

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

SYNTHÈSE ET MODÈLE CARTOGRAPHIQUE 3D DES FORMATIONS
QUATERNAIRES POUR LES BASSINS-VERSANTS DES RIVIÈRES
CHAUDIÈRE ET SAINT-FRANÇOIS : GÉOCHRONOLOGIE, STRATIGRAPHIE
ET PALÉOGÉOGRAPHIE WISCONSINIENNE DU SUD DU QUÉBEC.

THÈSE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DU DOCTORAT EN SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ATMOSPHERE

PAR

OLIVIER CARON

FÉVRIER 2013

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion 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 travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal 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 Montréal 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.»

A Muriel, ma mère

A Réjean, mon père

A Robert, mon grand-père

*Nothing can substitute for just plain hard
work. I had to put in the time to get back. And it was
a grind. It meant training and sweating every day.
But I was completely committed to working out to
prove to myself that I still could do it.*

Andre Agassi

*If you can make one heap of all your winnings
And risk it on one turn of pitch-and-toss,
And lose, and start again at your beginnings
And never breathe a word about your loss;
If you can force your heart and nerve and sinew
To serve your turn long after they are gone,
And so hold on when there is nothing in you
Except the Will which says to them: "Hold on!"*

Rudyard Kipling (If)

REMERCIEMENTS

En tout premier lieu, je voudrais exprimer ma reconnaissance à tous les membres du jury pour avoir accepté de juger ce travail. Je désire remercier mon directeur de thèse Michel Lamothe, de m'avoir proposé ce projet de recherche et également de m'avoir dirigé dans le cadre de cette longue démarche. Tu as toujours été disponible pour mes questions et pour mes besoins. Ta passion contagieuse pour la science s'est avérée une source d'inspiration et de motivation pour poursuivre et mener à terme cette recherche. Tes nombreux projets m'ont permis de travailler partout dans le monde et de vivre des aventures inoubliables. Je t'en serai toujours redevable. Je désire remercier William W. Shilts, de son aide, son support et pour avoir accepté d'être mon codirecteur dans ce projet. Le temps passé avec lui en Illinois et sur le terrain a certainement contribué à développer mes connaissances et mes aptitudes en géologie. Je voudrais également exprimer ma reconnaissance envers Martin Roy d'avoir accepté de me diriger dans ce projet mais également pour ses nombreux conseils et nos nombreuses discussions sur le terrain.

Cette recherche a été supportée financièrement par le ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs (MDDEP), par le Laboratoire LUX de l'Université du Québec à Montréal (UQAM), par le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie (CRSNG), les Fonds de recherche du Québec - Nature et technologies (FQRNT), la Commission géologique du Canada et par de nombreux partenaires. Je ne peux passer sous silence l'immense participation de Charles Lamontagne du ministère du Développement durable et des Parcs du Québec (MDDEP) à mon projet de recherche. Il m'a soutenu, ainsi que l'ensemble de l'équipe du MDDEP, dans le cadre de ce projet. Un remerciement particulier à mon

ami et collègue Guillaume St-Jacques avec qui j'ai affronté les intempéries sur le terrain et ce durant plusieurs mois. Nos journées à traverser les rivières et à escalader les coupes des Cantons-de-l'Est et de la Beauce resteront d'excellents souvenirs. Merci à mes nombreux assistants de terrain et de laboratoire et ainsi qu'aux étudiants du Département de Géographie qui ont participé à ce projet : Ludovic Bigot, Louis Bouchard, Farrah Dell'Oste, Véronique Germain, Pierre-Marc Godbout, Laurent Janssen, Sandra Lavoie, Éric Leduc, Sylvain Milette, Simon Nadeau, Stéphanie Ouimet, Géraldine St-Pierre et Marie-Ève Tremblay.

Je tiens aussi à remercier mes deux mentors géographes Robert-André Daigneault et Jacques Shroeder de leur aide, leurs support et leur amitié depuis le début de mes études. Je tiens à remercier l'ensemble du Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère ainsi que mes amis et collègues Lise Lamarche, Guillaume Allard, Hugo Dubé-Loubert, Stéphane Désouza, Sylvain Gagné, Lysandre Tremblay et Tommy Tremblay pour nos nombreuses discussions constructives. Remerciement spécial pour mes amis et collègues Magali Barré et Viorel Horoi. Votre dévouement et votre aide à mon projet de recherche a été colossal et je vous en suis reconnaissant.

Merci à mes chers parents, Muriel et Réjean, pour votre bienveillance et surtout pour ce que vous êtes. Les mots me manquent pour exprimer mon immense reconnaissance envers votre support. En terminant, je désire remercier la personne qui m'est la plus chère, Marie-Soleil, qui m'a apporté son support inestimable. Tu as su me conseiller et m'apporter ton amour afin de faire en sorte que cette thèse soit une réussite. Te revoir dans ma vie s'est avéré la plus belle source de motivation afin de terminer mes études et de commencer une nouvelle étape de ma vie.

Merci pour tout...

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	iv
TABLE DES MATIÈRES	vi
LISTE DES FIGURES.....	xiv
LISTE DES TABLEAUX.....	xxvi
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES	xxvii
LISTE DES SYMBOLES	xxix
RÉSUMÉ	xxxii
CHAPITRE I	
Cadre du projet de recherche.....	1
1.1 Introduction.....	2
1.1.1 Cadre général de la thèse.....	2
1.2 Structure de la thèse	4
1.3 Problématique	4
1.3.1 Géologie du Quaternaire	4
1.3.2 Modélisation tridimensionnelle et cartographie des unités quaternaires	6
1.3.3 Géochronologie	7
1.4 Objectifs du projet de recherche	9
1.4.1 Cartographie et modélisation tridimensionnelle des formations quaternaires	9
1.4.2 Sédimentologie.....	9
1.4.3 Stratigraphie	10
1.4.4 Géochronologie	10
1.4.5 Paléogéographie	10

1.5 Travaux proposés	11
1.6 Caractéristiques physiques du secteur d'étude proposé	12
1.6.1 Cadre physique et hydrographie du bassin versant de la rivière Chaudière.	12
1.6.2 Cadre physique, géographie et hydrographie du bassin versant de la rivière Saint-François.	14
1.6.3 Géologie du substratum rocheux.....	20
1.6.4 Stratigraphie quaternaire et paléogéographie.....	24
1.6.4.1 État des connaissances et paléogéographie du lac proglaciaire Gayhurst	30
1.6.5 Travaux antérieurs.....	37
1.7 Méthodologie	43
1.7.1 Travaux de terrain	43
1.7.1.1 La photo-interprétation et les campagnes de terrain	43
1.7.1.2 Coupes géologiques	44
1.7.1.3 La cartographie des sédiments de surface et la validation des travaux cartographiques existants	45
1.7.2 La modélisation géologique tridimensionnelle	46
1.7.2.1 Appareillage informatique	47
1.7.3 Travaux de laboratoire	47
1.7.3.1 Analyses pétrographiques et granulométriques	48
1.7.3.2 Analyse micropaléontologique.....	48
1.7.3.3 Les analyses géochronologiques	49

CHAPITRE II

Géologie des sédiments quaternaires et caractérisations des séquences stratigraphiques	51
2.1 Cartographie des sédiments quaternaires et caractérisation des dépôts quaternaires	52
2.2 Classification des sédiments quaternaires.....	53
2.2.1 Le roc (R).....	57

2.2.2 Formations quaternaires anciennes (Q).....	57
2.2.3 Séquence glaciaire (Till de surface (Lennoxville/Gentilly; T, Tm, Tc, Tr, Trm et Tf)).....	58
2.2.4 Séquences fluvioglaciaires (G; Gx/GxT/Gs)	62
2.2.5 Séquences glaciolacustres (LG; LGa/LGb/LGd).....	65
2.2.6 Séquences glaciomarines (MG; MGa/MGb/MGd).....	67
2.2.7 Dépôts alluviaux (Al; Ap/At), Dépôts lacustres (Lg), Dépôts d'éboulis (Ce), Sédiments éoliens (Ed).....	69
2.2.8 Dépôts lacustres (Lg)	69
2.2.9 Dépôts d'éboulis (Ce)	69
2.2.10 Les sédiments éoliens (Ed).....	69
2.2.11 Dépôts organiques (O)	69
2.3 Les unités stratigraphiques pré-Lennoxville (Q) : séquences stratigraphiques.....	70
2.3.1. Sédiments pré-Johnville.....	72
2.3.2 Till de Johnville	79
2.3.3 Sédiments de la Formation de Massawippi.....	90
2.3.4 Till de Chaudière.....	96
2.3.5 Sédiments de la Formation de Gayhurst	106
2.4 Éléments nouveaux de la stratigraphie et de la sédimentologie des unités pré-Lennoxville.	121
2.4.1 Till de Johnville	121
2.4.2 Déglaciation du glacier Chaudière et création du lac proglaciaire Gayhurst	125
2.5 Classification des sédiments Gayhurst.....	143
2.6 Conclusion	146
CHAPITRE III	
Cartographie et modélisation géologique 3D des sédiments quaternaires des bassins versants de la rivière Saint-François et Chaudière.....	147
3.1 Introduction.....	148

3.2 Méthodologie	150
3.2.1 Travaux antérieurs et intégration des données dans les systèmes d'informations géographiques (GIS).....	150
3.3 Modélisation tridimensionnelle des sédiments quaternaires des bassins versants de la rivière Saint-François et Chaudière.....	156
3.3.1 Les objectifs spécifiques de la modélisation géologique 3D	158
3.3.2 Contributions à la modélisation tridimensionnelle quaternaire.	158
3.3.3 Acquisition et compilation des données de surface et de sous-surface....	160
3.3.5 Standardisation et interprétation des données	169
3.3.5 Coupes synthèses du cadre lithostratigraphique quaternaire	169
3.3.6 Modélisation.....	172
3.3.7 Contraintes	173
3.3.8 Construction de la carte isopaque et choix de la méthode d'interpolation des différentes unités lithostratigraphiques.....	173
3.3.9 Calcul des objets géologiques	175
3.3.10 Exportation du modèle	178
3.3.11 Attribution des propriétés aux unités géologiques du modèle	178
3.3.12 Incertitudes.....	180
3.4 Résultats	180
3.5 Conclusions.....	201
 CHAPITRE IV	
Géochronologie des sédiments quaternaires des bassins versants de la rivière Saint- François et Chaudière.....	203
4.1 Introduction	204
4.2 Abstract	205
4.3 Introduction	206
4.4 Glaciolacustrine episodes in the Appalachians of southern Québec.....	208
4.5 IRSL dating of glaciolacustrine sediments: previous work.	211
4.6 Geological context of the samples investigated in this study	212

4.6.1	Glaciolacustrine pelagic facies.....	215
4.6.2	Deltaic facies of Gayhurst Formation (type-section).....	219
4.7	Infrared stimulated luminescence: basic principles and methods	221
4.7.1	The IRSL Age is calculated using the following general equation:.....	221
4.7.2	Specific problems in the application of OSL-IRSL dating to glacial sediments.....	223
4.7.3	Anomalous fading of feldspar IRSL	224
4.7.4	Correction for fading.....	224
4.8	Methodology	226
4.8.1	Sampling	226
4.8.2	Laboratory treatments	226
4.8.2.1	Bulk fine grain (BFG).....	226
4.8.2.2	Sand deltaic sample (GAYHURST-1).....	229
4.8.3	Measurements	229
4.8.3.1	Paleodose and the single-aliquot regenerative (SAR) techniques (Murray and Wintle, 2000; Lamothe, 2004)	229
4.8.4	The annual dose.....	231
4.9	Results.....	233
4.10	Discussion	239
4.11	Conclusions.....	243
CHAPITRE V		
	Paléogéographie de la Formation de Gayhurst	244
5.1	Introduction.....	245
5.2	Abstract	246
5.3	Introduction.....	247
5.4	Study area: physical settings and geology	249
5.4.2	Middle Wisconsinan history and previous work on the Quaternary stratigraphic framework in the Appalachians of southern Québec.	252

5.4.3 Stratigraphic relations between the St-Lawrence lowlands and the Appalachian Mountains	257
5.5 Methods	259
5.5.1 Sediment analysis and micropaleontology	260
5.5.4 IRSL dating	261
5.6 Lithostratigraphy and regional stratigraphic record of the Gayhurst Formation	262
5.6.1 Facies groups	266
5.6.1.1 Facies I	267
5.6.1.2 Facies II	271
5.6.1.3 Facies III	274
5.7 Distribution and modelling of the buried valleys and the Pleistocene sediments	274
5.8 Geochronology	280
5.9 Paleogeographic interpretation	283
5.9.1 Pre-Wisconsinan events	283
5.9.2 Wisconsinan events	284
5.10 Discussion	288
5.11 Conclusions	289
CHAPITRE VI	
CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS	290
6.1 Conclusions générales	291
6.1.1 La cartographie et la stratigraphie des formations quaternaires	291
6.1.2 La modélisation géologique régionale	293
6.1.3 La géochronologie	294
6.1.4 La paléogéographie	295
6.1.5 Travaux futurs	296
APPENDICE A	

A.1 Couverture des travaux cartographiques quaternaires pour le bassin versant de la rivière Saint-François et découpage des feuillets cartographiques de la Base nationale de données topographiques (BNDT) à l'échelle du 1 : 50 000.....	299
A.2 Couverture des travaux cartographiques quaternaires pour le bassin versant de la rivière Chaudière et découpage des feuillets cartographiques de la Base nationale de données topographiques (BNDT) à l'échelle du 1 : 50 000.....	302
A.3 Cartographie des formations superficielles du bassin versant de la rivière Saint-François.....	305
A.4 Cartographie des formations superficielles du bassin versant de la rivière Chaudière.....	306
A.5 Coordonnées UTM des coupes stratigraphiques des bassins versants de la rivière Chaudière et Saint-François.....	307
A6. Description de la Lentille de Drolet.....	309

APPENDICES B

B.1.1 Localisation des coupes topo-géologiques du bassin versant de la rivière Saint-François.....	313
B.1.2 Localisation des coupes topo-géologiques du bassin versant de la rivière Chaudière.....	314
B.2.1 Coupes topo-géologiques A et B du bassin versant de la rivière Saint-François.....	315
B.2.2 Coupes topo-géologiques C et D du bassin versant de la rivière Saint-François.....	316
B.2.3 Coupes topo-géologiques E et F du bassin versant de la rivière Saint-François.....	317
B.2.4 Coupes topo-géologiques G et H du bassin versant de la rivière Saint-François.....	318
B.2.5 Coupes topo-géologiques I et K du bassin versant de la rivière Saint-François.....	319
B.2.6 Coupes topo-géologiques L et M du bassin versant de la rivière Chaudière.....	320
B.2.7 Coupes topo-géologiques N et O du bassin versant de la rivière Chaudière.....	321
B.2.8 Coupes topo-géologiques P et Q du bassin versant de la rivière Chaudière.....	322

APPENDICE C

C.1 Courbes granulométriques des échantillons de varves.....	324
--	-----

C.2 Distribution des rapports Ln/Tn des différents échantillons glaciolacustres selon leurs âges connus.....	333
C.3 Courbes de croissance des échantillons glaciolacustres.....	334
APPENDICE D	
D.1 DVD du modèle 3D et d'autres produits.....	338
RÉFÉRENCES.....	340

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Localisation de la région d'étude et délimitation des bassins versants de la rivière Saint-François et Chaudière	3
1.2 Hydrographie du bassin versant de la rivière Chaudière. A) & B) Localisation des vallées tributaires à la rivière Chaudière dans le secteur des municipalités de Beauceville et de Saint-Georges. Modèle numérique de terrain provenant de la NASA (Shuttle Radar Topography Mission).....	13
1.3 Hydrographie du bassin versant de la rivière Saint-François. Modèle numérique de terrain provenant de la NASA (Shuttle Radar Topography Mission).....	16
1.4 Portion du bassin versant de la rivière Saint-François située aux États-Unis (COGESAF).....	17
1.5 Physiographie de la région d'étude, sud-est du Québec (Parent, 1987b).....	19
1.6 Géologie et structure des Appalaches (Schroetter, 2004).	22
1.7 Cartographie des linéaments rocheux du sud-est du Québec. Modèle numérique de terrain provenant de la NASA (Shuttle Radar Topography Mission).....	23
1.8 Coupe synthèse du cadre stratigraphique du bassin versant de la rivière Chaudière (Tiré de Caron et Lamothe, 2007b). La partie élevée du substratum rocheux représente l'antlinorium des monts Notre-Dame et la limite entre les Basses-Terres du Saint-Laurent au Nord et les Appalaches au sud.	25
1.9 Localisation des principales moraines de retrait (Parent et Ochietti, 1999).	28
1.10 Délimitation et isobases du lac proglaciaire Memphrémagog durant la phase Sherbrooke (Parent et Ochietti, 1999).....	29

1.11	Extension de la Mer de Champlain et délimitation de la zone d'étude dans le SE du Québec (Parent et Occhietti, 1999).	30
1.12	Reconstitution des phases glaciolacustres Gayhurst de 370 m et de 430 m et localisation du delta enfoui dans la vallée de la rivière Chaudière (modifié de Shilts, 1981). Le front glaciaire correspond au niveau le plus bas du lac proglaciaire. Les différentes flèches rouges correspondent aux exutoires. On peut en répertorier trois pour le bas niveau: 1) Lac Fortin-Lac Joli ; 2) Lac Veilleux ; et 3) les rivières Famine-Daaquam.	32
1.13	Localisation des forages stratigraphiques dans le secteur de Lac Drolet au nord du lac Mégantic et de la municipalité de Lac Drolet (Shilts, 1981 ; Shilts et Smith, 1986a).	33
1.14	Description stratigraphique des forages et des coupes stratigraphiques réalisés dans le cadre des travaux de Shilts (1981) et Shilts et Smith (1986a).	34
1.15	Extension du lac proglaciaire Gayhurst lors de la phase principale de 370 m dans les Appalaches (modifié de McDonald et Shilts, 1971).	36
1.16	Modèle conceptuel de la stratigraphie quaternaire à travers le Québec méridional (Lamothe tiré de Landry et Mercier, 1992).	41
2.1	Cartographie des formations superficielles pour les bassins versants des rivières Saint-François et Chaudière, à l'échelle numérique du 1 : 750 000. Une version à plus grande échelle est disponible en pochette.	56
2.2	Granulométrie des différents faciès du Till de Lennoxville, pour la fraction inférieure à 2 mm.	60
2.3	A : Till de Lennoxville à la coupe de la rivière Tomifobia à Stanstead; B : Exemple de claste glaciaire en forme d'ogive; C : Matrice silto-argileuse du Till de lennoxville.	61
2.4	Photos des sédiments fluvioglaciaires (Gx, Gs) : A & B : Dépôts fluvioglaciaire de la moraine de Woburn; C & D : Dépôts fluvioglaciaires de la moraine interlobaire de Johnville; E : Dépôts fluvioglaciaires d'une plaine d'épandage à proximité de la ville de Saint-Magloire; F : Dépôts fluvioglaciaires d'une moraine au nord de La Patrie.	64
2.5	Photos des sédiments glaciolacustres (LG) : A & D : Séquence de varves proximales de la coupe B de Stanstead; B: delta glaciolacustre (430 m) à proximité de la ville de Dixville; C : séquence glaciolacustre de la coupe de	

Ditton; E : Sable glaciolacustre Memphrémagog au sommet de la coupe de New-Mexico le long de la rivière Eaton.	66
2.6 A : Sables fossilifères dans une exploitation de Saint-Nicolas; B : Plages de la Mer de Champlain au nord de la localité de Saint-Malachie; C : Unité de silt massif fossilifère dans le secteur de Pierreville; D : Argiles massives situées à proximité de Saint-Bonaventure; E : Sables d'exondations dans le secteur de Saint-Patrice-de-Beaurivage.	68
2.7 Carte de localisation des différentes coupes stratigraphiques des bassins versants de la rivière Saint-François et Chaudière. Les différents points jaunes représentent des coupes naturelles et anthropiques des sédiments antérieurs au Wisconsinien supérieur.	71
2.8 Localisation des coupes (points jaunes) et de la section principale (point rouge) de la rivière Grande-Coulée (Beauce) ainsi que la localisation du forage (point noir) réalisé par Shilts et Smith (1986a).	73
2.9 A : Sables oxydés situés à la base de la coupe (Sédiments pré-Johnville); B : Contact entre les sédiments de la Formation de Massawippi et des sédiments pré-Johnville; C: Imbrications de graviers associés à la Formation de Massawippi; E & D : Rythmites et sables lités glaciolacustres Gayhurst; F : Till de Lennoxville.	74
2.10 Stratigraphie et analyse de la coupe de la rivière Grande-Coulée, Québec.	75
2.11 Stratigraphie de la coupe principale de la Rivière Grande-Coulée et stratigraphie des coupes et du forage du même secteur selon Shilts et Smith (1986a).	76
2.12 Localisation des coupes de la rivière des Plante et du complexe ophiolitique des Monts Notre-Dame (Shilts et Smith, 1986a, 1986b).	80
2.13 Localisation et corrélation stratigraphiques des différentes coupes de la rivière des Plante.	82
2.14 Photos des principaux affleurements du Till de Johnville à la rivière des Plante. A : Vue générale de la coupe D de la rivière des Plante; B : Vue générale du Till de Johnville de la coupe E de la rivière des Plante; C : Claste précambrien (paragneiss) retrouvé dans le Till de Johnville; D & E : Matrice et clastes ultramafiques retrouvés dans le Till de Johnville de la coupe E de la rivière des Plante.	85

