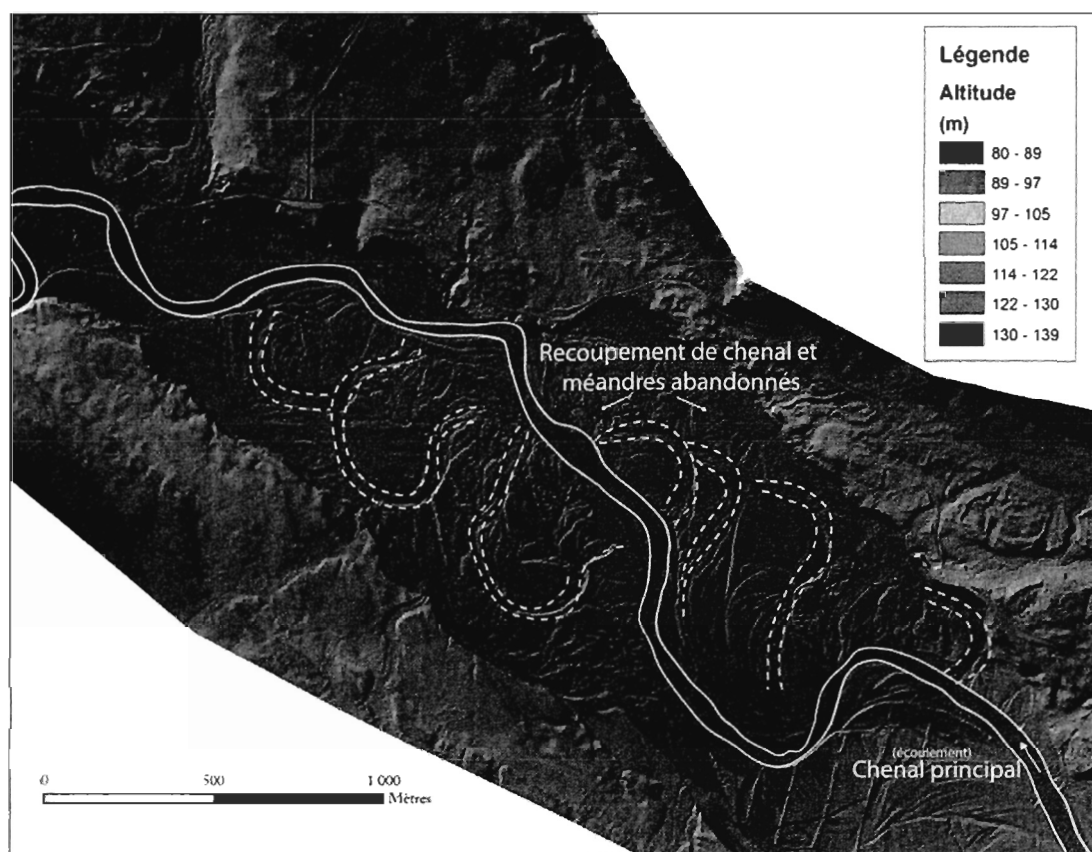


Figure 2.4 Section alluviale de la rivière Matane entre le 37e et 40e kilomètre depuis l'embouchure.

2.3 Cadre quaternaire

2.3.1 *L'épisode glaciaire*

L'histoire glaciaire de la Gaspésie est complexe et suscite l'intérêt, comme le soulignent les nombreux modèles de glaciation proposés : Chalmers (1906), Alcock (1944), McGerrigle (1952), Lebus et David (1977), Charbonneau et David (1993) et Olejczyk et Gray (2007). Ces modèles servent de référence pour l'interprétation des dépôts et des formes et des différentes étapes de déglaciation dans la vallée de la rivière Matane. Si l'histoire de la portion ouest de la Gaspésie semble faire l'unanimité, le modelé glaciaire de la portion est suscite de nombreux débats (Hétu et Gray, 1985; Olejczyk et Gray, 2007). La région de

Matane appartient à la portion ouest, c'est-à-dire celle où l'invasion par l'Inlandsis Laurentidien est attestée par de nombreux indices.

La dernière glaciation comporte plusieurs phases. Dans un premier temps, une calotte régionale centrée sur les hauts sommets des monts Chic-Chocs s'est écoulée vers le nord-est dans la vallée de la Matane (Lebuis et David, 1977; David et Lebuis, 1985; Dionne et Coll, 1995). Cette phase est exprimée par le till de Tamagodi qui contient une forte densité d'indicateurs glaciaires provenant des régions plus au sud, dont les quartzites de Val-Brillant. Malgré l'absence de datation, le till de Tamagodi est communément associé au Wisconsinien moyen (Dionne et Coll, 1995). Le till de Tamagodi est recouvert de sédiments varvés et de graviers fluviatiles, suggérant que la région fut ensuite dégagée des glaces et recouverte par un environnement glacio-lacustre (Lebuis et David, 1977). Au Wisconsinien supérieur, l'Inlandsis Laurentidien s'est étendu au sud du chenal laurentien et a pénétré dans l'ouest de la péninsule gaspésienne (Alcock, 1944; McGeriggle, 1952; Ollerenshaw, 1967; Lebuis et David, 1977; David et Lebuis, 1985). L'Inlandsis Laurentidien, qui s'écoulait vers le sud-est, a pénétré en Gaspésie par les vallées des rivières Matane et Matapédia. Cette interprétation est fondée sur la présence d'erratiques précambriens dans ces vallées (David et Lebuis, 1985) ainsi que sur le till de Langis, situé au-dessus du till de Tamagodi. Les données récoltées dans ce second till indiquent un écoulement glaciaire du nord-ouest vers le sud-est (Lebuis et David, 1977).

À l'est de Matane, la pénétration de l'Inlandsis Laurentidien a été limitée par la présence d'une calotte glaciaire locale couvrant la chaîne des monts Chic-Chocs (David et Lebuis, 1985; Olejczyk et Gray, 2007). Charbonneau et David (1993) suggèrent la mise en place d'une calotte centrée sur les monts McGerrigle, s'étant formée au Wisconsinien supérieur. La calotte locale aurait par la suite fusionné avec l'Inlandsis Laurentidien, s'écoulant vers le sud-est, expliquant ainsi la présence de stries orientées vers le sud-est et la dispersion des erratiques de la chaîne des Chic-Chocs au sud-est des monts McGerrigle. Olejczyk et Gray (2007) proposent également la formation d'une calotte locale centrée sur les monts McGerrigle. Ils s'opposent cependant à l'hypothèse d'un passage de l'Inlandsis Laurentidien sur la portion est de la Gaspésie, considérant ainsi l'absence d'erratique précambrien au sud de la chaîne des monts Chic-Chocs. Ils suggèrent autrement la formation

d'une calotte régionale couvrant la portion est de la péninsule, de l'estuaire laurentien à la Baie-des-Chaleurs. La figure 2.5 résume les grandes lignes du modèle de glaciation d'Olejczyk et Gray (2007). Les principaux écoulements glaciaires se seraient effectués vers le nord et le nord-ouest, façonnant ainsi des vallées glaciaires en auge, telles que les vallées des rivières Marsoui-Est, Cap-Chat et Sainte-Anne. Au sud, la topographie en V des vallées et la faible distance de dispersion des erratiques pourraient suggérer un écoulement d'un glacier à base froide vers le sud-est.

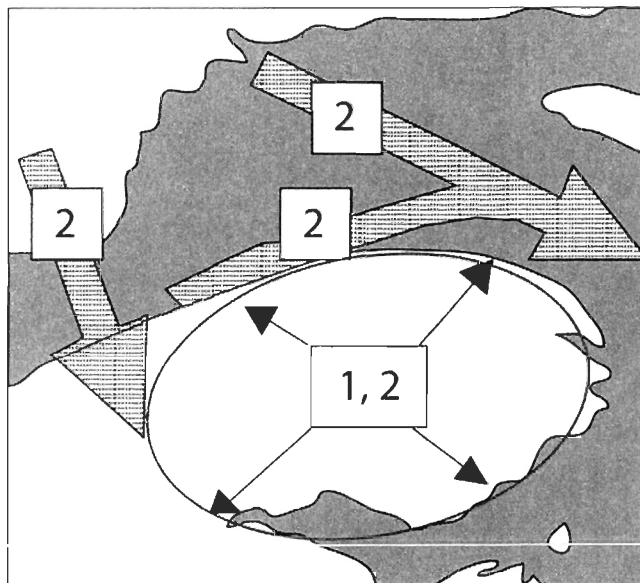


Figure 2.5 Modèle simplifié de la glaciation de la péninsule gaspésienne au Wisconsinien supérieur, d'après Olejczyk et Gray, 2007. Les flèches noires indiquent les sens d'écoulement de la calotte appalachienne, les flèches hachurées indiquent le sens probable des courants de glace et les numéros indiquent la chronologie des évènements. (Modifiée de Olejczyk et Gray, 2007).

Des stries identifiées sur la côte dix kilomètres à l'est de Matane et possédant une orientation parallèle au chenal laurentien, suggèrent que l'Inlandsis Laurentidien était dévié par un courant de glace s'écoulant vers le Golfe actuel (Lebuis et David, 1977; Parent and Occhietti 1999; Olejczyk et Gray, 2007). Dans la portion ouest de la péninsule, la plus faible largeur du chenal laurentien et le relief plutôt modeste de la côte auraient possiblement

facilité la pénétration de l'Inlandsis Laurentidien sur la péninsule par les vallées de la Matane et de la Matapédia (David et Lebuis, 1985).

2.3.2 La déglaciation et l'invasion marine

La remontée du niveau eustatique est responsable de l'ouverture d'une baie de vêlage dans le chenal laurentien, ce qui a eu comme conséquence un retrait rapide des masses glaciaires sur la péninsule gaspésienne et sur le Bouclier Canadien (Dionne, 1977; David et Lebuis, 1985). L'ouverture d'une baie de vêlage a provoqué la scission de l'Inlandsis Laurentidien et la formation d'une calotte appalachienne régionale. La figure 2.6 illustre les différentes phases de déglaciation de la péninsule gaspésienne suivant l'ouverture de la baie de vêlage.

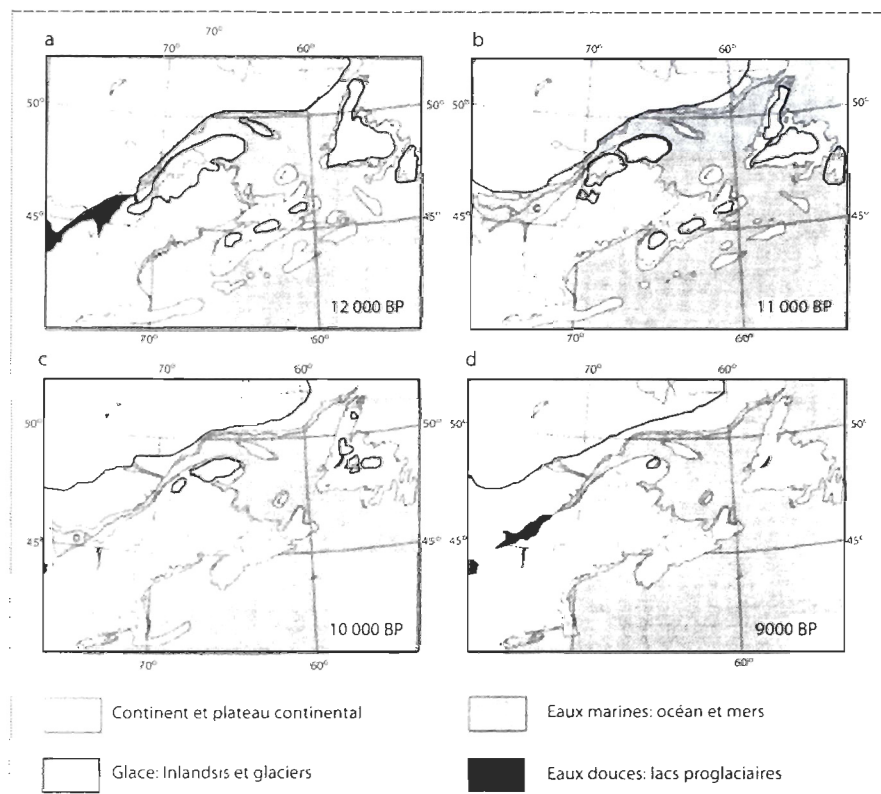


Figure 2.6 Modèle de déglaciation dans l'Est de l'Amérique du Nord d'après Dyke et Prest (1987) et révisé pour la Gaspésie par Richard *et al.* (1997). (Modifiée de Richard *et al.*, 1997)

Les écoulements glaciaires sur la péninsule se sont effectués de manière divergente à partir d'un centre de dispersion des glaces situé au centre de la Gaspésie, soit vers le nord-est (vers l'estuaire actuel) et le sud-est (vers la Baie-des-Chaleurs) (Lebuis et David, 1977; David et Lebuis, 1985; Charbonneau et David, 1993) (Figure 2.7). Des écoulements glaciaires vers le nord et le nord-ouest dans la vallée de la Matane ont été mis en évidence par le till de Petite Matane (Lebuis et David, 1977), qui est le dernier till de la séquence. Dans la municipalité de Matane, des stries orientées vers le nord-ouest, le nord et le nord-est ont également été observées le long du littoral (Lebuis et David, 1977; Coll, 1994).

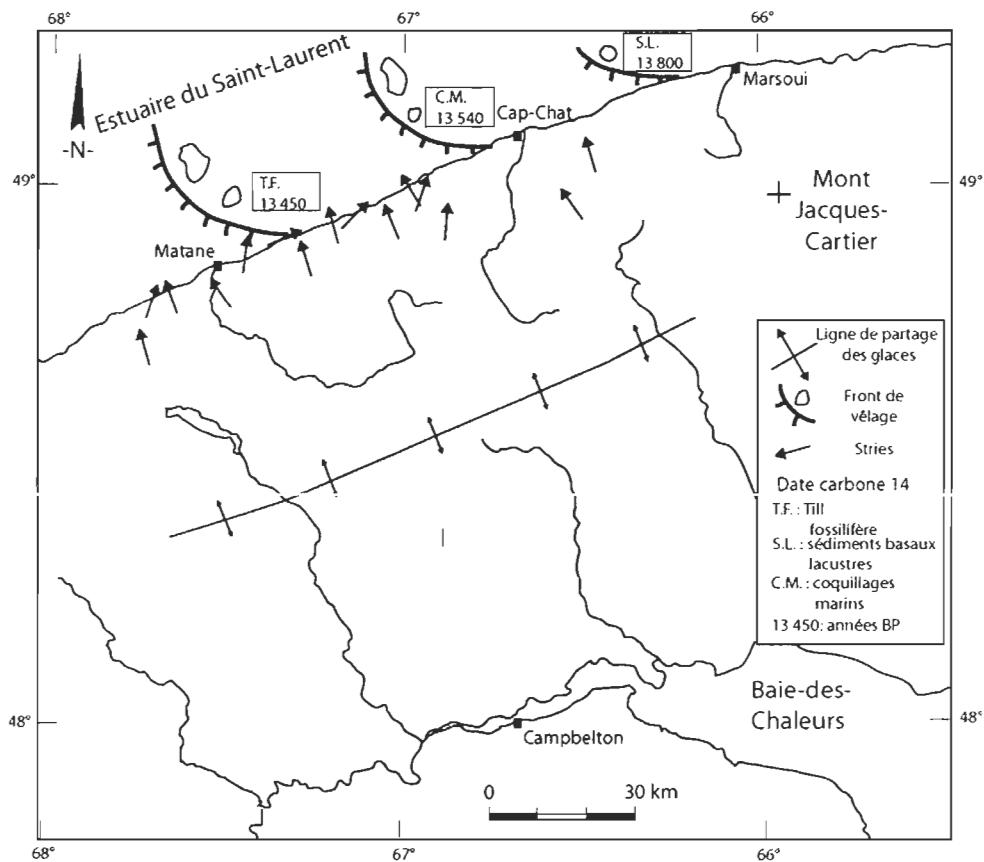


Figure 2.7 Position du front de recul lors de l'ouverture de la baie de vélage dans l'axe de l'estuaire du Saint-Laurent et ligne de partage des écoulements lors de la phase de fonte de la calotte appalachienne. (Modifiée de David et Lebuis, 1985)

Dans la région de Matane, la zone côtière a été déglacée vers 13 500 ans BP (David et Lebuis, 1985; Coll, 1994; Dionne et Coll, 1995). Parallèlement à l'ouverture progressive de la baie de vélage, les basses terres de la zone côtière, enfoncées par la pression glacio-isostatique, ont été envahies par les eaux de la Mer de Goldthwait (Lebuis, 1973; David et Lebuis, 1985; Dionne et Coll, 1995). La Mer de Goldthwait submerge alors une étroite bande côtière, talonnant ainsi la marge du glacier présent dans la vallée. La Mer de Goldthwait est reconnue pour avoir atteint la limite de 100-110 mètres dans la région de Matane (Lebuis et David 1977; Coll, 1994; Dionne et Coll, 1995). Cependant, la présence d'une langue glaciaire stationnée aux abords du plateau appalachien a limité temporairement la pénétration de la Mer de Goldthwait dans la vallée de la Matane. Une imposante moraine frontale, située à trois kilomètres du littoral actuel, témoigne de cette position stationnaire (Coll, 1994; Dionne et Coll, 1995). Durant cette même période, un vaste épandage deltaïque sous-aquatique se construit au front de la moraine dans la Mer de Goldthwait (Figure 2.8). Dans la vallée, des dépôts glaciaires se sont mis en place entre les parois des versants et le glacier, formant aujourd'hui des terrasses juxtaglaciaires localisées entre 50 et 100 mètres d'altitude (Coll, 1994, Dionne et Coll, 1995).

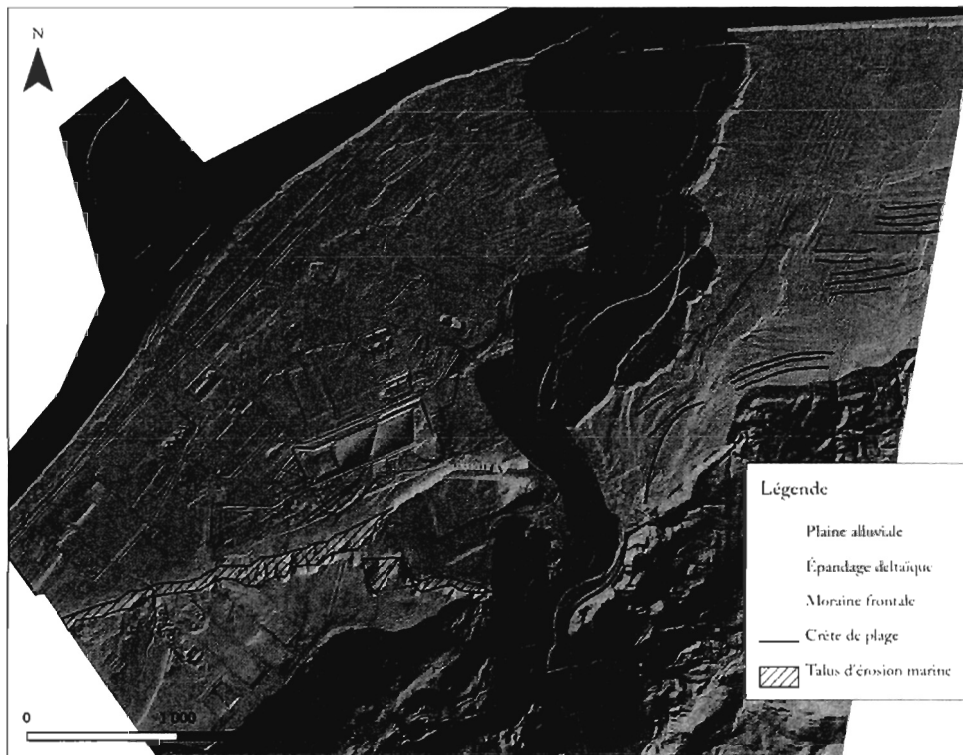


Figure 2.8 Formations sédimentaires composant la plaine côtière de la rivière Matane. La moraine frontale et l'épandage deltaïque ont été successivement remaniés (crêtes de plage) et incisés (talus d'érosion) par l'action des vagues et des courants de marée, puis incisés par l'écoulement fluvial lors de la phase régressive de la Mer de Goldthwait.

Le recul subséquent du front du glacier sur la péninsule s'est effectué entre 13,5 et 11 kas BP environ (David et Lebuis, 1985). David et Lebuis (1985) suggèrent que les cours supérieurs de la rivière Matane (à l'emplacement du lac Matane) et de la rivière Tamagodi sont encore occupés par une calotte glaciaire résiduelle vers 11,5 kas BP. Veillette et Cloutier (1993) postulent que la déglaciation des vallées de la péninsule gaspésienne s'est produite principalement par amincissement vertical, sans grand mouvement des glaciers à leur base. Les hauts sommets à l'est de la Gaspésie sont les derniers sites libérés de glace, au minimum vers 9,8 kas BP (Lebuis, 1973; Lebuis et David, 1977; Richard *et al.*, 1997).

La pénétration maximale de la Mer de Goldthwait dans la vallée de la Matane, suivant le retrait de la langue glaciaire, n'est pas encore connue précisément à ce jour. Un dépôt

d'argile marine contenant des coquillages a été mis à jour par les travaux de Coll (1994), à 70 mètres d'altitude, quatre kilomètres à l'intérieur de la vallée. L'âge des coquillages est de $11\,530 \pm 120$ (Beta-56333). Dionne et Coll (1995) mentionnent également un dépôt argileux situé à 50 mètres en altitude, 11 kilomètres dans la vallée, sans toutefois statuer sur sa nature lacustre ou marine. Une pénétration maximale de quinze kilomètres dans la vallée est suggérée par Veillette et Cloutier (1993) dans leur cartographie de la géologie de surface de Gaspésie, en se basant sur la position de deltas glacio-marins.

2.3.3 *La régression marine*

Le retrait et la fonte des glaciers se traduisent par un relèvement isostatique et une baisse du niveau marin relatif. Les datations obtenues sur des dépôts de plage ayant façonné la surface de l'épandage deltaïque permettent d'attribuer au niveau marin 50 mètres un âge compris entre 10 700 et 10 400 ans BP (Coll, 1994; Dionne et Coll, 1995). Des dépôts tourbeux situés entre 17 et 23 mètres d'altitude, assis sur l'argile marine, permettent de suggérer que le niveau marin de 20 mètres était émergé vers 8 000 ans BP. Considérant l'altitude des plages échantillonnées, Dionne et Coll (1995) suggèrent pour la période allant de 13 ka à 11 ka BP un relèvement isostatique de l'ordre de 2,2 à 2,5 m par siècle, qui s'abaisse à environ 1,5 m par siècle entre 11 et 8 ka. Coll (1994) suggère une certaine stabilité du niveau marin relatif entre 10 200 ans BP et 9500 ans BP, période au cours de laquelle un imposant talus d'érosion (aujourd'hui une falaise morte) a été façonné à même l'épandage deltaïque entre 25 et 30 mètres d'altitude.

Plusieurs travaux effectués sur des localités le long de la rive sud du Saint-Laurent ont permis de mettre en lumière un niveau marin relatif sous le niveau actuel entre 6000 et 5500 ans BP (Dionne et Pfalzgraf, 2001; Dionne, 1988; 1990; 2001). Malgré l'absence de preuve évidente à Matane, il est suggéré que le niveau marin a atteint une altitude inférieure au niveau actuel entre 6 et 7 ka BP (Dionne et Coll, 1995). Une coupe stratigraphique située près de l'embouchure de la rivière (coupe du traversier) témoigne cependant d'une remontée du niveau marin d'une ampleur de 8 à 10 mètres à partir de 5 ka BP. Cette phase, associée à la Transgression Laurentienne, a pris fin il y a 3500 ans BP. L'émersion des terres s'est

poursuivie jusqu'à aujourd'hui, entrecoupée d'une légère fluctuation positive du niveau marin de 1 à 2 mètres aux alentours de 2000 ans BP (Transgression de Mitis) (Dionne, 2001).

2.3.4 *Phases de déglaciation dans les vallées de la portion nord-est de la péninsule gaspésienne*

La péninsule gaspésienne a été couverte par une calotte glaciaire jusqu'au Dryas récent. Dans certaines vallées près de la côte, des langues glaciaires issues de la calotte sont restées en contact avec la Mer de Goldwaith (Gray *et al.*, 1987; Hétu et Gray, 2000). Lors de la déglaciation, la portion aval de certaines vallées a été envahie par la mer, formant ainsi des fjords (Lebuis et David, 1977; Hétu et Gray, 1985; 2000). L'altitude maximale atteint par le niveau marin relatif sur le littoral nord de la péninsule gaspésienne a varié selon un gradient sud-ouest/nord-est, selon un plan incliné de 0,4 m par km (Lebuis et David, 1977; Locat, 1977; Hétu 1998) (Figure 2.9). L'étude de Hétu (1986) rapporte une variation est-ouest du niveau marin relatif maximal de 50-55 mètres entre Ruisseau-Castor et Mont St-Pierre, Dionne et Coll (1995) rapporte une altitude de 105-110 mètres pour Matane tandis que Hétu (1994) mentionne une altitude avoisinant 135-140 mètres à Rimouski. Cette variation s'explique par le patron de répartition des masses glaciaires sur la péninsule gaspésienne. L'épaisseur des glaces était plus importante sur la portion nord-ouest de la péninsule.

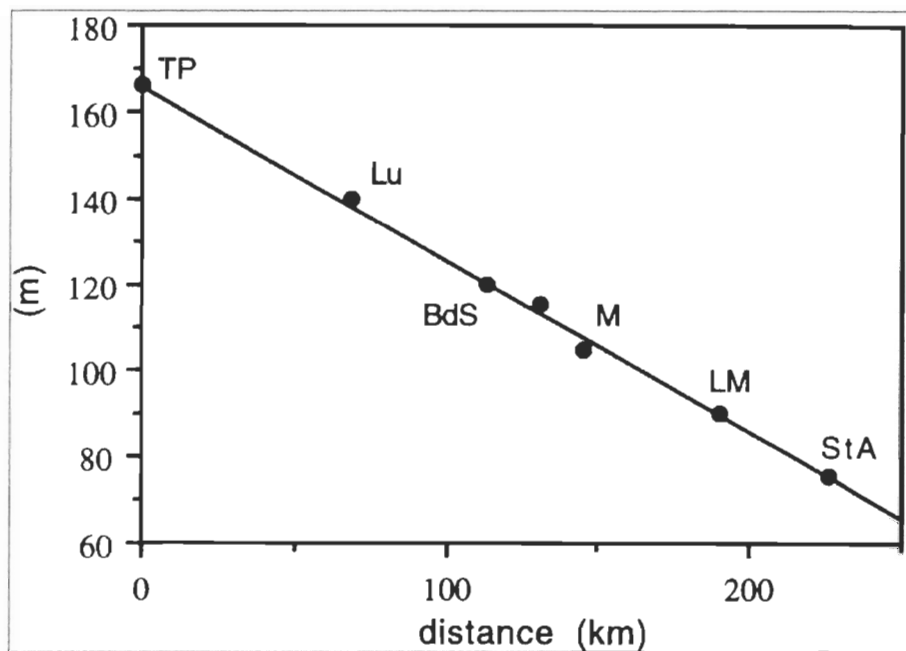


Figure 2.9 Altitude du niveau marin relatif maximal atteint sur la portion nord de la péninsule gaspésienne entre Trois-Pistoles (TP) et Saint-Anne-des-Monts (StA). Lu : Luceville, BdS : Baie des Sables, M : Matane, LM : Les Méchins. (Tirée de Héту, 1998)

La pénétration de la mer fut généralement faible pour les vallées occupant la portion nord-est de la péninsule gaspésienne, plus précisément les vallées comprises entre les rivières Cap-au-Renard et Petite vallée (Figure 2.10). Dans ce secteur, la pénétration n'a pas excédé sept kilomètres (rivière Mont-Saint-Pierre et Mont Saint-Louis) et elle est inférieure à deux kilomètres dans la plupart des vallées. La faible pénétration s'explique notamment par la lente déglaciation des vallées entre 13 300 ans BP et 12 400 ans BP (Héту et Gray, 2000). La phase de transgression s'est traduite par une sédimentation d'origine marine profonde (argile et silt argileux contenant des coquillages marins complets) notamment dans les vallées des rivières Marsoui, Rivière-à-Claude, de l'Anse-Pleureuse, de Petite Vallée et du Ruisseau-à-Rebours. Plus à l'ouest, dans la vallée de la rivière St-Anne, des dépôts marins retrouvés à environ 12 kilomètres de l'embouchure suggèrent l'extension d'un paléofjord jusqu'à minimalement cette distance (Lebuis et David, 1972; Chauvin, 1977).

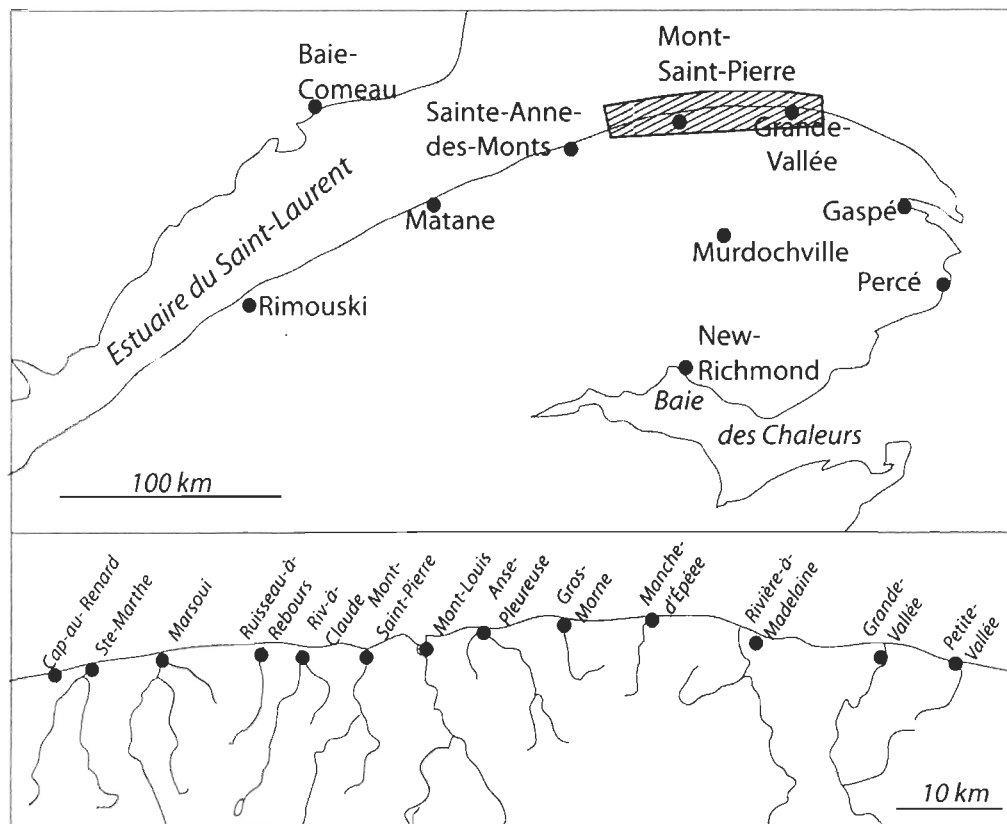


Figure 2.10 Localisation des vallées de la portion nord-est de la péninsule gaspésienne. (Modifiée de Hétu et Gray, 2000)

Dans la portion nord-est de la péninsule, la lente déglaciation jusqu'à 12 400 ans BP est suivie d'une phase de stabilisation des fronts glaciaires et par la mise en place de dépôts de contact glaciaire, incluant des moraines frontales et des deltas de kame (Hétu et Gray, 2000). Dans certains cas, des récurrences glaciaires ont été attestées par la présence de diamictons glaciaires intercalés au travers les dépôts argileux marins (vallée de la rivière Marsoui) ou sous les lits frontaux deltaïques (rivière à Claude). La construction de deltas de contact glaciaire par-dessus les dépôts marins s'est faite très rapidement à partir de 12 600-12 500 ans BP et s'est poursuivie jusqu'à environ 11 300 ans BP. Certaines vallées ont connu des épisodes de progradation deltaïque entre 10 800 et 10 200 ans BP (vallée des rivières Anse-Pleureuse et Grande-Vallée), témoignant d'une déglaciation tardive dans ces secteurs de la côte. Dans la vallée de la rivière Sainte-Anne, à environ douze kilomètres depuis l'embouchure, des sédiments fluvio-glaciaires sont surmontés de sédiments à granulométrie

fine formant une suite rythmique de lits de sable fin, silt et argile. Chauvin (1977) interprète cette transition comme le passage d'un dépôt de contact glaciaire ou sous-glaciaire à un dépôt accumulé en milieu glacio-estuarien. Ce dépôt, atteignant plus de 10 mètres d'épaisseur aurait été déposé dans un bassin en contact avec une langue glaciaire en amont et s'intercalant avec des dépôts de la mer de Goldthwait en aval. Il n'existe cependant pas de date associée à cette phase de sédimentation dans la vallée de la rivière Sainte-Anne.

Dans la portion nord-est de la péninsule, la déglaciation finale des vallées se produit entre 10 200 et 9500 ans BP (Richard *et al.*, 1997). Des épandages gravelo-sableux se raccordant à un delta ont comblé les vallées au fur et à mesure que le niveau marin diminuait. La surface de ces épandages présente une morphologie de chenaux multiples, associés à des écoulements proglaciaires. Dans le cas de la vallée de la rivière Sainte-Anne, les dépôts estuariens sont surmontés de dépôts fluviatiles avec un contact discordant (Chauvin, 1977). Ces dépôts fluviatiles forment trois niveaux de terrasses pouvant être suivis sur 16,7 km depuis l'embouchure (Martineau, 1977). La formation des terrasses fluviatiles et des deltas fluviatiles est associée à des périodes de stabilité du niveau marin (i.e. élévation du niveau marin équivalent au relèvement isostatique) lors de la phase finale de régression de la Mer de Goldthwait (Lebuis et David, 1972; Martineau, 1977; Chauvin, 1977; Locat, 1977). Peu d'études mentionnent l'impact de la Transgression Laurentienne sur la dynamique de sédimentation dans les vallées de la portion nord-est de la Gaspésie. Une étude géoarchéologique sur la rivière Cap-Chat (Hétu et Gray, 2002) suggère que la Transgression Laurentienne a causé le remblaiement de la vallée sur plus de cinq kilomètres à compter de l'embouchure. Des datations effectuées sur des bouts de bois récoltés à la base de la plaine alluviale, quatre kilomètres en amont du littoral, ont donné des dates de 3670 ± 70 ans BP (UL-2156) et 3770 ± 60 ans BP (UL-2154) (Hétu et Gray, 2002). Ces dates montrent que la plaine alluviale actuelle s'est construite après 4000 ans, dans le contexte d'un haut niveau marin relatif. Dans le contexte de la Côte-Nord, la thèse de doctorat de Julie Simard (2010) met en lumière certains ajustements morphologiques de la rivière à la Patate (île d'Anticosti) en réponse à la hausse de dix à quinze mètres du niveau marin à l'Holocène moyen (Transgression Laurentienne). Les coupes stratigraphiques mettent en évidence une phase d'aggradation du lit majeur jusqu'à près de 4 kilomètres depuis l'embouchure. La phase

d'incision ayant suivi entre 3,8 et 2,7 kas BP aurait formé des terrasses localisées dans la vallée entre 10 et 20 mètres d'altitude.

2.3.5 Brève histoire de la colonisation végétale sur la péninsule gaspésienne suivant la déglaciation

La dynamique des systèmes alluviaux est étroitement liée aux conditions climatiques du territoire d'un bassin versant. Les conditions climatiques déterminent notamment des valeurs de précipitation et d'évapotranspiration qui se traduisent en valeur de débit hydrologique dans un système alluvial. Par ailleurs, les conditions climatiques définissent l'implantation d'organismes végétaux adaptés sur le territoire du bassin versant, qui ont des impacts directs et indirects sur le débit hydrologique, la charge sédimentaire et la morphologie d'un système alluvial. Par exemple, la présence d'une canopée et d'un tapis végétal améliore la rétention de l'eau des précipitations, favorise l'évapotranspiration et limite le ruissellement de surface. Le débit hydrologique et le temps de réponse des cours d'eau sont ainsi contrôlés. La végétation permet également de stabiliser les versants, les berges et les formes d'accumulation au sein des chenaux via son réseau racinaire. Elle limite ainsi l'apport de sédiments à l'écoulement et la migration des chenaux. La présence de végétation augmente la rugosité de la surface des plaines alluviales, réduit les vitesses d'écoulement et favorise ainsi l'accumulation de sédiments lors d'inondations. L'apport de végétation morte, principalement le bois, constitue une entrave certaine à l'écoulement dans les chenaux. La présence de bois mort peut entraîner des zones préférentielles d'érosion régressive sur lit de la rivière jusqu'à une avulsion complète du chenal si un amoncellement de bois mort (embâcle) bloque la largeur complète de l'écoulement (Hickin, 1984).