2.15 Schématisation et interprétation de la coupe stratigraphique B de la rivière des Plante (Shilts et Smith, 1987).....	86
2.16 Schématisation et interprétation de la coupe stratigraphique D de la rivière des Plante (Shilts et Smith, 1987).....	87
2.17 Localisation des deux principales coupes stratigraphiques de la rivière Ascot. .	89
2.18 Analyse et stratigraphie de la coupe de la rivière Ascot (Parent, 1987b).	90
2.19 Localisation et description de la coupe stratigraphique d'Eaton Corner (les numéros des coupes stratigraphiques font référence à la classification de la carte de McDonald, 1967). Le log stratigraphique de gauche a été décrit par Simard (1970) au site de forage S-15, environ 400 m au nord-ouest de la coupe d'Eaton Corner.....	93
2.20 Faciès et stratigraphie de la coupe d'Eaton Corner; A & B : Imbrication des graviers fluviaux à la base de la coupe; C : Contact entre les graviers, les varves et le Till de Chaudière; D : Varves d'englaciation associé à la fin du Sangamonien; E : Déformations glacio-tectoniques des varves situées sous le Till de Chaudière.....	94
2.21 Diagramme triangulaire des granulométries des échantillons du Till de Chaudière.	97
2.22 Dispersion des granites et syénites des intrusions dévoniennes (Parent, 1987b).	98
2.23 Localisation de la coupe de la rivière Samson dans le bassin versant de la rivière Chaudière.	100
2.24 Interprétation et description de la coupe stratigraphique de la rivière Samson, Québec (Shilts, 1978).....	101
2.25 Coupe stratigraphique de la rivière Eaton Sud, Québec; A : Till de Lennoxville; B : Varves déformées Gayhurst; C : Faciès prodeltaïque de la Formation Gayhurst; D : Till de Chaudière.	104
2.26 Stratigraphie et interprétation de la coupe de la rivière Eaton Sud, Québec.....	105
2.27 Localisation, stratigraphie et interprétation de la coupe de New Mexico. La coupe A représente l'interprétation et les travaux récents et la coupe B a été tirée de Rameseder, 2001 : les histogrammes des analyses géochimiques montrent	

- seulement les éléments qui montrent une variabilité entre les échantillons et les divers sites étudiés. Les analyses montrées ont été faites sur la portion des échantillons passées à la batée. Les classes de comptages pétrographiques correspondent aux lithologies suivantes : A. Roches sédimentaires carbonatées, B. Roches sédimentaires non-carbonatées, C. Calcaires fossilifères, D. Conglomérat, E. Veines de Quartz, F. Quartz, G. Volcanites mafiques, H. Volcanites felsiques, I. Volcanites porphyriques, J. Roche ultramafiques, K. Gabbro, L. Granite, M. Intrusif indéterminé, N. Précambrien, O. et P. Autres et Indéterminées respectivement..... 108
- 2.28 A) Tiré de Lamothe *et al.*, 2000 : La coupe de la rivière Eaton Nord à New Mexico, été 1998. Les déformations sont donc interprétées sur la base des lits silteux (et donc plus humides). B) Photographie plus récente de la coupe, été 2010. La coupe se modifie à chaque année et les sables glaciolacustres tardiglaciaires sont mieux exposés depuis quelques années. 109
- 2.29 Tiré de Ramaseder (2001) Stratigraphie de la coupe stratigraphique de la rivière Ditton. Les histogrammes des analyses géochimiques montrent seulement les éléments qui montrent une variabilité entre les échantillons et les divers sites étudiés. Les analyses montrées ont été faites sur la portion des échantillons passée à la batée. Les classes de comptages pétrographiques correspondent aux lithologies suivantes : A. Roches sédimentaires carbonatées, B. Roches sédimentaires non-carbonatées, C. Calcaires fossilifères, D. Conglomérat, E. Veines de Quartz, F. Quartz, G. Volcanites mafiques, H. Volcanites felsiques, I. Volcanites porphyriques, J. Roche ultramafiques, K. Gabbro, L. Granite, M. Intrusif indéterminé, N. Précambrien, O. et P. Autres et Indéterminées respectivement..... 113
- 2.30 Localisation de la coupe type de la Formation de Gayhurst dans le secteur amont du bassin versant de la rivière Chaudière..... 115
- 2.31 Photos de la coupe type Gayhurst; A : Varves déformées à la base de la coupe; B : Rythmites centimétriques retrouvées sous le faciès deltaïque et au-dessus des varves déformées; C : Concrétions du faciès glaciolacustre de la base; D : Lits obliques progradés vers le nord du faciès deltaïque; E : Contact entre le faciès deltaïque et le membre supérieur du Gayhurst; F : Déformations associées à des glissements sous-aquatiques dans les varves d'englaciation; G : Galet de délestage ultramafique dans les varves sommitales; H : Till argileux constituant la Lentille de Drolet; I : Échantillon IRSL dans le faciès deltaïque..... 117
- 2.32 Interprétation et stratigraphie de la Coupe-Type de la Formation de Gayhurst à proximité de la municipalité de Drolet. Les flèches verticales indiquent la

conformité stratigraphique entre les unités. Les flèches verticales indiquent la conformité stratigraphique entre les unités.	118
2.33 Diatomées retrouvées dans les varves sommitales de la coupe type de la Formation de Gayhurst.....	120
2.34 Stratigraphie de la coupe M de la rivière Moe.....	122
2.35 Photos de la coupe « M » de la rivière Moe. A : Vue générale de la coupe M de la rivière Moe; B : Varves de la Formation de Gayhurst; C : Sables et figures de courant de la Formation de Massawippi; D : Clastes précambriens (Gneiss/Paragneiss) retrouvés dans le Till (Johnville ?) de la base.	124
2.36 Localisation des coupes stratigraphiques A, B et C de la rivière Tomifobia (Stanstead).....	126
2.37 Section stratigraphique de la rivière Tomifobia telle que décrite par Boissonnault (1983).	127
2.38 Photographie de la coupe A de la rivière Tomifobia; A : stratigraphie et localisation des sites d'échantillonnage; B : faciès juxtaglacière enfoui à la base de la coupe; C : faciès glaciolacustre qui surmonte les sédiments fluvioglaciaires; D : contact entre le Till de Lennoxville et les sédiments de la Formation de Memphrémagog; E : Rythmites Memphrémagog au sommet de la coupe. L'échelle sur la photo mesure 1,70 m.....	129
2.39 Description stratigraphique de la coupe stratigraphique A de la rivière Tomifobia. La description des sédiments fluvioglaciaires situés sous le till de surface et sous les rythmites est présentée. Les localisations exactes des comptages pétrographiques sont indiquées à la figure 2.38.....	130
2.40 Localisation des coupes de la rivière Niger.	133
2.41 Interprétation de la stratigraphie de la coupe N4-B et N4-A de la rivière Niger.	134
2.42 Localisation de la coupe stratigraphique sur la rive ouest de la rivière Chaudière à deux kilomètres au sud de Saint-Georges-de-Beauce.	136
2.43 Interprétation et stratigraphie de la coupe stratigraphique de Saint-Georges-de- Beauce.....	138
2.44 Corrélation stratigraphique des différentes coupes de la rivière Moe.....	140

2.45 A : Coupe stratigraphique J de la rivière Moe, B : Rythmites (varves) distales de déglaciation de la coupe stratigraphique J.	142
2.46 Coupe composite lithostratigraphique des trois facies de la Formation de Gayhurst.	143
3.1 Localisation des sources cartographiques du bassin versant de la rivière Saint-François. La couleur verte pâle représente l'étendu des secteurs étudiés dans le cadre des camps de terrain de l'Université du Québec à Montréal. Les sources cartographiques sources sont classées par feuillet à l'échelle du 1 : 50 000 et présentées dans les Appendices A1 et A2.	152
3.2 Cartographie des formations superficielles.	155
3.3 Simplification de la cartographie des formations superficielles pour l'intégration dans le modèle 3D.	155
3.4 Représentation 2D de la stratigraphie de la rivière Moe, Québec.	157
3.5 Organigramme des étapes de réalisation du modèle tridimensionnel géologique.	159
3.6 Carte de localisation des données stratigraphiques et des données de forage provenant de différentes sources.	168
3.7 Coupe synthèse du cadre stratigraphique du bassin versant de la rivière Chaudière (Tiré de Caron et Lamothe, 2007). La partie élevée du substratum rocheux représente l'antlinorium des monts Notre-Dame et représente la limite entre les Basses-Terres du Saint-Laurent au Nord et les Appalaches au sud.	170
3.8 Modèle conceptuel de la stratigraphie quaternaire à travers le Québec méridional (Elson in Shilts, 1981; Lamothe tiré de Landry et Mercier, 1992).	171
3.9 Carte de la distribution de l'épaisseur totale des sédiments quaternaires pour les bassins versants de la rivière Saint-François et Chaudière.	174
3.10 Exemple de calcul pour subdiviser deux unités lithostratigraphiques à partir de ratios quantifiés avec les données de forages et la carte isopaque. (Tremblay <i>et al.</i> , 2010).	177
3.11 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments organiques (O).	182

3.12 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments alluviaux (Ap, At, Ax).	183
3.13 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciomarins littoraux et prélittoraux (MGb).	184
3.14 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciomarins deltaïques et prodeltaïques (MGd).	185
3.15 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciomarins d'eau profonde (MGa).	186
3.16 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciolacustres littoraux et pré-littoraux (LGb).	187
3.17 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciolacustres deltaïques et prodeltaïques (LGd).	188
3.18 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciolacustres d'eau profonde (LGa).	189
3.19 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments fluvioglaciaires (Gs et Gx).	190
3.20 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciaires (T).	191
3.21 Carte de la distribution et de l'épaisseur des formations quaternaires anciennes (Q).	192
3.22 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments organiques (O).	193
3.23 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments alluviaux (Ap, At, Ax).	194
3.24 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciomarins littoraux et prélittoraux (MGb).	195
3.25 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciomarins d'eau profonde (MGa).	196
3.26 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciolacustres littoraux et pré-littoraux (LGb).	197

3.27 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments fluvioglaciaires (Gs et Gx).	198
3.28 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciaires (T).	199
3.29 Carte de la distribution et de l'épaisseur des formations quaternaires anciennes (Q).	200
4.1 Location of the study area within a regional digital elevation model (DEM). The maximum extent of the Mid-Wisconsinan, Glacial Lake Gayhurst. As the normal drainage is from the International Border towards the St. Lawrence River, ice advance across the St-Lawrence Valley and into the Appalachians results in the development of ice-dammed lakes, either during glacial advance or northward ice retreat.....	207
4.2 Quaternary lithostratigraphic framework for the Southeastern Appalachians of Québec, (modified from Caron and Lamothe, 2007). The elevated portion of the bedrock is a schematic representation of the Notre-Dame Mountain Anticlinorium, which marks the limit between the St-Lawrence Lowlands to the west and the Appalachians to the east.....	209
4.3 Location of the sites in the St-François and Chaudière Basins investigated in this study: 1: Missisquoi River section; 2: Grenier creek section; 3: Moe River section; 4: Ascot River section; 5: Eaton Corner section; 6: Clifton River section; 7: Ditton River section; 8: Gayhurst type-section (pelagic and deltaic facies); 9: Des Plante River section.	213
4.4 Correlations of the different lithostratigraphic units of the 8 sections with the stratigraphic framework of the Appalachian.....	214
4.5 Fine-grained laminated sediment of the Saint-François and Chaudière watersheds: A: Missisquoi River probable varves; B: Ditton River probable varves; C: Ascot River probable varves (type-section); D: Moe River probable varves; E: Eaton Corner probable varves with high-angle reverse faulting with little deformation.	217
4.6 Fine-grained laminated sediment of the Saint-François and Chaudière watersheds: F: Des Plante River probable varves; G: Grenier creek probable varves; H: Clifton River probable varves; I: Gayhurst (type-section) varves (bottom of the englaciation varves); J: Gayhurst (type-section varves) (top of the englaciation varves).	218
4.7 Description of the Gayhurst type-section and location of the IRSL sample.....	220

4.8 Examples of planchets for the IRSL dating program (Mesh: 1 cm; Hardy, 1997).	227
4.9 Distribution of the L_n/T_n values for the Missisquoi, Gayhurst type-section, and Eaton Corner section.	233
4.10 L_n/T_n ratio (winter beds) and IRSL ages measured for the sample from the Missisquoi River section and anomalous fading-corrected ages obtained with both the dose rate correction method (DRC). Fading rate (g value) used for corrections is $6.4 \pm 0.2\%$ per decade. Grains size curve for the winter and summer beds of the sample. Grain size curves of the winter beds and summer beds of the sample.	235
4.11 L_n/T_n ratio (winter beds) and IRSL ages measured for the samples from the Gayhurst type-section River section and anomalous fading-corrected ages obtained with both the dose rate correction method (DRC). Fading rate (g value) used for corrections is $7.3 \pm 0.3\%$ per decade. Grains size curve for the winter and summer beds of the sample. Grain size curves of the winter beds and summer beds of the sample.	236
4.12 L_n/T_n ratio (winter beds) and IRSL ages measured for the samples from the Eaton Corner River section and anomalous fading-corrected ages obtained with both the dose rate correction method (DRC). Fading rate (g value) used for corrections is $5.6 \pm 0.4\%$ per decade. Grains size curve for the winter and summer beds of the sample. Grain size curves of the winter beds and summer beds of the sample.	237
4.13 L_n/T_n ratio and IRSL ages measured for the samples GAYHURST-1 from the Gayhurst type section River section and anomalous fading-corrected ages obtained with both the dose rate correction method (DRC). Fading rate (g value) used for corrections is $5.1 \pm 0.2\%$ per decade. Position of the IRSL sample in the Gayhurst type section.	238
4.14 Correlation of the L_n/T_n ratios on the Missisquoi, Gayhurst and Eaton Corner samples. Note the symmetrical shape and the skewness extent of the restricted distribution.	240
4.15 Quaternary lithostratigraphic framework for the Southeastern Appalachians of Québec, (modified from Caron and Lamothe, 2007) including the different IRSL ages of the BFG and sand samples.	242

5.1 General location of the study area with a regional digital elevation model (DEM) as background.....	249
5.2 From Tremblay and Castonguay (2002): A: Tectonostratigraphic subdivisions of Appalachians in mainland Canada and New England. S-D—Silurian-Devonian, CVG—Connecticut Valley–Gaspé. B: Simplified geologic map of Laurentian margin and adjacent oceanic rocks in southern Québec. Cretaceous intrusions are omitted for clarity. SMA—Sutton Mountains anticlinorium, BBL—Baie Verte–Brompton line, NDMA—Notre Dame Mountains anticlinorium, AA—Arthabaska amphibolite, RPOM—Riviere-des-Plantes ophioliticme'lange, TMO—Thetford-Mines ophiolite, OO—Orford ophiolite.....	251
5.3 Quaternary lithostratigraphic framework for the Southeastern Québec Appalachians, (modified from McDonald and Shilts, 1971, and Caron and Lamothe, 2007). The elevated portion of the bedrock is a schematic representation of the Notre-Dame Mountain Anticlinorium, as it marks the approximate limit between the St-Lawrence Valley to the West and the Appalachians to the East.	255
5.4 From Lamothe <i>et al.</i> , 1992: The hypothetical time-distance correlations between the Late Pleistocene depositional records of the St. Lawrence Lowland and the Appalachian of southern Québec and the marine isotope record of Shackleton (1969).....	258
5.5 Location of sections in the St-François and Chaudière Basins investigated in this study: 1: Tomifobia (A) River section; 2 & 3: Niger sections (N6-A et N6-B); 4: Coaticook (Fruiterie) River section; 5: Ascot River section; 6: Moe River section (L); 7: Moe River section (M); 8: Clifton River section; 9: New Mexico section; 10: Eaton Sud section; 11: Ditton River section; 12: Gayhurst type section (pelagic and deltaic facies); 13: Samson River section; 14: Grande-Coulée River section; 15: St.Georges section;16: Des Plante River section.....	264
5.6 Diagrams of measured stratigraphic sections with assumed correlations along the St. François and Chaudière valleys.	265
5.7 Map showing well documented Gayhurst sites and location of stratigraphic boreholes (Shilts and Smith, 1986a, 1986b).	266
5.8 Composite section of the facies of the Gayhurst Formation. A) Varves of the facies III, Gayhurst type section; B) Contact of facies III and facies II at the Gayhurst type section; C) Rythmites of the Moe River (section J); D) Glacial fluvial sediments of the Tomifobia (section A).	267

5.9 Stratigraphic log for the Gayhurst subaquatic outwash, south of St. Georges (Shilts <i>et al.</i> , 2007).....	270
5.10 A: Reconstitution of the Delta Gayhurst and location of the type section in the upper Chaudière Valley. B: Stratigraphic log, till clast fabrics, grain-size analysis of the Gayhurst Type section.	272
5.11 High and low level stages of glacial Lake Gayhurst in the Chaudière Basin. Note that there are three likely outlets into the Saint John River drainage for the low level stage: 1) Lac Fortin-Lac Joli; 2) Lac Veilleux; and 3) Famine-Daaquam Rivers. (modified from Shilts, 1981).	273
5.12 Location and thickness map of the Pre-Lennoxville sediments in the St. François and Chaudière watershed.	277
5.13 Location of the cross section and thickness map of the Quaternary sediments in the St.Francois and Chaudiere River watershed.	278
5.14 Schematic cross section of the St-Francois and Chaudiere River watersheds. Cross section building was very helpful in solving many such problems in the 3D model.....	279
5.15 Quaternary lithostratigraphic framework for the Québec southeastern Appalachians, (modified from Caron and Lamothe, 2007) including the different IRSL ages of the BFG and sand samples.	282
5.16 A) Paleogeographic reconstruction for the earliest phase of the Middle Wisconsinan readvance (phase 370 m). B) Paleogeographic reconstruction of the high level (430 m) phase of Glacial Lake Gayhurst.	286
5.17 The potential routing of meltwaters from Glacial Lake Gayhurst in neighbouring New Brunswick and New England.	287

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1.1 Unités lithostratigraphiques des Appalaches (Parent, 1987a ; Parent, 1987b ; Lamothe <i>et al.</i> , 1992).	26
1.2 Description des unités lithostratigraphiques des Basses-Terres du Saint-Laurent et des Appalaches.	42
1.3 Liste des analyses effectuées dans le cadre de cette recherche	47
2.1 Unités lithostratigraphiques intégrées dans la cartographie géologique.	54
3.1 Unités lithostratigraphiques du modèle tridimensionnel de la Saint-François et de la Chaudière.....	154
3.2 Critère de validation de la base de données du modèle 3D (Ross <i>et al.</i> , 2004)	160
3.3 Caractérisation, distributions et pourcentage des sources de données.	166
3.4 Propriétés numériques attribuées dans le modèle 3D dans la plate-forme gOcad. ..	179
4.1 Sedimentological results and grain-size analysis from the rythmite samples.	228
4.2 Sequence of aliquot measurements for the sand sample (GAYHURST-1).	230
4.3 Sequence of aliquot measurements for the BFG samples.	230
4.4 Apparent IRSL ages and Ln/Tn ratios values of the 8 varves samples.	232
5.1 Generalized stratigraphic columns for Quaternary sediments of eastern Canada including the Toronto area, St.Lawrence lowland, the Québec Appalachian region, Vermont, New-Brunswick region and Maine.	253

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

ASCII	American Standard Code for Information Interchange
BBL	Baie Verte-Brompton line
BFG	Bulk fine grains
BNDT	Base nationale de données topographiques
CGC	Commission géologique du Canada
CGIAR-CSI	Consortium for Spatial Information
COBARIC	Comité de bassin de la rivière Chaudière ;
COGESAF	Conseil de gouvernance de l'eau des bassins versants de la rivière Saint-François,
DA	Dose rates
DE	Equivalent dose
DEM	Digital Elevation Model
DRC	Dose rate correction method
GPS	Global Positioning System
HCL	Acide chlorhydrique
INAA	Instrumental neutronic activation analysis (activation neutronique)
IRSL	Infrared stimulated luminescence

LIS	Laurentide Ice Sheet
MDDEP	Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs
MIS	Marine Isotope Stage
NASA	National Aeronautics and Space Administration
OSL	Optically Stimulated Luminescence,
SAR	Single-aliquot regenerative
SIG	Système d'information géographique
SIH	Système d'information hydrogéologique
STRM	Shuttle Radar Topography Mission
TL	Thermoluminescence
UQAM	Université du Québec à Montréal

LISTE DES SYMBOLES

a.s.l.	Above sea level
B.P.	Before present
Co	Cobalt
cm	Centimètre
Cr	Chrome
Ni	Nickel
ka	Milliers d'année
km	Kilomètre
km ²	Kilomètre carré
Ln	Luminescence naturelle
Tn	Luminescence induite
m	Mètre
Ma	Millions d'année
mm	Millimètre
m ³ /s	Mètre cube/ Seconde
g	Taux de fading en pourcentage de perte de signal par décade
Tf	Age measured

To	True age of the system
If	Intensity of the signal affected by fading
I ₀	Intensity of luminescence before fading
¹⁴ C	Carbone 14
Gy	Grey (unite de mesure radiative : J/kg)
Gy/ka	Grey par millier d'année
Gy/min	Grey par minute
μm	Micron
yr	Year
ppm	Parts per million
%	Pourcentage

RÉSUMÉ

Le projet de recherche doctorale porte sur la cartographie, modélisation tridimensionnelle, stratigraphie et lithostratigraphie des sédiments de surface des bassins versants des rivières Saint-François et Chaudière. Ce projet s'inscrivait dans une série de projets initiés par le Ministère du Développement Durable, des Parcs et de l'Environnement du Québec dont l'objectif ultime était de mieux connaître et protéger les eaux souterraines des bassins versants des rivières Chaudière et Saint-François, de la frontière internationale à sa confluence avec le fleuve Saint-Laurent, dans la région de la capitale nationale. Ainsi, la présente recherche constitue un projet d'étude sur la dynamique quaternaire du Sud-Est du Québec qui permet de comprendre la nature et la distribution des sédiments et des séquences quaternaires. Dans ce contexte, un des intrants majeurs dans la détermination des propriétés géologiques régionales est la compréhension de la distribution et de l'architecture tridimensionnelle des sédiments de surface. La compilation et la cartographie des formations superficielles de ces deux bassins versants ont été des objectifs incontournables et requis pour l'analyse tridimensionnelle. Dans les bassins considérés, des dizaines de coupes naturelles ont été analysées et compilées ainsi qu'un grand nombre d'exploitations anthropiques dont les informations s'ajoutent à des milliers de forages de sources diverses. Leur intégration à la stratigraphie existante a permis l'élaboration des cartes d'épaisseurs de dépôts meubles et de la construction d'un modèle tridimensionnel des unités quaternaires pour l'ensemble des deux bassins versants. Le développement du cadre chronologique vient compléter la thèse. Un outil de corrélation stratigraphique basé sur l'âge des dépôts est proposé dans cette étude. Ce programme a pour but de corréler et de distinguer les différentes unités glaciolacustres des Appalaches. Cette nouvelle approche est fondée sur la valeur des rapports L_n/T_n , qui sont l'expression de la luminescence naturelle sur la luminescence induite après irradiation en laboratoire. Malgré une remise à zéro partielle des sédiments, les âges sur les varves de la fin du Sangamonien (85 ± 2 ka), du Wisconsinien moyen (56 ± 6 ka) et du Wisconsinien supérieur ($< 24 \pm 2$ ka) ont permis de situer les séquences glaciolacustres à l'intérieur des cycles connus (stades, interstades et interglaciaires) qui sont eux-mêmes basés sur des axiomes (stratigraphie isotopique océanique et stratigraphie continentale). Un autre objectif principal de cette étude visait à définir les principaux événements de la paléogéographie de cette région. La complexité de la séquence stratigraphique reflète des conditions uniques d'englaciation et de déglaciation dans un secteur caractérisé par des retraits glaciaires à contre-pente, permettant le développement de lacs proglaciaires et la préservation d'un volume de sédiments quaternaires antérieurs à la dernière glaciation. Ces sédiments sont essentiellement associés à l'épisode glaciolacustre de la Formation de Gayhurst. Un travail de synthèse sur l'extension et la caractérisation des sédiments associés à ce lac proglaciaire (Wisconsinien moyen) est proposé afin d'évaluer son

extension dans les deux bassins versants. L'âge de 45 ± 5 ka obtenus sur un faciès deltaïque, dans le cadre du programme de datation, indique que cette séquence s'est déposée lors du Wisconsinien Moyen.

Mots clés : Cartographie, stratigraphie quaternaire des Appalaches, Basses-Terres du Saint-Laurent, Modélisation géologique 3D, Inlandsis laurentidien, séquences et faciès glaciolacustres, géochronologie.

CHAPITRE I

CADRE DU PROJET DE RECHERCHE

1.1 Introduction

1.1.1 Cadre général de la thèse

La physiographie des bassins versants des rivières Chaudière et Saint-François représente une barrière et une frontière naturelle qui délimite le Québec des États-Unis (figure 1.1). Ce relief, composé d'un grand ensemble de doux reliefs allongés dans un axe nord-est sud-ouest, a eu un impact significatif lors des nombreux épisodes de glaciation-déglaciation du Pléistocène. Des sédiments d'origines diverses ont été déposés et préservés au fond des vallées fluviales, faisant de cette région un secteur clé pour l'étude de la stratigraphie du Quaternaire. Ce projet de recherche porte sur l'étude de la géologie du Quaternaire du sud-est du Québec, comme élément de base pour comprendre la nature, l'âge, les modes de mise en place des dépôts. Ces données fournissent des éléments nouveaux sur la distribution des sédiments glaciogéniques Wisconsiniens et pré-Wisconsiniens de cette région. La géologie du Quaternaire peut également contribuer à la caractérisation de la qualité et de la quantité de la ressource en eau souterraine et son usage actuel.

La réalisation des projets (Projet du Comité de bassin de la rivière Chaudière ; COBARIC ; Projet du bassin de la rivière Saint-François) bénéficiait de la collaboration de plusieurs partenaires, tels que le ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs, et le ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec. Les travaux associés à cette thèse ont permis et permettront ultérieurement le développement de différents outils afin d'améliorer les connaissances sur les aquifères régionaux du sud-est du Québec et leurs interactions avec les eaux de surface. D'un point de vue géologique, l'analyse plus détaillée des corps sédimentaires quaternaires vise à préciser le cadre paléogéographique antérieur à la dernière glaciation, notamment lors du Wisconsinien moyen. Les nouvelles données recueillies proposent une nouvelle interprétation des événements qui ont

suivi le dernier interglaciaire au Sangamonien. La réalisation de ce projet de recherche a nécessité l'application d'une approche multidisciplinaire faisant appel à l'expertise de différents intervenants. Cette approche a permis d'optimiser les efforts et d'intégrer un très grand nombre de résultats et de données tant au niveau de la géologie du Quaternaire, de la géomatique, que de la géochronologie.

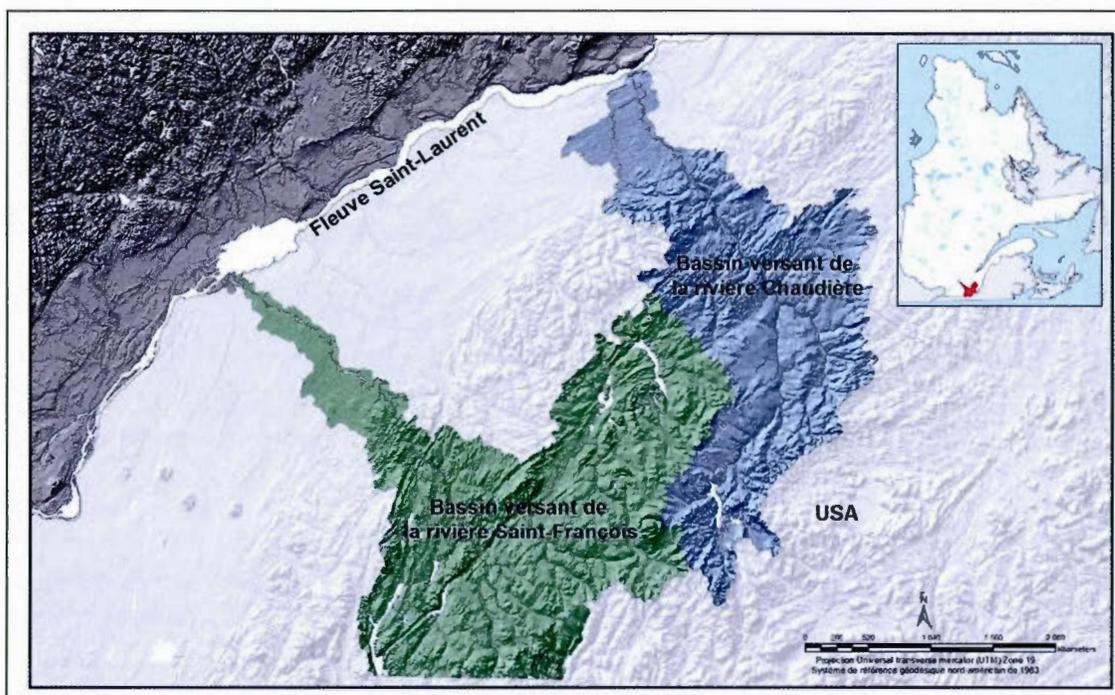


Figure 1.1 Localisation de la région d'étude et délimitation des bassins versants de la rivière Saint-François et Chaudière

1.2 Structure de la thèse

Cette thèse de structure traditionnelle comporte six chapitres, dont deux consistent en des articles scientifiques. Le premier chapitre aborde la description, les problématiques et les objectifs du projet de recherche. Ensuite, il est question de la description du cadre physique, de la description des travaux antérieurs et de la méthodologie employée.

Le corps de la thèse est formé par les cinq chapitres suivants. Le chapitre 2 présente l'analyse détaillée des faciès sédimentaires, de la sédimentologie, la composition lithologique et de la description des séquences stratigraphiques. Le chapitre 3 aborde les travaux de cartographie et la modélisation géologique tridimensionnelle des sédiments quaternaires. Le chapitre 4 présente une application de corrélation géochronologique basée sur des données de luminescence optique (IRSL) obtenues sur les différents faciès glaciolacustres des Appalaches. Le chapitre 5 traite d'une synthèse des événements géologiques du Wisconsinien moyen pour le sud-est du Québec.

Enfin, le dernier chapitre présente les principales conclusions et contributions, ainsi que quelques avenues de recherche potentielles. En appendice, de nombreux documents sont disponibles sous forme d'annexes. Elles contiennent essentiellement les données brutes, certains détails méthodologiques, quelques produits et livrables.

1.3 Problématique

1.3.1 Géologie du Quaternaire

De nombreuses études ont été réalisées sur la déglaciation de l'Inlandsis Laurentidien lors du Wisconsinien supérieur dans le sud du Québec (Gadd, 1964b, 1964b, 1965,

1967, 1978; McDonald, 1966; Shilts, 1981; Parent, 1987b, Larocque, 1999, Larocque *et al.*, 2002, 2003). Plusieurs de ces travaux ont porté sur les lacs proglaciaires qui ont envahi les vallées fluviales des principales rivières du sud-est du Québec. Il en a été de même lors des fluctuations glaciaires anciennes dont plusieurs reliques sont encore observables aujourd'hui le long des rivières. La problématique principale de cette thèse repose sur la reconstitution de la paléogéographie quaternaire du sud-est du Québec, plus spécifiquement lors du Wisconsinien moyen. Il est connu que lors de cette période, un réchauffement climatique global a occasionné une réduction importante du volume de l'Inlandsis Laurentidien, provoquant ainsi la création d'un lac proglaciaire majeur (Lac Gayhurst; Shilts, 1981) dans le sud-est du Québec.

Il existe de nombreuses lacunes dans la connaissance stratigraphique et la paléogéographie quaternaire des Appalaches et des régions adjacentes. Ces problèmes s'appliquent plus particulièrement aux unités situées stratigraphiquement sous le till de surface. Des sédiments glaciolacustres enfouis qu'on retrouve en coupe le long des principales rivières tributaires (*e.g.*, rivière Ascot, rivière des Plante, rivière Linière, rivière Moe, rivière Samson, rivière aux Saumons et rivière Coaticook) des vallées de la rivière Saint-François et Chaudière (McDonald et Shilts, 1971; Shilts, 1981). La stratigraphie et sa « distribution tridimensionnelle » de ces unités avaient été partiellement reconnues dans certaines de ces vallées. Ce travail de recherche a donc permis d'améliorer les connaissances de l'architecture géologique de la sous-surface, permettant ainsi d'améliorer le cadre stratigraphique et les modèles paléogéographiques régionaux.

Les interprétations divergent également sur l'âge et l'origine de ces unités. McDonald (1969) et Larocque (1999) ont conclu que les sédiments glaciolacustres situés sous le till étaient associés à des récurrences glaciaires lors de la dernière déglaciation. Or, des travaux et des datations en luminescence optique réalisés par Hardy et Lamothe (1997) ont démontré que ces dépôts pouvaient être corrélatifs avec la Formation

Gayhurst du Wisconsinien moyen. La révision de la stratigraphie s'avère d'ailleurs pertinente afin de tester les hypothèses de corrélations stratigraphiques entre les Basses-Terres du Saint-Laurent et les Appalaches (Lamothe *et al.*, 1992). La base des corrélations entre ces deux régions réside dans la conformité stratigraphique qu'implique une continuité sédimentologique et temporelle de la trilogie Chaudière-Gayhurst-Lennoxville. Les travaux de Shilts (1981) dans le secteur de la coupe type en Beauce suggèrent que pendant toute la période représentée par cette séquence, la portion congrue des Basses-Terres du Saint-Laurent était recouverte d'une calotte glaciaire et représentée par le Till de Gentilly. Or, Lamothe (1989) a reconnu deux périodes non-glaciaires dans le cœur des Basses-Terres ainsi que trois événements glaciaires, représentés par le Till de Bécancour, le Till de Lévrard et le Till de Gentilly. Une réévaluation de la stratigraphie appalachienne, qui fait appel entre autres à de nouveaux protocoles de géochronologie, devient donc essentielle pour aborder ces problématiques.

1.3.2 Modélisation tridimensionnelle et cartographie des unités quaternaires

Depuis une trentaine d'années, les techniques et les outils de géomatique ont permis de créer des modèles tridimensionnels numériques des environnements géologiques (Berg *et al.*, 2011). Pour représenter les environnements géologiques, les scientifiques avaient toujours fait appel à des représentations bidimensionnelles des données. Ces nouveaux outils performants sont très puissants pour quantifier et reconstituer, ainsi que pour modéliser les connaissances stratigraphiques et la paléogéographie quaternaire. La création d'un modèle géologique 3D de ces séquences représente une première pour le sud-est du Québec.

La cartographie régionale en trois dimensions commence à devenir une pratique courante au Québec méridional. Des programmes similaires ont été réalisés pour les secteurs de Portneuf, (Boisvert et Michaud, 1998), Mirabel (Ross, 2005) et

Chateauguay (Tremblay, 2008). Il existe également des programmes similaires aux États-Unis avec la Coalition des Grands-Lacs (Berg et *al.*, 2000). La majorité de ces modèles géologiques régionaux 3D de ces projets ont été réalisés à des fins de caractérisation hydrogéologique régionale. Dans le cadre de la présente problématique, le recours à ce type de modélisation s'avère intéressant afin de contraindre la géométrie des surfaces et des volumes géologiques. L'utilisation de nouvelles approches numériques a été testée en vue de les améliorer. Le défi était de taille au vu du volume impressionnant de données, mais ce dernier représentait un atout majeur pour cette région.

1.3.3 Géochronologie

Le cadre stratigraphique des Appalaches représente une fenêtre unique, pour le nord-est de l'Amérique englacée en raison de l'important volume de sédiments antérieurs à la dernière glaciation. Il existe deux méthodes afin de replacer les événements géologiques dans leur contexte temporel, soit les méthodes de datation relative et les méthodes de datation absolue. Les datations relatives sont basées sur des principes stratigraphiques comme la superposition des couches sédimentaires, l'identité paléontologique contenue dans les sédiments et les recoupements des unités géologiques. Ces méthodes s'avèrent indispensables à la compréhension et à l'interprétation des environnements géologiques.

Les méthodes de datation absolue sont basées en grande partie sur la désintégration naturelle d'isotopes instables en éléments stables. Chaque isotope a sa propre courbe de désintégration radioactive. Cependant, l'application de ces méthodes de datation aux environnements géologiques synsédimentaires, et particulièrement glaciaires, sont relativement limitées. Les datations au radiocarbone requièrent de la matière organique et/ou des carbonates, et cette technique permet de mesurer le temps pour une durée maximale d'environ 50 000 ans. Il devient donc difficile d'obtenir une

géochronologie absolue pour les sédiments interglaciaires et interstadias des Appalaches. La technique de la luminescence optique s'avère une alternative intéressante pour développer un cadre chronostratigraphique régional.

De nombreuses datations radiocarbones et en luminescence optique/thermoluminescence ont été réalisées sur les environnements tardiglaciaires ou non-glaciaires dans les Basses-Terres du Saint-Laurent (Hillaire-Marcel, 1977 et 1988; Rodrigues et Richard, 1986; Parent, 1987b; Lamothe, 1988a; Lamothe et Huntley, 1988; LaSalle et Shilts, 1993; Parent et Occhietti, 1988, 1999; Occhietti *et al.*, 2001; Richard et Occhietti, 2004 et Cronin *et al.*, 2008). Il y a également eu des travaux réalisés dans les Appalaches, notamment sur les sédiments interglaciaires à la rivière des Plante (Lamothe, non publié) et même Illinoien (Balescu *et al.*, 2001). Un résumé complet de ces travaux sera abordé en détail dans le cadre du Chapitre 4.

Hardy (1997) a également réalisé des travaux de géochronologie en IRSL sur des sédiments glaciolacustres des Basses-Terres du Saint-Laurent et de la haute vallée de la rivière Saint-François. Ces varves étaient situées sous le till de Lennoxville et sous le till de Gentilly. Les résultats obtenus les situent entre 30 à ~45 ka, soit au Wisconsinien moyen, appuyant donc l'hypothèse A de Lamothe *et al.*, (1992) qui propose des environnements glaciolacustres à la fin de l'Illinoien, au Wisconsinien inférieur et au Wisconsinien moyen dans les secteurs des Basses-Terres du Saint-Laurent et des Appalaches. Un nouveau protocole de datation en luminescence optique, inspiré des travaux de Hardy, est proposé dans cette thèse.

1.4 Objectifs du projet de recherche

1.4.1 Objectif principal de la thèse

L'objectif principal de cette thèse est d'étudier la distribution, l'origine et l'âge des sédiments stratigraphiquement situés sous le till de surface, plus spécifiquement les faciès glaciolacustres. Pour répondre à cet objectif, plusieurs méthodes seront utilisées, telles que la cartographie, la stratigraphie, la modélisation géologique 3D, la micropaléontologie, la sédimentologie et la géochronologie.

1.4.1 Cartographie et modélisation tridimensionnelle des formations quaternaires

1.4.1.1 Le premier objectif consiste à réaliser une base de données et une compilation des informations géoscientifiques de surface et de sous-surface pour l'ensemble de la zone d'étude.

1.4.1.2 Élaboration des cartes synthèses des formations superficielles des bassins versants de la rivière Chaudière et de la rivière Saint-François.

1.4.1.3 Construction d'un modèle numérique tridimensionnel de l'architecture des formations quaternaires via l'intégration des données de surface et de sous-surface de cette région.

1.4.2 Sédimentologie

1.4.2.1 Définir les caractéristiques sédimentologiques des sédiments glaciolacustres enfouis; caractérisation et provenance des particules sédimentaires des différents faciès préservés et caractérisation des figures sédimentaires.

1.4.2.2 Sédimentologie clastique et étude de la composition minéralogique et pétrographique des sédiments et unités associés au lac proglaciaire Gayhurst.

1.4.2.3 Caractérisation micropaléontologique des sédiments glaciolacustres.

1.4.3 Stratigraphie

1.4.3.1 Identification et description des séquences stratigraphiques présentes dans la région d'étude.

1.4.3.2 Corrélation des faciès enfouis sous le till de surface.

1.4.4 Géochronologie

1.4.4.1 Établir un cadre géochronologique basé sur la luminescence pour les différentes séquences glaciolacustres à partir de sédiments remis à zéro, partiellement ou totalement.

1.4.5 Paléogéographie

1.4.5.1 Reconstruction des phases de déglaciation et d'englaciation du Wisconsinien inférieur et moyen dans le SE du Québec, le Nouveau-Brunswick, le Maine et le Vermont.

1.4.5.2 Définir l'extension maximale du lac proglaciaire Gayhurst (Québec et USA) et reconstituer les différentes phases glaciolacustres de la Formation Gayhurst.