En contexte de déglaciation, la dynamique des systèmes alluviaux est d'autant plus marquée par la végétation étant donné l'amélioration des conditions climatiques. La colonisation d'espèces végétales spécifiques est déterminée par les conditions climatiques (thermique, précipitation liquide et solide, éolienne) prévalant dans le territoire couvert par les bassins versants.

L'histoire de la colonisation végétale sur la péninsule gaspésienne est marquée par l'influence de calottes glaciaires régionales, de l'Inlandsis Laurentidien et de la présence de

barrières biophysiques limitant temporairement la dispersion des pollens et des graines sur le territoire nouvellement déglacé. La grande majorité des connaissances dans le domaine proviennent des travaux de Pierre Richard et de ses collaborateurs. Aucune étude spécifique n'a été effectuée dans le bassin versant de la vallée de la rivière Matane. Néanmoins, de nombreux travaux de reconstitution de la chronologie de la colonisation végétale ont été effectués sur des localités de la portion est, centre et sud de la Gaspésie et de l'ouest du Bas-Saint-Laurent.

Trois phases distinctes caractérisent l'évolution de la colonisation végétale en Gaspésie et au Bas-Saint-Laurent suivant la déglaciation : une phase non arboréenne, une phase d'afforestation et une phase forestière. La phase non arboréenne correspond à une phase initiale de végétation dépourvue d'arbre (Asnong et Richard, 2003). La végétation consistait en une toundra herbacée éparses qui fut remplacée graduellement par une toundra arbustive. Cette transition est marquée par la prépondérance d'arbustes *Salix*, *Alnus* et *Betula*. La phase non arboréenne serait antérieure à 10 kas BP dans la Baie des Chaleurs (Jetté et Richard, 1992), à 10 400 ans BP dans l'est de la péninsule (Mont-Saint-Pierre) (Labelle et Richard, 1984; Marcoux et Richard, 1995) et à 10 630 ans BP dans l'ouest du Bas-Saint-Laurent (Richard *et al.*, 1992). Une date basale obtenue dans le Lac Lavoie, situé à 23 km au sud-ouest de la confluence entre la rivière Matane et Tamagodi, livre un âge minimal de déglaciation de 9730 ans BP dans un contexte de toundra herbacée (Richard *et al.*, 1997).

La phase d'afforestation correspond au boisement progressif du territoire, menant à la constitution de la forêt. Elle débute entre 10 400 et 9400 ans BP dans le nord est de la péninsule (Labelle et Richard, 1984; Marcoux et Richard, 1995), vers 10 700 ans BP dans le centre (Asnong et Richard, 2003), vers 10 000 ans BP dans la Baie-des-Chaleurs (Jetté et Richard, 1992) et vers 9500-9200 ans BP dans l'ouest du Bas-Saint-Laurent (Richard *et al.*, 1992). La colonisation relativement tardive des espèces d'arbres par rapport à la phase de déglaciation, notamment au Bas-Saint-Laurent, est sujet à plusieurs hypothèses. Les principales hypothèses sont : (1) la permanence d'un climat froid et humide (2) une dynamique de feux de forêt qui aurait limité le développement d'espèces arborescentes au profit de l'arbuste *Alnus crispus*, et (3) la présence de calottes glaciaires résiduelles agissant comme barrières biophysiques à la migration des espèces d'arbres. La permanence d'un

climat froid et humide à l'Holocène inférieur est attestée dans plusieurs études. Ce climat aurait limité la migration de certaines espèces d'arbres et maintenu un couvert forestier ouvert, au profit des espèces arbustives. La présence de l'Inlandsis Laurentidien durant cette période sur l'arrière Côte-Nord aurait permis à un climat régional froid et humide de se maintenir par le biais de vents catabatiques s'écoulant de cette masse glaciaire (Richard *et al.*, 1992). La vitesse de recul de l'Inlandsis Laurentidien aurait été lente entre 12 000 et 8000 ans BP puis devint rapide entre 8000 et 7000 ans BP (Dyke et Prest 1987; Marcoux et Richard, 1995). Cette période froide aurait également été le théâtre d'oscillations climatiques se rattachant à la stabilité ou la réavancée de certains glaciers de vallée (Hétu, 1986; Marcoux et Richard, 1995). La colonisation tardive des espèces d'arbres pourrait également s'expliquer par une fréquence élevée de feux profitant aux espèces arbustives, notamment dans l'ouest du Bas-Saint-Laurent (Richard *et al.*, 1992) et dans le centre de la péninsule (Asnong et Richard, 2003). Malgré un climat froid et humide, l'instabilité des masses d'air caractérisant l'Holocène inférieur aurait occasionné plus de feux en raison des sécheresses estivales plus fréquentes (Carcaillet et Richard, 2000). Finalement, les régions côtières de la portion nord de la péninsule auraient constitué des régions inhospitalières et enclavées par la présence de masses de glace. Les espèces d'arbres n'auraient pas pu contourner les masses de glace, expliquant ainsi leur colonisation tardive dans cette région (Richard *et al.*, 1997). Les véritables forêts côtières nord-gaspésiennes n'auraient été formées qu'à partir de 7250 ans BP.

La phase forestière correspond à la mise en place de forêts fermées, similaires à celles retrouvées en Gaspésie et au Bas-Saint-Laurent aujourd'hui. Elle débute vers 9000 ans BP dans le centre et l'est de la Gaspésie (Labelle et Richard, 1984; Asnong et Richard, 2003), vers 7000 ans dans la Baie-des-Chaleurs (Jetté et Richard, 1992) et vers 8000 ans BP dans l'ouest du Bas-Saint-Laurent. La formation de forêts fermées a été favorisée par un réchauffement général des températures, à l'échelle du système du Saint-Laurent, à partir de 8000 ans BP (Vernal (de) *et al.*, 1993; Marcoux et Richard, 1995). Cette période est marquée par des épisodes de variation climatique régionale ayant modifié les structures d'espèces forestières. Labelle et Richard (1984) mentionnent par exemple une phase de refroidissement climatique entre 6000 et 5000 ans BP dans la région de Mont Saint-Pierre. Jetté et Richard

(1992) suggèrent la colonisation d'espèces d'arbres thermophiles entre 7000 et 4000 ans BP dans la Baie des Chaleurs suivie d'un déclin de ces taxons entre 4000 ans BP et aujourd'hui. Dans le centre et l'est de la Gaspésie, la période de l'Holocène moyen (entre 6500 et 3000 ans BP) était caractérisée par une fréquence faible des feux de forêt et un climat sec (Asnong et Richard, 2003). Le passage de l'Holocène moyen à l'Holocène supérieur, vers 3000 ans BP, est identifié par une augmentation de la fréquence des feux dans cette même région. Le climat à l'intérieur des terres était potentiellement plus clément que celui du littoral. Les conditions climatiques de la péninsule étaient alors inversées par rapport à celles d'aujourd'hui (Asnong et Richard, 2003).

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

L'approche méthodologique utilisée dans cette étude vise à répondre l'objectif principal qui est de définir un cadre géomorphologique et stratigraphique de l'évolution de la vallée de la rivière Matane relativement aux fluctuations holocènes du niveau de base dans l'estuaire du Saint-Laurent. Elle inclut la caractérisation de la stratigraphie et de l'architecture de terrasses (objectif spécifique 1), ceci menant à la définition d'un modèle conceptuel portant sur l'évolution d'une vallée incisée de milieu glaciaire de la portion nord de la péninsule gaspésienne (objectif spécifique 2). Des analyses morphologiques, stratigraphiques, géophysiques et géochimiques et des datations au radiocarbone et par la méthode de luminescence optique ont été effectuées sur des terrasses comprises entre le kilomètre 7,8 et 10,1 depuis l'embouchure et situées entre 17,5 et 28,5 m au-dessus de la limite marine actuelle (Figure 3.1). Ces terrasses sont situées approximativement dans la zone de transgression maximale de la Mer de Goldthwait, tel que proposé par divers auteurs pour la vallée de la Matane (Lebuis et David, 1977; Veillette et Cloutier, 1993; Dionne et Coll, 1995). Elles sont également bien préservées comparativement aux autres segments de terrasses fortement disséqués et/ou remaniés par l'homme, retrouvés le long de la vallée. L'échantillonnage est basé sur des sections stratigraphiques (Brakenridge, 1988), soit des tranchées creusées à même la surface à l'aide de pelles rondes.

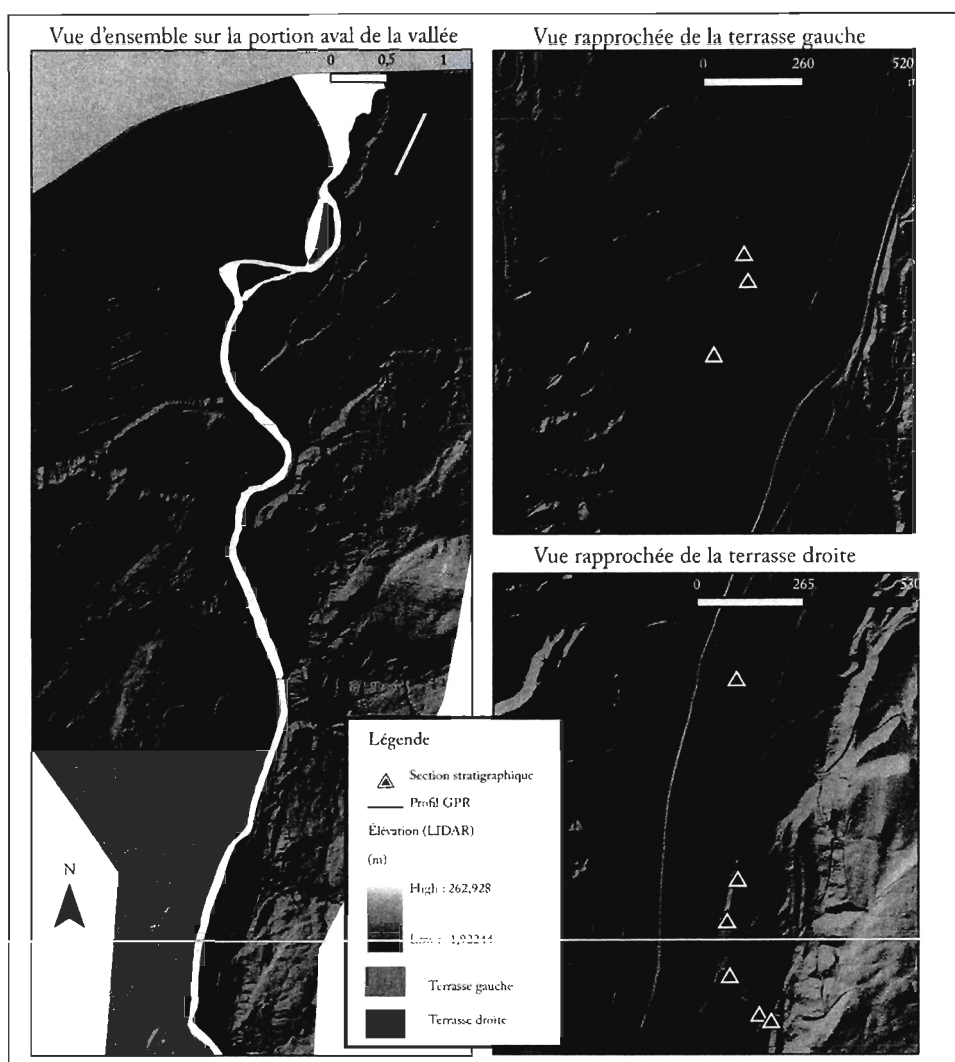


Figure 3.1 Localisation des terrasses à l'étude (en rouge et vert) dans la vallée de la rivière Matane et emplacement des sites de coupes stratigraphiques et de profils de géoradar.

3.1 Analyse morphologique

L'analyse morphologique consiste en l'étude de la morphologie des dépôts meubles présents dans la vallée. Les formes caractéristiques, la position relative, le recoupement et le degré de préservation des dépôts meubles renseignent sur la nature des environnements sédimentaires ayant existé dans la vallée ainsi que sur la chronologie relative de leur mise en place. Ce type d'analyse a permis également une reconnaissance préalable du terrain pour la

planification des campagnes d'échantillonnage. Cette étape s'est effectuée avec l'appui de nombreux produits cartographiques, analogiques ou numériques, intégrés au système d'information géographique Arc Map 9.4 (ESRI) ainsi qu'au logiciel de visualisation Arc View (ESRI).

Les produits cartographiques analogiques représentent l'ensemble des cartes, rapports techniques et documents universitaires ayant été produits dans le cadre d'études sur la vallée de la rivière Matane. Parmi ceux-ci, trois documents ont été particulièrement utiles pour la qualité de leur information et leur résolution : la carte morphosédimentologique de Coll (1994), la carte des dépôts de surface de la Commission Géologique du Canada (Chauvette, 1992) et la carte géologique de la région de Matane-Amqui de Lebus (1973). Il est pertinent de mentionner qu'étant donné la faible superficie du territoire à l'étude, plusieurs produits cartographiques de grande qualité, mais couvrant un territoire trop grand (ex : Géologie de la péninsule gaspésienne, Veillette et Cloutier, 1993), ont été écartés pour l'analyse morphologique.

Les produits cartographiques numériques représentent les données matricielles, soit des relevés LIDAR et des images aériennes orthorectifiées. Le LIDAR (*Light detection and ranging*) est un relevé topographique de la vallée à très haute résolution (pixel = 0,2 m²). Il fournit des valeurs d'altitude de très grande précision (10⁻⁶ m). Des manipulations en post-traitement ont permis une diminution de la taille de la base de données pour atteindre une résolution de 1 m² par pixel, ainsi qu'une élimination du couvert végétal pour obtenir, comme produit final, uniquement la topographie des dépôts de la vallée (Figure 3.1). La valeur de référence zéro a été fixée au niveau marin actuel à l'embouchure de la rivière Matane. Le relevé LIDAR de la rivière Matane a été produit par le Ministère de la Sécurité publique du Québec dans le cadre d'une étude portant sur les risques fluviaux de la rivière Matane (Olsen *et al.*, 2011). Il couvre les quarante premiers kilomètres de la vallée depuis l'embouchure. Le relevé a permis de définir avec précision la limite de certaines formes, notamment les terrasses. Les terrasses ont été définies par interprétation visuelle : une surface plane, semi-horizontale, délimitée par une rupture de pente nette correspondant à un talus d'érosion ou au versant de la vallée. Le relevé LIDAR a permis également une reconnaissance de la microtopographie de surface : dépressions en forme de chenal, crêtes et sillons, formes

anthropiques, talus, etc. Les outils de géomatique fournis par les logiciels de la suite Arc GIS (ESRI), soit Arc Map et Arc View, ont été mis à contribution. Des polygones ont été créés pour chaque surface de terrasse. Les données géométriques (superficie, longueur, largeur, pente, orientation, altitude) de chaque surface furent extraites à l'aide des outils d'analyse spatiale du logiciel Arc Map et traitées dans le logiciel Excel (suite Office). Les profils longitudinaux et transversaux de la vallée ont été construits avec le même procédé. Le logiciel Arc View a permis la création d'un environnement tridimensionnel interactif de la vallée permettant une représentation visuelle de haute qualité. Au final, le relevé LIDAR et les logiciels de géomatique ont facilité le travail d'interprétation des dépôts en permettant de définir une chronologie relative de formation des terrasses, de simuler des valeurs de haut niveau marin et ainsi de visualiser l'amplitude des ajustements morphologiques survenus dans la vallée.

Les images aériennes orthorectifiées ont également été mises à profit dans l'analyse morphologique. Des images aériennes géoréférencées, remontant jusqu'à l'année 1922, ont été utilisées pour comprendre l'évolution du territoire d'un point de vue anthropique. Plusieurs endroits dans le secteur à l'étude ont été modifiés dans le passé pour des usages divers : des talus de terrasses ont été aplanis à des fins agricoles, des remblais ont été construits à des fins résidentielles et des gravières ont été exploitées à des fins industrielles. Sans le recours à des images multitemporelles, certaines formes artificielles dans le territoire auraient pu être confondues avec des formes naturelles. Des images orthorectifiées de 2009 avec une très haute résolution (0,2 m²) ont également été utilisées pour avoir un portrait actuel très précis du territoire. Ces images orthorectifiées ont été d'une grande utilité pour la planification des campagnes de terrain, notamment pour juger de l'accès aux sites, vérifier la présence de structures anthropiques et la présence de végétation sur les sections types. Les images aériennes multitemporelles (1922-23, 1963, 1974, 1993 et 2001) ont été produites par les différents services de géomatique du Gouvernement du Québec tandis que les images orthorectifiées datant de l'année 2009 sont des images satellitaires provenant du capteur Modis (MOD09) fournies par le Ministère de la Sécurité publique du Québec.

3.2 Analyse stratigraphique

L'analyse stratigraphique consiste en l'étude de la succession et de l'architecture des couches géologiques ou des strates formant les dépôts meubles. Des sections stratigraphiques ont été creusées dans les terrasses ainsi que dans la plaine alluviale actuelle de la vallée de la rivière Matane. Les sections ont été creusées en escalier. Chaque marche était d'une profondeur suffisante pour dépasser la couche de colluvions récents, soit supérieure à un mètre (Figure 3.2). La hauteur maximale de la tranchée était limitée par la base du talus, par la présence d'une nappe phréatique de surface ou par le roc. À défaut de pouvoir utiliser une pelle mécanique, les tranchées ont été creusées à l'aide de pelles rondes et de pics, tandis que les surfaces ont été nettoyées à l'aide de truelles et de pics de géologue. Au total, neuf tranchées ont été excavées : huit dans le talus des terrasses d'une largeur variant entre 2 et 8 mètres et une à même la plaine alluviale d'une profondeur totale de 3,5 m.

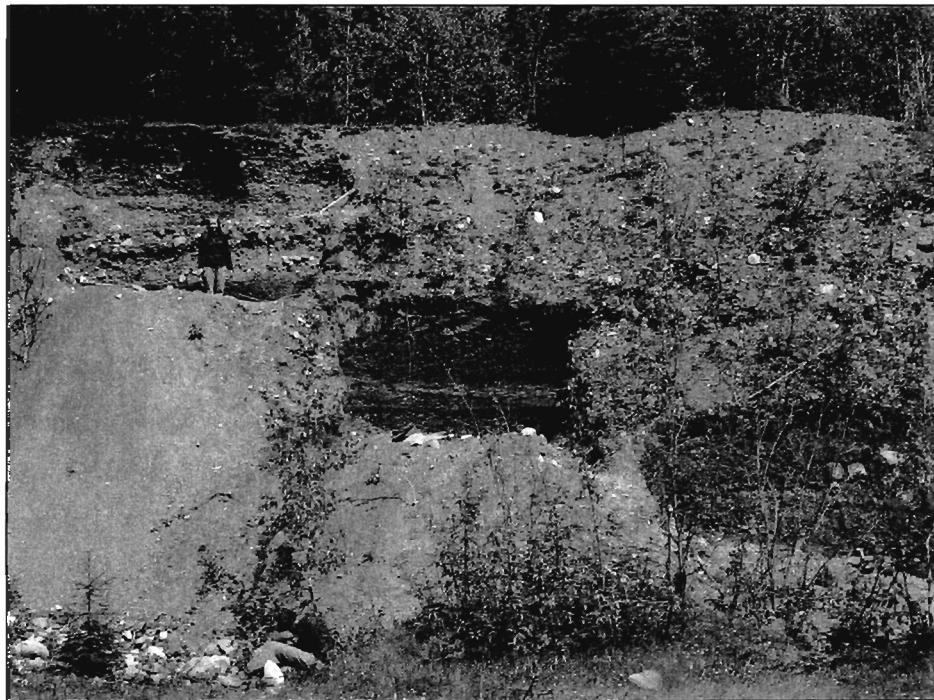


Figure 3.2 Photographie d'une section stratigraphique excavée lors de la campagne de terrain de l'été 2011.

L'analyse stratigraphique comporte une composante de terrain et une composante de laboratoire. Ces deux composantes mènent à l'analyse de la nature des dépôts sédimentaires et des relations spatio-temporelles qui existent entre eux. La composante de terrain comprend l'analyse des variables suivantes : la présence et la caractérisation de la stratification (forme, épaisseur, étendue et pendage des lits), la nature des contacts (concordant ou discordant), la texture des sédiments, l'identification des structures sédimentaires (granoclassement, imbrication, orientation et inclinaison des cailloux, rides, stratifications obliques, etc.) et des déformations (syn- et épigénétiques), l'altitude absolue des unités et l'échantillonnage des éléments datables. La composante de laboratoire comprend les analyses suivantes : l'analyse granulométrique, l'analyse de l'orientation et du pendage des lits, l'identification des faciès, les datations au radiocarbone et les datations en luminescence optique.

3.2.1 *Composante de terrain*

La composante de terrain repose sur l'utilisation de croquis cartographiques, d'un clinomètre de marque Brunton, d'une boussole, d'un ruban à mesurer et d'un appareil photo numérique. L'identification des caractéristiques des dépôts (texture, structure, nature des contacts, etc.) permet une subdivision de la section stratigraphique en unités lithologiques distinctes. Cette subdivision initiale est essentielle pour la description et l'échantillonnage des dépôts.

- La caractérisation de la texture des sédiments fournit une information qualitative quant à la composition granulométrique de chaque unité. Elle se base sur la distinction de classes granulométriques allant des argiles (< 63 microns) jusqu'aux blocs (> 256 millimètres). Pour chaque unité, un échantillon d'environ 1,5 kg de sédiments a été prélevé en vue d'effectuer des analyses granulométriques en laboratoire. Pour les unités dont l'épaisseur excède 30 centimètres, 2 à 4 échantillons de sédiments ont été prélevés.

- L'identification des structures sédimentaires et des déformations nécessite la reconnaissance de figures ou de motifs sédimentaires au sein des dépôts. La stratification consiste en l'organisation des sédiments en strates. Il existe plusieurs types de stratifications (planaires, entrecroisées, horizontales, etc.) exprimées selon plusieurs échelles de taille. Lorsqu'une unité présente une diminution ou une augmentation graduelle de la taille

granulométrique selon la profondeur, les termes granoclassement normal et inverse sont respectivement employés. L'imbrication désigne l'agencement de clastes (cailloux, galets, blocs) selon un pendage et une orientation similaire dans un dépôt. Les structures de déformation sont liées à des processus d'altération des structures sédimentaires, postérieurs ou contemporains à l'accumulation des sédiments. Les processus mécaniques regroupent les déplacements au sein d'une strate dans laquelle chaque strate déplacée demeure intacte. Les déformations plastiques désignent les réarrangements irréversibles d'une strate.

-Le pendage d'une strate représente le degré d'inclinaison d'une strate par rapport à un plan horizontal tandis que l'orientation représente la direction (azimut) vers laquelle s'incline cette strate. Dans ce projet de maîtrise, le pendage et l'orientation ont été calculés seulement pour les strates et non pour les clastes eux-mêmes, comme c'est souvent le cas dans les études quaternaires avec l'utilisation d'analyse de fabrique. Deux raisons expliquent ce choix méthodologique. Premièrement, la direction des écoulements dans la vallée de la rivière Matane durant l'Holocène est reconnue comme étant la même que celle prévalant aujourd'hui (David et Lebuis, 1985; Coll, 1994). Deuxièmement, les analyses de fabrique fournissent un niveau de détails qui excède le cadre d'analyse de ce projet. Les environnements fluvio-glaciaires et fluviatiles sont reconnus pour présenter une forte variabilité locale des directions d'écoulement (Miall, 1985; Rhee, 2006). Les valeurs de pendage et d'orientation des clastes témoignent ainsi d'une variabilité à grande échelle des processus contrôlant l'accumulation dans un écoulement (turbulence, taux de transport, vitesse, profondeur). En retour, ces processus participent à l'évolution à plus petite échelle des formes (*i.e.* chenal, banc d'accumulation) qui gouvernent l'architecture des environnements sédimentaires. L'analyse du pendage et de l'orientation des strates permet de caractériser l'architecture de ces formes et ainsi d'interpréter la nature des environnements sédimentaires (Miall, 2006; 2010). Puisque l'excavation des sections stratigraphiques était difficile et ne permettait pas toujours d'observer le pendage réel de strates, des mesures de pendage et d'orientation apparents ont été calculées à chaque fois sur deux faces de la tranchée (face principale, face latérale).

-La nature du contact entre des unités peut être concordante ou discordante. Un contact concordant réfère à une période continue d'accumulation, à l'échelle géologique. Au cours de cette période, un changement dans la nature d'un écoulement peut entraîner un changement

abrupt dans la lithologie. Au contraire, la transition entre deux phases d'accumulation peut être continue, mais graduelle. Ces deux cas définissent respectivement des contacts concordants abrupts et des contacts concordants graduels. Un contact discordant réfère à une période d'érosion ou de non-accumulation séparant deux unités géologiques et indique que l'accumulation n'était pas continue. La nature des contacts est un élément clé dans la distinction d'environnement sédimentaire.

-Lors des relevés de terrain, une attention toute particulière est portée sur l'échantillonnage des débris organiques fossiles (charbon, sol enfoui, squelette de macrofaune, etc.). Ces éléments permettent de dater de façon absolue l'âge de mise en place des unités sédimentaires (voir Section 3.3).

3.2.2 *Composante de laboratoire*

L'analyse stratigraphique compte plusieurs étapes en laboratoire visant à caractériser qualitativement et quantitativement les unités lithologiques ainsi que leur âge. Les étapes sont la caractérisation des faciès, l'analyse granulométrique et la création des stereonets.

3.2.2.1 *Caractérisation des faciès*

Le faciès est un terme descriptif permettant de qualifier une unité sédimentaire ou lithologique. L'ensemble des caractéristiques (texture, structure, pendage, nature des contacts, etc.) propres à une unité permet de définir un faciès. Un faciès est associé à un ou des processus de transport et d'accumulation des sédiments dans un environnement sédimentaire donné. Selon l'environnement étudié (fluvatile, glaciaire, marin, etc.), les classifications des faciès varient étant donné que les processus de transport et d'accumulation ne sont pas exactement les mêmes. Ces classifications sont d'une très grande utilité puisqu'elles permettent la description de dépôts sédimentaires selon une nomenclature uniforme et constituent ainsi d'excellents outils pour l'analyse et la comparaison des dépôts (Miall, 2010). Cette nomenclature consiste généralement en une série de lettres désignant notamment la taille granulométrique dominante, la texture et les structures internes des dépôts.

La classification des faciès fluviaux de Miall (1978, 1985, 2006) a représenté un outil indispensable dans cette étude portant des terrasses fluviales. Cette classification se base sur la composition granulométrique et les structures des unités lithologiques pour définir dix-huit faciès susceptibles d'être retrouvés dans un environnement fluvial (Tableau 3.1). Miall (1978, 1985, 2006) catégorise les dépôts alluviaux selon trois échelles de grandeur différentes : micro, méso et macroforme. Les microformes sont des structures de très petite taille (millimètre et centimètre), générées par des écoulements turbulents, comme des rides. Les mésoformes sont des structures de plus grande taille (décimètre et mètre), telles que les dunes et les barres unitaires générées par des événements morphodynamiques. Les mésoformes regroupent normalement une série de microformes. Les mésoformes ont des caractéristiques lithologiques constantes et ce sont ces mésoformes qui sont utilisées dans la classification des faciès fluviaux. Les macroformes résultent d'évènements morphodynamiques se produisant sur des périodes de dizaines et de milliers d'années. Les macroformes font référence à huit types d'éléments architecturaux (Figure 3.3) qui sont composés d'un ensemble de mésoformes dont l'organisation spatiale résulte de la variabilité dans les conditions hydrosédimentaires de l'écoulement. Suivant l'approche de Miall (1978, 1985, 2006), la caractérisation d'un ou de plusieurs faciès au sein d'un dépôt ainsi que l'analyse de l'organisation entre ces faciès permet l'identification de macroformes. Ces macroformes sont ensuite utilisées pour mieux définir la nature des environnements fluviaux prévalant à différentes époques.

Tableau 3.1 Classification des faciès de dépôts fluviaux (Tirée de Miall, 1978)

Facies code	Facies	Sedimentary structures	Interpretation
Gmm	Matrix-supported, massive gravel	Weak grading	Plastic debris flow (high-strength, viscous)
Gmg	Matrix-supported gravel	Inverse to normal grading	Pseudoplastic debris flow (low strength, viscous)
Gci	Clast-supported gravel	Inverse grading	Clast-rich debris flow (high strength), or pseudoplastic debris flow (low strength)
Gcm	Clast-supported massive gravel	-	Pseudoplastic debris flow (inertial bedload, turbulent flow)
Gh	Clast-supported, crudely bedded gravel	Horizontal bedding, imbrication	Longitudinal bedforms, lag deposits, sieve deposits
Gt	Gravel, stratified	Trough cross-beds	Minor channel fills
Gp	Gravel, stratified	Planar cross-beds	Transverse bedforms, deltaic growths from older bar remnants
St	Sand, fine to very coarse, may be pebbly	Solitary or grouped trough cross-beds	Sinuuous-crested and linguoid (3-D) dunes
Sp	Sand, fine to very coarse, may be pebbly	Solitary or grouped planar cross-beds	Transverse and linguoid bedforms (2-D dunes)
Sr	Sand, very fine to coarse	Ripple cross-lamination	Ripples (lower flow regime)
Sh	Sand, very fine to coarse, may be pebbly	Horizontal lamination parting or streaming lineation	Plane-bed flow (critical flow)
Sl	Sand, very fine to coarse, may be pebbly	Low-angle (< 15°) cross-beds	Scour fills, humpback or washed-out dunes, antidunes
Ss	Sand, fine to very coarse, may be pebbly	Broad, shallow scours	Scour fill
Sm	Sand, fine to coarse	Massive, or faint lamination	Sediment-gravity flow deposits
Fl	Sand, silt, mud	Fine lamination, very small ripples	Overbank, abandoned channel, or waning flood deposits
Fsm	Silt, mud	Massive	Backswamp or abandoned channel deposits
Fm	Mud, silt	Massive, desiccation cracks	Overbank, abandoned channel, or drape deposits
Fr	Mud, silt	Massive, roots, bioturbation	Root bed, incipient soil
C	Coal, carbonaceous mud	Plant, mud films	Vegetated swamp deposits
P	Paleosol carbonate (calcite, siderite)	Pedogenic features: nodules, filaments	Soil with chemical precipitation

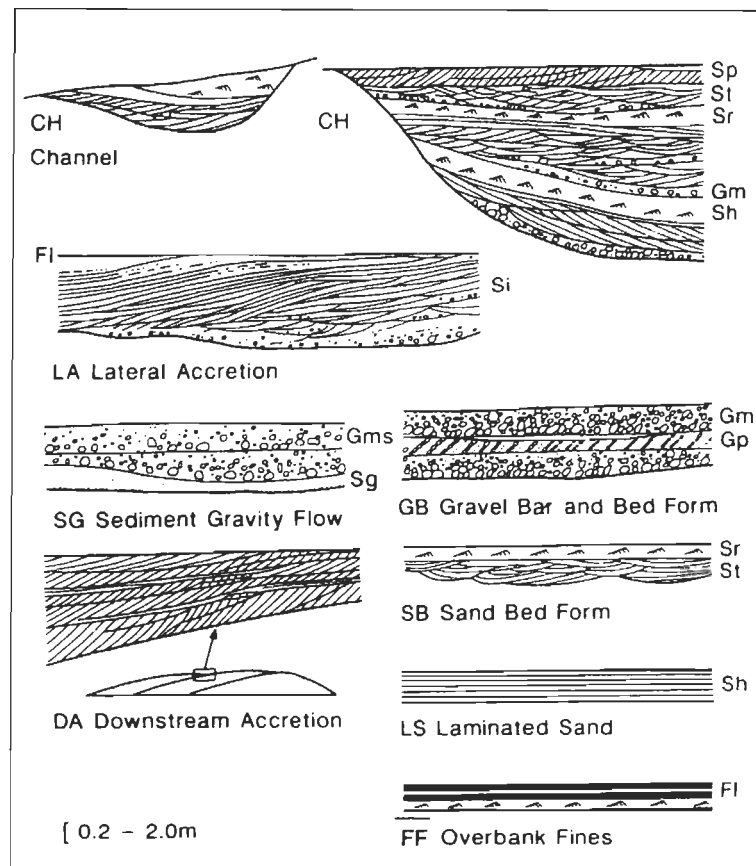


Figure 3.3 Éléments architecturaux de base dans les dépôts fluviaux (Tirée de Miall, 1978)

La classification des faciès fluviaux de Miall (1978, 1985, 2006) a été adaptée pour la description des dépôts glaciaires (Eyles *et al.*, 1983, Benn et Evans, 2010) et fluvioglaciaires (Heinz *et al.*, 2003). La classification des faciès utilisée dans cette étude est fortement inspirée de cette littérature, considérant le contexte de déglaciation de la vallée de la rivière Matane. Le tableau 3.2 présente la nomenclature utilisée dans cette étude. Les deux premières lettres du code (i, I) représentent respectivement la taille granulométrique secondaire (en minuscule) et principale (en majuscule), la troisième lettre désigne la texture et la quatrième permet de qualifier la structure. Finalement, la dernière lettre permet de compléter la description du faciès avec une information supplémentaire sur le type de stratification, la présence d'imbrication et/ou d'une distribution granulométrique bimodale. La classification des faciès se retrouve dans l'article, au chapitre 4.

Tableau 3.2 Codes pour la classification des faciès utilisés dans cette étude
(Modifié de Heinz *et al.*, 2003)

Indices	Features	Abbreviation
i ₁	grain size	c, cobble g, gravel s, sand f, fines (silt/clay)
I ₁	grain size	G, gravel S, sand F, fines (silt/clay)
i ₂	texture	c, clast supported m, matrix supported
i ₃	stratification	m, massive x, stratified g, graded
i ₄	Additional	p, planar h, horizontal t, trough cross b, bimodal i, imbricated

3.2.2.2 Analyse granulométrique

Les échantillons de sédiments recueillis sur le terrain ont été conservés dans des sacs de plastique avec une codification adéquate. Chaque échantillon a ensuite été analysé en laboratoire en deux temps : fraction grossière (> 2 mm) et fraction fine (< 2 mm). Pour les fractions fines, la masse de sédiments à analyser est de 20 à 30 grammes. Pour les fractions supérieures, la masse de sédiments à analyser augmente plus la taille granulométrique maximale de l'unité est grande. Pour les unités comportant du gravier, des galets et des blocs, la quantité de matériel à échantillonner pour obtenir des statistiques valables excède la dizaine de kilos. Considérant l'incapacité à échantillonner une telle masse de sédiments par unité, une limite supérieure de 9,5 mm a été établie pour l'analyse de la fraction grossière. Cette limite correspond à la taille maximale qu'il est possible d'analyser avec un échantillon de 1,5 kg (Rice et Church, 1998).

L'analyse de la fraction grossière a été effectuée au Laboratoire de sédimentologie de l'Université du Québec à Rimouski à l'aide d'un kit de granulométrie par tamisage avec balance et séparateur. Une colonne contenant dix tamis avec un rayon de 30 centimètres et une ouverture variant entre 2 et 11,8 mm a été utilisée (Figure 3.4). Un séparateur mécanique a favorisé la séparation des agrégats. La fraction supérieure à 11,8 mm a été retirée et ne fut pas comptabilisée sur la masse totale de l'échantillon. La proportion de chaque classe granulométrique fut calculée selon la masse de sédiments récoltés dans chaque tamis sur la masse totale de l'échantillon. La méthodologie employée pour l'analyse granulométrique de la fraction grossière est définie par le Protocole d'analyse granulométrique du Département de Biologie, Chimie et Géographie de l'UQAR (Morissette et Guévremont, 2006).