1.5 Travaux proposés

Cette thèse de doctorat tente une approche moderne dans l'étude du Quaternaire et dans la modélisation tridimensionnelle des formations superficielles. De nombreux chercheurs (McDonald, 1969 ; Shilts, 1981 ; Parent, 1987a, 1987b) ont travaillé sur la géologie du Quaternaire des Appalaches, mais la connaissance de la sous-surface est demeurée schématique. Cette recherche propose de définir la nature, l'origine et l'architecture stratigraphique des unités quaternaires à l'échelle du sud-est du Québec. Les présents travaux apportent une assise majeure à la modélisation future de la dynamique des eaux souterraines pour le sud du Québec. La compilation, la cartographie et la modélisation géologique 3D des formations superficielles de cette région d'étude représentent des objectifs incontournables pour ce type de projet.

La démarche de ces travaux repose sur l'étude des environnements et des faciès sédimentaires afin d'obtenir un modèle stratigraphique et de raffiner l'histoire quaternaire des épisodes d'érosion et de sédimentation qui sont survenus dans les bassins versants des rivières Chaudière et Saint-François. La complexité de la superposition des unités lithostratigraphiques régionales reflète des conditions uniques d'englaciation et de déglaciation dans un secteur caractérisé par des retraits glaciaires à contre-pente, permettant le développement de lacs d'obturation glaciaire et la préservation d'une épaisseur importante de sédiments quaternaires. Un travail de synthèse sur l'extension et la caractérisation des dépôts associés au lac proglaciaire Gayhurst sera donc entrepris afin d'évaluer son extension maximale. La reconstitution de la paléogéographie du Wisconsinien moyen représente une contribution importante à l'étude du Quaternaire. La fonte de l'inlandsis et la présence du lac proglaciaire Gayhurst lors de cette période représentent des signaux paléoclimatiques majeurs qui sont intéressants à aborder. L'emphase du travail stratigraphique est principalement concentrée au niveau des sections situées le long des rivières et des différentes vallées enfouies. Une étude sur la caractérisation des

sédiments Gayhurst va apporter des données sur le mode de retrait de la glace et sur les différentes phases de régression. L'utilisation de la méthode de datation par luminescence optique va permettre de préciser le cadre géochronologique de cet épisode glaciolacustre. Les analyses micropaléontologiques du matériel et des organismes piégés dans les sédiments glaciolacustres vont permettre également une reconstitution sommaire des successions paléoenvironnementales régionales.

1.6 Caractéristiques physiques du secteur d'étude proposé

1.6.1 Cadre physique et hydrographie du bassin versant de la rivière Chaudière.

La population habitant le bassin versant de la rivière Chaudière est d'environ 180 000 habitants (MDDEP). La densité moyenne de population est de 24 habitants/km², lesquels sont concentrés près des centres urbains (Saint-Georges, Sainte-Marie-de-Beauce, Lac-Mégantic, Charny, Saint-Étienne-de Lauzon). Le bassin versant couvre une superficie de 6 682 km², dont les deux tiers sont recouverts de forêt. Il est compris entre les latitudes 45°34' et 46°44' et entre les longitudes 70°52' et 71°16' (Comité du bassin versant de la rivière Chaudière, COBARIC). Le milieu agricole occupe la majorité de la superficie restante, et est particulièrement concentré dans le tronçon situé entre Saint-Georges et Sainte-Marie-de-Beauce, au sud-ouest de la rivière Chaudière, ainsi que dans les Basses-Terres du Saint-Laurent (figure 1.2). La partie amont du bassin versant ainsi que le secteur des Monts Notre-Dame (principalement situé à l'extérieur du bassin versant de la rivière Chaudière) sont couverts par le domaine forestier.

La rivière Chaudière est une rivière majeure dans les Appalaches du Québec, avec un débit annuel moyen de $115 \text{ m}^3/\text{s}$ (MEDDQ). La rivière prend sa source dans le Lac Mégantic, et ses principaux affluents sont les rivières du Loup, Samson, Linière, Famine, Bras Saint-Victor et Beaurivage. D'autres rivières importantes sont situées en partie à l'intérieur de la région à l'étude. La rivière Etchemin draine les Monts Notre-Dame, situés au nord de la rivière Chaudière, en direction du Fleuve Saint-Laurent. La rivière Daaquam, située à la frontière avec le Maine, se draine vers le Fleuve Saint-Jean qui termine son cours au Nouveau-Brunswick dans la Baie de Fundy. Située dans la partie ouest de la zone à l'étude, la rivière Bécancour prend sa source dans les Monts Notre-Dame et se jette dans le Fleuve Saint-Laurent. Les bassins limitrophes sont : au sud, les bassins américains des rivières Androscoggin et Kennebec; à l'est, les bassins de la rivière Etchemin, Daaquam, Penobscot et St. John; à l'ouest, les bassins des rivières Saint-François, Bécancour, Du Chêne et Bourret.

1.6.2 Cadre physique, géographie et hydrographie du bassin versant de la rivière Saint-François.

Le bassin versant de la rivière Saint-François est localisé sur la rive-sud du fleuve Saint-Laurent (figure 1.3). Il représente un des bassins versants les plus étendus au Québec avec une superficie de $10\,228 \text{ km}^2$. Les bassins limitrophes sont : au sud, les bassins américains des rivières Hudson, Connecticut et Androscoggin; à l'est, le bassin de la rivière Chaudière; à l'ouest, les bassins des rivières Yamaska et de la Baie Missiquoi et au nord, les bassins des rivières Nicolet et Bécancour. Une portion de 15% du bassin se trouve aux États-Unis. La portion États-Unienne occupe un territoire de $1\,527 \text{ km}^2$ (figure 1.4). Les bassins des rivières Magog et Massawippi prennent leur source dans l'état du Vermont. Le bassin versant de la rivière Saint-

François est compris entre les latitudes 44°34' et 46°08' et entre les longitudes 70°48' et 72°56' (Conseil de gouvernance de l'eau des bassins versants de la rivière Saint-François, COGESAF). L'ensemble de ce bassin se trouve principalement dans la région administrative de l'Estrie (80%). L'amont du bassin est situé dans la région Chaudière-Appalaches (9%) et l'aval dans la région Centre-du-Québec (11%). Il compte 95 municipalités et un territoire autochtone regroupés en 12 MRC. La population habitant le bassin versant de la rivière Saint-François du côté québécois était de 348 800 en 2004 (Cogesaf). La densité moyenne de la population est de 34,10 habitant/km², concentrée près des centres urbains (Sherbrooke, Drummondville, Pierreville, Richmond, Windsor, Magog, Coaticook, East Angus, Weedon et Disraeli). La rivière Saint-François est une rivière majeure dans les Cantons-de-l'Est, avec un débit annuel moyen de 190 m³/s (MENV, 1999). De l'amont à l'aval, cette rivière s'écoule en suivant un trajet en forme de « V ». La longueur du talweg est estimée à 218 km. Les bassins limitrophes sont : à l'est et au nord, les bassins de la rivière Chaudière, Bécancour et Nicolet; à l'ouest, les bassins des rivières Richelieu et Yamaska.

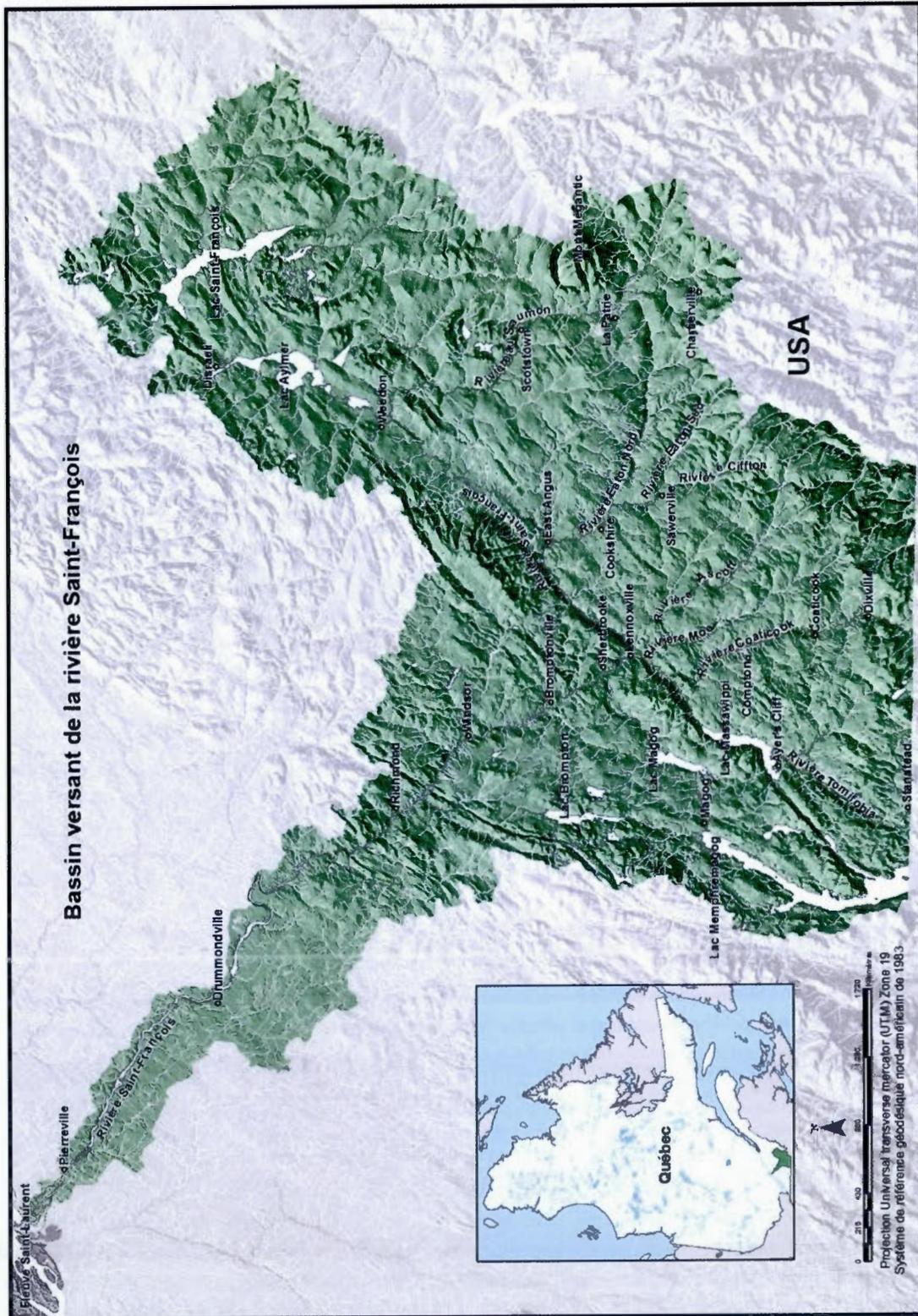


Figure 1.3 Hydrographie du bassin versant de la rivière Saint-François. Modèle numérique de terrain provenant de la NASA (Shuttle Radar Topography Mission).

Elle prend sa source dans le lac Saint-François et elle se jette dans le lac Saint-Pierre. Les principaux tributaires sont la rivière Coaticook, la rivière Eaton, la rivière Moe et la rivière Ascott.

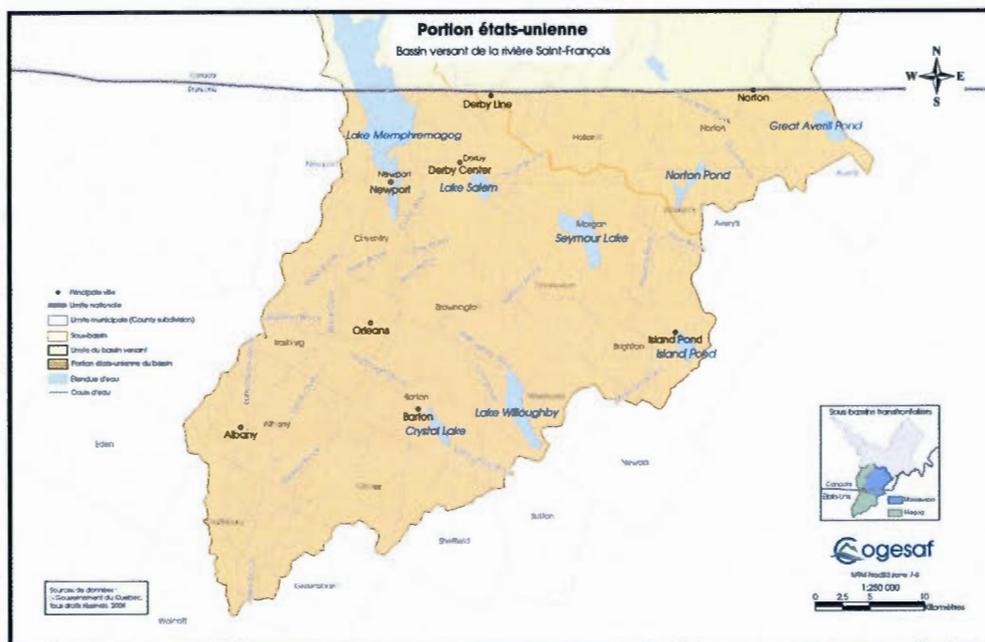


Figure 1.4 Portion du bassin versant de la rivière Saint-François située aux États-Unis (COGESAF).

1.6.2 Physiographie et géomorphologie

La physiographie de cette région est caractérisée par des reliefs variés comprenant des montagnes, des plateaux et des plaines. L'altitude varie de 1105 m au Mont Mégantic à quelques mètres au-dessus du niveau de la mer près du fleuve Saint-Laurent (figure 1.5). Voici une brève description des principaux secteurs physiographiques de l'amont vers l'aval, soit du sud vers le nord. La zone d'étude est comprise en grande partie dans la province physiographique appalachienne et des Basses-Terres du Saint-Laurent pour l'aval du bassin versant (Bostock, 1969; Parent, 1987a). Comprenant plusieurs sommets au-dessus de 900 m, les Montagnes Frontalières (White Mountains du New Hampshire) marquent la frontière

internationale ainsi que la limite sud des bassins versants de la rivière Saint-François et Chaudière (Boissonneault, 1983). Ces montagnes définissent une ligne de partage des eaux continentales à l'échelle de l'Amérique du Nord, entre le Saint-Laurent et le système des rivières de la Nouvelle-Angleterre, lesquelles se jettent dans l'océan Atlantique, notamment la rivière Connecticut. La région du piedmont appalachien (altitude moyenne d'environ 500 à 700 m) s'étend sur quelques dizaines de kilomètres le long de ces hauts sommets. Cette zone suit un plan incliné NE-SW vers le NW. La dépression du lac Memphrémagog découpe les Montagnes Vertes et son piémont. L'un des plus hauts reliefs de la région est situé au Mont Mégantic qui culmine à plus de 1105 m. D'origine magmatique, cette montagne est située à la limite SE du bassin versant de la rivière Saint-François et forme un relief localement proéminent. La limite SW du bassin versant est délimitée par les montagnes Sutton et Orford (400 à 900 m).

La partie sud et centrale du bassin versant de la rivière Chaudière forme un haut-plateau à des altitudes variant entre 300 et 400 m. Vers l'est, le haut-plateau se poursuit vers la rivière Daaquam (400 m) qui présente une topographie plane et sans relief majeur. Le sommet du Mont Gosford (1186 m) est situé à la limite SE du bassin versant de la rivière Chaudière et forme un relief localement proéminent. Les dépressions du Lac aux Araignées et du Lac Mégantic découpent les Montagnes Frontalières et son piémont. La partie nord du bassin versant est constituée par les hautes-terres appalachiennes, formées par une ceinture de collines (400 à 550 m) entourant le noyau de roches métamorphiques des Monts Notre-Dame (400 à 650 m à l'ouest et 500 à 1000 m à l'est de la rivière Chaudière). La rivière Chaudière forme une large vallée encaissée dans cette partie du bassin versant. Au nord de ces hautes-terres, une zone de piémont (200 à 400 m) rejoint les Basses-Terres du Saint-Laurent, situées sous les 200 m d'altitude, dans lesquelles la rivière Chaudière s'écoule jusqu'au fleuve.

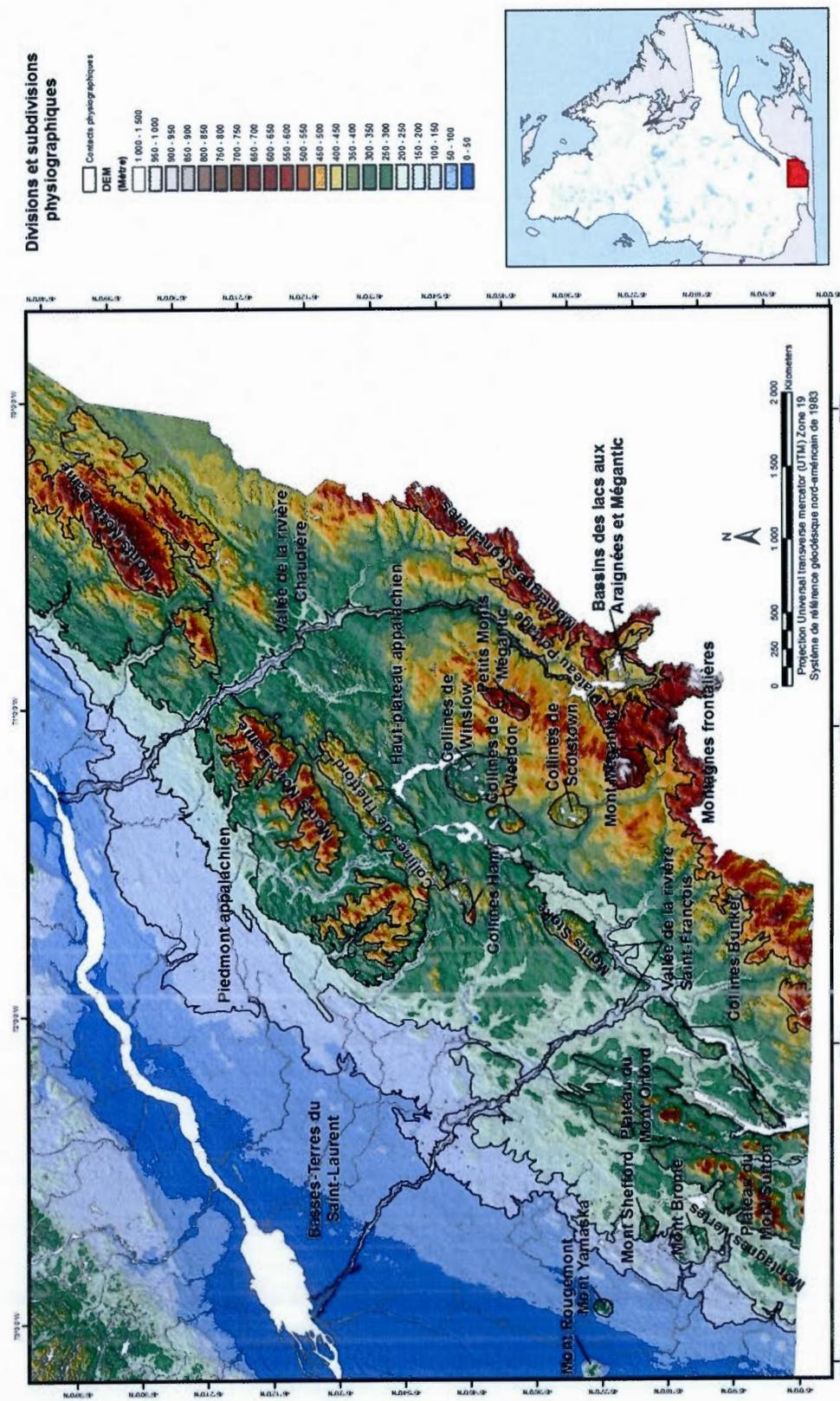


Figure 1.5 Physiographie de la région d'étude, sud-est du Québec (Parent, 1987b).

La partie centrale du bassin versant est constituée par le haut-plateau (altitude moyenne de 300 à 400 m) et le bas-plateau (altitude moyenne de 200 à 300 m) appalachien, formés par une ceinture de collines entourant le noyau de roches métamorphiques des Monts Notre-Dame (400 à 650 m à l'est de la rivière Saint-François). La rivière Saint-François forme une large vallée encaissée dans cette partie du bassin versant. Au nord de ces hautes-terres, une zone de piémont (100 à 200 m) rejoint les Basses-Terres du Saint-Laurent, situées sous les 200 m d'altitude. Dans ce secteur, la rivière Saint-François s'écoule jusqu'au fleuve dans une large plaine où se drainent également les autres affluents du Saint-Laurent, tels que la Yamaska, la Richelieu et la Nicolet. Le grain tectonique appalachien, d'orientation NE-SW, est visible au niveau de la topographie régionale et structure fortement les patrons de drainage subséquents, le talweg des deux rivières décrites s'écoulant de façon conséquent à travers la structure régionale à partir de Sherbrooke pour la rivière Saint-François, et de Saint-Georges pour la rivière Chaudière.

1.6.3 Géologie du substratum rocheux

Cette section résume les grandes lignes de la géologie pré-Quaternaire, telle que décrite par Tremblay et Castonguay (2002) ainsi que par Schroetter (2004). Les Appalaches actuelles représentent les racines d'une ancienne chaîne de montagnes qui s'étend sur plus de 2 500 km, de l'Alabama jusqu'à Terre-Neuve. Dans le sud du Québec, les Appalaches sont constituées de roches dont l'âge varie de la fin du Précambrien au Dévonien inférieur (figure 1.6). Les roches cambriennes et ordoviciennes sont incluses dans les zones de Humber et de Dunnage, et sont recouvertes en discordance par des roches sédimentaires du Silurien supérieur et du Dévonien inférieur, qui sont incluses dans la Ceinture de Gaspé.

La zone de Humber représente les vestiges d'une marge continentale passive (i.e. carbonates, grès, shales) formée dans un contexte sédimentaire similaire à la marge Atlantique actuelle. Elle contient les tout premiers témoins du rift ayant donné naissance à l'Océan Iapetus. La zone de Dunnage est constituée de roches volcaniques et sédimentaires océaniques (ophiolites, mélanges, flyschs, roches volcaniques d'arc) représentant ce qu'il reste d'un bassin océanique marginal de l'Ordovicien, originellement situé en bordure de la marge continentale préservée dans la zone de Humber.

En surface, le contact entre les zones de Humber et de Dunnage définit la ligne Baie Verte-Brompton (BBL). Suite à l'orogénèse Taconienne, un régime tectonique dominé par de l'extension crustale a prévalu durant le Silurien et le Dévonien inférieur, et a entraîné la formation d'un ou de plusieurs bassins sédimentaires au sein desquels se sont déposés les roches (conglomérats, grès, calcaires) de la Ceinture de Gaspé (Tremblay et Castonguay, 2002). Par la suite, l'orogénèse Acadienne s'est accompagnée de la mise en place d'intrusions granitiques du Dévonien Moyen qui recoupent la Ceinture de Gaspé et, localement, la zone de Dunnage. Au Crétacé vers 124 Ma, une intrusion magmatique alcaline apparentée aux collines Montérégiennes s'est mise en place, formant le Mont Mégantic. Cette intrusion est de composition complexe, en structure annulaire. Elle est formée de granite au cœur de l'intrusion, d'un anneau de gabbro intermédiaire et d'une zone syénitique externe (Bourne, 1989). La syénite est appelée localement nordmakite, l'indicateur utilisé par McDonald (1967) pour démontrer l'existence d'un mouvement glaciaire essentiellement appalachien pendant la phase précoce de la glaciation Chaudière. La région appalachienne a connu des périodes intensives d'exploitation minière et des chapitres importants de l'histoire minière du Canada y sont consacrés (Boyle, 1979; Lasalle, 1980; Rameseder, 2001).

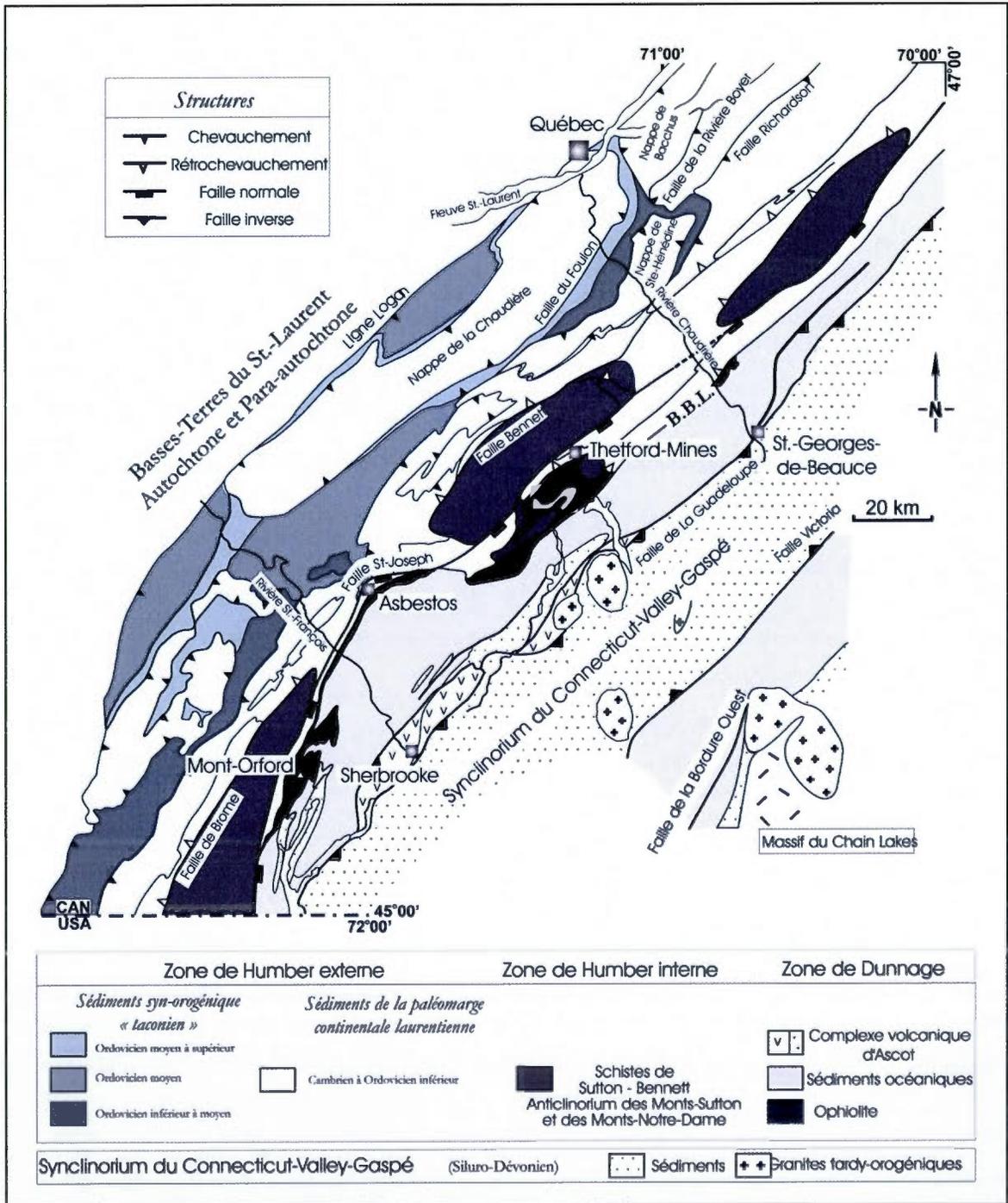


Figure 1.6 Géologie et structure des Appalaches (Schroetter, 2004).

Le grain tectonique appalachien est de forte orientation NE-SW (figure 1.7). En plus de traduire des alignements d'origine tectonique entre les différentes terranes accrétées sur la marge nord-américaine, ces linéaments sont exprimés sous forme de grandes failles majeures. La Faille de la Guadeloupe, la Ligne Brompton Baie-Verte et la Faille de Logan séparent des domaines tectoniques différents, aussi bien sous la forme de linéaments visibles à l'échelle de l'affleurement qu'à l'échelle régionale. Dans le cadre de notre étude, les linéaments à l'échelle kilométrique ont été tracés à partir de l'analyse du DEM de la NASA (figure 1.8). Ces structures peuvent être des éléments importants à considérer pour la compréhension de l'écoulement et de la recharge des eaux souterraines.

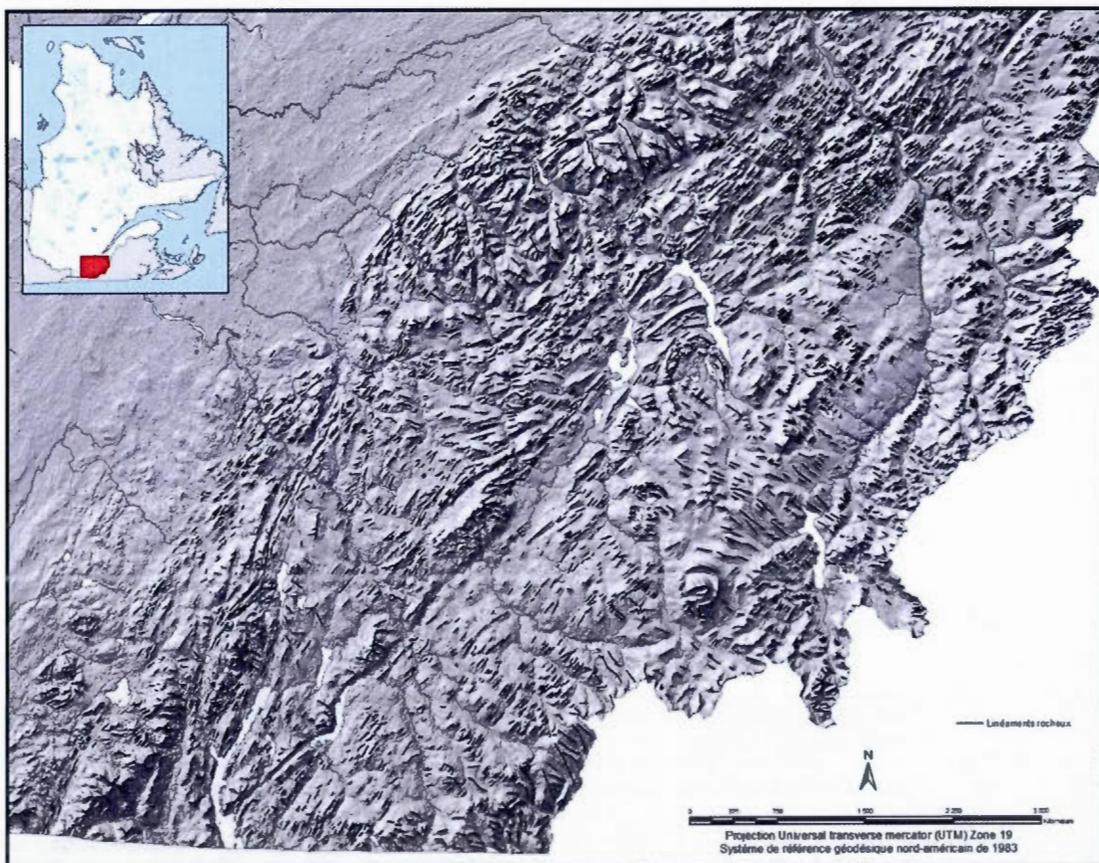


Figure 1.7 Cartographie des linéaments rocheux du sud-est du Québec. Modèle numérique de terrain provenant de la NASA (Shuttle Radar Topography Mission).

1.6.4 Stratigraphie quaternaire et paléogéographie

La géologie du Quaternaire de la Beauce et des Cantons-de-l'Est est constituée d'une succession de tills, de dépôts glaciolacustres et de sédiments alluviaux (figure 1.8). Selon le modèle stratigraphique de Lamothe *et al.*, (1992), la première séquence quaternaire est représentée par des sédiments alluviaux d'âge pré-Johnville mis en place dans un réseau de drainage normal (non-obturé par un front glaciaire). Ces sédiments ont été datés, à la rivière Grande-Coulée, à environ 180 000 ans par luminescence optique (Balescu *et al.*, 2001).

La séquence stratigraphique glaciaire comprend trois tills (tableau 1.1). Les épaisseurs peuvent y être très importantes et dépasser les 40 m. L'unité de base est représentée par le Till de Johnville, d'âge préSangamonien (Illinoien?), et de composition dite laurentidienne (Parent, 1987a ; Parent, 1987b ; Lamothe *et al.*, 1992). L'unité glaciaire suivante est le Till de Chaudière, qui date du début de la glaciation wisconsinienne. Ce till est « Appalachian », ayant une composition lithologique essentiellement locale. Le Till de Lennoxville est le till de surface et il recouvre l'ensemble de la région. Les avancées et retraits du glacier provoquent la création de lacs glaciaires, ce qui explique la présence de sédiments laminés glaciolacustres (varves et rythmites) au sommet et à la base de chaque unité de till. Le retour à des conditions normales de drainage, probablement au cours du dernier interglaciaire, est représenté par les sédiments fluviaux, lacustres et organiques de la Formation de Massawippi. La déglaciation finale, vers ± 14 ka B.P., (McDonald, 1968; Gadd *et al.*, 1972; Clément et Parent, 1977; Genes *et al.*, 1981; Shilts, 1981; Borns, 1985; Parent et Occhietti, 1988, 1999) dans le nord de la Nouvelle-Angleterre et dans le sud du Québec s'est effectuée localement vers le nord-est puis, régionalement, vers le nord-ouest, en suivant approximativement les structures des Appalaches. Le retrait des glaces a permis la mise en place de sédiments glaciolacustres. Cependant, le retrait de l'inlandsis fut ponctué de pauses sporadiques

bien marquées ou de récurrences mineures, édifiant des moraines tardiglaciaires régionales. Ces moraines sont constituées de sédiments fluvioglaciaires de contact.

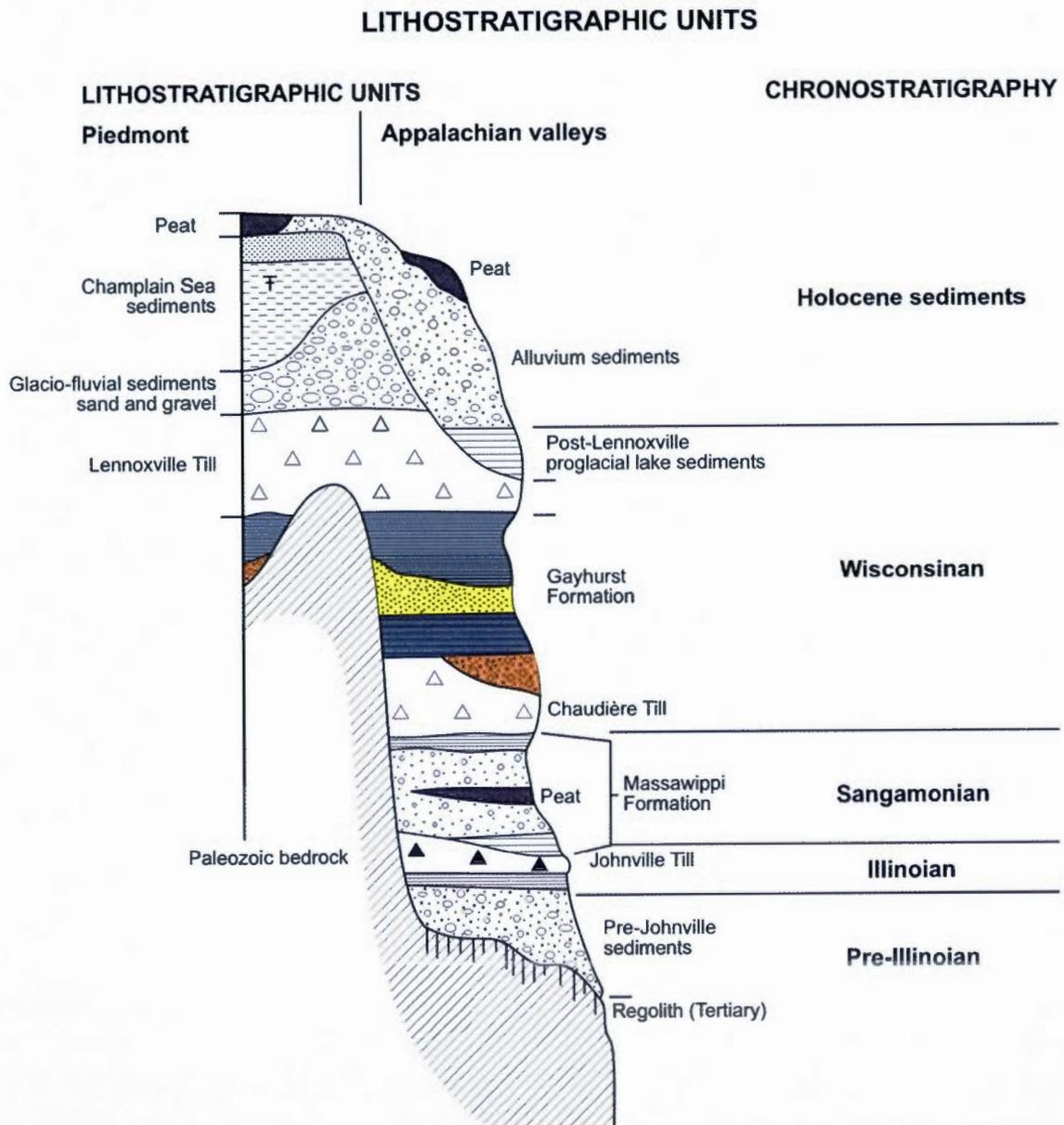


Figure 1.8 Coupe synthèse du cadre stratigraphique du bassin versant de la rivière Chaudière (Tiré de Caron et Lamothe, 2007b). La partie élevée du substratum rocheux représente l'antlinorium des monts Notre-Dame et la limite entre les Basses-Terres du Saint-Laurent au Nord et les Appalaches au sud.

Tableau 1.1 Unités lithostratigraphiques des Appalaches (Parent, 1987a ; Parent, 1987b ; Lamothe *et al.*, 1992).

Âge	Formation	Événements glaciaire et direction d'écoulement supposée.	Type et caractéristique du sédiment.
WISCONSINIEN	Till de Lennoxville Lentille de Drolet	Écoulement glaciaire vers le Sud-Est à Sud-Sud-Est, jusqu'en Nouvelle-Angleterre au maximum ; lobe dans la vallée de la Chaudière s'écoulant vers le Sud-Sud-Ouest au commencement et à la fin de la glaciation ; la Lentille de Drolet est déposée par un lobe précoce.	Till compact silto-argileux, couleur gris-olive, contient des roches ultras-mafiques et précambriennes.
	Formation de Gayhurst	Les Basses-Terres du Saint-Laurent sont couvertes de glace, bloquant le drainage durant 3000 à 4000 ans (selon les comptes du nombre des varves); des lacs formés dans la vallée de la Chaudière ont déposé les sédiments de granulométrie principalement fine de la Formation de Gayhurst.	Sédiments glaciolacustres; silt, sable, gravier interstratifié ; silt et argile rythmé ; contient parfois des concrétions.
	Till de Chaudière	Écoulement glaciaire vers l'Ouest-Sud-Ouest ou Sud-Ouest durant la majeure partie de la glaciation Chaudière : l'écoulement a graduellement dévié vers le Sud-Est à la fin de la glaciation ; le glacier Chaudière a retraité jusqu'à la limite Basses-Terres du Saint-Laurent-Appalaches.	Till compact silto-argileux, couleur gris-olive, contient peu de roches ultramafiques et précambriennes ; texture identique au till supérieur ; pas altéré en surface
SANGAMONIEN	Formation de Massawippi	Sédiments fluviatiles et lacustres d'un intervalle non-glaciaire ; corrélés avec les sédiments de Saint-Pierre des Basses-Terres du Saint-Laurent ; un peu d'altération et lessivage du till inférieur.	Sédiments rythmés, débris organiques fins, sédiments fluviatiles et morceaux de bois
ILLINOIEN	Till de Johnville	Écoulement vers le Sud-Est	Till compact graveleux, couleur grise, matrice sans carbonate et pyrite ; partie supérieure oxydée, contient des roches volcaniques et ultramafiques (péridotite, serpentite) ainsi que des roches précambriennes (Gneiss).
PRE-ILLINOIEN	Sédiments Pré-Johnville	Sédiments fluviatiles et lacustres d'un intervalle non-glaciaire ; des graviers contiennent des fragments de gneiss laurentidiens probablement transportés vers le Sud durant une glaciation antérieure.	Graviers fluviatiles localement oxydés
PALÉOZOÏQUE	Roche en place		

Les moraines de Cherry-River-East-Angus, du Mont Ham et d'Ulverton-Tingwick ont été mises en place successivement du SE vers le NW, en contact avec les eaux du lac proglaciaire Memphémagog (figure 1.9). La moraine la plus marquée du secteur est localisée immédiatement au nord de La Patrie, celle-ci étant probablement synchrone d'une position du front glaciaire traversant le bassin de la rivière Eaton. Ce segment est corrélatif avec la Moraine de Ditchfield (bassin de la Chaudière ; Shilts, 1981) et de Dixville (Parent et Occhietti, 1999) mais pourrait constituer un segment intermédiaire entre Dixville et East-Angus (LaRocque *et al.*, 2002 et 2003). Selon ce dernier, les lacs glaciaires de cette époque sont interconnectés par une série de chenaux marginaux qui drainent les eaux des lacs amont vers les lacs plus bas du bassin versant.

La déglaciation a ainsi fortement marqué l'évolution du paysage physique régional. Les sédiments de surface et les formes associées reflètent la persistance de conditions glaciolacustres au tardiglaciaire. Le retrait du front glaciaire s'est fait essentiellement à contre-pente, amenant la formation de lacs proglaciaires dont les élévations se sont progressivement abaissées à mesure que le front libérait les exutoires les plus bas des bassins versants de la rivière Saint-François et Chaudière (figure 1.10). McDonald (1967) a cartographié les niveaux les plus marqués dans le paysage et c'est lui qui a suggéré d'importer le nom de lac proglaciaire Memphémagog originellement défini par Hitchcock (1907) dans le bassin du même nom.