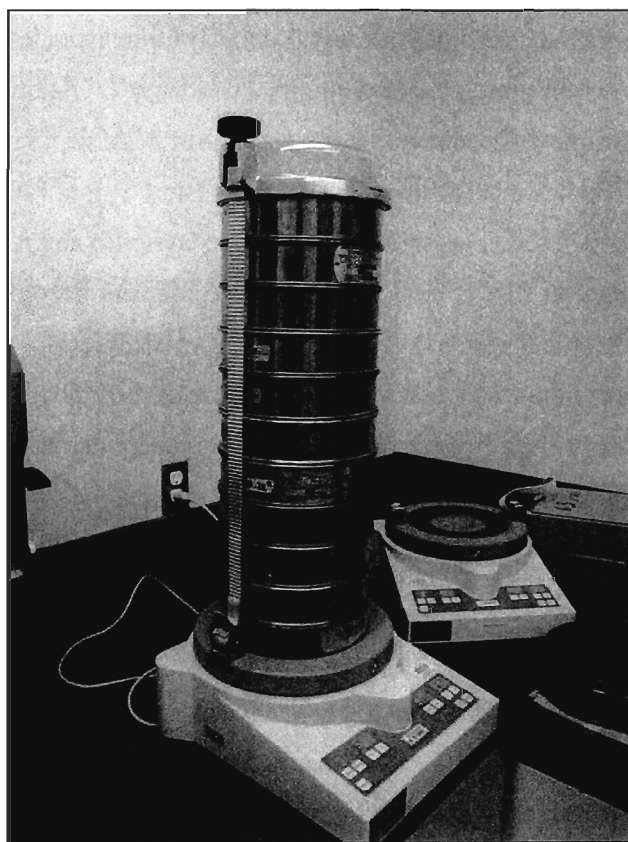


Figure 3.4 Tamiseuse à vibration (*Fritsch analysette 3 PRO*) avec colonnes de tamis pour granulométrie grossière (*W.S. TYLER Standard sieve*) provenant du Laboratoire de sédimentologie de l'Université du Québec à Rimouski.

L'analyse de la fraction fine a été effectuée par procédé de diffraction laser à l'Institut des Sciences de la mer de Rimouski (ISMER). Un échantillon (20 à 30 g) de la fraction fine (<2 mm), récupéré à la suite du tamisage mécanique, fut initialement plongé dans une solution de calgon 20 % (v/v) et agité pendant une période de quatre heures. Une fraction de cet échantillon a ensuite été intégrée dans un compteur de particules de marque Beckman Coulter, modèle LS 13320. Entre 2 et 4 réplicats ont été analysés par unité tandis que chaque réplicat était analysé à 6 reprises au compteur Coulter. L'analyse granulométrique de la fraction fine fut faite suivant le Protocole d'analyse de taille des particules par diffraction laser (Belzile, 2010).

Pour l'analyse de la fraction fine, la taille moyenne, l'indice de tri (sorting), l'indice d'asymétrie (skewness) et l'indice d'aplatissement (kurtosis) furent calculés selon la méthode de Folk et Ward (1957), en microns, à l'aide du logiciel Gradistat 7.0 (Blott et Pye, 2001). La classification granulométrique des sédiments a été établie sur celle de Gradistat, qui est une adaptation de la classification de Wentworth (1922) par Blott et Pye (2001). Les résultats provenant de l'analyse de la fraction grossière n'ont pas été compilés aux résultats de fraction fine puisqu'ils sont incomplets (limite de 9,5 mm). Il est également déconseillé de comparer des résultats granulométriques acquis avec des méthodes différentes (Pye, 1994). Les résultats de la fraction grossière ont donc été utilisés principalement pour qualifier la texture et le contenu en gravier des unités. Concernant les unités contenant des sédiments plus grands que 9,5 mm, les tailles moyennes et maximales des sédiments ont été évaluées visuellement sur le terrain.

3.2.2.3 Analyse des orientations et pendages

Les données d'orientation et de pendage récoltées sur le terrain ont été traitées dans un stereonet à partir du logiciel Stereo32. Le stereonet permet la représentation d'un vecteur ou d'un plan en trois dimensions sur un cercle. Le périmètre du cercle est gradué comme l'est une boussole et permet d'indiquer l'azimut ou l'orientation d'un vecteur ou d'un plan. Le cercle en lui-même représente une demi-sphère concave. Chaque point entre le centre et le rebord du cercle équivaut à un angle de plongée, soit à 90 degrés (vers le sol) lorsque directement posé sur le centre, soit à 0 degré (vers l'horizon) lors que directement posé sur le

rebord du cercle. Chaque point à l'intérieur du cercle représente donc un angle de plongée (pendage) et un azimut (orientation) précis. Ce point peut être exprimé par un vecteur (une flèche) qui le relie en débutant au centre ou un plan (ligne courbe) dont le point en question exprime l'apex de cette courbe. Lorsque deux points d'un plan sont connus, il est possible de calculer les valeurs réelles de pendage et d'orientation (Groshong, 2006).

3.3 Datation au radiocarbone

Les débris organiques trouvés au sein des unités stratigraphiques permettent d'estimer l'âge de formation des environnements sédimentaires à partir d'une analyse de l'activité radiologique du carbone. Les organismes vivants terrestres présentent un rapport des isotopes du carbone ($^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$) similaire à celui de l'atmosphère qu'ils côtoient. Lorsque les organismes meurent, les échanges qui s'exerçaient entre l'organisme et l'atmosphère cessent, et la radioactivité du carbone 14 au sein de l'organisme décroît lentement. La moitié des atomes de carbone 14 disparaissent après une période de 5568 ans (demi-vie de Libby). En utilisant une loi de décroissance exponentielle, on peut donc connaître l'âge de la mort de l'organisme. Les débris organiques à dater sont d'origines diverses : fragments de squelettes d'animaux, de végétaux, des charbons de bois et des litières organiques.

Dans le cadre de cette étude, un seul échantillon a été daté avec succès, soit un morceau de bois (*Picea* sp.) enfoui dans la plaine alluviale. L'échantillon a été envoyé dans un laboratoire spécialisé (Keck Carbon AMS Facility de l'Université of California) pour que soit effectuée la datation au radiocarbone. La date fût calculée selon la demi-vie de Libby (5568 ans) et ajustée pour un ratio $\delta^{13}\text{C}$ ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) de -25‰ , ce qui constitue une mesure standard. La date obtenue a ensuite été étalonnée à partir du logiciel Calib Rev 6.0.1. Les dates conventionnelles utilisées dans ce mémoire et provenant d'études antérieures ont également été étalonnées. Selon les recommandations d'Occhietti et Richard (2003), un ratio $\delta^{13}\text{C}$ de -25‰ pour les échantillons terrestres et 0‰ pour les échantillons marins (carbonates) a été estimé lorsque cette valeur était inconnue.

L'étalonnage comprend une série de conversion mathématique permettant d'ajuster les résultats calculés d'activité du radiocarbone à l'évolution historique du carbone 14 dans l'atmosphère (Stuiver et Braziunas, 1993). Pour les échantillons terrestres, les âges ^{14}C des

débris végétaux peuvent être directement étalonnés puisqu'ils reflètent directement la teneur en ^{14}C atmosphérique lors de leur croissance. La courbe d'étalonnage terrestre (Intcal09, Calib Rev 6.0.1) est construite à partir de données dendrochronologiques permettant de reconstituer avec grande précision l'évolution du ^{14}C atmosphérique dans le temps. Pour les échantillons marins, composés principalement de carbonate, l'étalonnage des âges est plus complexe étant donné que l'activité ^{14}C diffère entre les réservoirs, tels les lacs et les océans, et l'atmosphère. La différence atmosphère-réservoir, désignée comme l'effet réservoir, doit être connue et constante dans le temps pour que les âges soient directement étalonnés. Si l'effet réservoir est variable ou inconnu, il faut alors utiliser une courbe d'étalonnage dérivée de la modélisation des réservoirs de carbone à l'échelle mondiale. Cette courbe d'étalonnage en milieu marin se nomme Marine09 et se traduit par une correction de 400-410 ans. À l'inverse de la courbe d'étalonnage terrestre (Intcal09), basée sur des données dendrochronologiques, la courbe d'étalonnage marine (Marine09) est moins précise étant donné le manque de continuité dans les données provenant d'échantillons marins. La courbe d'étalonnage marine représente, au final, une courbe moyenne de l'activité ^{14}C dans les réservoirs à l'échelle mondiale ne prenant pas compte les variations d'échelle régionale. Cette différence, exprimée par un coefficient de correction régionale (ΔR), s'explique notamment par l'influence des processus océaniques régionaux. L'effet réservoir régional (ΔR) représente donc la différence (en année ^{14}C) entre l'activité radiologique dans une région marine donnée et l'activité radiologique mondiale dans les océans (Stuiver et Braziunas, 1993). Pour la région de Matane, un ΔR de 123 ± 90 a été déterminé à partir des valeurs de deux échantillons marins provenant de la région immédiate de Matane (McNeely *et al.*, 2006).

3.4 Datation par luminescence optique

La datation par luminescence optique se base sur la propriété de certains minéraux d'accumuler des électrons libérés par des éléments radioactifs présents naturellement dans le sol, tel que l'uranium (U), le thorium (Th) et le potassium (K) (Smith *et al.*, 1990; Wallinga, 2002; Bondue *et al.*, 2006; Duller, 2008). Ces minéraux agissent en tant que dosimètre de la radioactivité du sol. Le quartz et le feldspath sont les deux principaux minéraux utilisés dans ce champ d'études (Duller, 2008). À l'échelle atomique, le mécanisme de séquestration de

l'énergie dans ces minéraux est basé sur un déplacement des électrons entre les bandes valentes et conductrices du cristal (Figure 3.5). Lorsqu'irradiés, les électrons sont transférés des bandes valentes aux bandes conductrices où ils se trouvent séquestrés dans des « pièges à électrons ». Lorsque le minéral est soumis à une température élevée ou à la lumière, les électrons sont libérés et il y a émission de photons lumineux (propriété de luminescence). Le minéral est ainsi remis à zéro. La propriété de luminescence permet donc de dater le dernier moment d'exposition au soleil ou à une chaleur intense des sédiments composés de grains de quartz et/ou de feldspath (Wallinga, 2002; Rittenour, 2008; Pierce *et al.*, 2011). Il est donc possible de dater, si les conditions expérimentales sont réunies, un dépôt sédimentaire en l'absence d'élément organique, datable au radiocarbone (charbon, coquillages, etc.). La méthode pour dater l'âge des sédiments repose sur la détermination de la dose radioactive accumulée par les grains de quartz et de feldspath depuis leur dernière exposition au soleil ou à une chaleur intense (dose équivalente) et la détermination du taux annuel auquel ils accumulent (dose annuelle). La luminescence étant proportionnelle à la dose reçue par le sédiment, il devient possible de déterminer l'âge selon le ratio de la dose équivalente sur la dose annuelle. Une complexité additionnelle s'applique pour les feldspaths puisque, pendant que les grains de feldspath accumulent des électrons, ils en perdent également de façon constante (*anomalous fading*) (Huntley et Lamothe, 2001; Huot et Lamothe, 2003; Duller, 2008). Les techniques actuelles de datation par luminescence optique utilisent des grains de quartz et de feldspath compris entre 150 et 250 microns (sable fin).

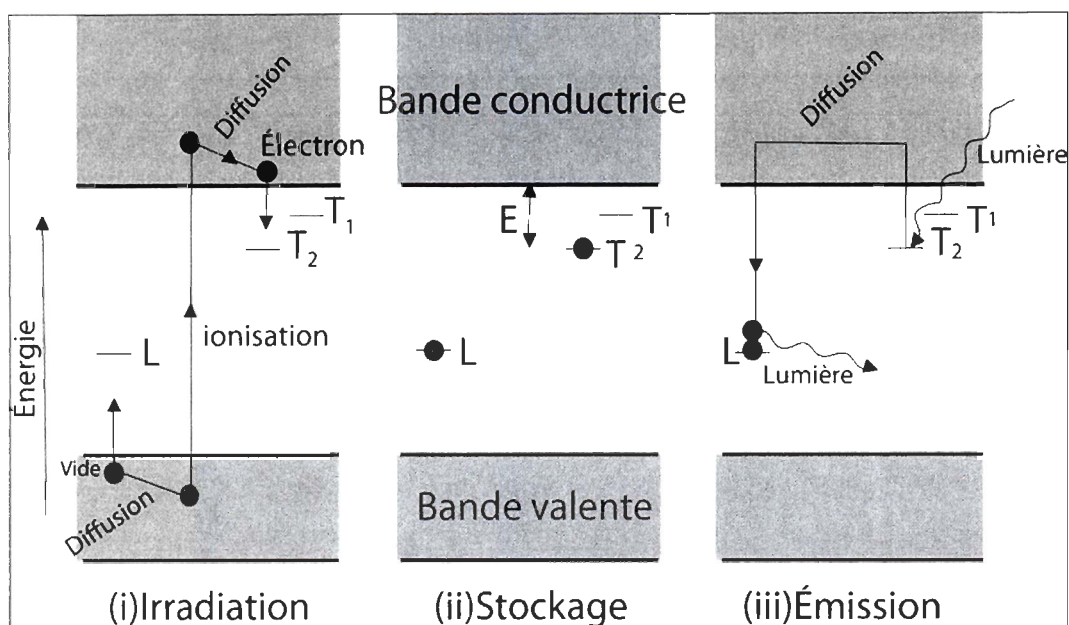


Figure 3.5 Diagramme illustrant le processus de luminescence : (i) irradiation stimule le cristal et force l'expulsion d'électrons de la bande valente vers la bande conductrice (ii) les électrons sont séquestrés dans des pièges (T_1 , T_2) et y demeurent pour une durée variée (iii) le cristal est stimulée via la lumière ou une chaleur, libérant les électrons sous forme de photons = signal de luminescence. (Traduit de Duller, 2008)

L'utilisation de la méthode de luminescence optique présente des défis potentiels pour la datation des dépôts de la vallée de la rivière Matane (Michel Lamothe, communication personnelle). Le principal inconvénient des dépôts fluviaux pour la datation par luminescence optique consiste en la mauvaise remise à zéro des minéraux. La remise à zéro de l'intégralité des grains transportés dans un écoulement en rivière peut être limitée par l'influence d'un ou plusieurs paramètres hydrologiques : profondeur de la colonne d'eau, turbidité, distance de transport, type de transport, etc. (Wallinga, 2002). Ceci étant, les grains de feldspath ou de quartz compris dans un écoulement fluvial peuvent, au moment de leur accumulation, déjà cumuler une énergie résiduelle emmagasinée lors de leur dernière période d'enfouissement. La population de grains d'un même dépôt présente dans ces cas une large distribution d'âges, comprenant plusieurs valeurs surestimant l'âge réel du dépôt. Il faut, dans ces cas, appliquer des tests statistiques pour isoler les grains les plus jeunes, c'est-à-dire potentiellement bien remis à zéro.

Treize échantillons de sédiments provenant des unités sédimentaires des terrasses de la rivière Matane ont été apportés au Laboratoire de luminescence optique (LUX) de l'Université du Québec à Montréal. Les échantillons ont été prélevés dans les unités de sédiments fins qui sont bien stratifiés et qui ne sont pas perturbés, afin de limiter les problèmes liés à la mauvaise remise à zéro des sédiments (Wallinga, 2002; Pierce *et al.*, 2011). Les échantillons ont été récoltés à l'aide de tuyaux de PVC de trente centimètres, enfoncés à l'horizontale dans la coupe stratigraphique (Figure 3.6). Le but de cette manœuvre est de prélever un échantillon de sédiments qui ne sera pas en contact avec la lumière du soleil jusqu'à l'analyse en laboratoire, qui se fait en chambre noire. La teneur en eau *in situ* doit être également calculée. Pour se faire, des sous-échantillons sont mesurés en laboratoire en deux temps; lorsque humide et après un séchage dans un four d'une durée de 24 heures. Les sédiments contenus dans les tubes en PVC subissent par la suite un prétraitement de purification, afin d'isoler les grains de quartz et de feldspath. Le prétraitement inclut un tamisage humide, entre 150 et 250 microns, une attaque au HCL 10 % (v/v) pour éliminer les carbonates, une séparation magnétique à l'aide d'un séparateur de type Frantz qui permet de retirer les éléments magnétiques, une séparation densimétrique en liqueur dense pour séparer les grains de quartz et de feldspath et une purification du quartz avec une solution d'acide fluorhydrique (HF).

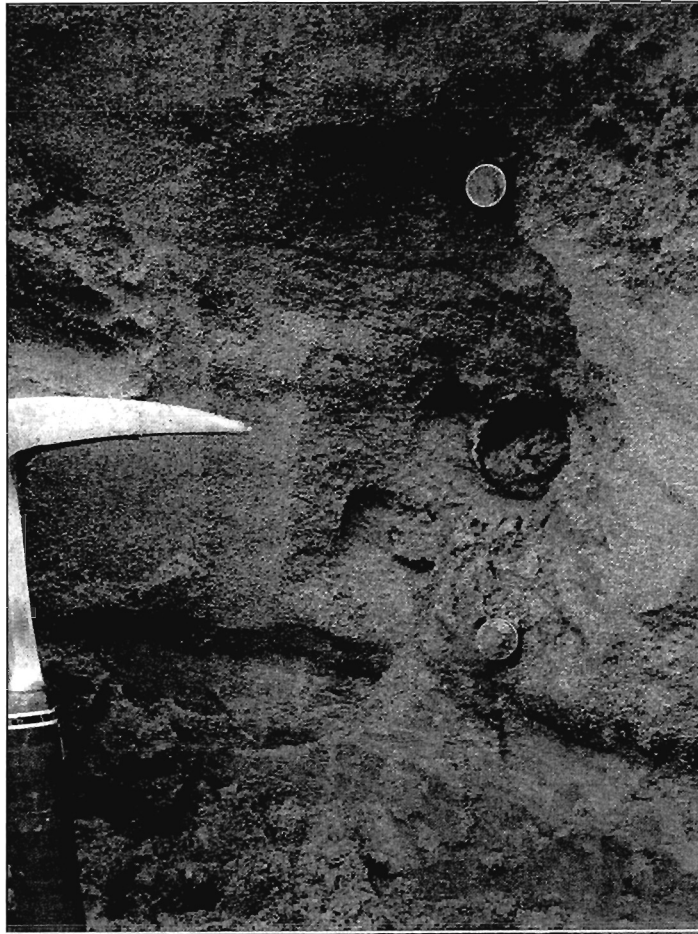


Figure 3.6 Échantillons de sédiment provenant d'une section stratigraphique de la vallée de la rivière Matane : échantillon prélevé dans un tube de PVC (au centre) à des fins de datation par luminescence optique et sous-échantillons (en haut et en bas) pour les calculs d'humidité relative.

La technique par régénération d'aliquot simple a été utilisée pour calculer la dose équivalente des grains échantillonnés. La technique consiste à mesurer la luminescence, ou dose équivalente, grain par grain en les analysant séparément. Cette méthode est longue et laborieuse, mais permet de réduire l'impact de la mauvaise remise à zéro d'une population de grains. La technique par grains multiple (plus de 3 grains par analyse) est plus rapide, mais le signal lumineux émis représente alors la somme de tous les grains, ce qui peut être problématique lorsqu'une partie de la population est mal remise à zéro (Michel Lamothe,

communication personnelle). Suivant la technique par aliquot simple, chaque grain a été monté sur un disque comprenant 100 ouvertures. Les grains de feldspath ou de quartz y sont insérés puis le disque est introduit dans un instrument muni d'un photomultiplicateur et d'un émetteur de rayon bêta. Les grains sont d'abord préchauffés pour libérer des électrons séquestrés dans les bandes superficielles du cristal et qui ne font pas partie de la dose équivalente, puisque trop instables (Huntley et Lamothe, 2001; Huot et Lamothe, 2003). Par la suite, les grains sont stimulés séparément à l'aide d'un laser (diode) polarisé dans le spectre rouge ou vert, ce qui engendre la libération, sous forme de photons, de l'énergie accumulée dans le grain. Les photons émis sont captés par le photomultiplicateur qui possède également un filtre polarisé pour ne pas être influencé par la lumière provenant de la diode. La dose équivalente est ainsi déterminée. Ensuite, le même grain est soumis à des doses précises de rayonnement bêta pour régénérer de nouveaux signaux de luminescence et ainsi pouvoir calculer un ratio d'intensité de luminescence par valeur de radiation. Parallèlement à ce processus, un sous-échantillon de sédiments est broyé, incorporé dans une matrice de cire puis inséré dans un spectromètre gamma à haute résolution pour calculer la radioactivité naturelle de l'environnement sédimentaire. Ainsi, en déterminant le taux auquel le grain de feldspath ou de quartz accumule de l'énergie et en déterminant la radioactivité naturelle du sol, il devient possible de déterminer une dose annuelle (Duller, 2008). Chaque grain est soumis à plusieurs régénérations du signal pour une même dose de radioactivité (test de recyclage) pour pouvoir ainsi calculer une erreur sur la prise de mesure. La mesure est rejetée si la différence excède 10%. Pour les grains de feldspath, une dernière étape est nécessaire qui consiste à calculer la décroissance du signal lumineux sur une échelle de temps logarithmique. Ainsi, le signal est calculé sur un minimum de quatre périodes puis une correction mathématique est appliquée sur l'âge calculé.

Sur un total de 13, aucun échantillon n'a fourni des résultats acceptables. Ils présentent des âges préliminaires trop élevés considérant le contexte holocène de cette étude. Cette situation est interprétée comme le signe d'une mauvaise remise à zéro des sédiments lors du transport entre le site-source et le lieu de sédimentation. Les analyses ont été principalement effectuées sur des grains de feldspath.

3.5 Analyse géophysique

L'analyse géophysique a été effectuée à l'aide d'un géoradar (GPR pour *Ground Penetrating Radar*). Une analyse géophysique consiste en l'analyse des propriétés physiques des matériaux du sol pour en connaître leur structure. Le géoradar permet de distinguer les couches du sol en fonction de la différence de permittivité, de conductivité et de perméabilité magnétique du substrat composant chacune de ces couches (Leclerc, 1995; Bakker *et al.*, 2007; Rice *et al.*, 2009). L'analyse géophysique combinée à l'analyse stratigraphique permet de caractériser l'architecture en 3D des dépôts meubles (Figure 3.7). Comme le mentionne Jacobson *et al.* (2005), les profils de géoradar peuvent être des outils puissants pour cartographier les contacts entre des unités stratigraphiques, notamment les principales discordances géologiques, surtout lorsque les profils peuvent être validés avec des coupes stratigraphiques.

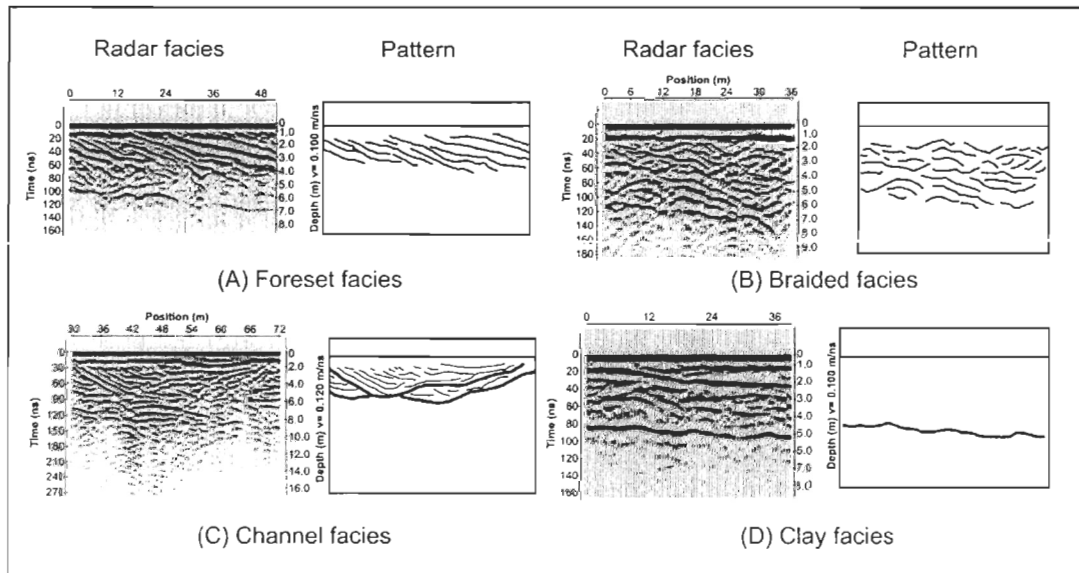


Figure 3.7 Faciès de géoradar provenant d'un delta lacustre émergé : (a) lits frontaux indiquant une direction d'écoulement (b) faciès à tresses consistant en des réflecteurs ondulés et discontinus latéralement et verticalement (c) faciès de chenal incisé et (d) réflecteur indiquant l'interface entre les sédiments grossiers de lits sommitaux et les sédiments fins lacustres. (Tirée de Stevens et Robinson, 2007)

Plusieurs caractéristiques physiques influencent les paramètres de permittivité, de conductivité et de perméabilité magnétique du substrat, soient le contenu en eau, en particules fines (argile) et en éléments ferreux, la taille des sédiments et le degré de compaction (Woolridge et Hickin, 2005). La profondeur de chaque couche est déterminée selon la vitesse de propagation du signal électromagnétique dans le substrat et le temps de réponse entre une antenne qui émet et une antenne qui reçoit (Figure 3.8). L'appareil permet de visualiser les données en temps réel : le profil s'affiche sous la forme d'un graphique contenant des réflecteurs noirs et blancs représentant les changements de polarité du signal entre des substrats différents (Figure 3.9). Les profils de géoradar effectués dans le secteur de vallée à l'étude consistent en une série de trois transects perpendiculaires à la rivière et trois transects parallèles, d'une longueur variant entre 80 et 220 mètres, et ce sur deux sites différents.



Figure 3.8 Relevé de géoradar effectué sur le haut d'une terrasse dans la vallée de la rivière Matane à l'été 2010. Le manipulateur de gauche déplace les deux antennes (transmetteur et récepteur) tandis que le manipulateur de droite contrôle un ordinateur relié aux antennes par des câbles de fibre optique.

La première étape de l'analyse au géoradar a consisté à déterminer par des bornes en bois le tracé de chaque transect. Ces bornes ont servi de points de référence pour positionner correctement les transects dans la plaine; le but étant de faire des relevés sur le modèle d'une grille. Un D-GPS de marque Magellan (modèle Pro-Mark 3) a ensuite été utilisé pour positionner les bornes. Tout objet métallique doit être absolument écarté du transect sur un espace d'au moins vingt mètres pour éviter les interférences (Jol et Bristow, 2003). L'appareil utilisé est un géoradar de marque *Sensors and Software* avec une puissance 1000 volts. Deux fréquences d'antenne ont été utilisées, soit 50 et 100 MHz. L'antenne de 50 MHz est normalement utilisée pour caractériser les macrostructures à l'intérieur des dépôts sur une profondeur de dix à trente mètres, tandis que l'antenne de 100 MHz est utilisée pour caractériser l'assemblage des dépôts sur une profondeur de cinq à dix mètres. L'espacement horizontal entre chaque mesure de géoradar était de 50 à 100 centimètres. La vitesse de propagation de l'onde électromagnétique dans le sol a été calculée entre 1,1 et 1,4 m/ns selon la technique de CMP (*Common mid-point*), ce qui correspond aux caractéristiques d'un sol sableux non saturé (Jol et Bristow, 2003).

Le traitement des données de géoradar a été effectué en laboratoire à partir du logiciel *PulseEKKO Pro*. Chaque profil de géoradar a été manipulé en utilisant les outils inclus dans le logiciel (ajout de gain, filtres temporels, filtres spatiaux, etc.). L'interprétation des formes et des structures est basée sur la classification des faciès radar de Woodward *et al.* (2003) et sur les nombreux articles de références (Kostic *et al.*, 2005; Stevens et Robinson, 2007; Rice *et al.*, 2009; Jones *et al.*, 2010).

La grande majorité des relevés de géoradar effectués dans la vallée de la rivière Matane n'ont pas permis de caractériser l'architecture des dépôts composant les terrasses de manière aussi convaincante que prévu, et ce pour deux principales raisons. Premièrement, une saturation dans le haut des profils s'est produite, limitant considérablement les observations dans les couches inférieures (Figure 3.9a). La saturation du signal peut se produire lorsqu'une couche réflectrice possède une valeur trop élevée de conductivité électrique (Lucius *et al.*, 2006). C'est notamment le cas avec les dépôts de débordement à la surface de certaines plaines alluviales. Le contenu élevé en sédiments fins (silt et argile) de ce type de dépôt en fait un excellent conducteur du signal électromagnétique, à tel point qu'une

très faible portion du signal pénètre plus en profondeur (Bakker *et al.*, 2007, Lucius *et al.*, 2006). Dans tous les sites étudiés, la surface du sol était composée d'une couche de 50 à 150 cm de dépôts fins. Le contenu en argile et silt variait entre 16 et 63 %. La présence de végétation herbacée a également pu accentuer la conductivité de la couche de surface. Deuxièmement, la présence de sédiments très grossiers (blocs) dans l'unité sommitale des terrasses (dépôts de chenaux) a pu réduire la qualité du signal. Lorsque le signal électromagnétique frappe un bloc, il y a diffraction du signal, créant ainsi des réflecteurs en forme d'hyperbole (Clément et Murray, 2007; Stevens et Robinson, 2007). Ce phénomène est observé dans plusieurs profils géoradar effectués sur les terrasses de la rivière Matane (Figure 3.9b). Malgré le fait qu'ils limitent la pénétration du signal, les blocs de grande taille peuvent aider à délimiter spatialement une unité, telle que les dépôts de chenaux. Les profils de géoradar de cette étude pourraient donc être utilisés éventuellement pour déterminer la distribution spatiale de l'unité sommitale (d'origine fluviale) à partir de la répartition des réflecteurs hyperboliques.

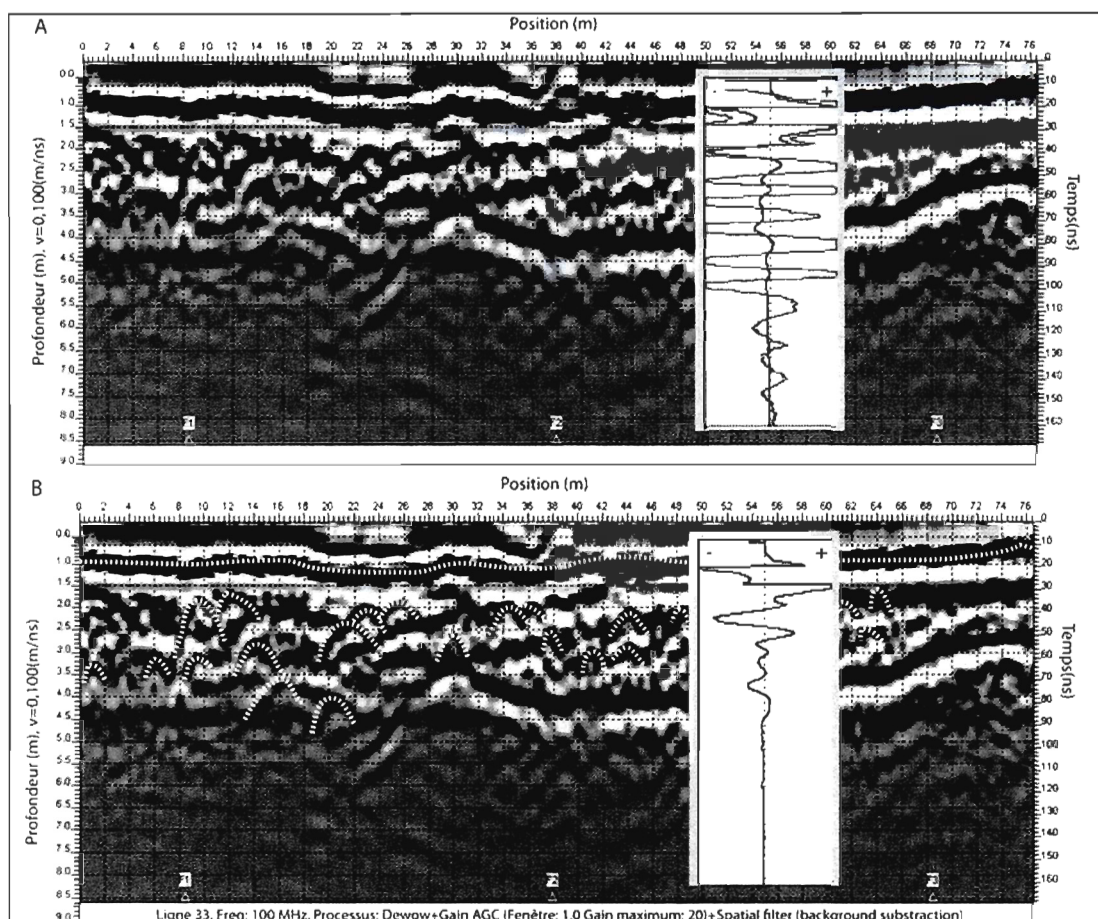


Figure 3.9 Profil géoradar traité (ajout d'un gain AGC) provenant du haut de la terrasse gauche dans la vallée de la rivière Matane. (A) Les lignes noires et rouges dans le petit encadré correspondent respectivement au signal brut et traité pour un seul point de mesure. À noter : le pic de saturation du signal brut dans la portion supérieure. Le gain de type AGC amplifie les signaux de façon inversement proportionnelle à l'amplitude. Il permet ainsi de mieux identifier la présence de réflecteurs de plus faible amplitude, mais fournit dans certains cas une information erronée lorsque le signal est trop faible. C'est notamment le cas dans la portion inférieure du signal. (B) Les réflecteurs clés sont mis en évidence par des lignes pointillées blanches. Il est ainsi possible d'observer la présence d'un réflecteur très conducteur à proximité de la surface et de plusieurs réflecteurs hyperboliques sous ce dernier.

3.6 Analyse géochimique

L'analyse géochimique consiste au dosage des éléments carbone (C) et azote (N) contenus dans les sédiments ainsi que l'analyse de leur ratio d'isotopes stables (^{13}C et ^{15}N). Les ratios de carbone organique sur azote total (Corg/N) et celui des isotopes stables du carbone ($\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$) ont été utilisés comme outil de reconstitution des paléo-environnements sédimentaires de la vallée de la rivière Matane. L'analyse de ces deux ratios combinés permet la distinction de paléo-environnements en fonction de la nature de la matière organique qui compose les sédiments (Meyers, 1997; Lamb *et al.* 2006; St-Onge et Hillaire-Marcel, 2001). La source principale de la matière organique dans les milieux aquatiques est la décomposition d'algues unicellulaires (phytoplancton) vivant dans la colonne d'eau (population autochtone) (Meyers, 1997). Une autre portion de la matière organique présente dans les milieux aquatiques est allochtone, ce qui signifie qu'elle est dérivée d'un point d'origine par des courants. Les sources allochtones se divisent en COP (carbone organique particulaire) et COD (carbone organique dissous). Les débris de végétaux terrestres sont également une source importante de matières organiques dans les milieux fluviaux, lacustres et marins à proximité de l'embouchure des rivières. Malgré une certaine altération de la nature après son enfouissement dans les sédiments, la matière organique conserve une information substantielle sur son origine et sur son environnement de déposition (Meyers, 1997).