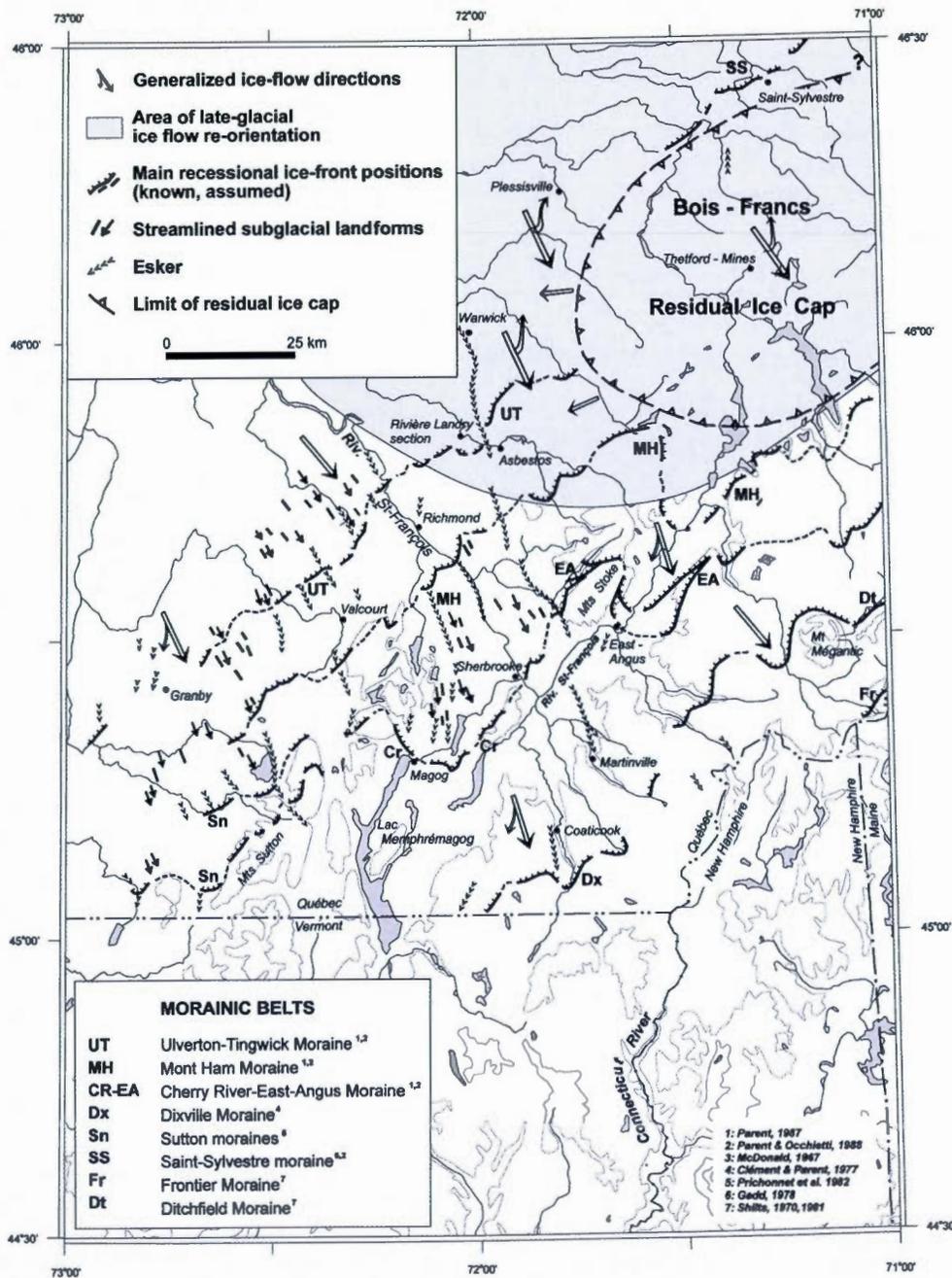


Figure 1.9 Localisation des principales moraines de retrait (Parent et Occhietti, 1999).

l'évolution des plans d'eau d'obturation glaciaire, séquence relativement complexe mais très détaillée qui complète l'image de la rétraction généralisée du bassin glaciolacustre régional. Il y a environ 11 ka ¹⁴C BP, le retrait des glaces combiné à la surcharge du poids de la glace sur la lithosphère dans l'asthénosphère a permis l'invasion de l'océan Atlantique dans les Basses-Terres du Saint-Laurent (figure 1.11). La Mer de Champlain s'étendait jusqu'à des altitudes d'environ 190 m au niveau du piémont appalachien. Enfin, progressivement, le réseau fluvial actuel s'est mis en place lors de l'Holocène. Une description plus exhaustive et détaillée des différentes séquences et faciès sera abordée dans le Chapitre 2.



Figure 1.11 Extension de la Mer de Champlain et délimitation de la zone d'étude dans le SE du Québec (Parent et Occhietti, 1999).

1.6.4.1 État des connaissances et paléogéographie du lac proglaciaire Gayhurst

La stratigraphie appalachienne définie par McDonald et Shilts (1971) incluait notamment la paléogéographie et la description des sédiments de la Formation

Gayhurst (figure 1.12). Dans le cadre de ses travaux de doctorat, Shilts a cartographié les dépôts de surface dans le secteur de la Haute-Chaudière (Shilts, 1981). À cette époque, des travaux ont été entrepris dans le secteur des municipalités de Lac Drolet et de Saint-Samuel-de-Gayhurst (figure 1.13), visant une meilleure connaissance de la stratigraphie de ce secteur. Les coupes et les forages stratigraphiques (coupes 16, 16a, 16b, BH-1, BH6, BH23; figure 1.14) ont permis la découverte de ce qui semble être la séquence la plus continue entre les dépôts glaciaires Chaudière et Lennoxville, notamment l'ensemble de la Formation Gayhurst caractérisée de bas en haut par trois faciès divisés en deux membres.

Le membre inférieur est constitué par des rythmites composées de silts, sables et graviers interstratifiés. Ces rythmites (varves) sont diamictiques et surmontées d'une sous-unité sableuse deltaïque. Cette succession de varves contient des concrétions calcaires. Le faciès deltaïque est particulièrement important parce que son élévation a permis d'établir l'altitude du bas niveau du lac, soit à environ 370 ± 5 m a.s.l. Le delta est exposé dans une excavation localisée à proximité d'un petit barrage hydroélectrique (abandonné dans les années 50) sur le bord de la rivière Chaudière. Les données de coupes et de forages au site du barrage ont indiqué que le delta a été construit par une paléo-rivière Chaudière. Le membre supérieur (lié à la phase d'eau profonde) est composé de silts et d'argiles rythmés. Ainsi, le sommet est dominé par des varves finement laminées d'englaciation. McDonald et Shilts (1971) ont établi que ce lac glaciaire fut retenu au sud par les reliefs des Montagnes Frontalières et au nord par la marge glaciaire située à la limite entre les Basses-Terres du Saint-Laurent et les Appalaches. La glace a donc barré à contre-pente les bassins des rivières Saint-François et Chaudière qui s'écoulaient vers les NW. Cet épisode a eu lieu lors du Wisconsinien moyen entre la glaciation Chaudière et la glaciation Lennoxville.

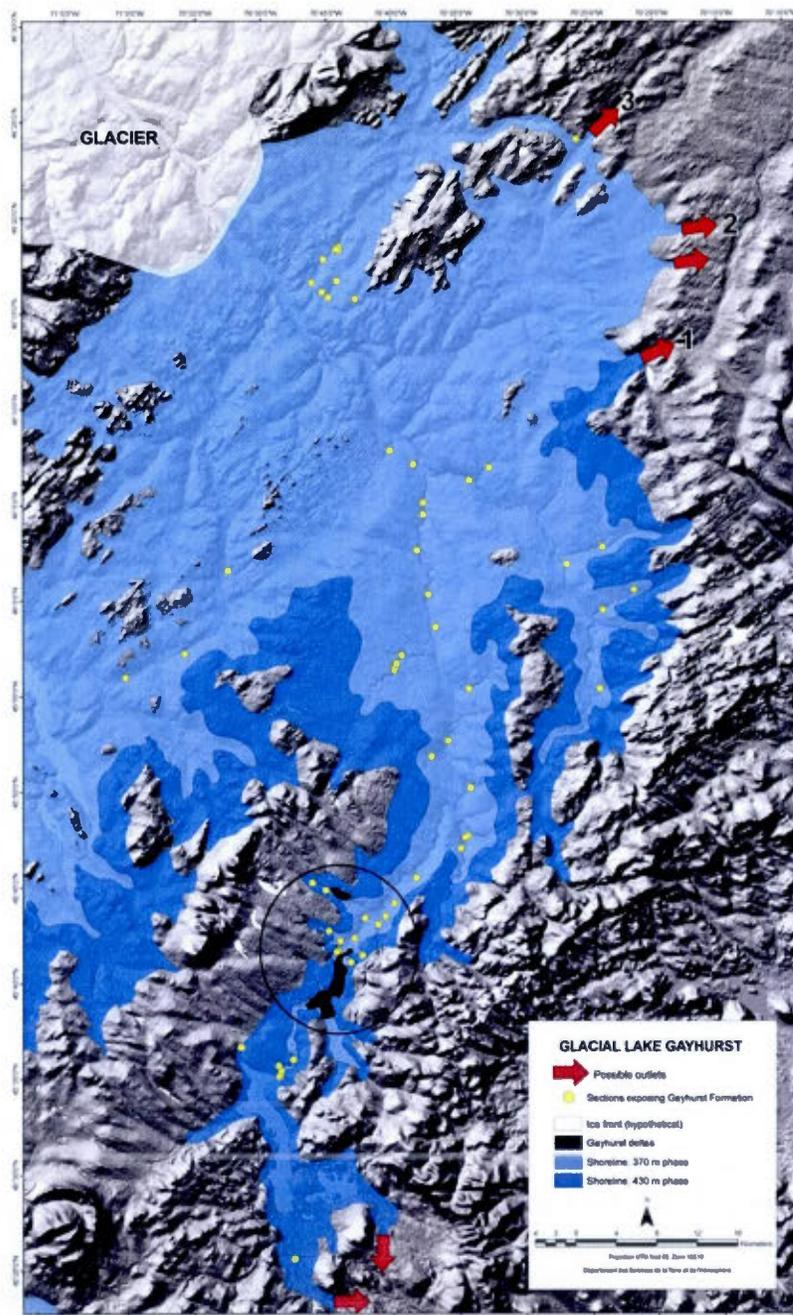


Figure 1.12 Reconstitution des phases glaciolacustres Gayhurst de 370 m et de 430 m et localisation du delta enfoui dans la vallée de la rivière Chaudière (modifié de Shilts, 1981). Le front glaciaire correspond au niveau le plus bas du lac proglaciaire. Les différentes flèches rouges correspondent aux exutoires. On peut en répertorier trois pour le bas niveau: 1) Lac Fortin-Lac Joli ; 2) Lac Veilleux ; et 3) les rivières Famine-Daaquam.

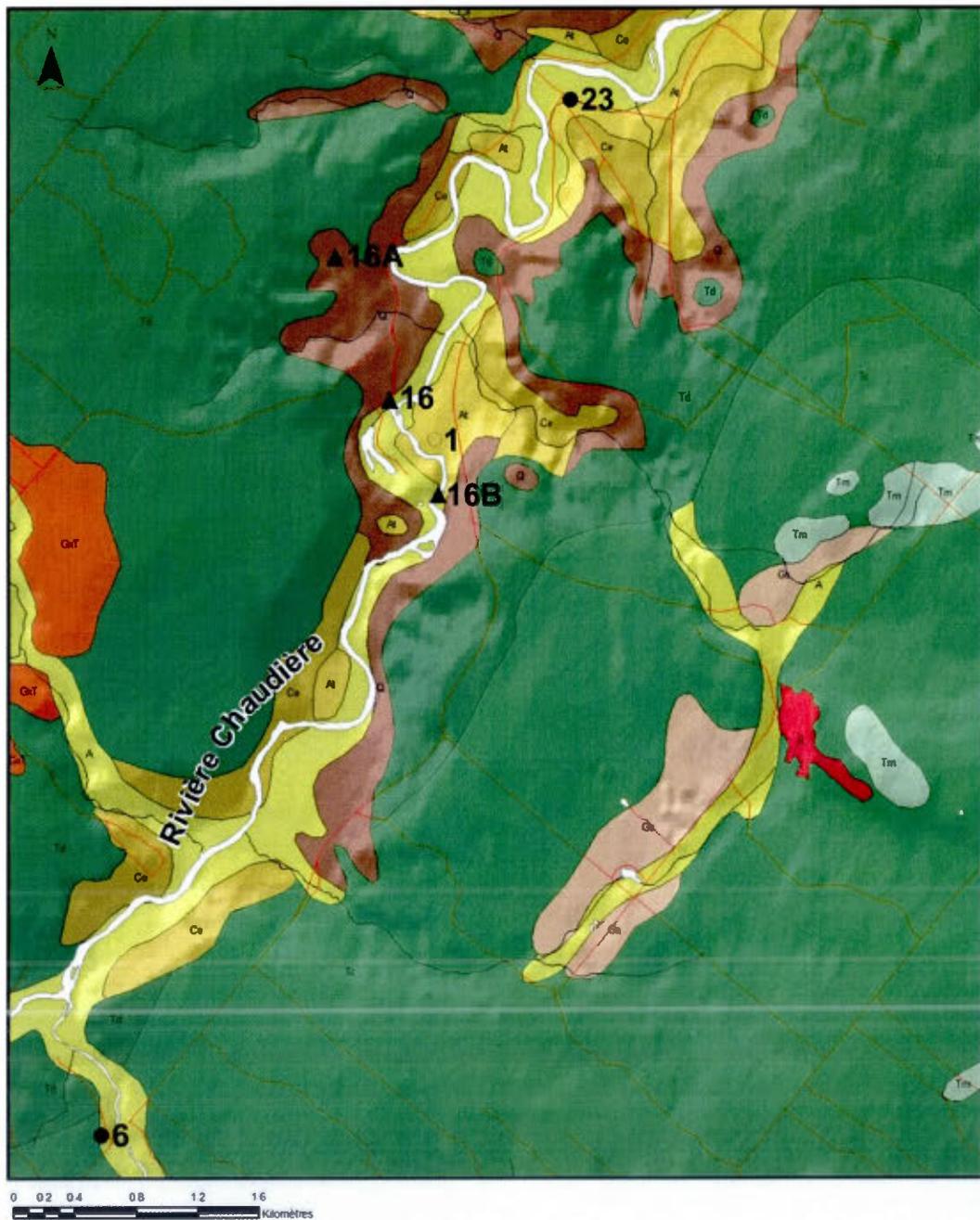


Figure 1.13 Localisation des forages stratigraphiques dans le secteur de Lac Drolet au nord du lac Mégantiac et de la municipalité de Lac Drolet (Shilts, 1981 ; Shilts et Smith, 1986a).

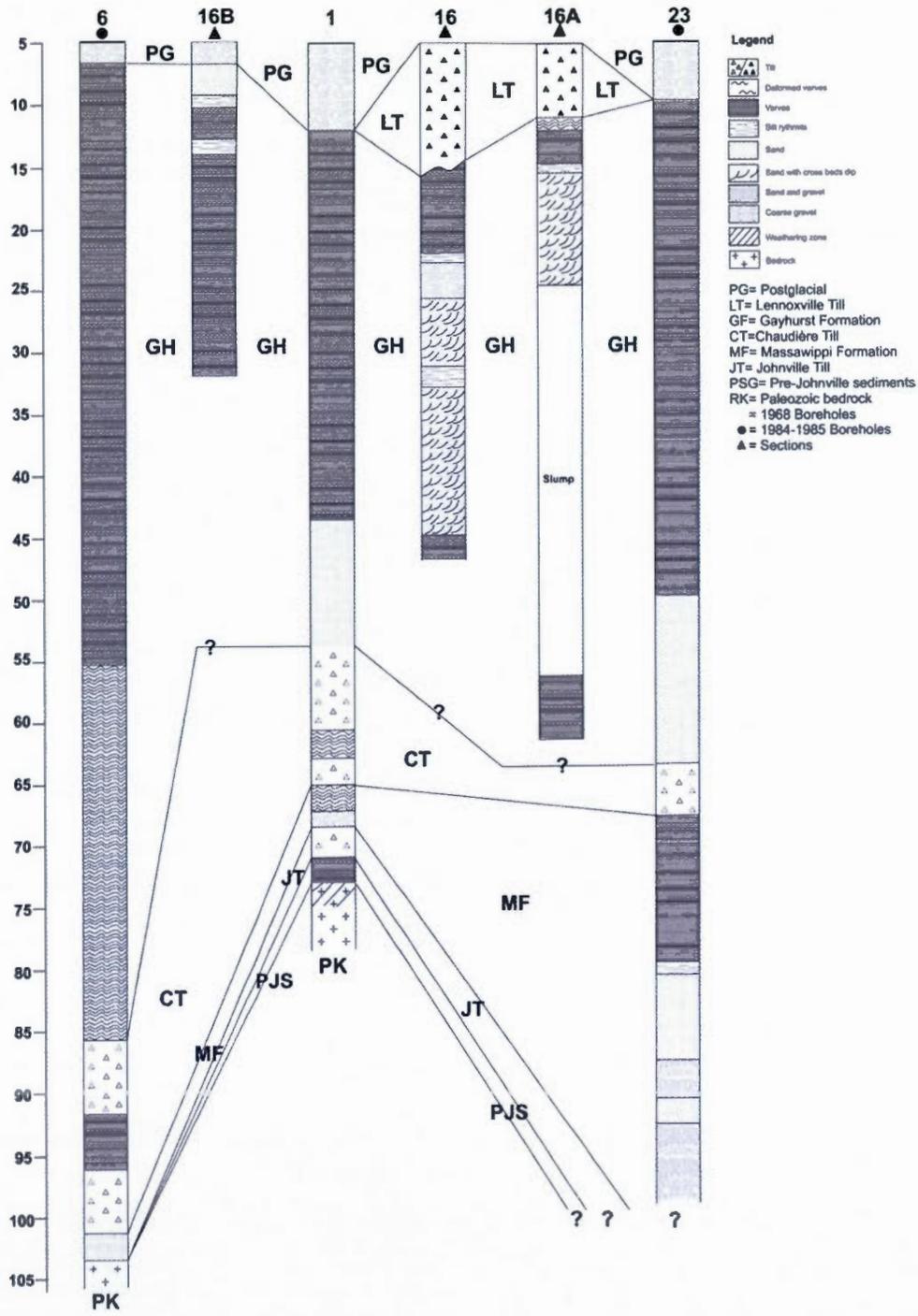


Figure 1.14 Description stratigraphique des forages et des coupes stratigraphiques réalisés dans le cadre des travaux de Shilts (1981) et Shilts et Smith (1986a).

Cette période représente un intervalle non-glaciaire à retrait glaciaire relatif causé par une amélioration climatique (Dredge et Thorleifson, 1987). Ce lac a été créé lors de la fonte de l'inlandsis, le niveau de la mer devait être à 55 m (fluctuations tardives jusqu'à 38 et 42 m ; Mesolellas *et al.*, 1969). L'élévation probable des niveaux d'eau a été divisée en deux phases soit : une première phase relativement basse à environ 370 ± 5 m a.s.l. et une seconde à environ 430 m. Cette seconde phase représente la réavancée de l'inlandsis dans les vallées de la rivière Saint-François et Chaudière, occasionnant donc le blocage des exutoires à basse altitude. Ainsi, le niveau d'eau a augmenté d'environ 50 m et a été redirigé vers les cols de 430 m situés au sud de Woburn, permettant donc la submersion du delta dans le secteur de Lac-Drolet (figure 1.12).

Cette avancée glaciaire a mis en place le till de surface actuel: le Till de Lennoxville. Le taux initial de l'avancée glaciaire dans les Appalaches a pu être grossièrement estimé en divisant la distance (60 à 80 km) traversée par le front glaciaire (du bas niveau des exutoires du site Gayhurst) par le nombre de varves (soit environ 500-1000) sédimentées par-dessus le delta. Les taux devaient être d'environ 160 à 60 m par an (Shilts, 1981). Un taux plus lent d'avancée considérant que la marge glaciaire était en contact avec un lac profond. En raison des hauts reliefs, Shilts (1981) a déterminé que les exutoires possibles par un lac proglaciaire de cet ampleur étaient localisés vers le NE, soit dans les vallées fluviales des rivières Famine et Daaquam (figure 1.15). Ces vallées suivent une dépression structurale qui se poursuit vers le SW à proximité de la ville de la Guadeloupe. Au niveau des Cantons-de-l'Est, le drainage s'est réalisé vers le Vermont.