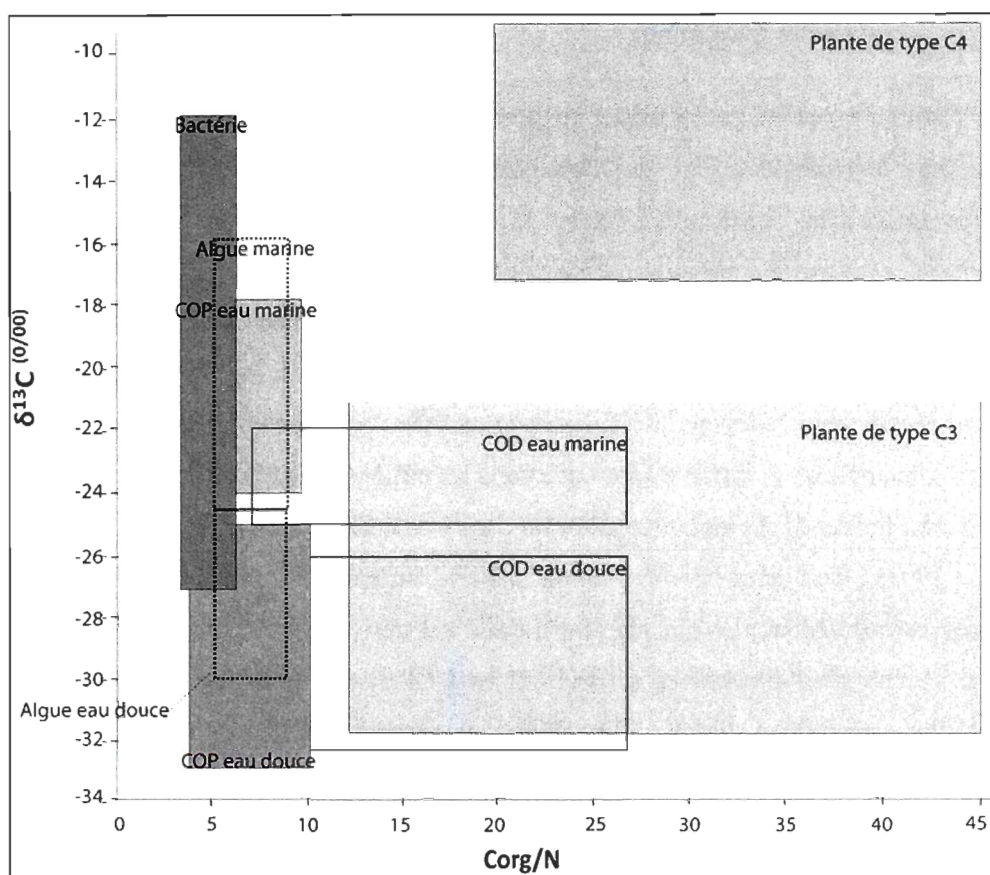


Figure 3.10 Valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ ‰ et Corg/N typiques pour les différentes sources de matières organiques en environnement côtier (Modifiée de Lamb *et al.*, 2006)

Les plantes qui utilisent la photosynthèse de type C3 constituent environ 90 % des plantes terrestres et ils possèdent une valeur de ratio variant entre -21 et -32 ‰ (Deines, 1980; Lamb *et al.*, 2006). Les plantes qui utilisent la photosynthèse de type C4 présentent un ratio variant entre -17 et -9 ‰ (Meyers, 1997). Les plantes terrestres ont des ratios de carbone organique sur azote total (Corg/N) relativement élevé puisqu'elles sont composées majoritairement de lignine et de cellulose, qui sont pauvres en azote (Lamb *et al.*, 2006). Les plantes de type C3 ont des ratios normalement au-dessus de 12 tandis que les plantes terrestres de type C4 ont des valeurs au-dessus de 20 (Meyers, 1997; Talbot et Laerdal, 2000).

Pour les plantes aquatiques, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont empreintes de l'utilisation du carbone sous la forme de bicarbonate (HCO_3) ou de CO_2 dissout. Le CO_2 dissout possède une valeur plus faible (-8 ‰ si en équilibre avec le CO_2 atmosphérique) que le HCO_3 (environ 0 ‰) (Keeley and Sandquist, 1992). Dans les milieux marins, puisque le pH réduit la disponibilité du CO_2 pour les organismes végétaux, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ seront plus élevées puisque les plantes utilisent davantage le HCO_3 . Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ pour un environnement marin varient normalement entre -16 et -24 ‰ , ce qui est le reflet du phytoplancton marin et des bactéries. Les algues marines et les bactéries possèdent des valeurs de ratio Corg/N relativement bas, entre 4 et 8, ce qui permet de les distinguer facilement des plantes terrestres.

Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ pour le COP d'un environnement fluvial varient normalement entre -25 et -33 ‰ , ce qui est le reflet des apports du phytoplancton d'eau douce et des plantes terrestres. Dans la portion estuarienne, la valeur du $\delta^{13}\text{C}$ augmente graduellement dans la direction aval, ce qui est le reflet d'une influence marine de plus en plus grande (Middelburg et Nieuwenhuze, 1998; Wilson *et al.*, 2005; Yang *et al.*, 2011). Des études sur des carottes sédimentaires en milieu estuarien ont dévoilé des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et C/N à mi-chemin entre les algues marines et lacustres (St-Onge et Hillaire-Marcel, 2001). La nature de la matière organique dans un dépôt sédimentaire peut donc représenter le mélange d'eaux de provenances diverses, par exemple entre des eaux fluviales et des eaux marines dans un estuaire.

Une analyse des ratios des éléments C et N et des isotopes stables ($\delta^{13}\text{C}$) a été effectuée sur 37 unités sédimentaires identifiées dans les terrasses de la rivière Matane. Les échantillons de sédiments ont premièrement été tamisés à 63 microns. De cette façon, l'influence de la taille des grains sur la nature de la matière organique est standardisée (Meyers, 1997). La taille des grains n'est donc pas responsable de la variation des valeurs entre les différentes unités. Les échantillons ont ensuite subi une triple attaque au HCl 10 % (v/v) afin d'éliminer les carbonates et ainsi isoler le carbone organique. Entre 5 et 7 mg de sédiments traités, rincés et séchés ont ensuite été encapsulés dans des cupules d'étain. Des échantillons de standard ont également été encapsulés afin de créer une courbe d'étalonnage pour le ratio $\delta^{13}\text{C}$. Les standards utilisés sont la caféine (lecture : -30 ‰ , valeur étalonnée : -

33.79 ‰), des microalgues nanochloropsis (lecture : -15.5 ‰, valeur étalonnée : -18.06 ‰) ainsi qu'un bouillon Mueller Hinton Broth (lecture : -22 ‰, valeur étalonnée : -24.31 ‰). Les analyses furent effectuées au Centre d'Appui de l'Innovation et de la Recherche (CAIR-ISMER) à Rimouski à l'aide d'un spectromètre de masse, modèle ThermoFinnigan, Delta plus XP, possédant une limite de détection de 0,01 mg. Les résultats sont exprimés en millièmes pour cent (‰) versus le standard international pour le ^{13}C VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite). L'erreur analytique calculée (sur un échantillon de 50) a fourni une valeur de 0,4 ‰ pour le ratio $\delta^{13}\text{C}$.

CHAPITRE IV

ARTICLE

Stratigraphy and infill history of the Matane River valley, Eastern Quebec, Canada

Jean-Philippe Marchand¹, Thomas Buffin-Bélanger¹, Bernard Héту², Guillaume
St-Onge³

¹Laboratoire de géomorphologie et dynamique fluviale, Module de géographie,
Université du Québec à Rimouski, Rimouski, Québec, G5L 3A1, Canada

²Module de géographie, Université du Québec à Rimouski, 300, allée des
Ursulines, Rimouski, Québec, G5L 3A1, Canada

³ Canada Research Chair in Marine Geology, Institut des sciences de la mer de
Rimouski (ISMER) and GEOTOP Research Center, 310 allée des Ursulines,
Rimouski, Québec, G5L 3A1, Canada

Correspondant-auteur : Jean-Philippe Marchand

194, avenue Rouleau, Rimouski, Qc, Canada, G5L 5S9

418 732-9969 (home), 418-723-1986, ext. 1733 (work)

E-mail : jp_kebec@hotmail.com

Summary

Fluvial terraces from the lower Matane River Valley (Eastern Quebec) were studied to define the stratigraphic architecture of a glacially eroded valley fill. This paper presents a conceptual model of the evolution of the Matane Valley, which is in many points similar to a fjord valley-fill model. The Matane Valley sheltered a glacial tongue connected with a regional ice cap during the early opening of a calving bay in the modern St. Lawrence Estuary and was subsequently flooded during the Goldthwait Sea transgression as ice margin retreated. Stratigraphic and sedimentological analysis, LIDAR, aerial photographs, geochemical and stable isotope analyses, as well as radiocarbon measurements allowed the definition of four depositional environments that translate the influence of a forced-regression in a deglaciated valley: subglacial (Unit I), prodeltaic (Unit II), delta front (Unit III) and fluvial (Unit IV). Unit I corresponds to coarse-grained deposits overlying the polished valley bedrock. Unit II consists of coarse sand rhythmites with ice-rafted debris and syn-depositional deformations. Unit III shows coarse-grained planar beds dipping in downstream direction with steep gradient. Unit IV is characterized by silt to boulder-sized sediments topped by overbank deposits. The stable isotope (^{13}C) and C/N ratio values highlight the relative influence of the two end-members (algae and terrestrial plants) on the sources of the organic matter in the three main depositional environments (units II-III-IV). Major transgression-regression cycles in the St-Lawrence Estuary during the Holocene are recognized as the main mechanism of controls of depositional environments in an incised valley of the northern coast of the Gaspé Peninsula.

Introduction

Alluvial systems are the scene of major environmental changes during glacial-interglacial transitions (Abreu and Anderson, 1998). Streams fed from the melting of glaciers present highly variable flow and sediment discharges that, with time, fill the valley with variable amounts of deposits associated with various lateral and vertical stratigraphic relationships. During deglaciation, glacio-isostatic and eustatic sea level rise cause flooding of coastal valleys which induces sedimentation of terrestrial and marine origin. The subsequent fall in relative sea level causes the progradation and incision of alluvial system over the marine limit and the formation of terraces (Fisk, 1944; Miall, 1991). These incised valleys are of primary interest to understand as their sedimentary records contain high resolution sequence of environmental changes

An extensive literature exists on sequence stratigraphy applied to alluvial system (e.g., Posamentier and Allen, 1993; Shanley and McCabe, 1994; Cattuneanu et al., 2009) and on

the architecture and facies association specific to depositional environments of incised valleys (Dalrymple et al. 1992; Zaitlin et al. 1994). Incised valleys are generally filled during transgression with the development of estuarine facies and incised during relative sea level fall. Previous work carried out in glacial environments suggests a sharp contrast for the sedimentary dynamics of alluvial environments between glaciated and nonglaciated areas during a glacial-interglacial transition (Eilertsen et al. 2011). In fjords, the bulk of sedimentation occurred during forced regression and the transgression system tract is normally thin or absent because invasion of the fjord proceed while glacier retreats during relative sea level fall. The numerous studies carried out in fjord setting in the Norway and Greenland region (Forwick and Vorren, 2002, 2007, 2009, 2011; Hansen, 2004; Corner, 2006; Hansen et al. 2009, Eilertsen et al. 2011) highlight the need for detailed stratigraphic descriptions in different geological and base level contexts to fully appreciate the sedimentary dynamics of incised valleys in glaciated areas.

This paper aims to reconstruct the evolution of a glacially eroded valley located in an area influenced by major glacio-isotatic and glacio-eustatic changes in the St. Lawrence Estuary, Eastern Canada. The stratigraphy of terraces that emerged during the Holocene within the lower Matane River valley is examined. The main objectives of this study are to: 1) describe the main processes that controlled the spatial organization of deglacial deposits, and 2) relate the sequence stratigraphy of the lower Matane valley to fjord valley-fill models (Hansen, 2004; Corner, 2006). This case study is an attempt to enlarge the application of these models to glacially eroded valleys neighboring the north shore of the Gaspé Peninsula by integrating a multidisciplinary approach involving high-resolution morphostratigraphic imaging (LIDAR), chronostratigraphy, and elemental (C, N) and stable isotope analysis ($\delta^{13}\text{C}$). Such an approach is required for the study of a valley system where high rates of fluvial incision prevailed during a large part of Holocene and when limited exposure of the valley-fill is available.

Regional setting

The lower Matane Valley is located on the North West portion of the Gaspé Peninsula, in Eastern Quebec, Canada (Figure 1). The Gaspé Peninsula is made of deeply deformed sedimentary rocks associated with the Appalachian orogenesis, from the Cambro-Ordovician

period (Ollerenshaw, 1967). The main rocks found are shale, sandstone, limestone and conglomerate. The Matane Valley can be divided in three different physiographic environments. First, a short coastal plain (about three kilometers) borders the St. Lawrence Estuary. Secondly, the inner valley is a U-shaped valley incised within the Appalachian plateau. The valley sides are bordered by sub-rounded summits ranging between 100 and 350 m above sea level (a.s.l.). The Matane River is a semi-alluvial system that is incised within older fluvio-glacial sediments, but laterally confined by bedrock outcrops. Significant sediment sources are still active along the channel. The width of the valley floor ranges between 0.4 and 1.5 km and the average river gradient is 0.19% (or 1.9 m/km). Finally, upstream from the sixtieth kilometer, the river flows in a mountainous area, the Chic-Chocs mountain range, with a narrow valley and steeper river gradients. For the purpose of this study, the coastal plain and the first twenty kilometers of the inner valley defines the lower Matane valley.

Fig. 1.

The current model of glaciation/deglaciation suggests that the Matane Valley was repeatedly occupied by glaciers during the Wisconsinian period (110-10 ka BP) (Lebuis and David, 1977; David and Lebuis, 1985). The Laurentide Ice Sheet (LIS) expanded south of the present-day St. Lawrence Estuary and penetrated on the western portion of the Gaspé Peninsula. Global eustatic sea level rise around 14 000 years BP triggered the opening of a calving bay in the axis of the present St. Lawrence Estuary, dividing the LIS and isolating a regional ice cap centered on the Gaspé Peninsula (Dionne, 1977; Richard et al., 1997). Consequently, the main ice flow direction in the Matane valley was inverted from south-east to north-west (David and Lebuis, 1985). The calving bay reached the mouth of the Matane valley around $15\,800 \pm 1400$ cal. yr BP (QU-84) (Lebuis and David, 1977) which triggered the deglaciation of the valley. The glacier tongue was then an extension of the Gaspé regional ice cap. A significant increase of fluvio-glacial input of continental origin occurred at that time in the St. Lawrence Estuary and Gulf (Hétu and Gray, 2000; Duchesne et al. 2010; St-Onge et al. 2008). In the Matane Valley, the proximity of bedrock anchored the glacier tongue at the margin between the coastal plain and the Appalachian plateau leading to the formation of a frontal moraine and large subaquatic wave delta upon the coastal plain (Coll, 1994). Coll

(1994) dated deposition of the foreset beds of the wave delta at $14\,840 \pm 720$ cal. yr BP (UL-873). Coll (1994) also interpreted the highest terraces levels in the inner valley as juxtaglacial deposits, kame delta and terraces, accumulated by glacial meltwaters along the full length of the valley. Melt of the glacier by vertical downwasting (Richard et al., 1997) allowed ice-proximal streams to form at various elevations and produced complex spatial distributions of kame terraces observed along the inner valley (Figure 2).

Dionne and Coll (1995) and Héту (1994) proposed that the waters of the Goldthwait Sea, reached approximately 105-110 meters a.s.l. in the Matane region. Based on the longitudinal profile of the valley, Dionne and Coll (1995) fixed the upstream limit of the sea invasion in the valley between the tenth and twelve kilometer from the river mouth. Presence of thin clay deposit with shells observed at the surface of kame terraces indicates that the sea invaded the inner valley following deglaciation at the least up to the seventh kilometer (Figure 1 and 2). A shell of *Balamus* sp. found by Coll (1994) at the surface of the valley walls and dated $12\,885 \pm 218$ cal. yr BP (Beta-56333) sets the maximum altitude of the transgression in the inner valley above 70 m.

The surface of the coastal plain was subsequently reworked during regression, as it now exhibits shallow littoral facies at the surface and marine terraces. Radiocarbon dating of shells found in those deposits was used to define a relative sea level curve during the Holocene for the Matane region (Dionne and Coll, 1995).

Fig 2.

Methods

LIDAR and aerial photographs

Morphosedimentological mapping and delineation of terraces were performed using high-resolution LiDAR images and orthorectified aerial photographs (1:20 000). Data coverage includes the lower 40 km of the valley. LiDAR images were computed to a final resolution of 1 m². Identification of the main morphological features was done by visual interpretation with support from previous Quaternary studies (David and Lebuis, 1985; Coll, 1994) and geological reports (Lebuis and David, 1977; Veillette and Cloutier, 1993) on the

Matane region. Calculations of altitude, surface area and slope required ArcGIS (ESri) spatial analysis tools. Terrace segments were defined as individual surfaces of older alluvial plain with no specific time correspondence. They were delineated on the basis of the following morphological feature: a horizontal to semi-horizontal surface, at least 100 m², bounded by a distinct slope. Terrace segments were mapped on the basis of their maximum altitude above sea level (a.s.l) to generate a longitudinal valley profile (Figure 2).

Stratigraphy and sedimentology

Terraces used for outcrop investigation were selected on the basis of the estimated extent of the Goldthwait sea transgression within the valley, and available outcrops exposure. They are located between the eight and the tenth kilometer from the river mouth and rise between 28 and 20 m a.s.l. Stratigraphic and sedimentological data were used to characterize the selected terrace deposits, namely grain size, clast composition, dip angle and direction, bounding contact and lithofacies characterization using a coding scheme inspired from Heinz et al. (2003). Eight sections between 2 and 8 m wide were hand-excavated from the left (L1, L2, L3) and right terraces (R5, R6, R7, R8, R9) and one pit hole was hand-excavated directly from the actual plain (FP4). Each sediment sample was collected and analysed for its coarse fraction using a sieving column and for its fine fraction using laser diffraction particle size analyser (*Beckman Coulter, LS 13320 model*). The grain size nomenclature is based on modified Wentworth (μm) grade scale (Blott and Pye, 2001). Dip and orientation of bedding planes were determined for deposits showing constant bedding.

Dating and calibration

Previously published ages used in this study were obtained by radiocarbon dating, but most of them were not calibrated. One single new date was acquired from a sample (ULA-3041) of wood (*Picea* sp.). This sample was dated at the Keck Carbon AMS Facility at the University of California and normalized to a $\delta^{13}\text{C}$ value of -25‰ . For comparison between relatively recent and older results, all ages were calibrated (cal. yr BP) using the Calib Rev 6.1.0 online software using either the Intcal09 or Marine09 calibration curves for terrestrial samples or marine carbonates respectively. Following Occhietti et al. (2001) and Occhietti and Richard (2003), a $\delta^{13}\text{C}$ value of -25‰ for terrestrial samples and 0‰ for marine

samples was estimated when the $\delta^{13}\text{C}$ value was unknown in the case of the oldest results. For marine samples, it resulted in a +410 years correction before calibration. An average ΔR of 123 ± 90 years was then applied to the marine carbonate samples based on the available data for the Matane region (McNeely et al., 2006). Table 1 lists all reported ages used in this study. The relative sea level curve from Dionne and Coll (1995) was adjusted to calibrated ages, resulting in an overall shift of the curve towards older ages (Figure 3).

Table 1.

Fig 3.

Geochemical and stable isotope analyses

Geochemical analysis includes the determination of the carbon (C) and nitrogen (N) contents in the sediments and the analysis of the $\delta^{13}\text{C}$ of the sedimentary organic matter. The organic carbon to total nitrogen ratio (C/N) and the stable isotope ratios were used as additional tools for the reconstruction of paleoenvironments in the lower Matane Valley. The combined use of these geochemical and stable isotope ratios allows the distinction of paleo-aquatic environments based on the nature of the organic matter contained in the sediments (e.g., Meyers 1997; St-Onge and Hillaire-Marcel, 2001; Wilson et al. 2005).

Elemental (C and N contents) and carbon stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$) analyses were performed on 37 sediment samples from the studied terraces of the Matane valley. The samples were first sieved at 63 microns to measure only the fine fraction in order to reduce possible variations between the different units based on grain size (Meyers, 1997). The fine fraction then underwent a triple HCl 10% (v/v) attack to remove carbonates and thereby isolate the organic carbon. Between 5 and 7 mg of treated samples are then rinsed, dried, crushed and encapsulated in tin wells. Standards are also encapsulated to create a calibration curve for the $\delta^{13}\text{C}$. The standards used were caffeine (-33.79 ‰), microalgae (nanochloropsis; -18.60 ‰) and Mueller Hinton Broth (-24.31 ‰). The stable isotope analyses were performed with a *ThermoFinnigan Delta plus XP* mass spectrometer. The $\delta^{13}\text{C}$ data are reported in per mil (‰) vs VPDB. Analytical error (n=50) on measurement was 0.4‰ and 0.2‰ for δC and δN respectively. System suitability prior to analysis was evaluated using

standard deviation of zero reference gas (nitrogen and carbon dioxide) over 10 measurements and maximum acceptable variation was set to 0.06%.

Results

Morphosedimentology interpretation and delineation of terraces

A large amount of terraces are present in the Matane River Valley. The detailed analysis of LiDAR images allowed the identification of 91 terrace segments within the first 20 km of the valley (Figure 2). These terraces helped refine the chrono-sedimentological framework of the Matane valley (Coll, 1994) from which two genetic processes can be identified: ice-contact and fluvial processes.

The first series of terrace segments correspond to kame terraces and kame deltas. They are observed in the full length of the valley and lie between 31 and 80 m above the modern fluvial plain. According to Coll (1994), these kame terraces can be identify based on the presence of depressions at their surface, interpreted as kettle, and their irregular margin morphology which is associated with ice melt. They present a large span of surface (from 1170 to over 300 000 m²) and slope value (6 to 0.1 %), with multiple orientations. The second series of terraces segments are located between 1 and 41 m above the modern plain, as narrow tread and dissected surface associated with incised tributaries. Margin morphology is mostly regular, either linear or curved, which is interpreted to be associated with fluvial erosion. These terraces are not distributed homogeneously in the valley: 50 terrace segments (excluding kame terraces) were observed in the first 10 km from the river mouth, while upstream, the number of terrace segments decreases drastically to 6 within the next upstream 10 km.

Terraces investigated in this study are part of the second series of terraces, but they are located at low elevation above the modern plain and exhibits large surface (Figure 4). The terrace on the west side (left) exhibits a unique and large surface, between 6 and 6.5 m above the modern plain, with a moderate gradient (1.45%). The terraces on the east side (right) present nine levels displayed in staircase morphology with a downstream orientation. The most upstream level is 9.5 m above the modern plain, while the most downstream surface is

barely 1 m above. The gradient of the right side terraces ranges between 0.16 and 0.42%. Relict channel forms are observed on the surfaces of each level.

Fig. 4.

The same fluvial features are observed at the surface of the modern plain (Figure 4). Deep scouring of the plain has produced abandoned channels more than 2.5 meters deep. Most abandoned channels and bars have a profound longitudinal orientation and intersect to produce a bifurcation and confluence morphology. Some relict bars are also dissected by multiple small channels, suggesting a complex bar morphology.

Lithofacies association and depositional environments

Nine lithofacies were defined to describe the sections. Table 2 presents the lithofacies assigned to four depositional environments that co-existed and have succeeded during the Holocene in the Matane Valley. The four depositional environments, or units, are characterized and interpreted on the basis of facies association, geometry, on their relative position in the valley and on the available age control: subglacial (Unit I), prodeltaic (Unit II), foreset deltaic (Unit III), and fluvial (Unit IV).

Table 2.

Unit I: Subglacial depositional environment

The first depositional environment, or Unit I, is observed in one stratigraphic section (L8), between 21.4 and 19.4 m a.s.l. (Figure 5). It consists of one facies, which is stratified gravel, clast-supported with bimodal grain size composition (Facies 6) (Figure 5D). This unit is characterized by inclined beds (13-21°) oriented towards roughly the head of the valley (88°-135°; East-South East). Single bed shows sheet-like geometry. Angular to subrounded blocks are piled at the top of the deposits and embedded in a sandy matrix (Figure 5D). Unit 1 sits on the bedrock made of highly polished shale with an irregular morphology. It has a conformable contact with the upper unit. Considering the narrow window width where this unit is visible (about 4 m), it is difficult to characterize the external form of the deposit.

Fig. 5.

Imbricated gravel beds are interpreted as the product of sedimentation from unidirectional and unsteady flows. Such features could be associated with prograding bars in a fluvial channel (Miall, 2006), but the observed grading between openwork and bi-modal matrix-rich gravel-bed is unusual in purely fluvial setting (Shaw and Gorrell, 1991). This type of grading implies intense flow pulse and intense variation in discharge. Bi-modal gravel has been reported in glaciofluvial and subglacial deposits (Sandgreen, 1983; Veillette, 1986; Fiore et al. 2002). Several other elements suggest intense flow conditions in a glacial environment. First, the basal contact with the polished valley bedrock suggests intense erosion prior to deposition. The absence of deformation and the basal contact with the highly polished bedrock indicate that the conduit was probably subglacial rather than englacial. Second, the angular blocks topping the deposit could be dropstones originating from the melt of an ice wall or tunnel roof in a subglacial setting or from river ice in a fluvioglacial setting. Third, the upstream orientation of the stratification indicates backset deposition. Backset deposition is produced during high flows where the flow depth increases considerably (hydraulic jump) and the flow velocity decreases accordingly (Jopling and Anderson, 1966). Hydraulic jump forms chute and pool structures that have been described in fluvioglacial outwash deposits (Jopling and Anderson, 1966) and subglacial deposits (Fiore et al. 2002; Burke et al. 2010).

The upper conformable contact with the sandy rhythmites deposit (see Unit II) supports a subglacial interpretation. This transition suggests a drastic change from bedload to subaquatic sedimentation. A gradual transgression would have resulted in a transitory facies between fully alluvial and subaquatic deposits. Consequently, the transgression of the Goldthwait Sea in the Matane Valley must have occurred in contact with the ice margin, as it has already been documented (Lebuis and Davis, 1977; Coll, 1994; Dionne and Coll., 1995).

Unit II: Prodeltaic depositional environment

The second depositional environment, or Unit II, consists of horizontal and laterally continuous beds of coarse sand to very fine silt. This unit is found in sections L1, L2, R5 and R8 and it also composes the substrate on which lies the fluvial bedload in the modern flood

plain (FP4). This unit is composed of two major lithofacies: stratified sand with horizontal bedding (Facies 8) and stratified silt and clay with horizontal bedding (Facies 9). Its original thickness is difficult to estimate because of an erosive upper contact and a basal contact that is mostly not visible. However, correspondence between upper (22.8 m a.s.l.) and lower (13.8 m a.s.l.) contact among the five sections suggests a minimum thickness of 9 m. Furthermore, stratigraphic data provided from a drill site near the study area provides an approximate depth for the basal contact of Unit II at -3 m a.s.l. (MDDEP, 2006). From this line of evidence, Unit II is interpreted as the larger depositional unit of the valley fill in the investigated area. No macro fauna was found in this unit during the fieldwork.

In section L2 (Figure 6A), a 4-m high exposure allows to describe the vertical succession of Unit II. At the bottom, medium to coarse sand grade into fine sand, forming couplets averaging 10 to 14 cm in thickness (Facies 8). Subrounded clasts, between 5 and 20 cm in diameter, are isolated in the deposit. The deposit grades upward into fine horizontal beds (Facies 9), which show couplets of very coarse silt grading into very fine silt, from less than 1 to 20 cm in thickness. Layers from both facies display current structures such as wavy beddings and small ripples in the finest lamina. In section R5 (Figure 6B), which is located 1.4 km upstream of section L2, Unit II deposits exhibit again coarse sand with horizontal beddings (Facies 8). In this section, subrounded clasts are found in great number than downstream sections. Two layers show pebble-size gravel embedded in a coarse sand matrix (Figure 7). The most upstream exposure of Unit II (section R8) exhibits a highly truncated deposit which share an erosional contact with upper Unit III (Figure 5C).

Fig. 6.

Deformations are visible in all exposures of Unit II. They mainly consist of small-scale synsedimentary faults (Figure 7). Throw between faults generally are a few cm high, but can reach 40 cm. Association of simple normal fault creates graben-like structures. Small-scale reverse faults and tilted strata are also observed. In section L5, they show respectively slip and strike oriented in an upstream direction.

Fig. 7.

Unit 2 is interpreted as a bottomset deposit in a proximal glacio-deltaic or fluvio-deltaic environment. Rhythmic beds are often associated with bottomset facies in glacially-fed deltas (McCabe and Eyles, 1988; Corner et al. 1990; Benn and Evans, 2010; Eilertsen et al. 2011). The normal grading among each couplet suggests that turbidity current was the main process of deposition in the basin (Chauvin, 1977; Middleton, 1993). Normal grading indicates that each couplet is the result of a single episode of deposition. By contrast, in glaciolacustrine varves, there is a sharp contact between coarse and fine beds resulting from two different mechanisms of deposition (Ashley, 1975; Benn and Evans, 2010). Each couplet, with its lower erosional contact, is interpreted as the A unit of the Bouma sequence (Bouma, 1962) which is typical to find in proximal turbidites (Middleton, 1993). As a fact, the abundance of coarse sand refers to a proximal position with the basin feeder, probably less than 1 kilometer (Corner et al. 1990; Corner, 2006; Hansen, 2004). Glacier melt water streams or highly dynamic fluvial streams must have carried enough suspended sediment to generate turbidity currents in the basin.

Fine-grained rhythmites (Facies 9) were deposited by action of low density turbidity currents and overflow currents. The transition between coarse-grained and fine-grained rhythmites and the lack of isolated clasts in upper section L2 (Figure 6A) suggest that low density turbidity currents and overflows eventually became the predominant transport mechanism in the basin. Such transition suggests shallower depth conditions in the basin and/or that the glacier became completely terrestrial. The very coarse-size layers found in section R5 (Figure 7) and L2 represent episodic flood events that mobilize and rapidly deposit poorly sorted glacial sediments in the proximal area of the basin (McCabe and Eyles, 1988). Overall, Unit II shows that the basin was under the influence of density currents that span a large range of scale, controlled by the flood regime of the early Holocene Matane alluvial system.

The small scale faults in Unit II are interpreted as synsedimentary or post-depositional deformations resulting from small subaquatic slumping. They indicate a low deposit consolidation more prone to deformation (Pisarska-Jamrozy et al., 2012). High sedimentation rates in the basin resulting from glaciofluvial or dynamic fluvial stream inputs potentially favored a low degree of consolidation of prodeltaic deposits. These high

sedimentation rates combined with major fresh water inputs could also explain the absence of fauna in Unit II (McCabe and Eyles, 1988; Hansen, 2004). Turbidity currents can induce small scale-scale fault deformations when erosion destabilized the surface deposits (Pisarska-Jamrozy et al., 2012). Proglacial deposits can also be upwarped and tilted by ice loading effect. The reverse fault found in section R5 could originate from compression of an iceberg keel (Longva and Bakkejord, 1990). Deformations for which orientation is not coherent with the overall flow direction might result from iceberg flowing in an upstream direction in the basin or from return flow from a single episode of turbidity current (Pickering and Hiscott, 1985; Middleton, 1993). Numerous subrounded clasts embedded in the deposits reveals an activity of floating ice derived from glacier calving or from sea ice (McCabe and Eyles, 1988).

Unit 3: Delta front depositional environment

Unit III consists of sand and gravel with planar stratification in which two facies are identified. The dominant facies consists of poorly sorted, coarse sand and small gravel, with planar stratifications (Facies 1). Beds are inclined in an overall direction towards the North West (280-305°). The second facies consists of poorly sorted gravel and coarse sand with crude subhorizontal stratifications (Facies 3). Unit III is present in the three most upstream sections (R7, R8 and R9) and in sections R6, L3 and L1. Excavated sections show truncated deposit between 6 and 1.5 m in thickness, ranging from 17.4 to 26.4 m a.s.l. The basal contact is visible in only two sections (R8 and L1). It overlies Unit II with an oblique and erosional contact. The upper contact with Unit IV is irregular and erosional.

Three distinct sedimentary sub-environments are distinguished in Unit III according to the depositional geometry and the spatial position of the facies:

1) in section R7 (Figure 8 D-E), the planar beds, at least 6 m high, are laterally continuous and oriented in a downstream direction (280-300°). Since the beds are at an angle of rest, deposition occurs on an avalanching slope (foreset) which gradationally or erosionally prograded over the basin floor (Nemec, 1990; Hansen, 2004). The planar beds in section R7 are interpreted as deltaic foresets.

Fig. 8.

2) Planar beds are displayed in downstream sections R6 and L3 (Figure 9). The beds dip also in the downstream direction (25° - 278° ; NW-NE), but differ from the deposit of section R7 with a smaller gravel content and angle of dip, which vary between 4 and 17 degrees. These planar beds are interpreted as distal foresets in a coarse-grained delta (delta toe). Average grain size and dip angle of foreset beds generally decrease downslope and indicate a typical proximal to distal relationship within the delta slope (Kostic et al. 2005; Benn and Evans, 2010). These distal beds were potentially deposited by turbidity currents triggered from an important sediment influx at the river mouth (Hansen, 2004).

Fig. 9.

3) In section R8, imbricated gravel beds with crude horizontal stratifications (Facies 2) are found underneath stratified gravel with planar bedding (Facies 1). Facies 2 is also observed in truncated deposits in sections R9 and L1 (Figure 9). In these three sections (L1, R8 and R9), Unit III deposits share a concave-oblique and erosional contact with Unit II. Sub-horizontal stratifications, clast imbrication and moderate sorting suggest bedload transport in a continuous flow, while the concave-oblique contact suggests a channel form. Overall, the deposits from sections R8, R9 and L1 share the same texture, bedding orientation and facies as deltaic foresets from section R7. They both prograded over fine sediments associated with a proximal prodeltaic position. They are interpreted as part of a deltaic environment and could represent either distributary or chute channels. These channels form cut-and-fill deposits at the surface of delta plain and on upper delta foreslopes (McCabe, 1977; Eilertsen et al. 2011).

Unit IV: Fluvial depositional environment

Unit IV consists of stratified very coarse gravel beds, in which five facies are recognized (Facies 1-3-4-5-7). Beds of coarse sand, and imbricated gravels are displayed in all sections. Beds reveal sub-horizontal to planar stratifications and normal grading. The contact between two sets of beds is conformable and mostly concave-up. The total thickness of Unit IV ranges from 3.4 to 4 m. Unit IV has an erosive contact with the underlying unit.

Boulders, more than 300 mm in width, are observed at the basal contact and are interpreted as channel or bar lags. The upper surface outlines the topography of the present day surface of the terrace, including the modern floodplain.

Based on the characteristics of the facies and their relative position among the terraces, Unit IV is interpreted as a purely fluvial depositional environment. Unit IV deposits are displayed in different facies associations and suggest various processes of fluvial transport during the evolution of the Matane River. Specific characterization of channel pattern and river morphology is very difficult due to the limited exposure available over the study area (between 1.5 and 8 m) (Miall, 1985).

Thick sand beds with trough cross stratifications, as observed in section R7, result from the migration of dunes (Bridge, 1997), which are very common in bars and channel fills in mixed-load fluvial environments (Miall, 1978, 2006; Lunt et al. 2004). Their association with underlying boulder lags suggest the infill of a channel at least 8 m wide (Figure 8C). Mixed-load fluvial environments were detailed in the classification of alluvial channel based on load characteristics (Galloway, 1981; Schumm, 1985; Miall, 2006). This type of environment was associated, among others, to delta and outwash plain distributaries.

The variable grain size and multiple orientation of bedding in section R8 (Figure 5B) and R9 suggest bedload transport in a highly variable flow. The apparent trough-cross stratifications that it creates might origin from erosion of adjacent bars during subsequent episode of high flow. These bedforms are found typically in gravel-bed braided and outwash plain rivers (Miall, 1985, 2010; Ashmore, 1991). The internal structure and the absence of fines deposit in the upper sections (R8-R9) suggest the development of a dynamic river system characterised by unsteady flow, high sediment discharge and highly mobile channels. These characteristics have been used to describe gravel-bed braided river dynamics in periglacial environment (Ashworth and Ferguson, 1986; Goff and Ashmore, 1994; Rice et al. 2009). Overall, Unit IV deposits in section R7, R8 and R9 are thought to be deposits exposing a change in the Matane River dynamics, from a mixed-load to bedload fluvial environment.

In lower sections (R6-R5-L3-L2-L1), stratified beds of sand and coarse gravel (Facies 1 and 5) are interpreted as bedload deposit. Coarse gravel beds with planar stratifications, as observed in section L3 (Figure 9B), could refer to fluvial load accreted laterally or on the downstream portion of a channel bar (Hein and Walker, 1977; Yagishita and Jopling, 1983). Massive fine sediments (Facies 7) upon coarse gravel beds also illustrate a drastic change in the river dynamic. Bedload transport is substituted by suspension-fallout deposition. Massive fine-grained beds (Facies 7) are interpreted as overbank flood deposits. Grain size variations within overbank deposits reflect variable distance between the active channel and the site of deposition, but they could also represent the variable magnitude of floods.

The pit-hole excavated from the modern plain (FP 4) exhibits an impressive 3-m-thick sequence of coarse gravel planar beds, capped by 50 cm of overbank deposits (Figure 9 E-F). Bedload sediments are imbricated and normally graded as they reach cobble and block sizes near the bottom of the unit. Planar beds are oriented perpendicular with the modern Matane River flow direction and could result from lateral accretion. The lower contact is marked by the exfiltration of ground water and prevented an adequate description of the below unit. However, the unit below showed horizontal stratifications and was composed by 67%, 30% and 3% of sand, silt and clay respectively. The deposit is interpreted as part of the prodeltaic depositional environment (Unit II). A tree log of *Picea* sp. was found at the contact between those two units (Unit II and Unit IV) and dated at $4\,670 \pm 140$ cal. yr BP (ULA-3041).

Isotopic $\delta^{13}C$ (‰) and elemental composition (C:N) analyses

The geochemical results indicate very low nitrogen contents, ranging between 0.05% and 0.35 %. Even if the detection limit is set at 0.01 mg for carbon and nitrogen (which is equal to 0,001 % of the sample weight), interpretation for individual data point must be done with care. The stable isotope data and elemental ratios are presented and interpreted according to their depositional environments (Figure 10). Unit I, interpreted as a subglacial deposit, was observed in only one section and its geochemical analysis was done with only two samples and will not be further described considering the too small number of data points.

Fig 10.

Table 3.

Depositional environments II, III and IV present similar $\delta^{13}\text{C}$ values (Table 3). No vertical trend among different units is observed in sections, as well as no horizontal gradient between similar environment deposits. Values of $\delta^{13}\text{C}$ around -27 ‰ is reported from riverine and estuarine environments in different regions of the world (e.g., Middelburg and Nieuwenhuize, 1998; St-Onge and Hillaire-Marcel, 2001; Zhang et al. 2007). Lower $\delta^{13}\text{C}$ values generally refer to terrigenous organic matter inputs from C3 pathway plants or fresh water POC and DOC (Lamb et al. 2006). Values around -28 ‰ are also reported from marine algae in glacial environments (Rau et al. 1989; Meyers, 1997). The absence of gradient between distinct depositional environments in the Matane Valley is explained by the multiple sources of organic content with differing $\delta^{13}\text{C}$ values and the efficient sediment mixing in the basin zone (Graham et al., 2001). In such settings, distinguishing depositional environments based solely on $\delta^{13}\text{C}$ values becomes difficult. The combination of C/N ratios can thus improve the determination of the organic matter sources.

Depositional units show significant difference based on their C/N atomic elemental ratios (Table 3). The prodeltaic environment (Unit II), with values averaging 3.5, bears the signature of algae inputs. Algae typically have C/N value between 4 and 10, while vascular plants have ratio of 20 and greater (Meyers, 1997). The C/N ratios from unit III and IV are different, as they reveal a greater influence of terrestrial organic input. Based on the sediment facies and these geochemical results, it is clear that units III and IV were deposited during the transition from a subaquatic to a fluvial environment as both transport processes and organic matter signature indicate subaerial and alluvial settings. Data points of unit II are tightly clustered while both units III and IV have a sparser distribution. The uniformity of the C/N values within the different samples of unit II suggests a similar organic matter source and a contemporaneous deposition. It supports the scenario of a laterally extended prodeltaic unit filling the floor of the valley basin, as revealed by the terrace stratigraphy. The basin in the lower Matane Valley was most likely fed by high sediment-load flow, during the early phase of deglaciation. On the other hand, the sparse results from Unit III and Unit IV is in agreement with the idea that they represent laterally limited deposits settled in different phases of formation of the alluvial system, including both fluvial and deltaic deposits. Overall

and taken together, the stable isotope and C/N ratio values highlight the relative influence of the two end-members (algae and terrestrial plants) on the sources of the organic matter in the three depositional environments.

Discussion

Evolution of the alluvial system

During the last glacial-interglacial transition, the incised Matane valley was the scenery of significant and rapid changes in depositional environments. These changes are recorded in the stratigraphy of the fluvial terraces that shapes the landscape of the downstream section of the valley. The main depositional environments revealed in the investigated sections coincide well to those found in fjords settings (Corner, 2006): subglacial, prodeltaic, delta front and fluvial deposits. This section combines morphological, stratigraphic and geochemical evidences from this study to propose a model for the evolution of the Lower Matane valley during the Holocene. Comparisons between the stratigraphic sequence from this study to those developed for fjord valley model and in other valleys along the Gaspé Peninsula are also presented to support the proposed conceptual model. The model is presented by 4 distinct phases that have to be seen as snapshots of a system that is in continuous evolution from one phase to the other (Figure 11). The model focuses on the inner valley based on the investigated area, but information from previous studies concerning the coastal plain are integrated in the explanation of the deglaciation sequence (Phase 1).

Fig. 11.

Phase 1: Deglaciation and transgression (from 15 800 cal. yr BP)

Invasion of the Golthwait Sea in the inner Matane Valley was controlled by glacier retreat and occurred during relative sea-level fall. Glaciomarine sediments settled upon the valley walls and on top of the kame terraces attest of the sea invasion within the valley. At $12\ 885 \pm 218$ cal. yr BP (Beta-56333), the sea had reached the fifth kilometer, at an altitude above 70 m a.s.l. Under the approximate altitude of 100 m a.s.l., the sea was restricted by rock outcrops and a fjord configuration prevailed in the valley.

Glaciomarine clay deposits lying above the kame terrace were less than 2 m thick (Coll, 1994), which suggests that the transgressive phase in the inner valley was short in duration. Such setting is typical of fjord-valley environment where the transgressive sequence is very limited or absent considering that glacio-isostatic uplift is occurring at the same time (Syvitski, 1991; Hansen, 2004; Corner, 2006). Considering the highly dynamic glacial meltwaters that must have occurred during deglaciation and the relatively short distance of the fjord, most of the glaciomarine sediments were probably delivered directly to the St. Lawrence Estuary and only shallow-water glaciomarine sediments deposited within the valley. Although this last statement is purely speculative, thick glaciomarine deposits were found sitting on till or bedrock in the lower portions of neighbouring deglaciated valleys of the Northern Gaspé Peninsula (Hétu and Gray, 2000).

The frontal moraine, the large wave delta formed on the coastal plain, as well as ice-proximal glacial deposits within the inner valley, are interpreted as ice front accumulation part of the deglacial transgressive system tract (DTST) described in fjord valley-fill models (Corner, 2006). The upper boundary of these ice-contact deposits corresponds to the deglaciation flooding surface (DFS), which is the base of the incised valley-fill. The surface of the subglacial deposits (Unit I) found in section R8 should be equivalent. For the kame terraces that are capped by glaciomarine deposits, their surface represents the maximum vertical extent of fjord inundation in the valley (known up to now) which is considered as the maximum flooding surface (MFS) in fjord valley model (Hansen, 2004; Corner, 2006). The longitudinal extent of the fjord was located further upstream as the sea invasion continued to progress during glacier retreat. The absence of transitory facies between the prodeltaic (Unit II) and the subglacial (Unit I) units in section R8 demonstrates that the retreating glacier has been in direct contact with the basin while retreating. Moreover, the presence of bedrock outcrop in section R8 suggests the depth of the basin was controlled by irregular valley morphology.

Phase 2: Deltaic progradation during forced regression (Before 11 400 cal. yr BP)

During the Goldthwait Sea Phase, shallow-water conditions prevailed in the Matane River valley as relative sea level was falling and as the fjord floor was filled by unsteady low

density turbidity currents. The basin was fed by glacial meltwater streams and/or by a highly dynamic fluvial system. Such setting implies less accommodation space in the basin and fast aggradational rate (Corner, 1990; Eilertsen et al. 2006). Progradation of the delta in the most upstream portion of the basin was most likely enhanced by decreasing accommodation space in the fjord, as relative sea level fall continued.

Considering the coarse-grained size of the prodelta unit (II), the head of the basin was probably less than a kilometer upstream of the investigated area, around the eleventh kilometer of the valley. The prodeltaic zone extended longitudinally at least two kilometers downstream. The delta front has been located around the tenth kilometer, where section R7 was sampled and analysed. The coarse grain size and the steeply inclined beds (24-31°) suggest that it was part of a Gilbert-type delta (McCabe and Eyles, 1988; Postma, 1990). The absence of major deformation and debris flow deposits in the foreset beds indicates it was not an ice-contact delta (Benn and Evans, 2010). The variation of paleocurrent orientation is also greater in ice-contact deltas, but such characterization would require a greater lateral view of the foreset deposits, meaning larger sections.

Deltaic deposits are described in both deglacial highstand (DHST) and postglacial forced regressive (PRST) system tracts from fjord valley model (Corner, 2006). The glacier retreat and glacio-isostatic uplift induced a fall of relative sea-level. It also initiated the progradation of the alluvial system over subglacial and ice-contact deposits. Distinction between DHST and PRST relies on the distinction of glacial and non-glacial facies. Variations in discharge and sediment supply are difficult to distinguish stratigraphically between glaciodeltaic and fluviodeltaic deposits (Benn and Evans, 2010). It may be impossible to make the distinction without supporting evidence indicative of age (Corner, 2006). The only potential evidence of changes between both environments is found in one section (L2) (Figure 6), where the coarse-grained rhythmites grades into fine-grained rhythmites. The coarse couplets contain numerous dropstones and numerous syndimentary deformations that suggest intense ice rafting and underflow currents activity in the basin. The fine-grained couplets contain no dropstones and only few deformations (wavy bedding), which suggest calmer hydrodynamic conditions, allowing fine sediments to settle by gravity processes, lower rate of sediment supply and less ice rafting activity. This change of facies

across Unit II could represent the boundary between glacial and non-glacial influence in the prodeltaic environment.

The altitude of the large foreset beds in section R7 allows determining a possible age of formation of the delta. Eilertsen et al. (2011) propose that foreset beds generally lie between 1 and 3 m below mean sea level. Even if subsequent fluvial erosion reduced the maximum altitude of the foreset beds, this approach provides a minimum value of the basin altitude around 30 m a.s.l. Reported on relative sea-level curve for the Matane region (Dionne and Coll, 1995) with calibrated ages (Figure 3), the formation of the Gilbert-type delta is likely to have occurred before 11 400 cal. yr BP. Based on this approximate age, the delta was supplied by an alluvial system at the time when a glacier was still potentially active upstream in the Chics-Chocs mountain area (Lebuis, 1973; Prichonnet, 1995). It also corresponds to a period of major changes in the rate of base level fall in the Matane region. A marine terrace identified by Coll (1994) on the coastal plain is defined by a cliff with a basal altitude between 30 and 35 m a.s.l, which indicates a period of relative still-stand or low amplitude transgression in the Matane region. High rate of fluvial aggradation have been reported in fjord setting when relative sea-level is rising, static or falling at relatively low rate (Corner, 2006). It is thought possible that a relative sea-level still-stand favored the formation of a Gilbert-type delta in the Matane valley fjord. Based on dating of shallow marine deposit located above and under the 30-35 altitude marks, this period of still stand most have occurred between 10 895±345 (UL-906) and 11 650±450 cal. yr BP (UL-884) (Figure 2). The minimal age of formation of the Gilbert delta (11 400 cal. yr BP) assumes from the altitude of delta foresets in section R7 could thought represent its approximate true age. This period is mentioned in Héту and Gray (2000) as the last approximate period of activity of fluvial deltas in other deglaciated valleys of the Northern Gaspé Peninsula.

Geochemical analyses allowed distinguishing both Units II and III based on their elemental contents (C/N). The analyses indicate a greater proportion of terrestrial organic matter in the deltaic foresets compared to the prodeltaic environment. In addition, more uniformity in the geochemical results of Unit II suggests a laterally extended and contemporaneous unit. The combined analysis of C/N ratios and $\delta^{13}\text{C}$ values do not prove beyond a doubt that the basin in which the delta prograded was connected with the

Goldthwait Sea. The relatively low $\delta^{13}\text{C}$ and C/N values from units II and III suggest the organic matter input was mainly from freshwater algae. However, the isotopic and elemental values of upper estuaries and fjords generally represent a mixture of organic sources from terrestrial and marine inputs (Peters et al. 1978; Lamb et al. 2006; St-Onge et al. 2011). Major fluvioglacial or fluvial inputs could have influenced the salinity and thus the composition of the aquatic organic matter present in the marine basin. Furthermore, the marine shells found at the top of the kame terraces by Coll (1994) corroborate the fact that the sea penetrated the valley at least to the seventh kilometer.

Phase 3: Progradation and incision of the fluvial system and formation of the terraces (~11 200-10 200 cal. yr BP)

Progradation and incision of the fluvial system occurred during the final phase of the forced regression of the Goldthwait Sea. The fluvial unit (IV) is characterized by high variable local hydraulic conditions and by a gradual evolution of the fluvial style during incision. Fluvial deposits located at the top of the most elevated terraces (R7-R8-R9) show a transition from a large channel stream with mixed sediment transport to a high competence flow characterized by bedload transport with highly mobile, shallow and narrow channels. From these observations, we suggest that the upper delta plain was substituted by an outwash braidplain following relative sea-level fall (Miall, 2010). Lower terraces also show very coarse-grained bedload sediments, but they are overlain by overbank deposits. The presence of overbank deposits suggests well-defined topographic levels in the alluvial plain (Miall, 1985). Part of the alluvial plain is active only during high flow stage and accumulates fine-grained sediments by vertical aggradation. The complex morphology observed at the surface of terraces suggests multiple channels with bars and islands and occasional chute channels. The absence of clearly defined ridge and swell topography and the profound longitudinal orientation of relict channels discard the scenario of a classic meandering river (Nicoll and Hickin, 2010). This transition between upper and lower fluvial deposits is interpreted as a braid plain that evolved into a low sinuosity, gravel-bed river environment (Miall, 1985). River incision eroded glacial deposits as the upper valley was slowly freed of ice. As a consequence, fluvial deposits in the terraces consist of boulders and gravels derived from eroded glacial deposits.

Considering the altitude of these fluvial terraces (max: 28 m a.s.l., min: 19 m .a.s.l), it seems probable that aggradation and incision took place between 11 200 and 10 200 cal. yr BP during the final phase of the Goldthwait Sea regression. Altogether, Unit IV represents fluvial deposits which erosionally overlie older deposits in a series of extensive terraces that must have had higher scarps, considering that the relative sea level was at least 8 m above the modern sea-level. The rapid incision of river channels during phase 3 prevented the deltaic deposit from being more extensively eroded by fluvial processes. Gradual exhaustion of sediment sources in the upstream catchment could explain why incision rate increased even if relative sea level fall rate lowered during the same period. The late presence of the glacier beyond the tenth kilometer of the valley could explain the scarcity of fluvial terraces upstream of the investigated area. It suggests that deglaciation in the Matane Valley was punctuated by front retreat and pause, while the main melt mechanism was vertical downwasting (Richard et al. 1997).

Phase 4: Fluvial aggradation and formation of the actual alluvial plain (from 4670 cal. yr BP)

The rise of global sea level during the Middle Holocene had for consequence aggradation of the fluvial system (Schumm, 1993; Evans et al., 2004). The tree log of *Picea* sp. (4 670 cal. yr BP) found at the contact between the bedload deposit of the actual floodplain and the prodeltaic deposit (Unit II) was deposited following the Laurentian transgression that followed a lowstand in the St. Lawrence Estuary (Dionne and Coll, 1995). This transgression formed the Mic-Mac terrace, which is observed all along the south shore of the St. Lawrence Estuary (Dionne, 1997). In the Matane area, the relative sea level rose approximately up to 10 m a.s.l. from 7000 to 5000 cal. yr BP (Dionne and Coll, 1995). In the investigated area, the actual floodplain was built after $4\,670 \pm 140$ cal. yr BP during the high stand phase of the Laurentian transgression. The relatively long period of time between the onset of transgression and fluvial aggradation in the inner valley demonstrates that relative sea level fluctuation had retroeffect upon the upstream alluvial system of the Matane valley.

Conclusion

The present case study describes the evolution of depositional environments that led to the formation of a series of fluvial terraces in the Lower Matane Valley on the Gaspé Peninsula. Climate, relative sea level changes and sediment yield have been the primary mechanisms controlling sedimentation in the Lower Matane Valley during the Holocene. The climatic amelioration at the end of the Pleistocene caused deglaciation and the formation of glacial meltwater streams along the margin of the Gaspé ice cap. Climate controlled the rate of glacier melt and the competence of the fluvio-glacial streams. The rhythmicity of prodeltaic deposits is thought to reflect variations in melt stream discharge. The coast of the glacio-isostatically depressed valley of Matane River was inundated by a glacio-eustatic rise averaging 105-110 meters a.s.l, corresponding to the extension of the Goltswait Sea. This transgression favored the melt of the glacier and the formation of a subaquatic delta at the margin of the Appalachian plateau. The transgression was short as glacio-isostatic uplift caused a forced regression of the base level. Relative sea level fall induced the progradation of fluvio-glacial sediments over the marine limit as the glacier retreated further upstream in the valley. Relative sea level fall and high sediment yield are responsible for the reduction of accommodation space within the valley basin. Forced-regression favored the fast progradation of a dynamic glaciodeltaic or fluviodeltaic environment in the inner valley. It appears that a change in the rate of relative sea level fall around 12 000 cal. yr BP might have promoted the formation of the fluvial delta. Subsequent incision of the fluvial system, triggered by relative sea level fall created the terrace morphology that is observed today. The modern floodplain results from fluvial aggradation that occurred in response to the Laurentian transgression.

The geochemical and stable isotope analyses provided a very complementary insight on the depositional environments. Even if the absolute values could not precisely determine the source of the organic matter in the sediment, they illustrate that specific depositional environments share a similar isotopic and elemental signature, further supporting the facies description and interpretation

The application of a fjord valley model to a glacially eroded valley of the Gaspé Peninsula was possible in this case-study of the evolution of the Matane River Valley.

Shallow glaciomarine deposits at the top of the kame terraces represent the deglacial transgressive system tract of a fjord valley-fill model. They are normally very thin because the transgression was controlled by glacier retreat during relative sea level fall. The bulk of the valley fill represent deltaic sediments that settled during invasion of the sea after the ice receded. It is difficult to define if the sediments were deposited during the deglacial or postglacial phase, but they likely represent the forced regressive system tracts. Because a large portion of the Matane valley deposits are very much dissected or simply not accessible, it is difficult to reconstruct the complete sequence of deglaciation and postglacial phase for the entire valley. Sediments exposed in the studied terrace levels represent the sequence stratigraphy specific to the upper portion of the flooded Matane valley. Drilling and seismic profiling would be required to define the different bounding of the deposit, especially the depth of the bedrock.

Acknowledgments

This study was completed as part of a Master of Science degree by JPM at the Université du Québec à Rimouski (UQAR) and was funded by the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada and the Fonds de recherche du Québec - Nature et technologies grants. The Université du Québec à Rimouski and the Institut des Sciences de la Mer (Rimouski) provided the sedimentology laboratory. We thank A. Morissette, M. Babin, C. Belzile and C. Renault for their support at the sedimentology laboratory. J. Bérubé, A. Lelièvre Mathieu, C.A. Cloutier, A. Montane, S. Demers, J. Dubé, V. Parent and T. Olsen of the Laboratoire de géomorphologie et dynamique fluvial de de l'UQAR are thanked for their field assistance and for valuable discussions. M. Lamothe and S. Huot of the Laboratoire de datation par luminescence (LUX-UQAM) are also thanked for insight toward the application of optical luminescence dating.

References

- Abreu, V.S. and Anderson, J.B. 1998. Glacial eustasy during the Cenozoic: sequence stratigraphic implications. *AAPG Bulletin*, **82**(7): 1385-1400.
- Ashley, G.M., 1975. Rhythmic sedimentation in glacial Lake Hitchcock, Massachusetts-Connecticut. *In* *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. Edited by Jopling, A.V., McDonald, B.C, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, **23**, pp. 304-320.

Ashmore, P. 1991. Channel Morphology and Bed Load Pulses in Braided, Gravel-Bed Streams. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, **73**(1): 37-52.

Ashworth, P.J. and Ferguson, R.I. 1986. Interrelationships of channel processes, changes and sediments in a proglacial braided river. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, **68**(4): 361-371.

Benn, D.I., Evans, D.J.A. 2010. *Glaciers and Glaciation*. Hodder Education, London.

Blott, S.J. and Pye. K. 2001. Gradistat, a grain distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, **26**: 1237-1248.

Bouma, A.H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, New-York.

Bridge, J.S. 1997. Thickness of sets of cross strata and planar strata as a function of formative bedwave geometry and migration, and aggradation rate. *Geology*, **25**: 971-974.

Burke, M.J., Woodward, J., Russell, A.J., Fleischer, P.J. and Bailey, P.K. 2010. The sedimentary architecture of outburst flood eskers: A comparison of ground-penetrating radar data from Bering Glacier, Alaska and Iceland. *Geological society of America Bulletin*, **122**(9-10): 1637-1645.

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E. and Winker, C. 2009. Toward the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, **92**(1-2): 1-33.

Chauvin, L. 1977. Étude sédimentologique des dépôts glacio-estuariens de la vallée de la rivière Saint-Anne, Gaspésie. Master's thesis (M.A. s.c), Université de Montréal, Montréal, Québec.

Coll, D. 1994. Aperçu géomorphologique du Quaternaire de la vallée inférieure de la Matane. Master's thesis (M.A. sc.), Université Laval, Québec, Québec.

Corner, G.D., Nordahl, E., Munch-Ellingsen, K. And Robertsen, K.R. 1990. Morphology and sedimentology of an emergent fjord-head Gilbert type delta: Alta delta, Norway. *In Coarse-grained deltas. Edited by Colella, A., Prior, D.B., Special publication of the International Association of Sedimentologist*, **10**, pp.55-168.

Corner, G.D. 2006. A transgressive-regressive model of fjord valley fill: stratigraphy, facies and depositional controls. *In Incised valleys in time and space. Edited by Dalrymple, R.W., Leckie, D.A. and Tilan, R.W., Special publications of the Society for Sedimentary geology*, **85**, pp.161-178.

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. and Boyd, R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications: perspective. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**(6): 1130-1146.

David, P.P. and Lebuis, J. 1985. Glacial maximum and deglaciation of western Gaspé, Québec, Canada. *Geological Society of America, Special paper* **197**: 85-109.

Dionne, J.-C. 1977. La mer de Goldthwait au Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, **31**(1): 61-80.

Dionne, J.-C. and Coll, D. 1995. Le niveau marin relatif dans la région de Matane (Québec), de la déglaciation à nos jours. *Géographie physique et Quaternaire*, **49**(3): 363-380.

Dionne, J.-C. 1997. Nouvelles données sur la transgression Laurentienne, côte sud du moyen estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, **51**(2): 201-210.

Duchesne, M.J., Pinet, N., Bédard, K., St-Onge, G., Lajeunesse, P., Campbell, C. Bolduc, A. 2010. Role of the bedrock topography in the Quaternary filling of a giant semi-enclosed basin: the Lower St. Lawrence Estuary, Eastern Canada. *Basin Research*, **22**, 933-951.

Eilertsen, R.S., Corner, G.D., Aasheim, O., Andreassen, K., Kristoffersen and Y., Ystborg, H. 2006. Valley-fill stratigraphy and evolution of the Malselv fjord valley, Northern Norway. *In* *Incised valleys in time and space. Edited by Dalrymple, R.W., Leckie, D.A. and Tilan, R.W.*, Special publications of the Society for Sedimentary Geology, **85**, pp.179-195.

Eilertsen, R.S., Corner, G.D., Aasheim, O and Hansen, L. 2011. Facies characteristics and architecture related to paleodepth of Holocene fjord-delta sediments. *Sedimentology*, **58**: 1784-1809.

Evans, D. J., Campbell, I. and Lemmen, D.S. 2004. Holocene alluvial chronology of One Tree Creek, Southern Alberta, Canada. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, **86**(2), 117-130.

Fiore, J., Pugin, A. and Beres, M. 2002. Sedimentological and GPR Studies of Subglacial Deposits in the Joux Valley (Vaud, Switzerland): Backset Accretion in an Esker Followed by an Erosive Jökulhlaup. *Géographie physique et Quaternaire*, **56**(1):19-32.

Fisk, H. N. 1944. Geological investigation of the alluvial valley of the Lower Mississippi River: Vicksburg, MS, Mississippi River Commission, 78 p.

Forwick, M. and Vorren, T.O. 2002. Deglaciation history and post-glacial mass movements in Balsfjord, northern Norway. *Polar Research*, **21**(2): 259-266.

Forwick, M. and Vorren, T.O. 2007. Holocene mass-transport activity and climate in outer Isfjorden, Spitsbergen: marine and subsurface. *The Holocene*, **17**(6): 707-716.

Forwick, M. and Vorren, T.O. 2009. Late Weichselian and Holocene sedimentary environments and ice rafting in Isfjorden, Spitsbergen. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **280**: 258–274.

Forwick, M. and Vorren, T.O. 2011. Stratigraphy and deglaciation of the Isfjorden area, Spitsbergen. *Norwegian Journal of Geology*, **90**: 163-179.

Galloway, W.E. 1981. Depositional architecture of Cenozoic Gulf coastal plain fluvial systems. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special publication no. 31*: 127-155.

Goff, J.R. and Ashmore, P. 1994. Gravel transport and morphological change in braided Sunwapta River, Alberta, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, **19**: 195-212.

Graham, M.C., Eaves, M.A., Farmer, J.G., Dobson, J. and Fallick, A.E. 2001. A study of carbon and nitrogen stable isotope and elemental ratios as potential indicators of source and fate of organic matter in sediments of the Forth Estuary, Scotland. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **51**: 375–380.

Hansen, L. 2004. Deltaic infill of a deglaciated arctic fjord, east Greenland: sedimentary facies and sequence stratigraphy. *Journal of Sedimentary Research*, **74**(3): 422-437.

Hansen, L. 2009. Beylich, A., Burki, V., Fredin, O., Larsen, E., Lysa, A., Nesje, A., Stalsberg, K., Tønnesen, J.F. 2009. Stratigraphic architecture and infill history of a deglaciated bedrock valley based on georadar, seismic profiling and drilling. *Sedimentology*, **56**: 1751–1773.

Hein, F.J. and Walker, R.G. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Science*, **14**: 561-570.

Heinz, J., Kleineidam, S., Teutsch, G. and Aigner, T. 2003. Heterogeneity patterns of Quaternary glaciofluvial gravel bodies (S-W Germany): application for hydrogeology. *Sedimentary Geology*, **158**: 1-23.

Hétu, B., 1994. Déglaciation, émergence des terres et pergélisol tardiglaciaire dans la région de Rimouski, Québec. *Paléo-Québec*, **22**: 5-48.

Hétu, B. and Gray, J.T. 2000. Les étapes de la déglaciation dans le nord de la Gaspésie (Québec, Canada) : les marges glaciaires des Dryas ancien et récent. *Géographie physique et Quaternaire*, **54**(1): 5-40.

Jopling, A.V. and Anderson, E.V. 1966. Backset bedding developed in shooting flow in laboratory experiments: notes. *Journal of Sedimentary Petrology*, **36**(3): 821-825.

Kostic, B., Becht, A. and Aigner, T. 2005. 3-D sedimentary architecture of a Quaternary gravel delta (S-W Germany): implications for hydrostratigraphy. *Sedimentary geology*, **181**: 143-171.

Lamb, A.L., Wilson, G.P. and Leng, M.J. 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth Science Reviews*, **75**: 29-57.

Lebuis, J. 1973. Géologie du Quaternaire de la région de Matane-Amqui, comtés de Matane et Matapédia, Preliminary Survey, Government of Quebec, DP 216.

Lebuis, J. and Davis, P.P. 1977. La stratigraphie et les événements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, **31**(3-4): 275-296.

Longva, O. and Bakkejord, K.J. 1990. Iceberg deformation and erosion in soft sediments, Southeast Norway. *Marine Geology*, **92**: 87-104.

Lunt, I.A., Bridge, J.S. and Tye, R.S. 2004. A quantitative, three-dimensional model of gravelly braided rivers. *Sedimentology*, **51**: 377-414.

McCabe, A.M. 1977. Deep distributary channels and giant bedforms in the Upper Carboniferous of the Central Pennines, northern England. *Sedimentology*, **4**(2): 271-290.

McCabe A.M. and Eyles, N. 1988. Sedimentology of an ice-contact glaciomarine delta, Carey Valley, Northern Ireland. *Sedimentary Geology*, **59**: 1-14.

McNeely, R., Dyke, A.S., Southon, J.R., 2006. Canadian marine reservoir ages, preliminary data assessment, Open File 5049. Geological Survey of Canada, p. 3.

Meyers, P.A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, **27**(5-6): 213-250.

Miall, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. *In* *Fluvial Sedimentology V. Edited by A.D. Miall*, American Association of Petroleum Geologists, pp. 597-604.

Miall, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, **22**: 261-308.

Miall, A.D. 1991. Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**(4):497-505.

Miall, A.D. 2006. *Geology of fluvial deposits, sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer link publications, Berlin, Germany.

Miall, A.D. 2010. Alluvial deposits. *In* Facies models 4. *Edited by* James, N.P and Dalrymple, R.W., Geological association of Canada, pp. 105-138.

Middelburg, J.J. and Nieuwenhuize, J. 1998. Carbon and nitrogen stable isotopes in suspended matter and sediments from the Schelde Estuary. *Marine Chemistry*, **60**: 217-225.

Middleton, G.V. 1993. Sediment deposition from turbidity currents. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **21**: 89-114.

Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs 2006. Système d'information hydrogéologique. [Online] www.mddefpgouv.qc.ca/eau/souterraines.htm.

Nemec, W. 1990. Aspects of sediment movement on steep deltas slopes. Coarse-grained deltas, special publication of the International Association of Sedimentologist, **10**: 29-73.

Nicoll, T.J., Hickin, E.J. 2010. Planform geometry and channel migration of confined meandering rivers on the Canadian prairies. *Geomorphology*, **116**: 37-47.

Occhietti, S., Parent, M., Shilts, W. W., Dionne, J.-C., Govare, É., Harmand, D., 2001. Late Wisconsinan glacial dynamics, deglaciation and marine invasion in southern Québec. *In* Deglacial History and Relative Sea-Level Changes, Northern New England and Adjacent Canada. *Edited by* Weddle, T. K. and Retelle, M.J., Geological Society of America, Special Paper 351, pp. 245-272.

Occhietti, S. and Richard, P.J.H. 2003. Effet réservoir sur les âges ^{14}C de la Mer de Champlain à la transition pléistocène-holocène: révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional. *Géographie physique et Quaternaire*, **57**(2-3): 115-138.

Ollerenshaw, N.C. 1967. Région de Cuoq-Langis, comtés de Matapédia et de Matane. Government of Quebec, Geological Report, 121: 230 p.

Peters, K.E., Sweeney, R.E., Kaplan, I.R. 1978. Correlation of carbon and nitrogen stable isotope ratios in sedimentary organic matter. *Limnology and Oceanography*, **23**(4): 598-604.

Pickering, K.T., Hiscott, R.N. 1985. Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis. *Sedimentology*, **32**: 373-394.

Pisarska-Jamrozy, M., Weckwerth, P. 2012. Soft-sediment deformation structures in a Pleistocene glaciolacustrine delta and their implications for the recognition of subenvironments in delta deposits. *Sedimentology*.

Posamentier, H.W., Allen, G.P. 1993. Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. *Sedimentary Geology*, **86**(1-2): 91-109.

Postma, G. 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. *In Coarse-grained deltas. Edited by Colella, A., Prior, D.B.*, Special publication of the International Association of Sedimentologists, **10**, pp.13-27.

Prichonnet, G. 1995. Géologie et géochronologie postglaciaire dans la région limitrophe de la Gaspésie et du Bas-Saint-Laurent, Québec. Geological Survey of Canada, no. 488.

Rau, G.H., Takahashi, T. and Des Marais, D.J. 1989. Latitudinal variations in plankton $\delta^{13}\text{C}$: implications for CO_2 and productivity in past oceans. *Nature*, **341**(6242): 516-518.

Rice, S.P., Church, M., Wooldridge, C.L. and Hickin, E.J. 2009. Morphology and evolution of bars in a wandering gravel-bed river; lower Fraser river, British Columbia, Canada. *Sedimentology*, **56**: 709-736.

Richard, P.J.H., Veillette, J., Larouche, A.C., Héту, B., Gray, J.T. and Gangloff, P. 1997. Chronologie de la déglaciation en Gaspésie: nouvelles données et implications. *Géographie physique et Quaternaire*, **51**(2): 163-184.

Rust, B.R. 1972. Structure and process in a braided river. *Sedimentology*, **18**: 221-245.

Sandgren, P. 1983. The deglaciation of the Klippan area, southern Sweden. Ph. D. Thesis, Lund University, Sweden.

Schumm, S.A. 1985. Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **13**: 5-27.

Schumm, S.A. 1993. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *The Journal of Geology*, **102**(2): 279-294.

Shanley, K.W. and McCabe, P.J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **78**: 544-568.

Shaw, J., Gorrell, G. 1991. Subglacially formed dunes with bimodal and graded gravel in the Trenton Drumlin Field, Ontario. *Géographie physique et Quaternaire*, **45**(1): 21-34.

Smith, N.D., Philips, A.C. and Powell, R.D. 1990. Tidal drawdown: a mechanism for producing cyclic sediment laminations in glaciomarine deltas. *Geology*, **18**: 10-13.

St-Onge, G. and Hillaire-Marcel, C.. 2001. Isotopic constraints of sedimentary inputs and organic carbon burial rates in the Saguenay Fjord, Quebec. *Marine Geology*, **176**: 1-22.

St-Onge, G., Lajeunesse, P., Duchesne, M.J. and Gagné, H. 2008. Identification and dating of a key Late Pleistocene stratigraphic unit in the St. Lawrence Estuary and Gulf (Eastern Canada). *Quaternary Science Reviews*, **27**: 2390-2400.

Syvitski, J.P.M. 1991. Towards an understanding of sediment deposition on glaciated continental shelves. *Continental Shelf Research*, **11**(8-10): 897-937.

Veillette, J. 1986. Former southwesterly ice flows in the Abitibi-Temiskaming region: implications for the configuration of the late Wisconsinan ice sheet. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **23**: 1724-1741.

Veillette, J. and Cloutier, M. 1993. Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec [map document]. 1/250 000. Geological Survey of Canada, map 1804A.

Wilson, G.P., Lamb, A.L., Leng, M.J., Gonzalez, S. and Huddart, D. 2005. $\delta^{13}\text{C}$ and C/N as potential coastal palaeoenvironmental indicators in the Mersey Estuary, UK. *Quaternary Science Reviews*, **24**: 2015-2029.

Yagishita, K. And Jopling, A.V. 1983. Grain fabric of planar cross-bedding formed by lateral accretion, Caledon Outwash, Ontario, Canada. *The Journal of Geology*, **91**(5): 599-606.

Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W. and Boyd, R. 1994. The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. *In* Incised-valley system: origin and sedimentary sequences. *Edited by* Dalrymple, R.W., Boyd, R. and Zaitlin, B.A., AAPG Special publication, **51**, pp.45-60.

Zhang, J., Wu, Y., Jennerjahn, T.C., Ittekkot, V. and He, Q. 2007. Distribution of organic matter in the Changjiang (Yangtze River) Estuary and their stable carbon and nitrogen isotopic ratios: implications for source discrimination and sedimentary dynamics. *Marine Chemistry*, **107**: 111-126.