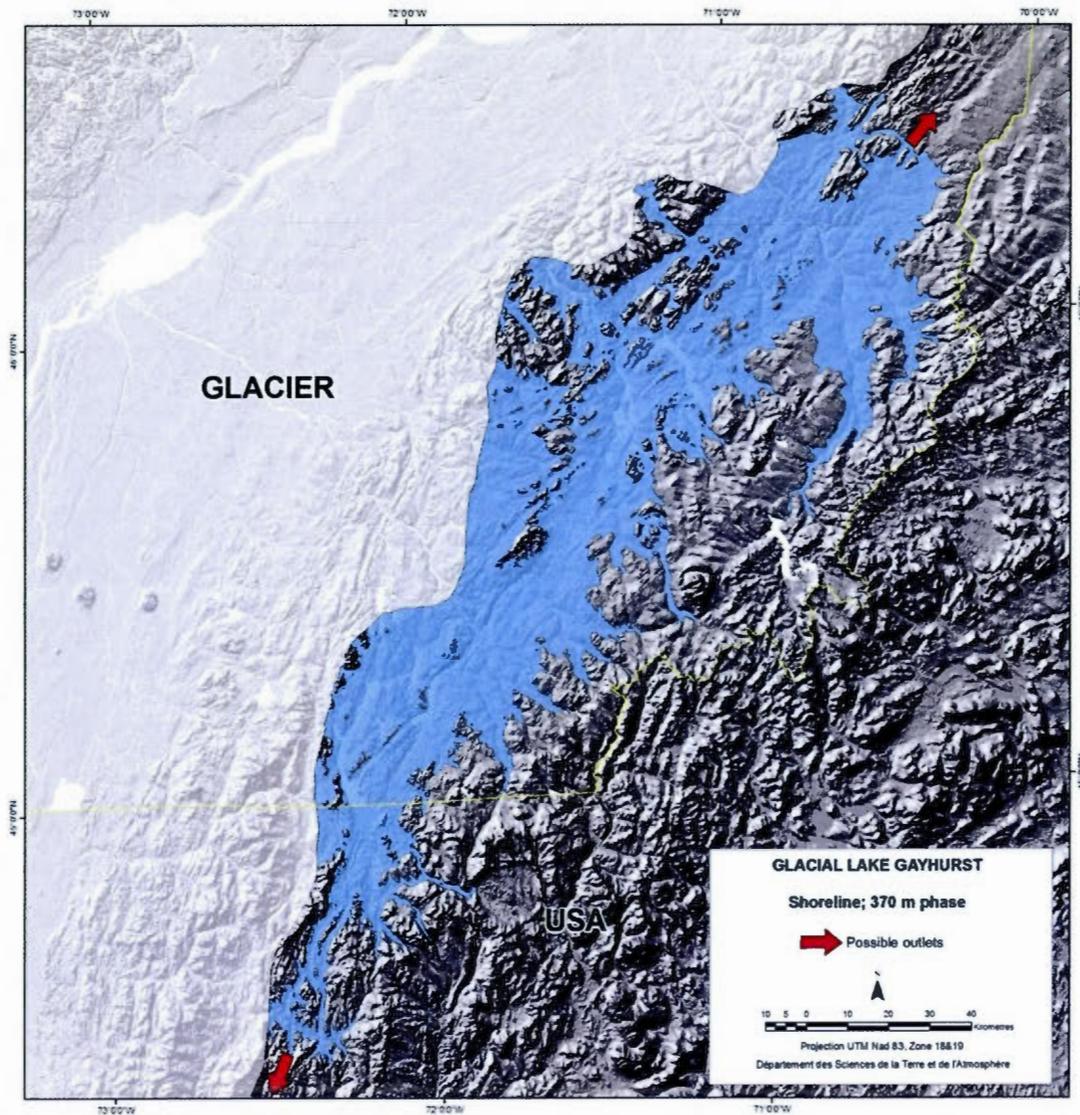


Figure 1.15 Extension du lac proglaciaire Gayhurst lors de la phase principale de 370 m dans les Appalaches (modifié de McDonald et Shilts, 1971).

Ce lac proglaciaire fournit quelques évidences concrètes de la probable configuration et localisation d'une fluctuation du front glaciaire avant la glaciation du Wisconsinien supérieur. De plus, cet événement permet entre autres de reconnaître un contexte paléogéographique particulièrement bien contraint par la topographie. L'étendue

maximale de l'Inlandsis Laurentidien a été jusque dans l'état de New-York (position des moraines terminales) et dans la Nouvelle Angleterre. Des fragments de matière organique disséminée dans une excavation de la municipalité de Saint-Martin (McDonald et Shilts, 1971; GSC-1137) ont été recueillis dans des sédiments associés au Wisconsinien Moyen et ils ont été datés à plus de 20 000 ans ^{14}C BP. Selon Shilts, ce lac proglaciaire est probablement apparu il y a environ 27 000 à 29 000 ans. La phase glaciaire Chaudière aurait été complétée dans les Appalaches aussi à ce moment. L'absence de phase d'érosion (la présence de glace constante) explique la présence d'un seul till post Saint-Pierre (Till de Gentilly dans les Basses-Terres du Saint-Laurent). Toutefois, dans le cadre de sa thèse de doctorat, Parent (1987a, 1987b) a découvert de nouveaux sites présumés Gayhurst et qui sont situés au NW du front glaciaire proposé par McDonald et Shilts (1971). Ces données indiquent ainsi que le lac devait avoir chuté sous le niveau de 370 m. Récemment, les datations en luminescence optique obtenues subséquentement par Hardy (1997) situent l'événement autour de 30 à 45 000 ans.

1.6.5 Travaux antérieurs

La succession quaternaire a été définie par McDonald et Shilts (1971) pour les Appalaches du sud du Québec, par Shilts (1981) plus spécifiquement pour le secteur de la rivière Chaudière et par Parent (1987a, 1987b) pour la région d'Asbestos-Valcourt. Cependant, l'étude de la géologie du Quaternaire dans les Appalaches a débuté vers la fin du 19^e siècle. Chalmers (1898) a été le premier géologue à faire des observations sur la géologie du Quaternaire de la région de Lac-Mégantic. Il a réalisé un inventaire des microformes glaciaires pour cette région. Il considère que le sud du Québec fut dans un premier temps occupé par des systèmes de glaciers de montagne. Il conclut qu'il y a eu deux épisodes glaciaires dans le SE du Québec : 1) une glaciation d'origine Appalachienne (prenant origine dans les montagnes du New Hampshire) et 2) une glaciation Laurentidienne. Dans les années 50, Flint

(1951,1957) suggère, comme Chalmers, qu'une calotte de glace s'est développée dans les montagnes de la Nouvelle-Angleterre avant l'épisode glaciaire qui provenait du Bouclier canadien. Gadd réalise ensuite une étude stratigraphique et une cartographie systématique des Basses Terres du Saint-Laurent (Gadd, 1955, 1960, 1964a, 1965, 1967). Il établit la présence de deux phases glaciaires, nommées Bécancour et Gentilly, séparées par un horizon interglaciaire plus vieux que la limite de datation au carbone 14, c'est-à-dire $> 52\ 000$ ans B.P., les sédiments de Saint-Pierre.

Thorne (1964) a réalisé un mémoire de maîtrise à l'Université McGill sur la géomorphologie glaciaire des vallées de la rivière Coaticook et de la rivière Moe. Ces travaux ont permis d'identifier un important volume de sédiments glaciolacustres enfouis sous le till de surface. Selon cet auteur, ces sédiments ont été déposés lors de la récente déglaciation et enfouis par des récurrences glaciaires. Il a également avancé l'idée d'un écoulement glaciaire vers le nord provenant d'un centre de dispersion dans les White Mountains et des Green Mountains.

McDonald (1966, 1967, 1968 et 1969), étudiant au doctorat de Flint à l'Université de Yale (Connecticut), devait réaliser la carte des formations superficielles pour le secteur du Lac-Mégantic en raison de la proximité des White Mountains du New Hampshire et du Maine. Ces projets consistaient à cartographier les formations superficielles des Cantons-de-l'Est et par la suite celles du secteur du Lac-Mégantic. En raison de la décennie internationale hydrologique (1965-1974) et des priorités de la Commission géologique du Canada (CGC), le secteur de cartographie a plutôt été prolongé vers l'ouest de la ville de Sherbrooke dans le secteur de Richmond. Ce secteur est plus peuplé et la recherche de preuves pour un mouvement glaciaire vers le nord était toujours envisagée. Lors de ces campagnes, il a observé trois épisodes glaciaires distincts et a confirmé l'absence d'écoulement glaciaire vers le nord

provenant de la Nouvelle-Angleterre. Ces résultats étaient similaires à ceux obtenus dans le Vermont par Stewart et MacClintock (1964).

Le secteur du Lac-Mégantic fut ensuite cartographié par Shilts, et ce travail servit de base pour la rédaction de son doctorat (Ph.D) à l'Université de Syracuse (Shilts, 1970). Comme McDonald, Shilts a soigneusement recherché dans les zones frontalières internationales des preuves d'érosion glaciaire vers le nord. Il a aussi compilé de nombreuses sections stratigraphiques exposées le long de la rivière Chaudière et de ses tributaires. Il a confirmé la présence de la même stratigraphie générale qui avait été décrite plus tôt par McDonald, MacClintock et Stewart. Toutefois, aucune preuve de mouvements glaciaires provenant du Maine n'a pu être identifiée. En fait, les nombreuses formes d'érosion glaciaire de la région ont clairement démontré que l'écoulement des deux derniers événements glaciaires étaient vers l'E et le SE. Tout comme McDonald, il a observé des preuves de trois et peut-être quatre glaciations durant le Wisconsinien. Ils ont d'ailleurs combiné leurs travaux afin d'accomplir une synthèse de la stratigraphie quaternaire du SE du Québec (McDonald et Shilts, 1971).

Dans la région immédiate de Thetford-Mines, des indices d'un mouvement régional dans la haute et la moyenne Chaudière, vers le nord, ont été recensés par plusieurs auteurs (Lamarche, 1971, 1974 ; Gauthier, 1976 ; Lortie, 1975, 1976, Lasalle *et al.* 1977a et Parent, 1987b). Ces marques d'érosion proviennent d'une masse de glace à dispersion radiale centrée sur l'interfluve entre la rivière Chaudière et la rivière Saint-François. Il est peu probable qu'une masse de glace aussi petite puisse avoir été très active tout en étant indépendante de l'Inlandsis. La présence d'une baie de vêlage a donc contribué à segmenter (Shilts, 1981; Chauvin *et al.*, 1985; Hugues, 1987) l'inlandsis, isolant une masse de glace résiduelle dans l'Estrie et dans la Beauce (Québec Ice divide). Depuis le milieu des années 70, cette hypothèse du mouvement vers le nord et la théorie de la baie de vêlage dans l'Estuaire et le Golfe du Saint-

Laurent est acceptée par l'ensemble de la communauté quaternariste qui travaille dans le secteur des Appalaches et du SE du Québec. Shilts a continué à travailler pour la Commission géologique du Canada, dans la région de la Beauce, jusqu'au début des années 90. Il a dirigé un grand nombre d'étudiants qui ont contribué à la cartographie des formations superficielles locales, notamment pour les secteurs de la moyenne Chaudière (Blais, 1989, 1992a, 1992b), et à des études plus spécifiques de stratigraphie et de transport glaciaire (Ostiguy, 1974; Paul, 1987; Poliquin, 1987).

Michel Lamothe a réalisé une thèse de doctorat en 1985 et de nombreux travaux (Lamothe *et al.*, 1992) sur la stratigraphie et la géochronologie des sédiments quaternaires dans les Basses-Terres du Saint-Laurent. Une partie de ces travaux ont porté sur la stratigraphie de la rivière Saint-François et l'apport principal de cette étude se révèle être un nouveau cadre stratigraphique complexe et complet des séquences quaternaires des basses-terres (figure 1.16 ; tableau II). Il a également dirigé trois mémoires de maîtrise sur la stratigraphie et la géochronologie de l'Etrie (Hardy, 1997; Huot, 2003; Ramaseder, 2001). Une seconde thèse de doctorat sur la stratigraphie quaternaire de l'Etrie a été réalisée par Michel Parent en 1987 dans les secteurs d'Asbestos, de Valcourt et de Sherbrooke. Ces travaux ont démontré le caractère essentiellement appalachien de la glaciation Chaudière. Armand Larocque, de l'Université de Montréal, a réalisé une thèse de doctorat en 1999 sur le tardiglaciaire et sur les différentes phases glaciolacustres associées à la déglaciation du Haut Saint-François. Le département de l'Université de Sherbrooke, sous la supervision du professeur Jean-Marie Dubois, a également dirigé un grand nombre de travaux sur la déglaciation de l'Etrie. Plus récemment, des équipes de l'UQAM (dans le cadre du cours de cartographie et géomorphologie des dépôts meubles; SCT-6820), sous la supervision de Martin Roy et de Michel Lamothe, ont réalisé des travaux cartographiques systématiques pour les régions de Weedon (1992 à 1998), La Patrie/Mont Mégantic (1998 à 2005) et Coaticook (2005 à aujourd'hui).

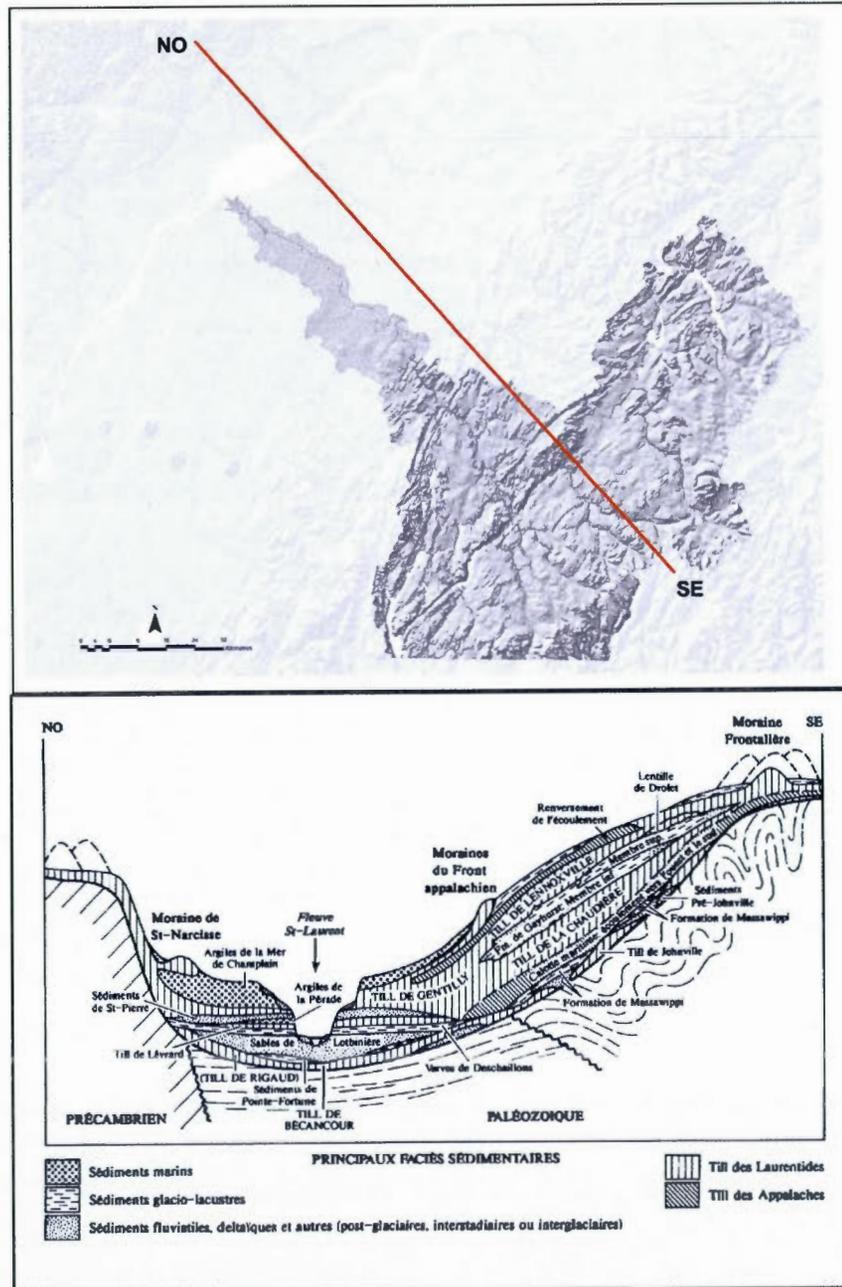


Figure 1.16 Modèle conceptuel de la stratigraphie quaternaire à travers le Québec méridional (Lamothe tiré de Landry et Mercier, 1992).

Tableau 1.2 Description des unités lithostratigraphiques des Basses-Terres du Saint-Laurent et des Appalaches.

ÈRE		Age (ka)	ÉTAPES	Stade Isotopique marin	Vallée moyenne du Saint-Laurent (Gadd, 1971; Lamothe, 1989; Ferland et Ochiatti, 1990;)	Appalaches (Shilts, 1981)	
QUATERNAIRE	HOLOCÈNE	11.7		1	Fleuve Saint-Laurent Proto-Saint-Laurent/ Lac <i>Lampsilis</i> Sédiments de la Mer de Champlain	Sédiments post-glaciaires	
	PLÉISTOCÈNE	23	WISCONSINIEN	Wisconsinien supérieur	2	Till de Gentilly	Till de Lennoxville La lentille de Drolet
				Wisconsinien moyen	3	Varves grises	Gayhurst Formation
		65		Wisconsinien inférieur	4	Sédiments de Saint-Pierre Argile de la Pérade Till de Lévrard	Till de Chaudière
				80		Varves de Deschaillons	
	125	Sangamonien	5	a	Sable de Lotbinière	Formation de Massawippi	
				b			
				c			
				d			
				130	e	Varves de Pierreville	
		Illinoien supérieur	6		Till de Bécancour	Till de Johnville	
	Illinoien moyen	7		Sédiments alluviaux de la rivière Grande-Coulée			

1.7 Méthodologie

Dans ces travaux, l'analyse de bassin s'inspire des approches employées dans le cadre des projets similaires de la Commission géologique du Canada (e.g., Sharpe *et al.*, 1996; Parent *et al.*, 1998; Sharpe *et al.*, 2002; Ross, 2005) . Une analyse de bassin consiste en un exercice visant à comparer et à corrélérer l'information géologique de différentes parties d'un bassin sédimentaire et ce, dans le but de construire une image de son architecture stratigraphique et d'en reconstituer l'évolution. Ce genre d'analyse nécessite évidemment l'utilisation de nombreux outils afin de résoudre les différentes problématiques. Une approche multidisciplinaire à différentes échelles devient donc pertinente afin d'éviter la surexploitation d'une méthode au détriment des autres. Les prochaines sous-sections fournissent quelques explications sur les méthodes utilisées pour effectuer l'analyse géologique.

1.7.1 Travaux de terrain

1.7.1.1 La photo-interprétation et les campagnes de terrain

L'étape de la photo-interprétation a permis de procéder à un inventaire préliminaire des formes et des dépôts dans les zones qui ont été cartographiées plus sommairement. Cette photo-interprétation s'est faite systématiquement à partir de l'analyse de photographies aériennes à l'échelle du 1 : 40 000. Localement, l'échelle du 1 : 15 000 s'est aussi avérée nécessaire. Les photographies aériennes utilisées ont été prises entre les années 1984 et 1992 et provenaient du Ministère des Terres et Forêts du Québec (les dates des lignes de vol étant variables d'une échelle à l'autre).

La vérification des résultats de la photo-interprétation sur le terrain pour le secteur de la rivière Chaudière s'est échelonnée sur quelques semaines à l'automne 2006. À l'été 2007, un grand nombre de nouvelles observations ont été menées afin de valider les

travaux préliminaires. Ces campagnes ont permis de confirmer les interprétations et de compléter la cartographie. Plus d'une cinquantaine de sites ont été observés et caractérisés et un grand nombre de gravières, sablières et carrières ont été visitées. Le réseau routier permet une couverture régionale relativement complète du territoire. Les travaux de sédimentologie, de stratigraphie et de géochronologie ont également été accomplis lors de ces campagnes de terrain.

Pour le secteur du bassin versant de la rivière Saint-François, la vérification des résultats de la photo-interprétation sur le terrain s'est échelonnée sur quelques semaines à l'été 2008. La couverture cartographique a été vérifiée et compilée sur environ 60 % du territoire. Comme les données cartographiques existantes ne sont pas toutes de qualité égale, il sera nécessaire pour certains secteurs de poursuivre la cartographie systématique. Plus d'une centaine de sites ont été observés. Les descriptions morphologiques et les levés lithostratigraphiques ont aussi été effectués lors de cette période. Une autre campagne de terrain a été complétée lors de l'été 2009 afin de compléter les travaux de cartographie. Les travaux de sédimentologie, de stratigraphie et de géochronologie ont également été accomplis lors de ces campagnes de terrain. Des séjours dans les secteurs du Vermont et du Maine ont également été réalisés à l'automne 2009.