Tables legend

Table 1. Reported radiocarbon ages with calibration

Lab	Reported ^{14}C ages ($\delta^{13}\text{C}=0$ ‰)	Conventional ^{14}C ages ($\delta^{13}\text{C}=-25$ ‰)	Material or species	Calibrated ages BP (minimal)	Calibrated ages BP (maximal)	Relative area (%)	Altitude a.s.l. (m)	Source
QU-84	13450 ± 470	13860 ± 470	<i>Hitella artica</i>	14458	17256	98		Lebuis and David, 1977
ULA-3041	4115 ± 20	4115 ± 20	Wood (<i>Picea</i> sp.)	4529	4809	100		exclusive
Beta-55214		3640 ± 60	Wood	3828	4103	96		Dionne and Coll, 1995
UL-979	5760 ± 80	5760 ± 80	Wood	6398	6743	99		Dionne and Coll, 1995
UL-2156	3670 ± 70	3670 ± 70	Wood	3831	4164	97		Hétu and Gray, 2002
Beta-13854		4410 ± 80	Wood	4851	5288	100		Gray and Hétu, 1987
UL-1572	2990 ± 80	3400 ± 80	Shells mix	2799	3382	100		Gray and Hétu, 1987
Beta-56333		11530 ± 120	<i>Balanus</i> sp	12667	13102	100	70	Coll, 1994
UL-1348	11520 ± 150	11930 ± 150	<i>Mytilus edulis</i>	12882	13675	100	60	Dionne and Coll, 1995
UI-972	10320 ± 130	10730 ± 130	<i>Mytilus edulis</i>	11266	12381	99	53	Coll, 1994
Beta-56334		10410 ± 140	Shells mix	10881	11963	99	50	Coll, 1994
Beta 56335		9660 ± 90	<i>Maconma balthica</i>	10131	10658	100	49	Coll, 1994
UL-860	10720 ± 110	11130 ± 110	Shells mix	12040	12770	100	46	Coll, 1994
UL-788	10740 ± 140	11150 ± 140	<i>Mytilus edulis</i>	12008	12886	100	45	Coll, 1994
UL-873	12750 ± 130	13160 ± 130	Shells mix	14123	15556	100	39	Coll, 1994
UL-884	10180 ± 110	10590 ± 110	Shells mix	11193	12105	100	38	Coll, 1994
Beta 56336		11260 ± 100	Shells mix	12280	12951	100	33	Coll, 1994
UL 926	6900 ± 190	6900 ± 190	Peat	7428	8055	98	33	Coll, 1994
UL 906	9580 ± 140	9580 ± 140	Wood	10550	11238	99	26,5	Coll, 1994
UL-861	9500 ± 100	9910 ± 100	Shells mix	10398	11105	100	26	Coll, 1994
UL-820	8020 ± 90	8020 ± 90	Peat	8603	9127	100	23	Coll, 1994
UL-795	10350 ± 140	10760 ± 140	Shells mix	11306	12403	97	20	Coll, 1994
Beta-52526		4440 ± 60	Peat	5096	5144	99	18	Coll, 1994
UL-814	8170 ± 110	8170 ± 110	Peat	8846	9438	96	17	Coll, 1994
UL-836	8910 ± 100	9320 ± 100	Shells mix	9550	10268	100	16,8	Coll, 1994
UL-903	8190 ± 80	8190 ± 80	Peat	8996	9407	100	16	Coll, 1994
UL-793	6860 ± 90	6860 ± 90	Peat	7570	7869	97	16	Coll, 1994
Beta-52525	7870 ± 60	7870 ± 60	Peat	8544	8977	100	15	Coll, 1994
UL-979	5760 ± 80	5760 ± 80	Wood	6398	6743	99	6,7	Coll, 1994
Beta-56332		4910 ± 90	Shells mix	4782	5427	100	4	Coll, 1994
UL-900	4830 ± 70	4830 ± 70	Wood	5328	5717	100	3,8	Coll, 1994
Beta-56331		4790 ± 100	Shells mix	4551	5279	100	3,7	Coll, 1994
UL-984	4700 ± 80	4700 ± 80	Wood	5287	5600	99	3,8	Coll, 1994
UL-899	4310 ± 70	4310 ± 70	Wood (<i>Picea larix</i>)	4627	5056	97	5,8	Coll, 1994
UL-874	4300 ± 80	4300 ± 80	Wood	4607	5064	95	3,9	Coll, 1994
UL-980	4270 ± 80	4270 ± 80	Wood	4568	5046	99	6,6	Coll, 1994
Beta-55213		4170 ± 60	Wood	4566	4842	96	3,8	Coll, 1994
UL-973	4100 ± 80	4100 ± 80	Wood	4431	4828	100	6,4	Coll, 1994
UL-982	4080 ± 90	4080 ± 90	Wood	4405	4842	99	4,1	Coll, 1994
Beta-55215		4000 ± 70	Wood	4245	4806	100	4,1	Coll, 1994
UL-972	4000 ± 70	4000 ± 70	Wood	4245	4806	100	5,4	Coll, 1994
Beta-55214		3640 ± 60	Wood	3778	4148	100	5,1	Coll, 1994
UL-938	2170 ± 70	2170 ± 70	Wood	2002	2333	100	6,1	Coll, 1994
UL-905	1000 ± 60	1000 ± 60	Wood (<i>Picea larix</i>)	778	1055	100	7,2	Coll, 1994
Beta-55212		4010 ± 60	Wood	4294	4804	100	5,4	Coll, 1994
TO-4559		4270 ± 60	Wood	4617	4976	98	3,8	Dionne and Coll, 1995

UL-891	1520 ± 80	1520 ± 80	Peat	1289	1566	100	7,4	Dionne and Coll, 1995
QU-146	2380 ± 90	2790 ± 90	Shells mix	2061	2705	100	7	David and Lebuis, 1977
QU-152	2260 ± 110	2670 ± 110	Mya sp.	1872	2610	99	6	David and Lebuis, 1977
TO-4305		2250 ± 40	Mesodesma sp.	1476	1951	100	6,6	Dionne and Coll, 1995
UL-858	1830 ± 70	2240 ± 70	Mesodesma sp.	1415	1961	100	6,5	Dionne and Coll, 1995

Nota: Beta, Beta Analytic, Miami, Florida and TO, University of Toronto, Ontario = $\delta^{13}\text{C}$ value adjusted to -25 0/00; QU, UL and ULA, Université Laval, Québec, Quebec = $\delta^{13}\text{C}$ value not adjusted to -25 0/00.

Table 2. Lithofacies characterization and interpretation

Facies	Lithology	Description	Interpretation
1. Matrix-supported, planar stratified sand and gravel (gSm-xp)	Medium sand to small gravel, poorly sorted (4.8). Clasts lie with a preferred orientation parallel to the bedding. G: 28-84%, S: 15-66%, M: 2-18%.	Beds dipping (10 to 35 degree), in a downstream direction. Stratification originates from change in grain size. Beds thickness ranges from 2 to 100 mm and contacts are flat.	Main depositional agent was sediment gravity on an avalanche slope (Nemec, 1990). Variation in the proportion of gravel implies that the water to sediment ratio was fluctuating from flow to flow (Kostic et al. 2005).
2. Matrix-supported, graded gravel and sand (sGm-g)	Coarse sand to medium gravel, poorly sorted (2.5). G: 2-78%, S: 18-95%, M: 3-9%.	Larger clasts are imbricated. Co-set beds are differentiated by sharp internal bounding, defined by normal to inverse grading and drastic change in the content of sand. Beds are 10 to 100 cm thick.	The imbrication of large clasts suggests bedload transport. Numerous internal bounding s might refer to channels undercutting during episode of high flow. Fluctuation of flow during episode of deposition is also suggested by inverse and normal grading.
3. Matrix-supported, trough cross-stratified sand and gravel (gSm-xi)	Coarse to fine sand with variable proportions of gravel, well sorted (1.49). G:22-42%, S: 34-77%, M: 2-24%	Trough cross stratification forms shallow scoop, between 0.5 and 2 meters wide. Beds are defined by multiple sheets of coarse sand grading into fine sand and silt, between one and 5 centimeters thick.	Trough cross stratification are caused by the migration of 3-D dunes with sinuous shaped crest, that implies turbulent flows (Miall, 2006). Good sorting implies a hydraulic sorting by a continuous flow in a channel (Miall, 2006). Occurrence of fine lamina and some oversized clasts indicate variable flow.
4. Clast-supported, imbricated gravel (sGc-i)	Coarse gravel and small cobble, very poorly sorted (6.37). G: 67%, S: 31-22%, M: 2-11%.	Open framework with crude stratification. Clasts are imbricated and defined subhorizontal beds between 10 and 100 mm thick. Beds are dipping at angle between 0 and 14°.	Imbrication and horizontal bedding implies transportation of gravel in planar sheets, which would be expected in very high competent flow (Rust, 1972). Deposition occurred rapidly, as suggest by the lack of sorting and poor-defined bedding (Kostic et al. 2005).
5. Clast-supported, stratified gravel, and cobble (cGc-xi)	Coarse sand, gravel and cobble, very poorly sorted (5.9). G: 77-84%, S: 12-22%, M: 1-5%.	Open framework composed of well imbricated clasts, dipping in multiple directions. Beds are between 200 to 500 mm thick. Contacts are defined by sudden change in grain size and by change in dipping orientation. They randomly show normal grading and are marked locally by boulder lines.	Imbrication refers to tractional transport in powerful flow and deposition in the form of bedload sheets on fluvial bar or into the channel (John Shaw, personal communication). Strata dipping in opposite direction might refer to accretion on middle bar, in opposite direction away from the mid-bar or into the channel (Lunt et al. 2004). Overall, the grain size and grading between individual gravel beds suggests highly variable flow. Boulders may represent lag deposit during flood stage.
6. Mix matrix/clast-supported, stratified gravel and boulder (fGm/c-x)	Coarse gravel, poorly sorted (2.5). Matrix-supported gravel has bimodal grain size, between cobble and fines. G: 85%, M: 15%.	Clasts are imbricated and defined subhorizontal beds between 5 to 30 centimeters thick. Show openwork gravel interlayered with matrix-supported gravel. Beds are dipping at angle between 5 to 22°.	Bedding and imbrication reflects tractional transport, which is mostly associated with bedload deposits (Nemec, 1990). In flow with shear velocities well above critical values, large clasts have higher velocities than small clasts, which permit a powerful sorting and create openwork texture (Shaw 1991). Matrix-rich gravel results from bed load transport over an avalanching slope and suspension load deposition from return flow (Shaw, 1991).
7. Massive fine (sFm-m)	Very coarse silt to coarse sand, poorly sorted (3.9). It contains a variable amount of sand (between 36 and 87%) and mud.	No apparent bedding. The deposit reaches between 0.6 and 1.2 meter in thickness.	Massive fines refer to gravity flow deposition during waning stage of floods. The poor sorting suggests rapid deposition while the lack of structure could come from the reworking of deposits by the next episode of flooding or bioturbation.
8. Stratified sand, with horizontal bedding (fSm-xh)	Fine to coarse-grained sand, poorly sorted (3.05). Larger clasts, subrounded to angular, are occasionally embedded. Sand: 58-95%, Silt: 4-39%, Clay: 1-3%.	Horizontal rhythmic bedding, coarse sand grades into fine sand with lower sharp contact. Couplet thickness varies between 100 and 400 mm. Wavy beddings and small ripples are randomly visible. Many internal syndimentary deformations are displayed.	Rhythmic bedding and occurrence of silt and clay refer to deposition in a basin characterized by alternating phase of hyperpycnal flows (sand beds) and suspension (silt lamina) (McCabe and Eyles, 1988). Rhythmicity is induced by discharge variation (Eilersten et al. 2011) and/or by tidal influence (Smith et al. 1990). Oversized clasts are associated with ice-rafted debris. Wavy

9. Stratified fine, with horizontal bedding (sFm-xh)

Fine-grained sand and silt, poorly-sorted (2.7). Sand: 0-56 %, Silt: 41-71%, Clay: 3-35%.

Horizontal rhythmic bedding, fine silt layer grades into silt and clay, with lower sharp contact. Couplet thickness varies between 2 and 10 centimeters. Wavy beddings are visible.

bedding results from traction current, modifying the surface of the newly deposited layer (Kostic et al. 2005).

Table 3. $\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$ and C/N values classified by depositional environments.

Unit	N	$\delta^{13}\text{C}/12\text{C}$			C/N		
		Average	Median	Std	Average	Median	Std
II	13	-27,38	-27,28	0,60	3,54	3,38	0,56
III	16	-27,54	-27,44	0,85	4,94	4,22	1,76
IV	19	-27,18	-26,87	1,71	9,14	8,95	2,61

Illustrations legend

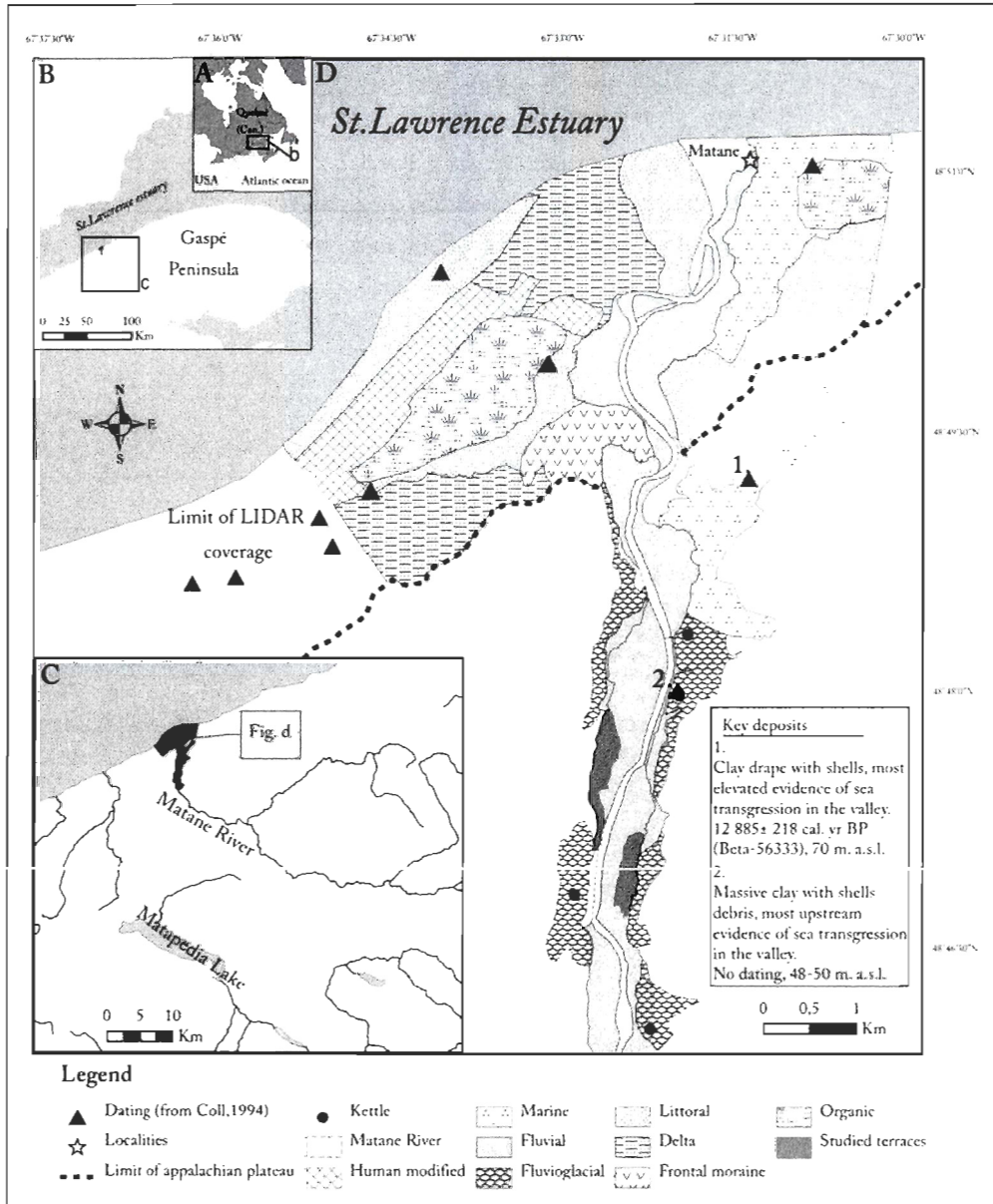


Fig. 1. Maps showing the location of the Matane valley and the morphosedimentology of surface deposits in the lower ten kilometers. (Modified from Coll, 1994).

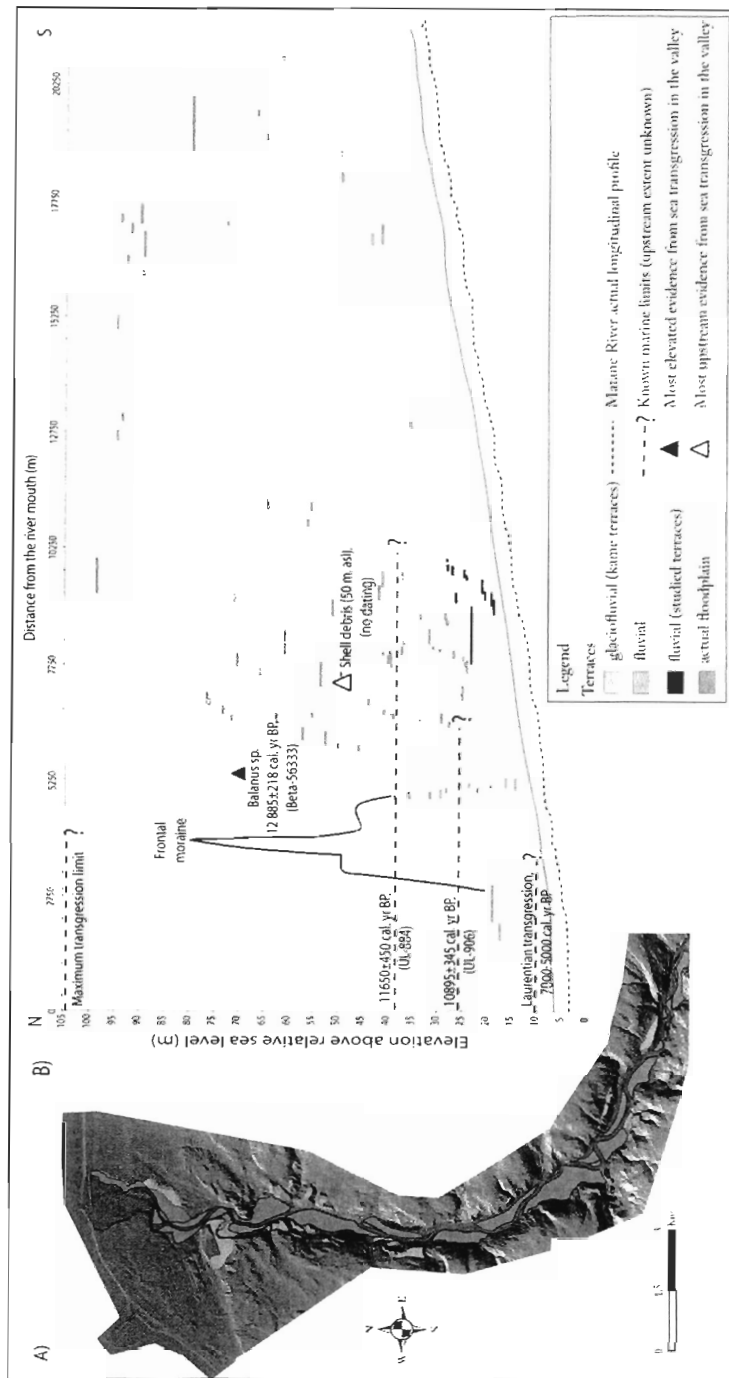


Fig 2. Terrace surfaces located in the lower Matane valley classified by type of genesis processes: (A) LIDAR coverages with mapped terrace surfaces, (B) maximum altitude of terrace surfaces reported on the longitudinal profile.

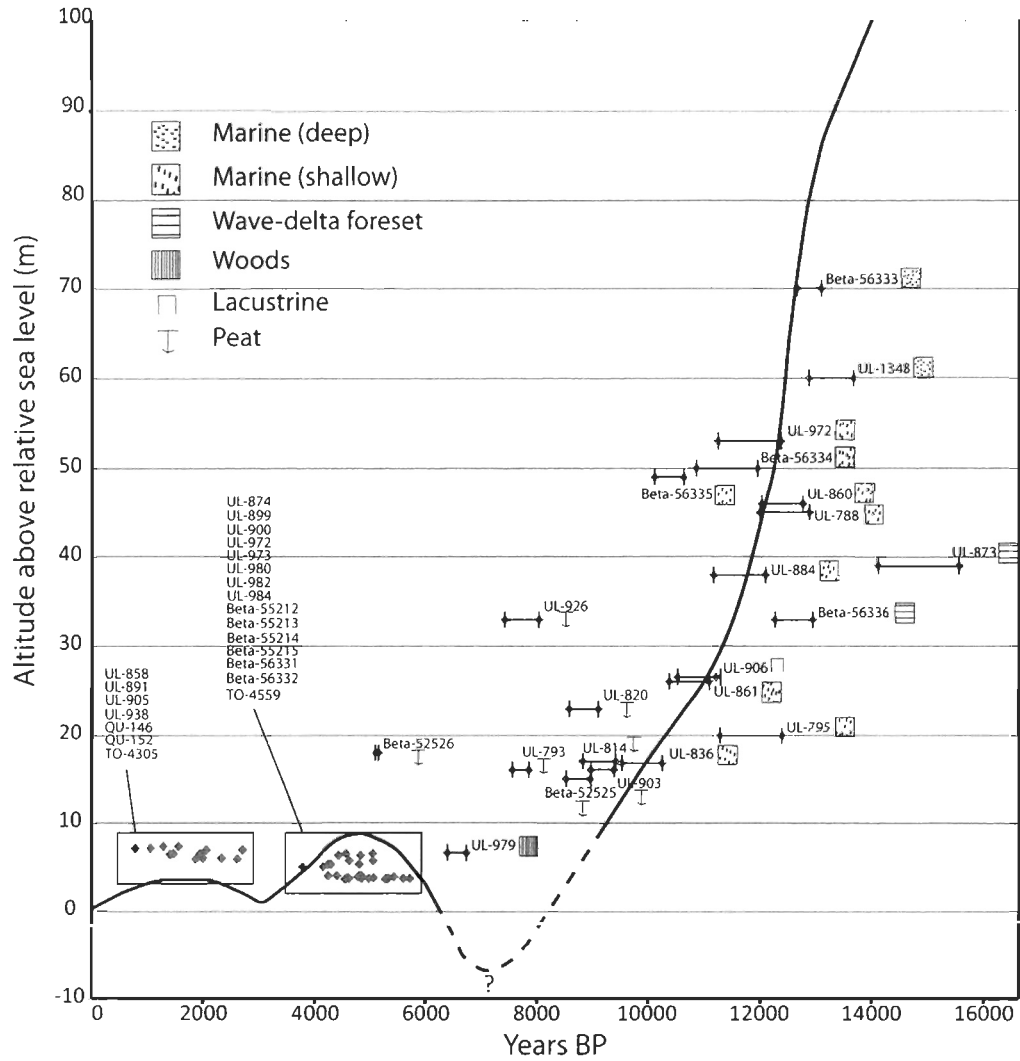


Fig. 3. Sea-level emersion curve from the Matane region, with calibrated ages. (Modified from Coll, 1994)

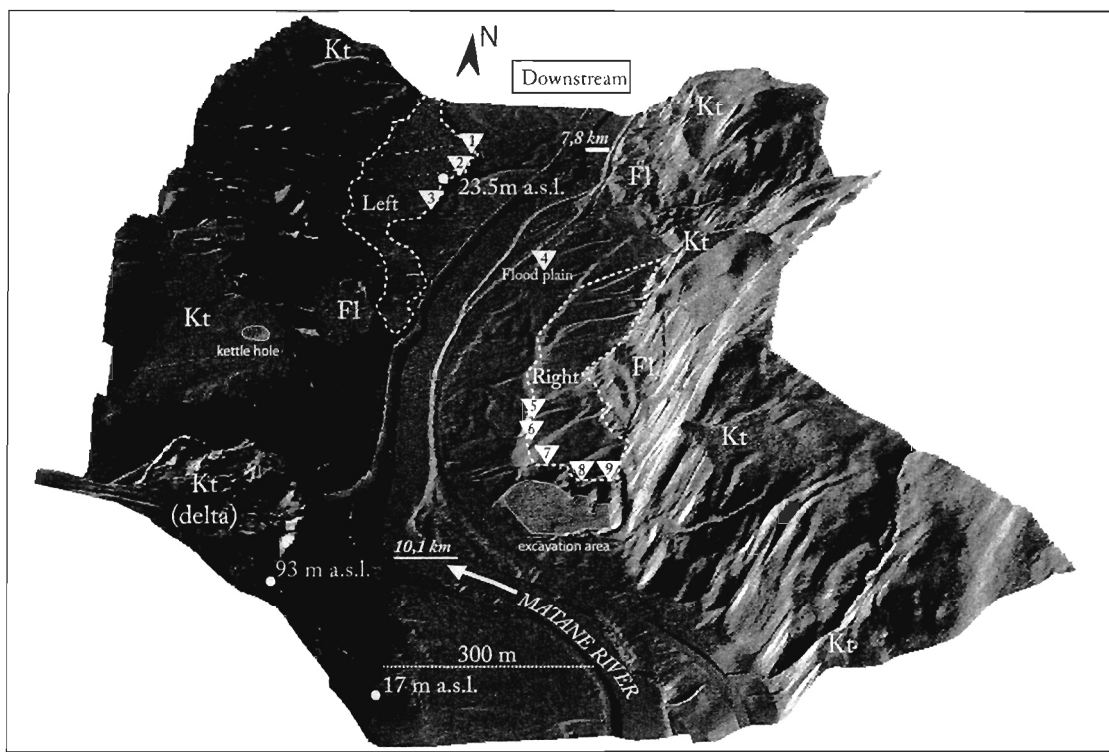


Fig. 4. LIDAR images of the studied terraces (dashed lines) and main geomorphological features of the Matane valley (Kt: kame terrace, Ft: fluvial terraces). Many relict channels forms can be observed at the surface of the right terrace and the floodplain. Stratigraphic sections are identified with white triangle, numbered from one to nine in an upstream direction. The vertical exaggeration of ground elevation is 3.

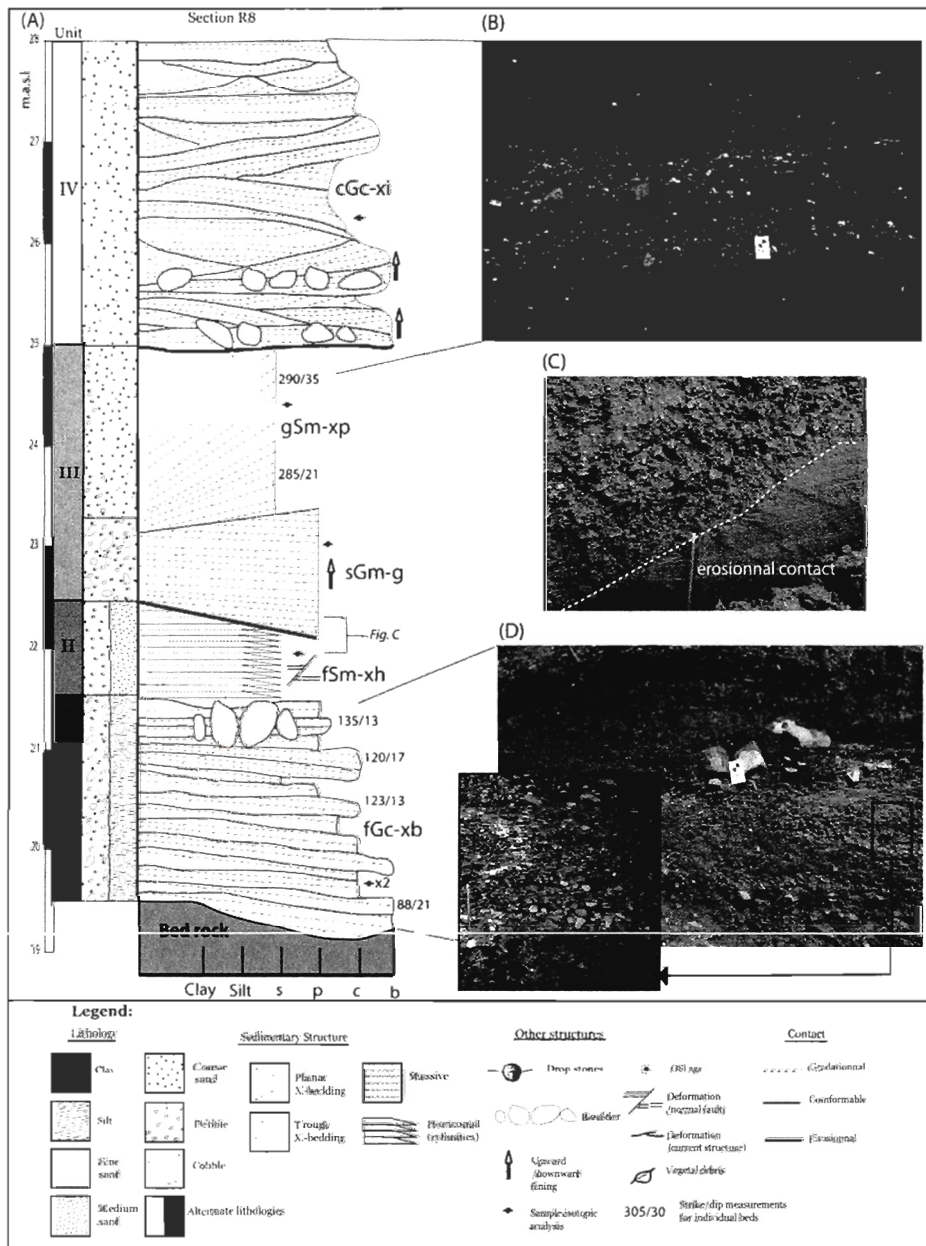


Fig. 5. (A) Stratigraphic column illustrating sediments units from section L8: (B) photograph of upper fluvial unit (Unit IV) showing coset beds of stratified coarse gravel with inverse orientation and erosive contact with Unit III, (C) photograph of erosive and oblique contact between deltaic deposit (Unit III) and prodeltaic rythmites beds (Unit IV), (D) photograph of stratified coarse gravel with large subrounded clasts topping the deposits in Unit I. Note in smaller box, coarse gravel embedded in silty matrix. The legend applies to Figs 6, 8 and 9.

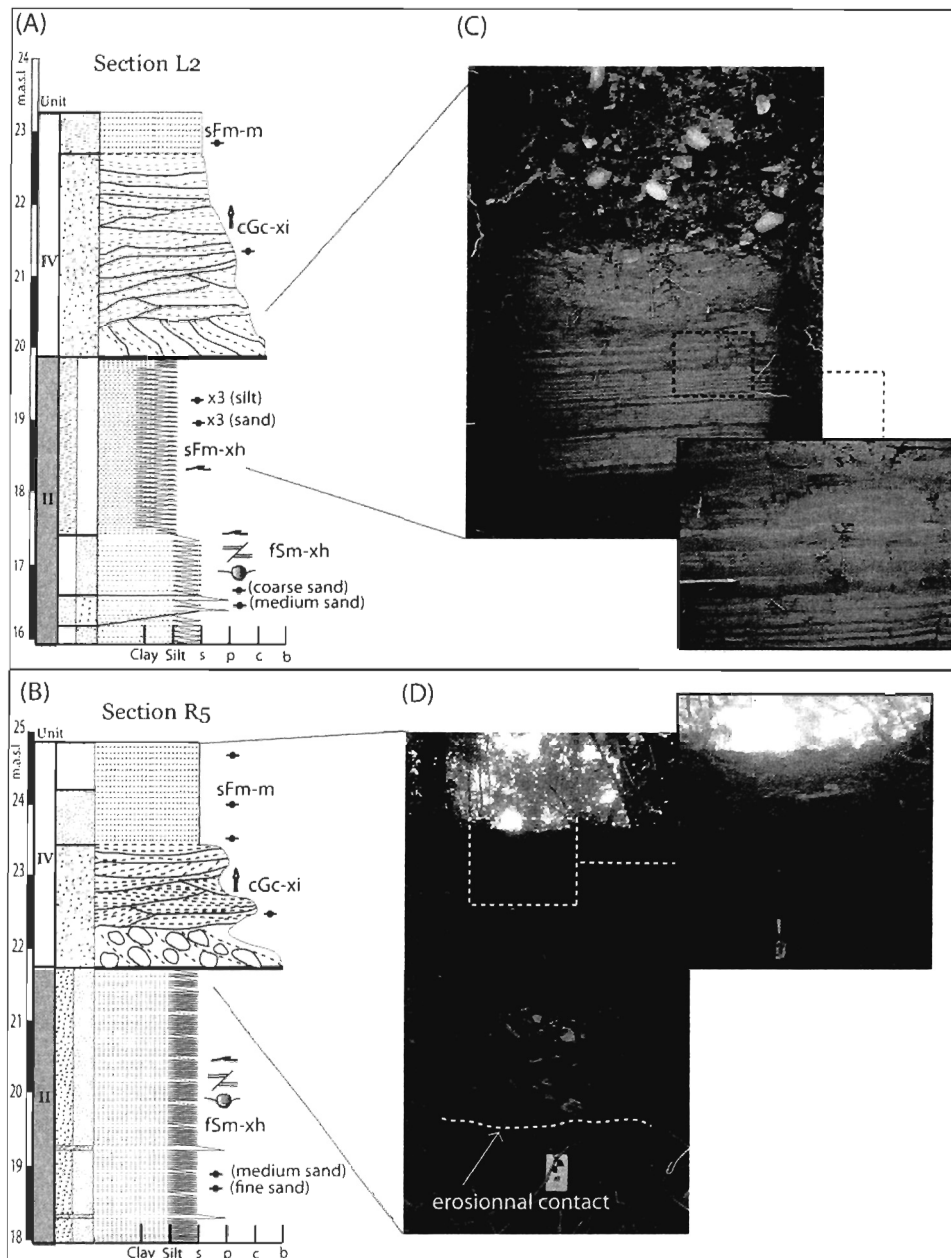


Fig. 6. Stratigraphic columns illustrating sediments units from sections (A) L2 and (B) R5: (C) photograph of the contact between upper fluvial deposit (Unit IV) and fine-grained rhythmites deposits (Unit II) is erosional. Fine grained layers shows wavy bedding and variable thickness, (D) photograph of bedload deposit is topped by massive sand deposits with pedogenic horizon. Lower contact between Unit IV and Unit II is erosional and marked by boulder-size sediments lags. Legend is given in Fig. 5 and facies code in Table 2.

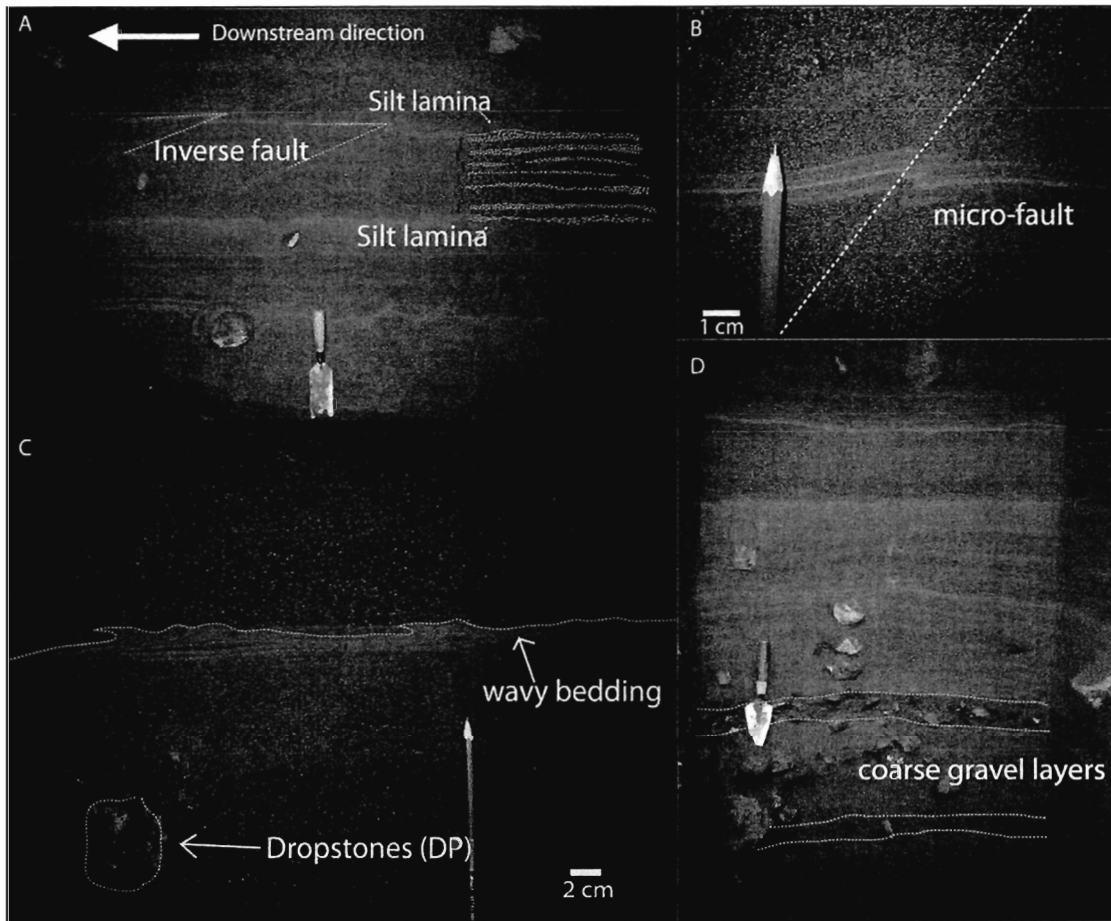


Fig. 7. Bedding structures and deformations in prodeltaic deposits (Unit II) from section R5: (A) inverse fault and multi layers couplets of medium to coarse sand grading in fine sand (B) close-up on small-scale inverse fault, (C) wavy bedding on the finest lamina and (D) dropstones and coarse grained layers interpreted respectively as ice-rafted debris and underflows deposit.

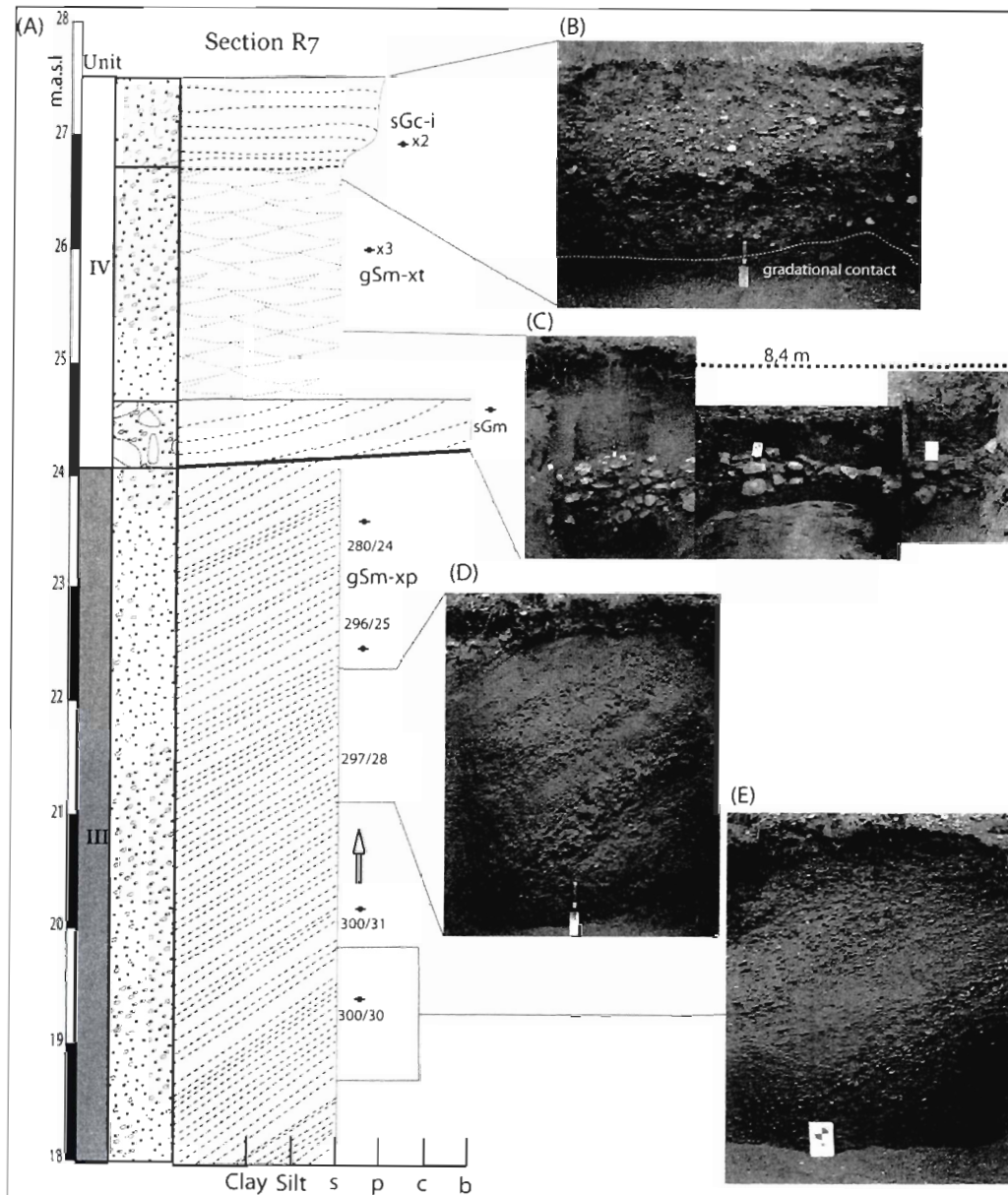


Fig. 8. (A) Stratigraphic columns illustrating sediment units in section R7: (B) crudely stratified coarse gravel represents aggradation on the upper surface of mid channel or on lateral bank in a fluvial environment, (C) fluvial deposit (UNIT IV) is define below by a stratified deposit with boulder-size sediment with variable thickness, (D and E) upper and lower foreset beds. Legend is given is Fig. 5 and facies code in Table 2.

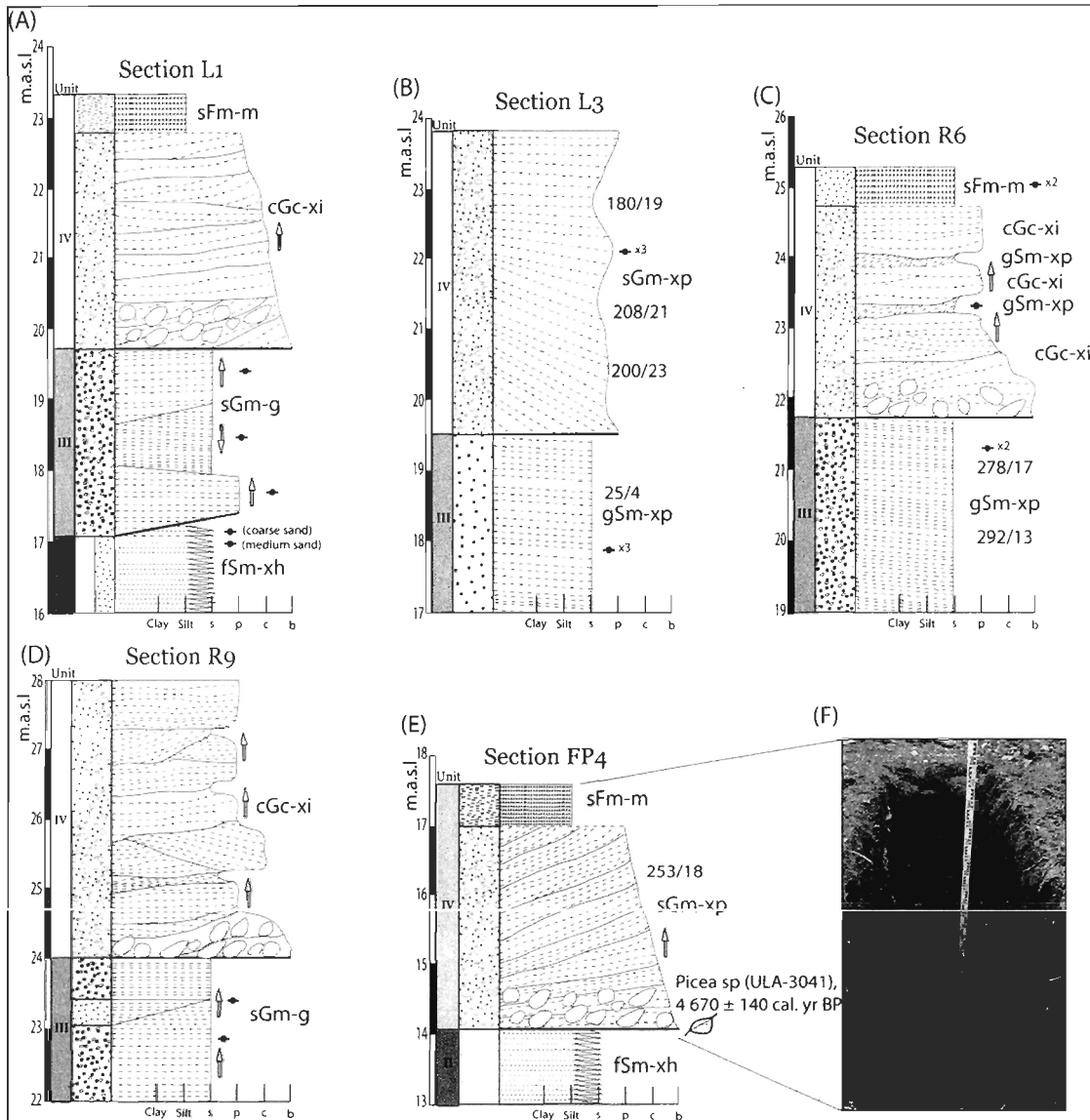


Fig. 9. Stratigraphic columns illustrating the sediments unit section L1 (A), L3 (B), R6 (C), R9 (D) and FP4 (E). Photograph (F) shows the total depth of the pit hole hand-excavated directly from the surface of the first level of plain. Exfiltration of water at the bottom marks the contact with fine grained deposit from Unit II. Legend is given in Fig. 5 and facies code in Table 2.

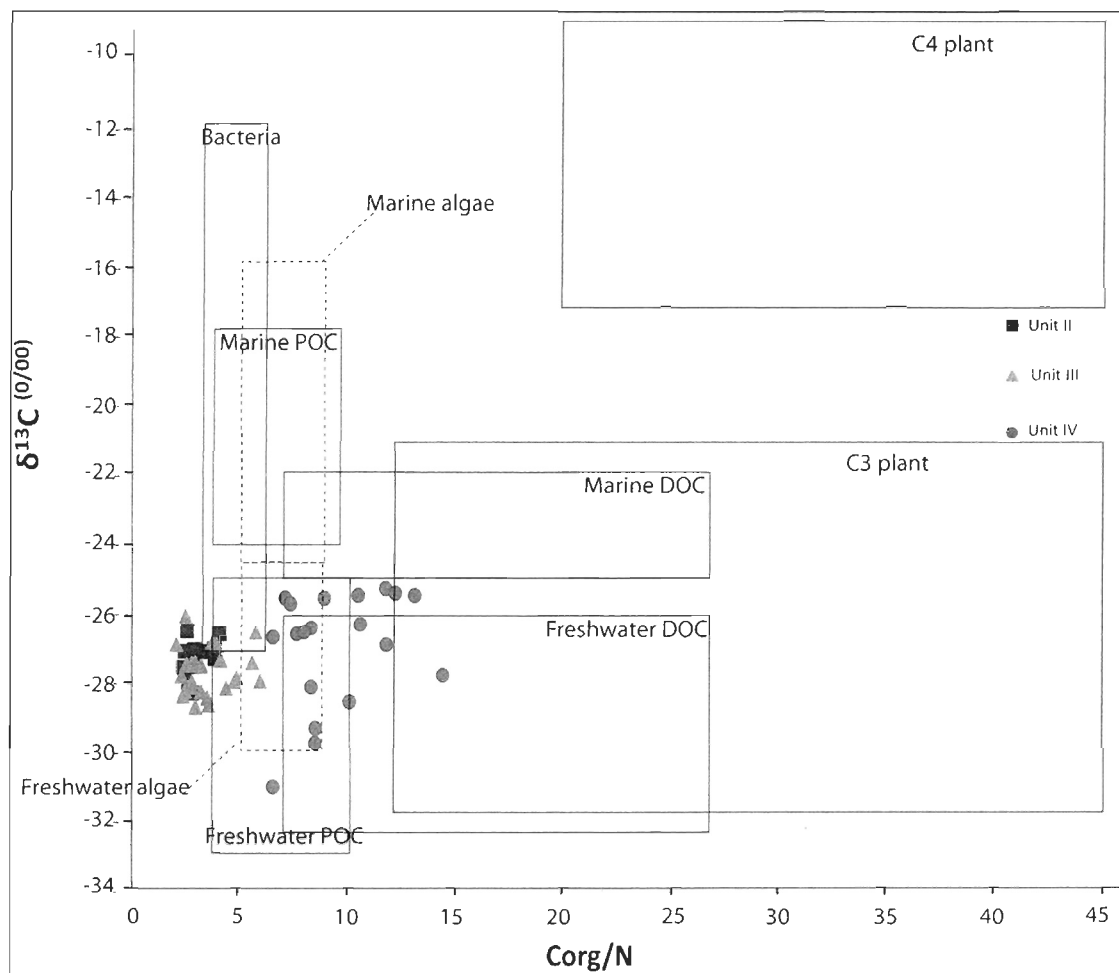


Fig. 10. Typical $\delta^{13}\text{C}$ (‰) and C/N ranges for organics inputs to coastal environments (modified from Wilson et al. 2006), with data obtained from this study, classified by depositional environment.

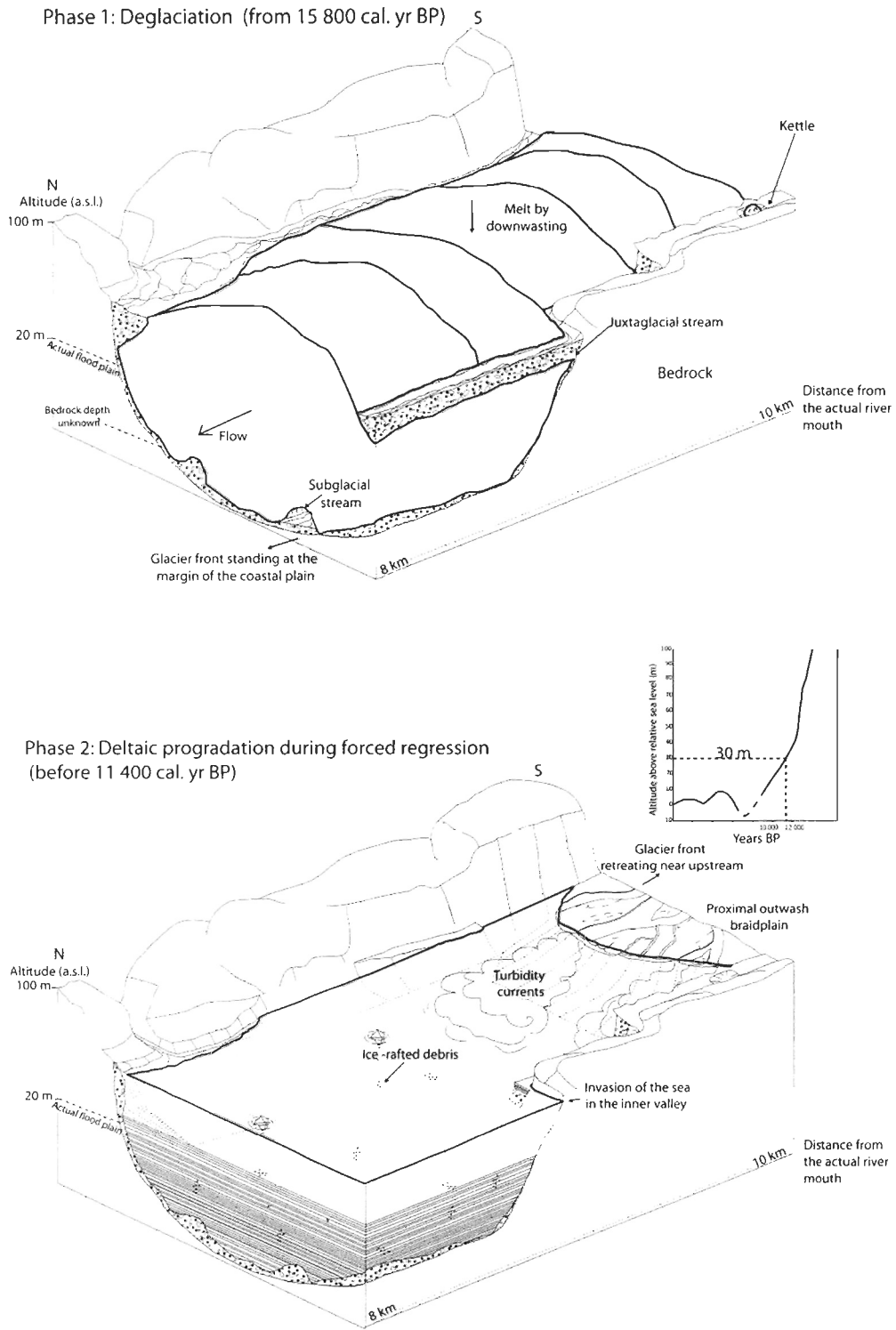
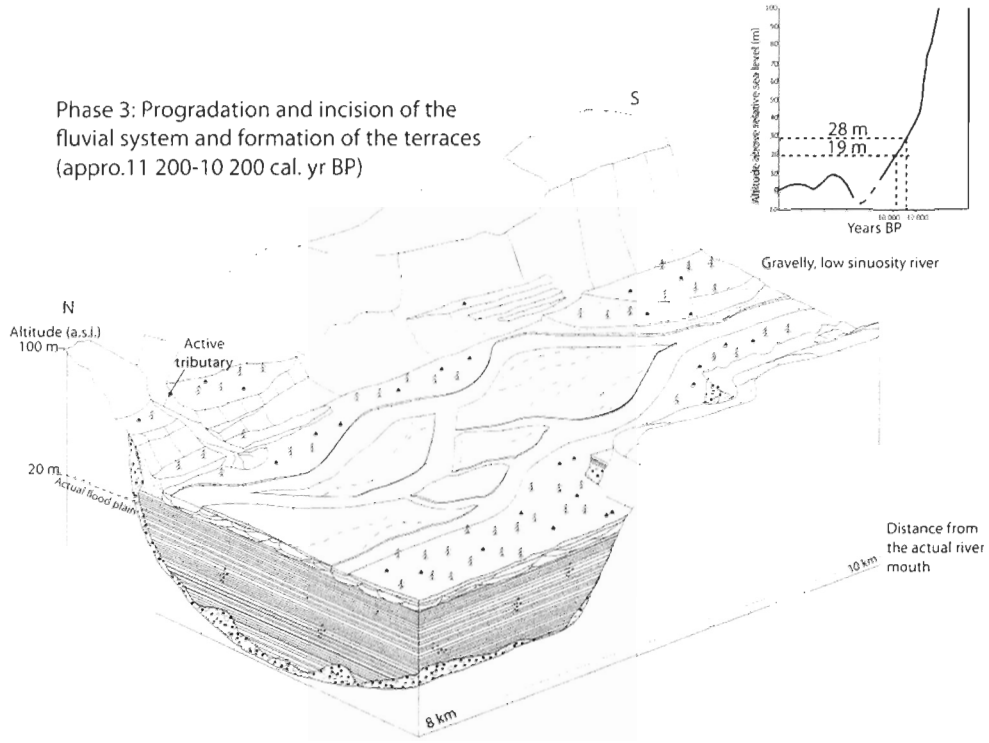


Fig. 11. Evolution model of the Matane river valley (1)

Phase 3: Progradation and incision of the fluvial system and formation of the terraces (approx. 11 200-10 200 cal. yr BP)



Phase 4: Fluvial aggradation and formation of the actual alluvial plain (from 4670 cal. yr BP)

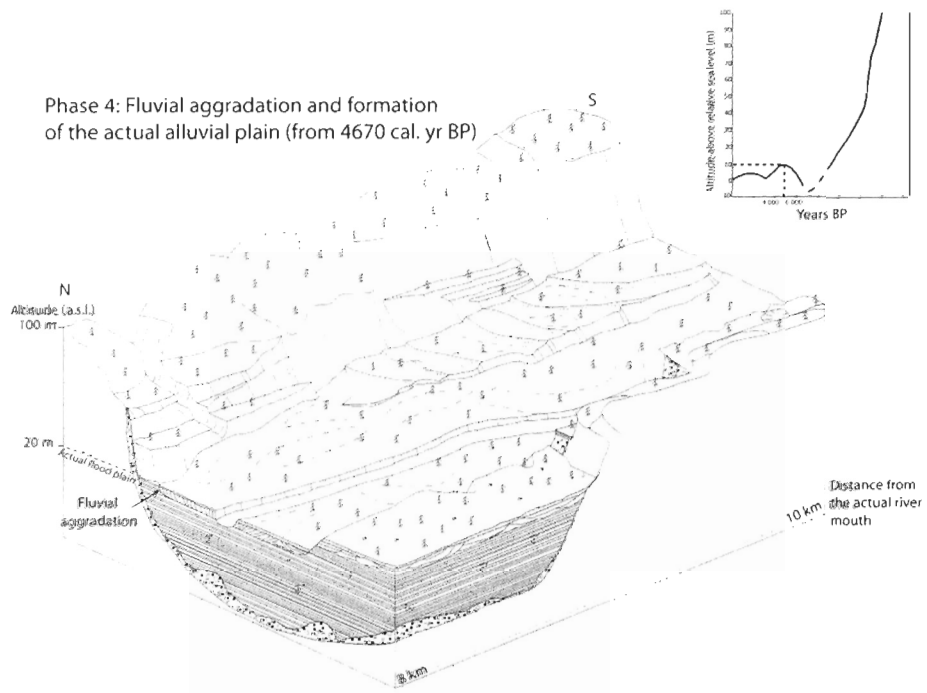


Fig. 11. Evolution model of the Matane river valley (2).

CHAPITRE V

CONCLUSION

La présente étude permet d'améliorer les connaissances sur la séquence de déglaciation dans la vallée de la rivière Matane et définit pour la première fois les étapes de construction d'une plaine alluviale dans une vallée glaciaire de Gaspésie. Une combinaison rare de relevés stratigraphiques, d'images LIDAR à haute résolution, d'analyses géochimiques et de datations au radiocarbone a permis de définir quatre environnements sédimentaires qui traduisent l'influence des fluctuations du niveau marin et des sources sédimentaires sur les mécanismes de comblement d'une vallée incisée d'environnement glaciaire au cours de l'Holocène dans la portion nord de la péninsule gaspésienne. Le modèle conceptuel établi présente des caractéristiques similaires avec d'autres modèles séquentiels de vallées incisées en milieu glaciaire, particulièrement les modèles de vallées de fjord de Norvège et du Groenland.

Le secteur d'étude général est la basse vallée de la rivière Matane, soit de l'embouchure actuelle de la rivière jusqu'au vingtième kilomètre en amont. Dans ce secteur, 94 segments de terrasses ont pu être identifiés à partir des images LIDAR. Elles ont deux origines différentes : soit des dépôts de contact glaciaire (terrasses de kame) ou des dépôts incisés par des écoulements fluvioglaciaires et/ou fluviaux. Des terrasses, situées entre le huitième et le dixième kilomètre depuis l'embouchure, ont été choisies comme secteur d'étude spécifique pour les analyses stratigraphiques. Ces terrasses sont situées dans la zone maximale estimée d'invasion de la Mer de Goldthwait dans la vallée, suivant la déglaciation. Leur altitude varie entre 23,2 et 28 mètres au-dessus du niveau marin relatif. Huit sections stratigraphiques ont permis de décrire la stratigraphie des terrasses. Des échantillons de sédiments ont été prélevés à des fins d'analyses granulométriques et géochimiques. Un puits a été creusé à même la plaine alluviale, avec une altitude maximale de 17 mètres d'altitude (n.m.r).

L'analyse stratigraphique a permis d'identifier quatre grandes unités sédimentaires, possédant des faciès, une distribution spatiale et des degrés de préservation caractéristiques. La première unité (Unité I) consiste en un dépôt de graviers grossiers, stratifiés et imbriqués, possédant une texture variant de clastique à matricielle. Elle est observée dans une seule coupe (R8), reposant sur une portion de roc polie. Elle possède un contact concordant avec l'unité supérieure (Unité II). L'unité I est interprétée comme un dépôt alluvial mis en place par un écoulement sous-glaciaire alors que la langue glaciaire occupait cette portion de la vallée de la Matane. L'unité II est composée de sédiments fins (sables grossiers jusqu'à des argiles), stratifiés horizontalement et alternants des lits grossiers et fins (rythmites). Plusieurs blocs surdimensionnés sont encastrés à travers les lits et plusieurs structures de déformations (failles normales et inverses, lits ondulés) ont également été observées. Cette unité constitue la portion inférieure de la grande majorité des sections étudiées, ainsi que celle de la plaine actuelle. La rythmicité des lits, le contact graduel entre les lits grossiers et fins ainsi que le contact inférieur érosif du lit grossier permettent de déterminer que l'unité II a été mise en place par des courants hyperpycniaux dans un bassin relativement profond. Considérant le mode d'accumulation des sédiments, la grande étendue spatiale et la présence d'indicateurs de transport glaciaire (blocs de délestage et déformations intra-formationnelles), l'unité II est interprétée comme un environnement prodeltaïque, dans un bassin alimenté par les eaux de fusion glaciaire. L'unité III est composée de sables et graviers moyens, avec des stratifications obliques orientées vers le nord, nord-ouest. Les lits possèdent un pendage élevé à faible. L'unité III surimpose l'unité II avec un contact concordant. Les lits obliques dont le pendage excède vingt-cinq degrés sont interprétés comme résultant d'une accumulation de sédiments sur une face d'avalanche, liée à une perte de compétence de l'écoulement aboutissant dans un bassin. La coupe située la plus en amont du secteur d'étude (R7) révèle des lits obliques atteignant plus de six mètres de hauteur. Ces lits obliques sont interprétés comme les lits frontaux d'un delta de type Gilbert. Les lits de plus faible épaisseur et ceux possédant un pendage faible (trois à cinq degrés) sont interprétés respectivement comme les dépôts de chenaux secondaires à la surface du delta et la portion distale des lits frontaux. La portion supérieure des terrasses est occupée entièrement par l'unité IV, qui consiste en des sables grossiers et des graviers de tailles variables, stratifiés et imbriqués. Les lits présentent des gradients granulométriques normaux ainsi que plusieurs valeurs de pendage et

d'orientation. Des blocs de grande taille (plus de trente centimètres) sont observés dans la portion inférieure de l'unité IV tandis que des dépôts massifs de sables grossiers et silts recouvrent la surface des terrasses les plus basses en altitude. L'unité IV possède un contact discordant et irrégulier avec l'unité II ou avec l'unité III. Considérant la distribution granulométrique des dépôts, l'imbrication des graviers et la morphologie de la surface des terrasses étudiées (à partir des images LIDAR), l'unité IV est interprétée comme une unité fluviale. Les conditions locales d'écoulement dans un système fluvial étant très variables, il est difficile de statuer sur les débits et la charge sédimentaire prévalant lors de la mise en place de cette unité. Les multiples valeurs de pendage et d'orientation des lits et la composition granulométrique hétérogène des dépôts suggèrent la présence de chenaux peu profonds se recoupant fréquemment, de transport des sédiments en charge de fond et d'une forte variabilité dans la compétence de l'écoulement. Les dépôts fins et massifs dans la portion supérieure sont interprétés comme des alluvions transportées en suspension et déposées en dehors du ou des chenaux lors d'épisodes d'inondation (dépôt de débordement).

Les unités sédimentaires identifiées ont été utilisées pour composer un modèle conceptuel de comblement de la vallée incisée de la rivière Matane en quatre phases. Premièrement, le cycle de déglaciation dans la vallée de la Matane s'entame à l'ouverture d'une baie de vèlage dans l'estuaire du Saint-Laurent vers 13 500 ans BP (date non-calibrée). Les terrasses de kame, situées dans la portion haute des versants de la vallée, témoignent d'écoulements juxtaglaciaires alimentés par les eaux de fonte de la langue glaciaire. L'unité I quant à elle témoigne également d'écoulement de fonte, mais sous-glaciaire. Deuxièmement, la subsidence du continent et la hausse globale du niveau eustatique entraînent une transgression dans la région de Matane d'une amplitude de 100-110 mètres, correspondant à l'extension maximale de la Mer de Goldthwait. Le retrait des glaces de la vallée glaciaire a initié un rehaussement isostatique, engendrant une phase de régression forcée. L'invasion marine dans la vallée de la Matane s'est donc produite suivant le retrait graduel de la langue glaciaire, pendant une période de régression du niveau marin. L'unité prodeltaïque (Unité II) fut mise en place par les eaux de fonte du glacier. Les écoulements, chargés en sédiments fluvioglaciaires, ont contribué à combler le bassin ennoyé de la vallée de la Matane via des courants de forte densité. L'emplacement de l'unité II suggère que l'ennoisement de la vallée s'est produit au-delà du dixième kilomètre depuis l'embouchure. Dans un troisième temps,

des taux de sédimentation élevés et l'abaissement rapide du niveau marin ont contribué à réduire l'espace d'accommodation dans le bassin, favorisant une progradation du système alluvial. L'unité de lits frontaux (Unité III), quoique fortement tronquée, révèle la position d'un delta de type Gilbert à l'extrémité amont de ce bassin. L'altitude minimale (28 mètres au-dessus du n.m.r.) de ce delta suggère un âge minimal de formation de 9800 ans BP. Cet âge correspond à une période approximative de diminution du taux de régression du niveau marin selon la courbe d'émersion établie par Coll (1994). De plus, un talus de terrasse marine sur la plaine côtière de Matane, dont l'altitude inférieure varie entre 25 et 30 mètres (n.m.r), suggère qu'une période de stabilité du niveau marin ou une transgression de faible amplitude se soit produite à l'Holocène récent. Cette période de stabilité du niveau marin pourrait donc être associée à la mise en place d'un delta de type Gilbert à l'extrémité amont du fjord toujours ennoyé. Finalement, la régression du niveau marin et le comblement total du bassin ont favorisé la formation d'une plaine alluviale au-dessus de la limite marine. Cette unité fluviale (Unité IV) est associée à des écoulements en chenaux multiples, mobiles et potentiellement associés à une rivière graveleuse à tresses. L'incision du chenal, suivant la régression du niveau marin, a eu comme conséquence le découpage des dépôts de la vallée en terrasses. La présence de dépôts de débordement à la surface des terrasses inférieures démontre qu'au cours de l'incision, le rôle joué par les écoulements d'inondation s'est accru, favorisant ainsi la formation d'une plaine inondable bordant le ou les chenaux. Il est également suggéré que l'épuisement des sources sédimentaires et la colonisation végétale graduelle dans le bassin versant aient contribué à limiter la migration latérale des chenaux et favorisé l'incision verticale des dépôts sous-jacents. Les terrasses, telles qu'observées aujourd'hui dans la basse vallée, ont été incisées lors de la phase finale de régression de la Mer de Goldthwait. La rivière s'est incisée à un niveau inférieur à celui actuel, soit environ 3,5 mètres sous la plaine actuelle. La base des dépôts alluviaux dans la plaine alluviale a été datée à 4115 ± 20 ans BP, ce qui suggère qu'une nouvelle phase transgressive, associée à la Transgression Laurentienne, a engendré une reprise de l'accumulation dans la plaine alluviale jusqu'à dix kilomètres en amont.

L'analyse des ratios isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$) et des éléments stables (Corg/N) a permis de confirmer l'interprétation des trois principales unités sédimentaires (Unité II-III-IV) décrites dans les sections stratigraphiques. Même si les valeurs absolues de chaque échantillon ne

permettent pas de déterminer avec précision la ou les sources de la matière organique présente dans les sédiments, elles démontrent que chaque environnement sédimentaire porte une signature en isotopes et en éléments stables qui lui est propre. L'unité prodeltaïque (Unité II) présente des valeurs suggérant des sources de matières organiques de type algues lacustres et marines, ce qui est logique considérant que le bassin occupant la basse vallée de la rivière Matane était en contact avec la Mer de Goldthwait et recevait également d'importants apports d'eau douce de fonte. Les valeurs calculées sont ainsi comparables à celles retrouvées dans la portion amont des estuaires. Le spectre de valeurs de l'unité II est très étroit, ce qui suggère des sources de matières organiques homogènes dans cette portion du bassin. Les unités de lits frontaux deltaïques (Unité III) et fluviales (Unité IV), quant à elles, présentent des valeurs traduisant une influence croissante des sources de matières organiques d'origine terrestre. Leur spectre de valeurs est plus étendu, ce qui est logique avec l'idée que la variabilité locale des conditions d'écoulements dans ces environnements influence la distribution et l'origine de différentes sources de matière organique. Au final, c'est la direction du changement dans les valeurs en isotopes et en éléments stables qui permet, en complémentarité avec les analyses stratigraphiques, de confirmer la séquence sédimentaire établie. Dans cette étude, les trois principales unités sédimentaires (Unité II-III-IV) présentent un gradient dans le contenu en matière organique avec deux sources (*end-member*), soit entre des algues lacustres/marines et des plantes terrestres.

Le modèle conceptuel élaboré pour la vallée incisée de la rivière Matane est, en plusieurs points, similaire aux modèles séquentiels de vallées de fjord. Les dépôts glaciomarins de faible épaisseur au sommet des terrasses de kame, tels que rapportés dans l'étude de Coll (1994), représentent le cortège sédimentaire de déglaciation et transgression décrit dans les modèles de vallées de fjord. Les dépôts sont généralement très minces parce que la transgression est contrôlée par le recul des glaciers, ce qui engendre une phase régressive. La majeure partie des sédiments comblant la vallée incisée dans le secteur à l'étude consiste en des sédiments prodeltaïques mis en place lors du retrait de la langue glaciaire. Il est difficile de distinguer clairement l'influence de la langue glaciaire sur la mise en place des dépôts prodeltaïques, deltaïques et fluviaux. La vallée ennoyée était clairement soumise à une dynamique de glaces flottantes d'origine glaciaires ou marines. Des glaces résiduelles situées dans la portion amont du bassin versant ont pu contribuer à alimenter tardivement des

écoulements très dynamiques alors que le glacier n'était plus en contact avec le bassin. Les unités d'origine deltaïque et fluviale de la vallée de la rivière Matane représentent néanmoins les cortèges sédimentaires de régression forcée suggérés par les modèles de vallées de fjord.

Puisqu'une grande partie des dépôts formant la vallée incisée de Matane sont fortement disséqués ou tout simplement inaccessibles, il est difficile de reconstituer la séquence sédimentaire de la déglaciation et de la phase postglaciaire dans son intégralité pour l'ensemble de la vallée. Les sédiments exposés dans les terrasses étudiées permettent néanmoins de reconstituer la séquence sédimentaire de la portion supérieure de la vallée incisée de la rivière Matane. Il est très intéressant de pouvoir observer jusqu'à quatre environnements sédimentaires différents dans des terrasses de faible élévation. Cette étude montre également le potentiel à utiliser une approche multidisciplinaire pour reconstituer l'évolution des environnements sédimentaires complexes, tel que les vallées incisées. Plusieurs forages et des relevés sismiques seraient toutefois nécessaires pour définir l'emplacement des différentes couches limites ainsi que la profondeur de la roche-mère. La morphologie de la vallée (roc) joue notamment un rôle déterminant dans la compréhension des séquences sédimentaires dans les vallées de fjord. L'application de nouvelles techniques de datation permettrait éventuellement de raffiner le cadre chronologique de transgression-régression dans la vallée de la rivière Matane au cours de l'Holocène.

BIBLIOGRAPHIE

Abreu, V.S. et Anderson, J.B. 1998. « Glacial eustasy during the Cenozoic: sequence stratigraphic implications ». *American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin*, vol. 82, no 7, p.1385-1400.

Alcock, F.J. 1944. « Further information on glaciation in Gaspé ». *Transactions of the Royal Society of Canada, Series 3, Section 4*, no 28, p.15-21.

Allen, G.P. et Posamentier, H.W. 1993. « Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde estuary, France ». *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 63, no 3, p.378-391.

Allen, J.R.L. 1965. « A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments ». *Sedimentology*, vol. 5, no 2, p.89-191.

Ashley, G.M., 1975. « Rhythmic sedimentation in glacial Lake Hitchcock, Massachusetts-Connecticut ». In *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, sous la dir. de Jopling, A.V., McDonald, B.C, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, vol. 23, p. 304-320.

Ashmore, P. 1991. « Channel Morphology and Bed Load Pulses in Braided, Gravel-Bed Streams ». *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, vol. 73, no 1, p.37-52.

Ashworth, P.J. et Ferguson, R.I. 1986. « Interrelationships of channel processes, changes and sediments in a proglacial braided river ». *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, vol. 68, no 4, p.361-371.

Asnong, H. et Richard, P.J.H. 2003. « La végétation et le climat postglaciaires du centre et de l'est de la Gaspésie, au Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 57, no 1, p. 37-63.

Bakker, M.A.J., Maljers, D. et Weerts, H.J.T. 2007. « Ground-penetrating radar profiling on embanked floodplains ». *Netherlands Journal of Geosciences*, vol. 86, no 1, p. 55-61.

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*, vol. 6, no 1, p.49-68.

Belzile, C. 2010. *Analyseur de taille des particules par diffraction laser LS 13320, Beckman-Coulter*. Institut des Sciences de la Mer de Rimouski (ISMER), 2 p.

Benn, D.I. et Evans, D.J.A. 2010. *Glaciers and Glaciation*. Hodder Education, London, 717 p.

Blott, S. et Pye, K. 2001. « GRADISTAT, a grain distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments by sieving or laser granulometer ». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 26, p.1237-1248.

Blum, M. D. et Törnqvist, T. 2000. « Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward ». *Sedimentology*, vol. 47, no 1, p. 2-48.

Bondue, V., Boyer, C., Lamothe, M., Roy, A.G. et Ghaleb, B. 2006. « Évolution récente du delta de la Yamachiche (Québec): processus naturels et impacts anthropiques ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 60, no 3, p.289-306

Bouma, Arnold H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, New-York.

Brakenridge, R. 1988. « River flood regime and floodplain stratigraphy ». In *Flood geomorphology (Chapitre 9)*, sous la dir. de Baker, V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C., Wiley-Interscience publications, p.139-156.

Bridge, J.S. 1997. « Thickness of sets of cross strata and planar strata as a function of formative bedwave geometry and migration, and aggradation rate ». *Geology*, vol. 25, p. 971–974.

Burke, M.J., Woodward, J., Russell, A.J., Fleischer, P.J. et Bailey, P.K. 2010. « The sedimentary architecture of outburst flood eskers: A comparison of ground-penetrating radar data from Bering Glacier, Alaska and Iceland ». *Geological society of America Bulletin*, vol. 122, no 9-10, p.1637-1645.

Carcaillet, C. et Richard, P.J.H. 2000. « Holocene changes in seasonal precipitation highlighted by fire incidence in Eastern Canada ». *Climate Dynamics*, vol. 16, p. 549-559.

Cattaneo, A. et Steel, R.J. 2003. « Transgressive deposits: a review of their variability ». *Earth Science Reviews*, vol. 62, no 3-4, p.187-228.

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E. et Winker, C. 2009. « Toward the standardization of sequence stratigraphy ». *Earth-Science Reviews*, vol. 92, no 1-2, p.1-33.

Chalmers, R. 1906. *Surface geology of Eastern Quebec*. Commission géologique du Canada, rapport annuel, partie A, p.250-263.

Charbonneau, R. et David, P.P. 1993. « Glacial dispersal of rock debris in central Gaspésie, Québec, Canada ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 30, no 8, p. 1697-1707.

Chauvette, B. 1992. *Carte des dépôts de surface*. Ministère des Forêts, service des inventaires forestiers, carte 22B13-102, échelle 1/50 000.

Chauvin, L. 1977. *Étude sédimentologique des dépôts glacio-estuariens de la vallée de la rivière Saint-Anne, Gaspésie*, Mémoire de maîtrise, Université de Montréal, 97 p.

Clément, W.P. et Murray, C.J. 2007. « GPR imaging of clastic dykes at the Hanford sites, Hanford, Washington. ». In *Stratigraphic analyses using GPR*, sous la dir. de Baker, G.S., Jol, H.M, Geological society of America, special paper 432, p.169-181.

Coll, D. 1994. *Aperçu géomorphologique du Quaternaire de la vallée inférieure de la Matane*. Mémoire de maîtrise, Québec, Université Laval, 94 p.

Corner, G.D. Nordahl, E., Munch-Ellingsen, K. et Robertsen, K.R. 1990. « Morphology and sedimentology of an emergent fjord-head Gilbert type delta: Alta delta, Norway ». In *Coarse-grained deltas* sous la dir. de G. Colella, A., Prior, D.B., International Association of Sedimentologists, publications spéciales, vol. 10, p.155-168.

Corner, G.D. 2006. « A transgressive-regressive model of fjord valley fill: stratigraphy, facies and depositional controls ». In *Incised valleys in time and space*, sous la dir. de Dalrymple, R.W., Leckie, D.A., Tillman, R.W., Society for Sedimentary Geology, publications spéciales, vol. 85, p.161-178.

Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., Gonzalez J.A. et Flores, J.A. 2000. « Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression, Gulf of Cadiz, Southern Spain ». *Marine Geology*, vol. 162, p.381-404.

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. et Boyd, R. 1992. « Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications: perspective ». *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 62, no 6, p.1130-1146.

Dalrymple, R.W. 2010. « Tidal depositional systems ». In *Facies model 4*, sous la dir. de James, N.P. et Dalrymple, R.W., Geological Association of Canada, p.201-232.

Daniels, J. 2008. « Distinguishing allogenic from autogenic causes of bed elevation change in late Quaternary alluvial stratigraphic records ». *Geomorphology*, vol. 101, no 1-2, p. 159-171.

David, P. P. et Lebuis, J. 1985. « Glacial maximum and deglaciation of western Gaspé, Québec, Canada ». *Geological Society of America Special Paper*, vol. 197, p.85-109.

Deines, P., 1980. « The isotopic composition of reduced organic carbon ». In *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. The Terrestrial Environment, vol. 1*, sous la dir. de Fritz, P., Fontes, J.C, Elsevier, Amsterdam, p. 329-406.

Dionne, J-C. 1977. « La mer de Goldwaith au Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, no 1-2, p.61-80.

Dionne, J-C. 1988. « Évidence d'un bas niveau marin à l'Holocène à Saint-Fabien-sur-Mer, estuaire maritime du Saint-Laurent ». *Norois*, vol. 35, no 137, p. 19-34.

Dionne, J-C. 1990. « Observation sur le niveau marin relatif à l'Holocène à Rivière-du-Loup, estuaire du Saint-Laurent ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 44, no 1, p. 43-53.

Dionne, J.-C. 1997. « Nouvelles données sur la transgression Laurentienne, côte sud du moyen estuaire du Saint-Laurent, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 51, no 2, p.201-210.

Dionne, J-C. 2001. « Relative sea-level changes in the St-Lawrence estuary from deglaciation to present day ». *Geological Society of America, Special paper 351*, p. 271-284.

Dionne, J-C.; Coll, D. 1995. « Le niveau marin relatif dans la région de Matane (Québec), de la déglaciation à nos jours ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 49, no 3, p. 363-380.

Dionne, J.-C. 1997. « Nouvelles données sur la transgression Laurentienne, côte sud du moyen estuaire du Saint-Laurent, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 51, no 2, p.201-210.

Dionne, J.-C. et Pfalgraz, F. 2001. « Fluctuations holocènes du niveau marin relatif à Rivière-Ouelle, côte sud du moyen estuaire du Saint-Laurent : données complémentaires ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 55, no 3, p.289-300.

Duchesne, M.J., Pinet, N., Bédard, K., St-Onge, G., Lajeunesse, P., Campbell, C. Et Bolduc, A. 2010. « Role of the bedrock topography in the Quaternary filling of a giant semi-enclosed basin: the Lower St. Lawrence Estuary, Eastern Canada ». *Basin Research*, vol. 22, p.933-951.

Duller, G.A.T. 2008. *Luminescence Dating: guidelines on using luminescence dating in archaeology*. English Heritage, Swindon, 44 p.

Dyke, A.S. et Prest, V.K. 1987. *Late Wisconsinan and Holocene retreat of the Laurentide Ice Sheet*. Commission géologique du Canada, carte 1702A.

Eilertsen, R.S., Corner, G.D., Aasheim, O., Andreassen, K., Kristoffersen, Y. et Ystborg, H. 2006. « Valley-fill stratigraphy and evolution of the Malselv Fjord Valley, Northern Norway ». In *Incised valleys in time and space*, sous la dir. de Dalrymple, R.W., Leckie, D.A., Tillman, R.W. Society for Sedimentary Geology, publications spéciales 85, p.161-178.

Eilertsen, R.S., Corner, G.D., Aasheim, O et Hansen, L. 2011. « Facies characteristics and architecture related to paleodepth of Holocene fjord-delta sediments ». *Sedimentology*, vol. 58, p.1784-1809.

Ethridge, F.G., Wood, L.J. et Schumm, S.A. 1998. « Cyclic variable controlling fluvial sequence development: problems and perspectives ». In *Relative role of eustasy, climate and tectonism in continental rocks*, sous la dir. de Shanley, K.W., McCabe, P.J, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Publications spéciales 59, p.17-29.

Evans, D.J., Campbell, I. et Lemmen, D.S. 2004. « Holocene alluvial chronology of One Tree Creek, Southern Alberta, Canada ». *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, vol. 86, no 2, p.117-130.

Eyles, N., Eyles, C.H. et Miall, A.D. 1983. « Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences ». *Sedimentology*, vol. 30, p.393-410.

Fiore, J., Pugin, A. et Beres, M. 2002. « Sedimentological and GPR Studies of Subglacial Deposits in the Joux Valley (Vaud, Switzerland): Backset Accretion in an Esker Followed by an Erosive Jökulhlaup ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 56, no 1, p.19-32.

Fisk, H. N. 1944. *Geological Investigation of the Alluvial Valley of the Lower Mississippi River: Vicksburg, MS*, Mississippi River Commission, 78 p.

Folk, R.L. et Ward, W.C. 1957. « Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters ». *Journal of Sedimentary Research*, vol. 27, no 1, p. 3-26.

Forwick, M. et Vorren, T.O. 2002. « Deglaciation history and post-glacial mass movements in Balsfjord, northern Norway ». *Polar Research*, vol. 21, no 2, p.259-266.

Forwick, M. et Vorren, T.O. 2007. « Holocene mass-transport activity and climate in outer Isfjorden, Spitsbergen: marine and subsurface ». *The Holocene*, vol. 17, no 6, p.707-716.

Forwick, M. et Vorren, T.O. 2009. « Late Weichselian and Holocene sedimentary environments and ice rafting in Isfjorden, Spitsbergen ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 280, p.258-274.

Forwick, M. et Vorren, T.O. 2011. « Stratigraphy and deglaciation of the Isfjorden area, Spitsbergen ». *Norwegian Journal of Geology*, vol. 90, p.163-179.

Fraser, G.S. 1994. « Sedimentation in incised valleys beyond glacial margins ». In *Incised valley systems: Origin and sedimentary sequences*, sous la dir. de R. Boyd, B.A. Zaitlin, R. Dalrymple, Society for Sedimentary Geology, Special Paper 51, p.337-351.

Galloway, W.E. 1981. « Depositional architecture of Cenozoic Gulf coastal plain fluvial systems». *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special publication no 3, p.127-155.

Goff, J.R. et Ashmore, P. 1994. « Gravel transport and morphological change in braided Sunwapta River, Alberta, Canada». *Earth surface processes and landforms*, vol. 19, p.195-212.

Graham, M.C., Eaves, M.A., Farmer, J.G., Dobson, J. et Fallick, A.E. 2001. « A study of carbon and nitrogen stable isotope and elemental ratios as potential indicators of source and fate of organic matter in sediments of the Forth Estuary, Scotland». *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 51, p.375– 380.

Gray, J.T. et Héту, B. 1987. « Mont St.-Pierre to Gaspé: glacial and littoral morphology ». In *Quaternary Processes and Paleoenvironments in the Gaspé Peninsula and the Lower St. Lawrence Valley*, sous la dir. de Gray, J.T., Allard, M., International Union for Quaternary Research, p. 44–51.

Greb, S.F. et Chesnut Jr., D.R. 1996. « Lower and lower Middle Pennsylvanian fluvial to estuarine deposition, central Appalachian basin: effects of eustasy, tectonics, and climate ». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 108, no 3, p.303-317.

Groshong, R.H. Jr. 2006. « Location and altitude ». In *3-D Structural geology: a practical guide to quantitative surface and subsurface map interpretation*, sous la dir. Groshong, R.H. Jr., Springer Link publication, p. 34-61.

Hansen, L. 2004. « Deltaic infill of a deglaciated arctic fjord, east Greenland: sedimentary facies and sequence stratigraphy ». *Journal of Sedimentary Research*, vol. 74, no 3, p. 422-437.

Hansen, L. 2009. Beylich, A., Burki, V., Fredin, O., Larsen, E., Lysa, A., Nesje, A., Stalsberg, K. et Tønnesen, J.F. 2009. « Stratigraphic architecture and infill history of a deglaciated bedrock valley based on georadar, seismic profiling and drilling ». *Sedimentology*, vol. 56, p.1751-1773.

Heap, A.D., Bryce, S. et Ryan, D.A. 2004. « Facies evolution of Holocene estuaries and deltas: a large-sample statistical study from Australia ». *Sedimentary Geology*, vol. 168, p.1-17.

Hein, F.J. et Walker, R.G. 1977. « Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia ». *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 14, p.561-570.

Heinz, J., Kleineidam, S., Teutsch, G. et Aigner, T. 2003. « Heterogeneity patterns of Quaternary glaciofluvial gravel bodies (S-W Germany): application for hydrogeology ». *Sedimentary geology*, vol. 158, p.1-23.

Hétu, B. 1986. *L'influence du contexte géomorphologique quaternaire sur la dynamique postglaciaire des versants raides de la Gaspésie septentrionale*. Thèse de doctorat, Montréal, Université de Montréal.

Hétu, B. 1994. « Déglaciation, émergence des terres et pergélisol tardiglaciaire dans la région de Rimouski, Québec ». *Paléo-Québec*, vol. 22, p. 3-48.

Hétu, B. 1998. « La déglaciation de la région de Rimouski, Bas-Saint-Laurent (Québec) : indices d'une récurrence glaciaire dans la Mer de Goldthwait entre 12 400 et 12 000 BP ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 52, no 3, p.325-347.

Hétu, B. et Gray, J.T. 1985. « Le modelé glaciaire du centre de la Gaspésie septentrionale, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 39, no 1, p.47-66.

Hétu, B. et Gray, J.T. 2000. « Les étapes de la déglaciation dans le nord de la Gaspésie (Québec, Canada) : les marges glaciaires des Dryas ancien et récent ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 54, no 1, p. 5-40.

Hétu, B. et Gray, J.T. 2002. « L'apport de la géomorphologie à l'archéologie des périodes paléoindienne et archaïque dans l'est du Québec ». *Recherches amérindiennes au Québec*, vol. 33, no 3, p. 76-90.

Hickin, E.J. 1984. « Vegetation and river channel dynamics ». *The Canadian Geographer*, vol. 28, no 2, p.11-126.

Holbrook, J., Scott, R.W. et Oboh-Ikuenobe, F.E. 2006. « Base-level buffers and buttresses: a model for upstream versus downstream control on fluvial geometry and architecture within sequences ». *Journal of Sedimentary Research*, vol. 76, p. 162-174.

Hulst (d'), A. 2007. *Métallogénie des gîtes dévoniens du dôme de Lemieux et de Sainte-Marguerite, Gaspésie, Québec, Canada*. Thèse de doctorat, Québec, Université Laval.

Huntley, D.J. et Lamothe, M. 2001. « Ubiquity in anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating ». *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 38, p.1093-1106.

Huot, S. et Lamothe, M. 2003. « Variability of infrared stimulated luminescence properties from fractured feldspar grains ». *Radiation measurements*, vol. 37, p.499-503.

Jacobson, R.B., O'Connor, J. et Oguchi, T. 2005. « Surficial geological tools in fluvial geomorphology ». In *Tools in fluvial geomorphology*, sous la dir. de Kondolf, G.M., Piegay, H., Wiley-Interscience Publications, p. 25-53.

Jensen, M. A. et Larsen, E. 2009. « Shoreline trajectories on a glacially influenced stable margin: insight from the Barents Sea Shelf, NW Russia ». *Basin Research*, vol. 21, p. 759-779.

Jervey, M.T. 1988. « Quantitative geological modeling of siliclastic rock sequences and their seismic expression ». In *Sea-level changes: an integrated approach*, sous la dir. de Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, p. 47-70.

Jetté, H. et Richard, P.J.H. 1992. « Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation en Gaspésie méridionale, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 46, no 3, p. 273-284.

Jol, H.M. et Bristow, C.S. 2003. « GPR in sediments: advice on data collection basic processing and interpretation, a good practice guide ». In *Ground penetrating radar in sediments*, sous la dir. de Bristow, C.S, Jol, H.M, Geological society, special publications, vol. 211, p.9-27.

Jones, A F., Lewin, J. et Macklin, M. G. 2010. « Flood series data for the later Holocene: available approaches, potential and limitations from UK alluvial sediments ». *The Holocene*, vol. 20, no 7, p. 1123-1135.

Jopling, A.V. et Anderson, E.V. 1966. « Backset bedding developed in shooting flow in laboratory experiments: notes ». *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 36, no 3, p.821-825.

Keeley, J.E. et Sandquist, D.R. 1992. « Carbon: freshwater plants ». *Plant, Cell and Environment*, vol. 15, p. 1021-1035.

Kostic, B., Becht, A. et Aigner T. 2005. « Sedimentary architecture and 3D ground-penetrating radar analysis of gravelly meandering river deposits (Neckar Valley, SW Germany) ». *Sedimentology*, vol. 54, p. 789-808.

Labelle, C. et Richard, P.J.H. 1984. « Histoire postglaciaire de la végétation dans la région de Mont-Saint-Pierre, Gaspésie, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 38, no 3, p. 257-274.

Lamb, A.L., Wilson, G.P. et Leng, M.J. 2006. « A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material ». *Earth Science Reviews*, vol. 75, p.29-57.

Lane, E. W. 1955. « The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering ». *American Society of Civil Engineering Process*, vol. 81, no 745, p.1-17.

Lebuis, J et David, P.P. 1972. *Région de Courcellette-Tourelle, Comtés de Gaspé-Nord et de Matane (Géologie du Quaternaire)*. Gouvernement du Québec, rapport préliminaire, 23 p.

Lebuis, J. 1973. *Géologie du Quaternaire de la région de Matane-Amqui, comtés de Matane et Matapédia*. Gouvernement du Québec, rapport préliminaire, DP 216, 18 p.

Lebuis, J. et David, P.P. 1977. « La stratigraphie et les événements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, no 3-4, p.275-296.

Leclerc, R.F. 1995. *Radar facies of a meandering river floodplain, North Thompson river, British Columbia*. Mémoire de maîtrise, Vancouver, Université Simon Fraser, 94 p.

Leopold, L. B. et Bull, W. B. 1979. « Base level, aggradation, and grade ». *Proceedings of the American Philosophical Society*, vol. 123, p.168-202.

Locat, J. 1977. « L'émersion des terres dans la région de Baie de Sables/Trois Pistoles, Québec ». *Géographie Physique et Quaternaire*, 31, no 3-4, p. 297-306.

Longva, Ø. et Bakkejord, K.J. 1990. « Iceberg deformation and erosion in soft sediments, Southeast Norway ». *Marine Geology*, vol. 92, p.87-104.

Lucius, J.E., Langer, W.H. et Ellefsen, K.J. 2006. *An introduction to using surface geophysics to characterize sand and gravel deposits*. U.S. Geological Survey, Open-File Report 2006-1257, 51 p.

Lunt, I.A., Bridge, J.S. et Tye, R.S. 2004. « A quantitative, three-dimensional model of gravelly braided rivers ». *Sedimentology*, vol. 51, p. 377-414.

Mackin, J.H. 1948. « Concept of the graded river ». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 59, p.463-512.

Marcoux, N. et Richard, P.J.H. 1995. « Végétation et fluctuations climatiques postglaciaires sur la côte septentrionale gaspésienne, Québec ». *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, vol. 32, p. 79-96.

Martineau, G. 1977. *Géologie des terrasses fluviales du segment septentrional de la rivière Sainte-Anne, Gaspésie*. Mémoire de maîtrise, Montréal, Université de Montréal.

McCabe, A.M. 1977. « Deep distributary channels and giant bedforms in the Upper Carboniferous of the Central Pennines, northern England ». *Sedimentology*, vol. 4, no 2, p.271-290.

McCabe A.M. et Eyles, N. 1988. « Sedimentology of an ice-contact glaciomarine delta, Carey Valley, Northern Ireland ». *Sedimentary Geology*, vol. 59, no 1-2, p.1-14.

McGerrigle, H.W. 1952. « Pleistocene glaciation of Gaspé Peninsula ». *Transactions of the Royal Society of Canada*, Series 3, Section 4, no 46, p. 37-51.

McNeely, R., Dyke, A.S. et Southon, J.R. 2006. *Canadian marine reservoir ages, preliminary data assessment*. Geological Survey of Canada, Open File 5049, 3 p.

McPherson, J.G., Shanmugam, G. et Moiola, R.J. 1987. « Fan deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas ». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 99, p.331-340.

Meyers, P. 1997. « Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic and paleoclimatic processes ». *Organic Geochemistry*, vol. 27, no 5-6, p. 213-250.

Miall, A.D. 1978. *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, Calgary, 859 p.

Miall, A.D. 1985. « Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits ». *Earth Science Reviews*, vol. 22, p. 261-308.

Miall, A.D. 1991. « Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation ». *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 61, no 4, p.497-505.

Miall, A.D. 2006. *Geology of fluvial deposits, sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer Link publications, 574 p.

Miall A.D. 2010. « Alluvial deposits ». In *Facies models 4*, sous la dir. de James, N.P, Dalrymple, R.W., Geological association of Canada, p.105-138.

Middelburg, J.J. et Nieuwenhuize, J. 1998. « Carbon and nitrogen stable isotopes in suspended matter and sediments from the Schelde Estuary ». *Marine Chemistry*, vol. 60, p.217-225.

Middleton, G.V. 1993. « Sediment deposition from turbidity currents ». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 21, p.89-114.

Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs 2006. Système d'information hydrogéologique (SIH). [Online] www.mddefp.gouv.qc.ca/eau/souterraines

Morissette, A. et Guévremont, R. 2006. *Protocole d'analyse granulométrique (fraction fine < 2 mm) par diffraction laser*. Université du Québec à Rimouski, Département de Biologie, Chimie et Géographie, 18 p.

Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.-C. et Savoye, B. 2000. « Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review ». *Marine and Petroleum Geology*, vol. 20, p. 861-882.

Nemec, W. 1990. « Deltas-remarks on terminology and classification ». In *Coarse-grained deltas*, sous la dir. de G. Colella, A., Prior, D.B., International Association of Sedimentologists, Special Publication 10, p. 3-12.

Nichol, S.L., Zaitlin, B.A. et Thom, B.G. 1997. « The upper Hawkesbury River, New South Wales, Australia: a Holocene example of an estuarine bayhead delta ». *Sedimentology*, 44: 263-286.

Nichols, M.M., Johnson, G.H. et Peebles, P.C. 1991. « Modern sediments and facies model for microtidal coastal plain estuary, the James Estuary, Virginia ». *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 61, no. 6, p. 883-899.

Nicoll, T.J. et Hickin, E.J. 2010. « Planform geometry and channel migration of confined meandering rivers on the Canadian prairies ». *Geomorphology*, vol. 116, p. 37-47.

Occhietti, S., Parent, M., Shilts, W. W., Dionne, J.-C., Govare, É., Harmand, D., 2001. « Late Wisconsinan glacial dynamics, deglaciation and marine invasion in southern Québec ». In *Deglacial History and Relative Sea-Level Changes, Northern New England and Adjacent Canada*, sous la dir. de Weddle, T. K. et Retelle, M.J., Geological Society of America, Special Paper 351, p. 245-272.

Occhietti, S. et Richard, P.J.H. 2003. « Effet réservoir sur les âges ^{14}C de la Mer de Champlain à la transition pléistocène-holocène: révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 57, no 2-3, p.115-138.

Olejczyk, P. et Gray, J.T. 2007. « The relative influence of Laurentide and local ice sheets during the last glacial maximum in the eastern Chic-Chocs Range, northern Gaspé Peninsula, Quebec ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 44, p. 1603-1625.

Ollerenshaw, N.C. 1967. *Région de Cuoq-Langis, comtés de Matapédia et de Matane*. Gouvernement du Québec, Rapport géologique 121, 230 p.

Olsen, T., Buffin-Bélanger, T.; Demers, S.; Dubé, J. et Morneau, F. 2011. *Cartographie des aléas fluviaux dans la vallée de la rivière Matane par l'approche hydrogéomorphologique, volume 1 : guide d'interprétation*. Ministère de la Sécurité Publique du Québec, 21 p.

Parent, M. et Occhietti, S. 1999. « Late Wisconsinian deglaciation and glacial lake development in the Appalachians of southeastern Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 53, no 1, p.117-135.

Peltier, W.R. 2002. « On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene ». *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, no 1-3, p.377-396.

Peters, K.E., Sweeney, R.E., Kaplan, I.R. 1978. «Correlation of carbon and nitrogen stable isotope ratios in sedimentary organic matter». *Limnology and Oceanography*, vol. 23, no 4, p. 598-604.

Pickering, K.T., Hiscott, R.N. 1985. «Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis». *Sedimentology*, vol. 32, p.373-394.

Pierce, J.L., Meyer, G.A. et Rittenour, T. 2011. « The relation of Holocene fluvial terraces to change in climate and sediment supply, South Fork Payette river, Idaho ». *Quaternary Science Reviews*, vol. 30, p.628-645.

Pisarska-Jamroz, M., Weckwerth, P. 2012. «Soft-sediment deformation structures in a Pleistocene glaciolacustrine delta and their implications for the recognition of subenvironments in delta deposits». *Sedimentology*, vol. 60 , no 3, p. 637-665.

Pitman, W.C. et Golovchenko, X. 1988. « Sea-level changes and their effect on the stratigraphy of Atlantic-type margins ». In *The geology of North America. The Atlantic continental margin, United States*, sous la dir. de Sheridan, R.E., Grow, J.A., Geological Society of America, Boulder, Colorado, no 1-2, p. 545-565.

Posamentier, H.W., Jervey, M.T. et Vail, P.R. 1988. « Eustatic controls on clastic deposition I: conceptual framework ». In *Sea-level changes: an integrated approach*, sous la dir. de Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, p.109-124.

Posamentier, H.W., Allen, G.P. 1993. «Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors». *Sedimentary Geology*, vol. 86, no 1-2, p.91-109.

Posamentier, H.W. et Morris, W.R. 2000. « Aspects of the strata architecture of forced-regressive deposits ». In *Sedimentary responses to forced-regressions*, sous la dir. de Hunt, D., Gawthorpe, R.L., Geological Society of London, Special Publication 172, p. 19-46.

Postma, G. 1990. « Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis ». In *Coarse-grained deltas*, sous la dir. de G. Colella, A., Prior, D.B., International Association of Sedimentologists, Special Publication 10, vol. 13-27.

Powell, J.W. 1875. *Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries*. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office.

Powell, R.D. et Cooper, J.M. 2002. « A glacial sequence stratigraphic model for temperate, glaciated continental shelves ». In *Glacier-Influenced Sedimentation on High-Latitude Continental Margins*, sous la dir. de Dowdeswell, J. A., Cofaigh, C., Geological Society of London, Special Publications 203, p. 215-244.

Prichonnet, G. 1995. *Géologie et géochronologie postglaciaire dans la région limitrophe de la Gaspésie et du Bas-Saint-Laurent, Québec*. Geological Survey of Canada, no. 488.

Pritchard, D.W., 1967. « What is an estuary? Physical viewpoint ». In *Estuaries*, sous la dir. de Lauff, G.H., American Association for the Advancement of Science, Publication 83, p.3-5.

Pye K. 1994. « Properties of sediment particles ». In *Sediment Transport and Depositional Processes*, sous la dir. de Pye K, Blackwell, Oxford, p. 1-24.

Rains, B. et Welch, J. 1988. « Out-of-phase Holocene terraces in part of the North Saskatchewan River basin, Alberta ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 25, no 3, p. 454-464.

Ramos, A.M., Cunha, P.P., Cunha, L.C., Gomes, A., Lopes, F.C., Buylaert, J-P. et Murray, A.S. 2012. « The River Mondego terraces at the Figueira da Foz coastal area (western central Portugal): geomorphological and sedimentological characterization of a

terrace staircase affected by differential uplift and glacio-eustasy ». *Geomorphology*, no.165-166, p.107-123.

Rau, G.H., Takahashi, T. et Des Marais, D.J. 1989. «Latitudinal variations in plankton $\delta^{13}C$: implications for CO₂ and productivity in past oceans». *Nature*, vol. 341, no 6242, p.516-518.

Rhee, C. W. 2006. « Conceptual problems and recent progress in fluvial sequence stratigraphy ». *Geosciences Journal*, vol. 10, no 4, p.433-443.

Rice, S. et Church, M. 1998. « Grain size along two gravel-bed rivers : statistical variation, spatial pattern and sedimentary links ». *Earth surface processes and landforms*, vol. 23, p. 345-363.

Rice, S. P., Church, M., Wooldridge, C. L. et Hickin, E.J. 2009. « Morphology and evolution of bars in a wandering gravel-bed river; lower Fraser river, British Columbia, Canada ». *Sedimentology*, vol. 56. no3, p. 709-736.

Richard, P.J.H., Larouche, A.C. et Lortie, G. 1992. « Paléophytogéographie et paléoclimats postglaciaires dans l'ouest du Bas-Saint-Laurent, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 46, no 2, p.151-172.

Richard, P.J.H., Veillette, J., Larouche, A.C., Héту, B., Gray, J.T. et Gangloff, P. 1997. « Chronologie de la déglaciation en Gaspésie : nouvelles données et implications ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 51, no 2, p. 163-184.

Rittenour, T.M. 2008. « Luminescence dating of fluvial deposits : applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research ». *Boreas*, vol. 37, p.613-625.

Rust, B.R. 1972. «Structure and process in a braided river». *Sedimentology*, vol. 18, p.221-245.

Sandgren, P. 1983. *The deglaciation of the Klippan area, southern Sweden*. Ph. D. Thesis, Lund University, Sweden.

Schumm, S.A., Lichty, R. W. 1965. « Time, space and causality in geomorphology ». *American Journal of Science*, vol. 263, p.110-119.

Schumm, S.A. 1968. « Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation ». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 79, p.1573-1588.

Schumm, S.A. 1985. « Patterns of alluvial rivers ». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 13, p.5-27.

Schumm, S.A. 1986. « Alluvial river response to active tectonics ». In *Active Tectonics: Impact on Society*: sous la dir. de Geophysics Study Committee, Geophysics Research Forum, National Research Council, National Academy Press, Washington D.C., p.80-94.

Schumm, S.A. 1993. « River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy ». *Journal of Geology*, vol. 102, no 2, p.279-294.

Schumm, S.A. et Ethridge, F.G., 1994. « Origin, evolution and morphology of fluvial valleys ». In *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*, sous la dir. de Dalrymple, R.W., Boyd, R., Zaitlin, B.A., Society for Sedimentary Geology, Special Publication 51, p.11-27.

Shanley, K.W. et McCabe, P.J. 1994. « Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata ». *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 78, p.544-568.

Shaw, J., Gorrell, G. 1991. « Subglacially formed dunes with bimodal and graded gravel in the Trenton Drumlin Field, Ontario ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 45, no 1, p.21-34.

Simard, J. 2010. *Dynamique après-feu et histoire Holocène du bassin-versant de la rivière à la Patate, Île d'Anticosti, Québec*. Thèse de doctorat, Québec, Université Laval, Québec, 226 p.

Slivitsky, A., St-Julien, P. et Lachambre, G. 1991. *Synthèse géologique du Cambro-Ordovicien du nord de la Gaspésie*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, rapport ET 88-14.

Smith, B.W., Rhodes, E.J., Stokes, N. et Spooner, N.A. 1990. « The optical dating of sediments using quartz ». *Radiation protection dosemetry*, vol. 34, no 1, p. 75-78.

Smith, N.D., Philips, A.C. et Powell, R.D. 1990. «Tidal drawdown: a mechanism for producing cyclic sediment laminations in glaciomarine deltas». *Geology*, vol.18, p.10-13.

Stevens, C.W. et Robinson, S.D. 2007. « The internal structure of relict lacustrine deltas, Northern New-York ». In *Stratigraphic analyses using GPR*, sous la dir. de Baker, G.S., Jol, H.M, Geological Society of America, special paper 432, p. 93-101.

St-Onge, G. et Hillaire-Marcel, C. 2001. « Isotopic constraints of sedimentary inputs and organic carbon burial rates in the Saguenay Fjord, Quebec ». *Marine geology*, vol. 176, p. 1-22.

St-Onge, G., Lajeunesse, P., Duchesne, M.J. et Gagné, H. 2008. «Identification and dating of a key Late Pleistocene stratigraphic unit in the St. Lawrence Estuary and Gulf (Eastern Canada) ». *Quaternary Science Reviews*, vol. 27, p.2390-2400.

Stouthamer, E. et Berendsen, H.J.A. 2007. « Avulsion: the relative roles of autogenic and allogenic processes ». *Sedimentary Geology*, vol. 198, p.309-325.

Stuiver, M. et Braziunas, T.F. 1993. « Modeling atmospheric C14 influences and C14 ages of marines samples to 10 000 BC ». *Radiocarbon*, vol. 35, no 1, p.137-189.

Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J., Spurk, M. 1998. « IntCal 98 radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP ». *Radiocarbon*, vol. 40, no 3, p.1041-1083.

Syvitski, J.P.M. 1991. « Towards an understanding of sediment deposition on glaciated continental shelves ». *Continental Shelf Research*, vol. 11, no 8-10, p.897-937.

Talbot, M.R. et Laerdal, T. 2000. « The Late Pleistocene - Holocene palaeolimnology of Lake Victoria, East Africa, based upon elemental and isotopic analyses of sedimentary organic matter ». *Journal of Paleolimnology*, vol. 23, p.141-164.

Törnqvist, T.E. 1993. « Holocene alternation of meandering and anastomosing fluvial systems in the Rhine-Meuse delta (Central Netherlands) controlled by sea-level rise and subsoil erodibility ». *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 63, no 4, p.683-693.

Vail, P.R., Mitchum Jr., R.M. et Thompson III, S., 1977. « Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap ». In *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, sous la dir. de Payton, C.E., American Association of Petroleum Geologists, vol. 26, p.63-81.

Veillette, J. 1986. « Former southwesterly ice flows in the Abitibi-Temiskaming region: implications for the configuration of the late Wisconsinan ice sheet ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 23, p.1724-1741.

Veillette, J. et Cloutier, M. 1993. *Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec*. Commission géologique du Canada, carte 1804A, échelle 1/250 000.

Vernal (de), A., Guiot, J. et Turon, J-L. 1993. « Late and Postglacial Paleoenvironments of the Gulf of St. Lawrence: Marine and Terrestrial Palynological Evidence ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 47, no 2, p. 167-180.

Wallinga, J. 2002. « Optically stimulated luminescence dating of fluvial deposits : a review ». *Boreas*, vol. 31, p.303-322.

Wentworth, C.K. 1922. « A scale of grade and class terms for clastic sediments ». *Journal of Geology*, vol. 30, no 5, p. 377-392.

Wheeler, H. E. 1964. « Baselevel, lithosphere surface, and time-stratigraphy ». *Geological Society America Bulletin*, vol. 75, p.599-610.

Wilson, G.P., Lamb, A.L., Leng, M.J., Gonzalez, S. et Huddart, D. 2005. « $\delta^{13}\text{C}$ and C/N as potential coastal palaeoenvironmental indicators in the Mersey Estuary, UK ». *Quaternary Science Reviews*, vol. 24, p.2015-2029.

Woodward, J. Ashworth, P., Best. J.L., Sambrook Smith, G.H. et Simpson, C.J. 2003. « The use and application of GPR in sandy fluvial environments: methodological considerations ». In *Ground penetrating radar in sediments*, sous la dir. de Bristow, C.S, Jol, H.M., Geological society, special publications, vol. 211, p.127-142.

Wooldridge, C.L. et Hickin, E.J. 2005. « Radar architecture and evolution of channel bars in wandering gravel-bed rivers: Fraser and Squamish Rivers, British Columbia, Canada », *Journal of Sedimentary Research*, vol. 74, p. 844-860.

Wright, V.P. et Marriott, S.B. 1993. « The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage ». *Sedimentary Geology*, vol. 86, p.203-210.

Yagishita, K. et Jopling, A.V. 1983. « Grain fabric of planar cross-bedding formed by lateral accretion, Caledon Outwash, Ontario, Canada ». *The Journal of Geology*, vol. 91, no5, p.599-606.

Yang, S., Tang, M., Wyss W-S, Y., Zong, Y. Huang, G., Switzer, A.D. et Saito, Y. 2011. « Burial of organic carbon in Holocene sediments of the Zhujiang (Pearl River) and Changjiang (Yangtze River) estuaries ». *Marine Chemistry*, vol. 123, p.1-10.

Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W. et Boyd, R. 1994. « The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change ». In *Incised-valley sytem: origin and sedimentary sequences*, sous la dir. de Dalrymple, R.W., Boyd, R., Zaitlin, B.A. Society for Sedimentary Geology, Special publication 51, p.45-60.

Zhang, J., Wu, Y., Jennerjahn, T.C., Ittekkot, V. et He, Q. 2007. « Distribution of organic matter in the Changjiang (Yangtze River) Estuary and their stable carbon and nitrogen isotopic ratios: implications for source discrimination and sedimentary dynamics ». *Marine Chemistry*, vol. 107, p. 111-126.