1.7.1.2 Coupes géologiques

L'analyse stratigraphique des différents faciès enfouis a été réalisée essentiellement le long des principaux affluents et directement le long des rivières. Cette région a la particularité d'exposer un grand nombre de coupes stratigraphiques qui, dans bien des cas, font plusieurs dizaines de mètres de hauteur. Plusieurs coupes avaient été découvertes et décrites préalablement dans des études antérieures (McDonald, 1967 ;

Shilts, 1981 ; Parent, 1987b ; Larocque, 1999), conséquemment elles ont été revisitées et, dans certain cas, réinterprétées. La réinterprétation des coupes s'explique par le fait qu'au fil des années et en raison des conditions climatiques, de nombreux glissements ont bonifié leurs affleurements. De plus, le réseau hydrographique a été systématiquement exploré à même les rivières afin de découvrir de nouvelles coupes pour les secteurs importants. Les travaux de terrain ont permis la découverte et la caractérisation d'une vingtaine de nouvelles coupes stratigraphiques pour les deux bassins versants, en plus de celles mis à jour par les étudiants participant au camp de terrain annuel de l'UQAM.

1.7.1.3 La cartographie des sédiments de surface et la validation des travaux cartographiques existants

La compilation des travaux existants, les campagnes de terrain et la photo-interprétation ont permis de faire la compilation des éléments ponctuels à cartographier. Les polygones et polygones des différentes unités géologiques et la géomorphologie ont été transférés et reportés à l'intérieur d'un système d'information géographique pour ensuite être cartographiés à différentes échelles. Le bassin versant de la rivière Saint-François représente un large territoire couvrant en partie ou en totalité 18 feuillets au 1 : 50 000 (BNDT ; la base nationale de données topographiques : 21E03, 21E04, 21E05, 21E06, 21E10, 21E11, 21E12, 21E13, 21E14, 21E15, 21L03, 31H01, 31H08, 31H09, 31H10, 31H15, 31H16, 31I02). Le bassin versant de la rivière Chaudière est légèrement plus petit et couvre en partie ou en totalité 17 feuillets au 1 : 50 000 (BNDT) : 21E/06, 21E/07, 21E/09, 21E/10, 21E/11, 21E/14, 21E/15, 21E/16, 21L/01, 21L/02, 21L/03, 21L/06, 21L/07, 21L/08, 21L/09, 21L/10, 21L/11).

La compilation des données consistait aussi à rassembler l'ensemble des cartes déjà existantes des formations superficielles réalisées pour ce bassin versant. Ce travail a été orienté vers des travaux et rapports de la Commission géologique du Canada (CGC). Les travaux réalisés par les équipes de l'UQAM dans les secteurs de Weedon, La Patrie et Coaticook ont aussi été compilés et intégrés à la cartographie (Appendice A.1 et A.2). Dans l'ensemble, la couverture cartographique du bassin versant de la Saint-François est relativement complète, bien que certains aspects demeurent à être précisés.

1.7.2 La modélisation géologique tridimensionnelle

Les données de surface et de sous-surface ainsi que les informations géologiques ont été compilées dans une base de données respectant les informations originelles. Ces données sont en général peu ou pas uniformisées et peuvent avoir été manipulées et transférées plusieurs fois, augmentant ainsi les imprécisions et les sources d'erreurs. Par la suite, les données ont été insérées, optimisées, simplifiées et interprétées selon une nomenclature et une charte standard qui permettait d'uniformiser l'ensemble des données primaires (Mallet, 2002; Ross, 2005). Les données de forage ont également été analysées et classées selon une série de critères de fiabilité afin de quantifier les incertitudes du modèle 3D. De plus, dans bien des cas, les forages et les puits n'atteignent pas le roc (< 5% des données disponibles). Une partie du bassin versant est donc sous-représentée et la topographie du substratum rocheux est difficile à détecter. La présente recherche comporte tout de même beaucoup de données de qualité atteignant le roc, réparties de façon quasi-uniforme et pour lesquelles l'accès au format original est encore possible. L'approche préconisée visait le passage de l'information en 1D (forage) vers une compréhension en 2D, via un modèle conceptuel et des coupes topo-géologiques, puis à une interpolation des coupes 2D pour créer un modèle 3D.

1.7.2.1 Appareillage informatique

Les travaux de cartographie et de modélisation 3D pour les bassins versants de la rivière Saint-François et Chaudière ont été réalisés au laboratoire de Michel Lamothe à l'Université du Québec à Montréal. Les logiciels utilisés sont ArcGIS 9.3, MapInfo 8.5 et Vertical Mapper 3.0. La modélisation tridimensionnelle des données a été réalisée à l'aide du logiciel de géomodélisation gOcad. Ce logiciel, développé pour répondre aux besoins de la modélisation géologique, a permis de finaliser l'analyse tridimensionnelle.

1.7.3 Travaux de laboratoire

Un grand nombre d'échantillons ont été recueillis lors des différentes campagnes de terrain et analysés en laboratoire. Plusieurs analyses ont été effectuées sur les échantillons (tableau 1.3) afin d'obtenir le plus grand nombre d'informations nécessaires à la reconstruction paléogéographique (cf., Chapitre 4 et 5).

Tableau 1.3 Liste des analyses effectuées dans le cadre de cette recherche

Type d'analyses	Détails	Techniques
Pétrographiques (Comptages)	Fractions 5mm et de ≥ 1 cm	Tamissage, rinçage, observation, test HCL.
Granulométriques	Sable, silt, argile	Tamissage à sec, Tamissage humide, analyse laser de la fraction fine $< 63 \mu\text{m}$
Micropaléontologiques	Diatomées et ostracodes	Désagrégation, tamissage, observation au binoculaire.
Géochronologiques	Sable, silt et argile	Luminescence optique (IRSL)

1.7.3.1 Analyses pétrographiques et granulométriques

Les analyses pétrographiques des clastes a permis d'établir les proportions des différentes lithologies présentes dans les sédiments étudiés, permettant de caractériser la provenance du dépôt. Les sédiments échantillonnés ont été tamisés et plusieurs comptages pétrographiques ont été effectués sur les fractions 5mm et de ≥ 1 cm. Les analyses pétrographiques ont été réalisées à partir d'un microscope optique.

Les analyses granulométriques se sont aussi avérées utiles afin de caractériser les processus de transport et de sédimentation des sédiments glaciaires et non-glaciaires. Les analyses granulométriques ont été réalisées principalement sur 34 échantillons de sédiments glaciolacustres. La méthode utilisée dans le cadre de cette thèse comportait une préparation de l'échantillon, une dispersion, un tamisage humide, une analyse à partir d'un granulomètre laser (Sedigraph 2100; Fritsh, 1994) et le tamisage et la pesée des différentes fractions.

1.7.3.2 Analyse micropaléontologique

Un total de 6 échantillons de sédiments glaciolacustres ont fait l'objet d'analyses micropaléontologiques. L'identification des différents traceurs micropaléontologiques a été effectuée à l'aide d'un microscope. Les différents types de microfaunes carbonatées recherchés étaient essentiellement des coquilles d'ostracodes. Ces indicateurs paléoécologiques apportent des indices sur les conditions environnementales des milieux de vie de ces organismes, permettant ainsi de reconstituer les conditions paléoclimatiques et paléoenvironnementales des différentes unités.

1.7.3.3 Les analyses géochronologiques

La luminescence optiquement stimulée (*Optically Stimulated Luminescence*, OSL) a été utilisée pour la réalisation d'un programme de datation ayant pour but la corrélation des différents ensembles glaciolacustres retrouvés dans les deux bassins versants. Cette technique de datation repose sur le principe que les minéraux comme les quartz et les feldspaths (alcalins et potassiques) capturent, dans les défauts cristallins, des électrons libres qui sont libérés à l'aide d'une quantité suffisante d'énergie sous forme lumineuse (Aitkens, 1998). La luminescence résulte de cette stimulation optique qui entraîne l'éviction et la recombinaison radiative des électrons. Les feldspaths représentent des outils très performants en luminescence puisqu'ils permettent d'obtenir des âges plus anciens que les quartzs. Pendant longtemps, cette technique a été limitée dans son développement en raison d'un problème de décroissance anormale de la luminescence. Cette décroissance se nomme l'*anomalous fading* et est causée par une fuite spontanée de charges piégées dans les défauts cristallins. Aujourd'hui, il existe certaines méthodes pour corriger ce problème (Huntley et Lamothe, 2001 ; Lamothe et Auclair., 2000). Le processus de photostimulation permet de quantifier la dose de rayonnement accumulée par les radiations naturelles (Paléodose en Gy) depuis sa dernière exposition à la lumière du jour, avant son enfouissement. Avec la connaissance du débit de dose d'irradiation auquel il a été soumis (dose annuelle en Gy/ka), on calcule l'âge du dépôt sédimentaire. Dans le cadre de cette thèse, des dates sur des sédiments associés à des épisodes glaciolacustres seront réalisées sur des grains fins. La luminescence provient essentiellement des feldspaths et des plagioclases du sédiment.

Le laboratoire de datation Lux à Montréal est équipé de 2 systèmes de mesure de luminescence. Le système automatique Daybreak 1100 permet de mesurer jusqu'à 20 aliquots à la suite. Le second est le système automatique Risø TL – DA - 15 dont le carrousel peut recevoir jusqu'à 48 aliquots. Ces systèmes sont équipés de tubes

photomultiplicateur de type EMI 9235 QA et d'une combinaison de filtres Corning 7-59 et Schott BG39. Le système Risø est équipé d'une source radioactive interne de type bêta issue de la décroissance du ^{60}Sr . Son débit était de 6.6 Gy/min (février 2012). Le système Daybreak n'est pas équipé de source interne. Cependant, le laboratoire dispose d'une source gamma externe (^{60}Co) dont la puissance est de 0.29 Gy/min (février 2012).

CHAPITRE II

GÉOLOGIE DES SÉDIMENTS QUATERNAIRES ET CARACTÉRISATIONS DES SÉQUENCES STRATIGRAPHIQUES

2.1 Cartographie des sédiments quaternaires et caractérisation des dépôts quaternaires

Ce chapitre est divisé en deux parties : la première partie aborde la description des travaux de cartographie ainsi que la description des unités lithostratigraphiques pour la région d'étude. Les différentes campagnes de terrain réalisées ont mené à la réinterprétation de certains dépôts de surface dans plusieurs secteurs notamment pour les secteurs du Lac Aylmer/Lac Saint-François (Chauvin, 1979b) et Coaticook /Dixville (Tremblay, 1975). Ces réinterprétations ont été intégrées aux deux nouvelles cartes géologiques des formations superficielles présentées en appendice (A.3 et A.4). La deuxième partie traite de l'analyse et de la caractérisation des différentes séquences stratigraphiques retrouvées dans les vallées fluviales du sud-est québécois. Les principaux sites et les coupes d'intérêt stratigraphique, connues et inédites, ainsi que les nouvelles observations y sont décrits.

Travaux cartographiques antérieurs pour la zone d'étude

Cette région d'étude a fait l'objet d'importantes campagnes de cartographie réalisées par des équipes de la CGC (Commission géologique du Canada), ainsi que le sujet de nombreuses thèses de doctorat et de mémoires de maîtrise pour les secteurs situés dans les Appalaches (Appendice A.1 et A.2). Ces travaux de la CGC ont été supervisés notamment par Barry McDonald et William W. Shilts. Pour les travaux académiques, Jean-Marie Dubois de l'Université de Sherbrooke a dirigé plusieurs mémoires (e.g. Boissonneault, 1983 et Dubé, 1983) pour le secteur de la rivière Saint-François. Michel Parent (1987b) a réalisé, dans le cadre de sa thèse de doctorat, d'importants travaux stratigraphiques pour le secteur de Valcourt, Asbestos et Sherbrooke.

Dans le secteur de la rivière Chaudière, Andrée Blais, sous la supervision de William W. Shilts, a réalisé un mémoire de maîtrise qui couvrait la région de Saint-Georges-de-Beauce, Beauceville et Vallée-Jonction. Andrée Bolduc (CGC, 2003) de la Commission géologique du Canada a réalisé la cartographie de la partie aval de la rivière Chaudière. Nelson Gadd (CGC, 1978) a réalisé la cartographie d'un feuillet au 1 :50 000 pour le secteur de Saint-Sylvestre. Des géologues (e.g. Pierre LaSalle et Luc Chauvin) du Gouvernement du Québec lors des années 70, anciennement du Ministère des Mines et des Ressources, ont également réalisé de travaux de cartographie de la géologie de surface. L'Université du Québec à Montréal sous la supervision de Michel Lamothe et de Martin Roy réalise depuis des années des camps de terrain visant l'apprentissage de la cartographie de surface et les techniques de terrain pour la géologie glaciaire. Ces camps de terrain ont permis la compilation d'un grand volume de données pour les secteurs de La Patrie, Weedon et Coaticook.

2.2 Classification des sédiments quaternaires.

La classification et la légende cartographique utilisées ont été développées par la CGC. Cette légende (tableau 2.1) résulte d'une initiative récente visant à uniformiser les différentes unités lithostratigraphiques identifiées dans diverses régions canadiennes au cours des travaux de cartographie en géologie du Quaternaire. Dans le cadre des présents travaux de cartographie (figure 2.1), certaines unités ont été regroupées en une seule unité cartographique, notamment les sédiments et faciès qui stratigraphiquement sont situés sous le till de surface (Q; unité quaternaires anciennes) et qui parfois sont exposés en surface. Certaines unités ont également été ajoutées à la légende afin de garder les particularités géologiques de certains secteurs. Ainsi, la Lentille de Drolet (Shilts, 1981) a été ajoutée à la légende pour le secteur de la rivière Chaudière.

Tableau 2.1 Unités lithostratigraphiques intégrées dans la cartographie géologique.

Codification de la GSC (Commission géologique du Canada)	Identification	Superficie (km ²)	Pourcentage de la superficie de la zone d'étude
O	Sédiments de tourbière	218 km ²	1,34 %
Ed	Sédiments éoliens	7 km ²	0,04 %
A	Alluvions non différenciées	438 km ²	2,69 %
Ce	Dépôts d'éboulis	6 km ²	0,04 %
Ax	Alluvions de terrasses anciennes	13 km ²	0,08 %
Ap	Alluvions actuelles	176 km ²	1,08 %
At	Alluvions des terrasses fluviales	260 km ²	1,60 %
Lb	Sédiments littoraux et pré-littoraux (Lac à Lampsilis)	54 km ²	0,33 %
MGd	Sédiments glaciomarins deltaïques et prodeltaïques	40 km ²	0,24 %
MGb	Sables et graviers glaciomarins littoraux et pré-littoraux	881 km ²	5,40 %
MGa	Argiles et silts (sédiments fins d'eau profonde) glaciomarins marins	239 km ²	1,47 %
LGd	Sédiments glaciolacustres deltaïques et prodeltaïques	83 km ²	0,51 %
LGb	Sables et graviers glaciolacustres littoraux et pré-littoraux	284 km ²	1,74 %
LGa	Argiles et silts (sédiments fins d'eau profonde) glaciolacustres	100 km ²	0,61 %
Gs	Sédiments d'épandage proglaciaire subaquatique	112 km ²	0,69 %
Gx	Sédiments juxtaglaciaires	273 km ²	1,67 %
GxT	Sédiments juxtaglaciaires associés à des moraines frontales.	31 km ²	0,19 %
Td	Sédiments glaciaires de la Lentille de Drolet	90 km ²	0,55 %
Tf	Till de fusion et d'ablation	31 km ²	0,19
Tc	Till en couverture généralement continue	6620 km ²	40,61 %
Tm	Till en couverture mince et	5281 km ²	32,39 %

Codification de la GSC (Commission géologique du Canada)	Identification	Superficie (km ²)	Pourcentage de la superficie de la zone d'étude
	discontinue		
Tr	Till remanié en couverture continue	304 km ²	1,86 %
Trm	Till remanié en couverture discontinue	11 km ²	0,07 %
Q	Formations quaternaires anciennes (incluant les sédiments Gayhurst, le Till de Chaudière, les sédiments Massawippi, le Till de Johnville et les sédiments pré-Johnville)	14 km ²	0,09 %
R	Socle Rocheux	765 km ²	4,69 %

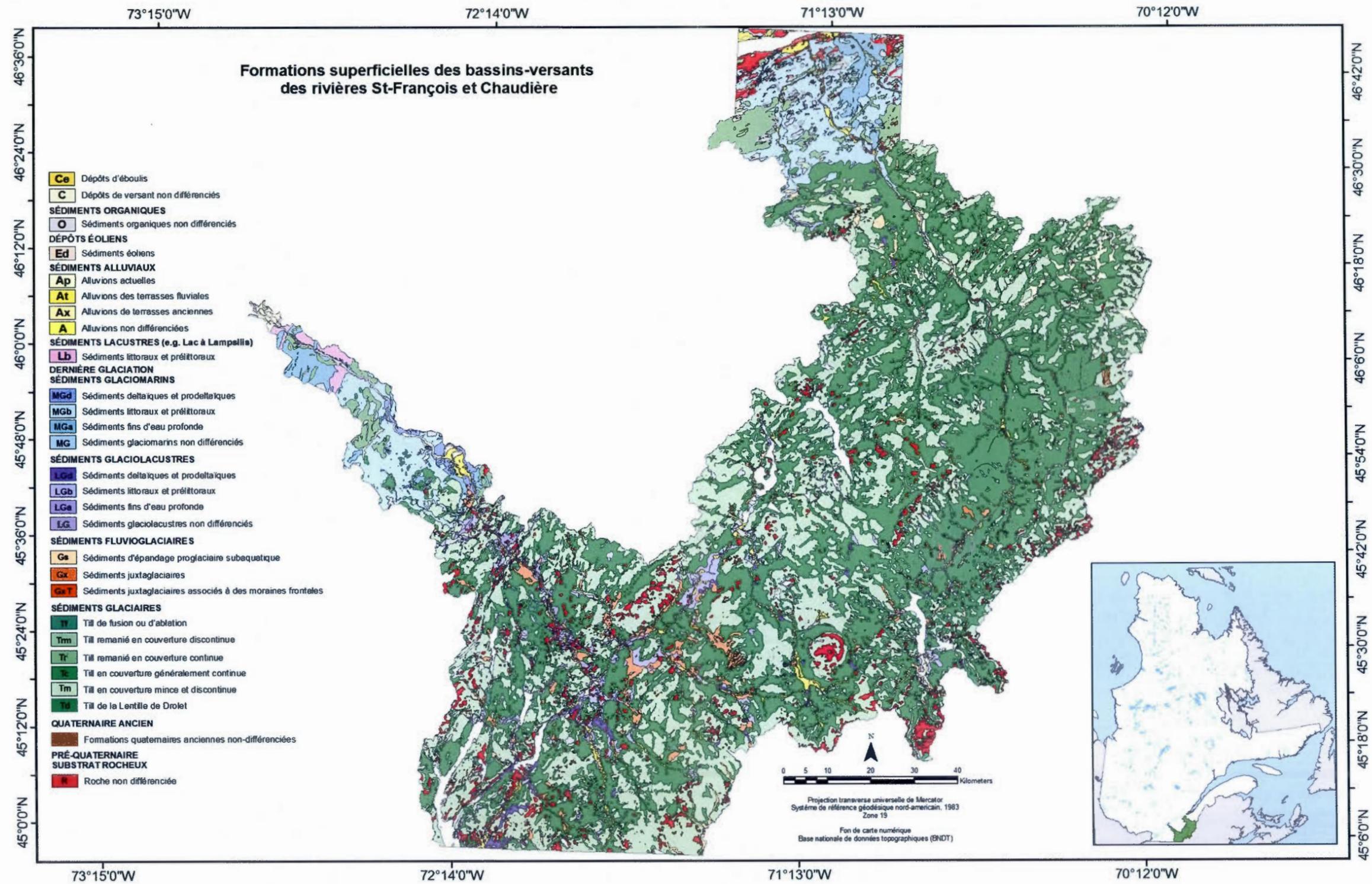


Figure 2.1 Cartographie des formations superficielles pour les bassins versants des rivières Saint-François et Chaudière, à l'échelle numérique du 1 : 750 000. Une version à plus grande échelle est disponible en pochette.

Les sections suivantes présentent une description exhaustive de l'ensemble des unités lithostratigraphiques de surface des secteurs de la rivière Saint-François et Chaudière. Les sédiments quaternaires recouvrant ces deux bassins versants ont une épaisseur moyenne pour l'ensemble de ce territoire de quelques mètres. Toutefois, les épaisseurs peuvent dépasser les 100 mètres au sein d'anciennes vallées enfouies notamment dans le secteur d'East-Angus et le long de la rivière Chaudière au nord de la ville de Lac-Mégantic.

2.2.1 Le roc (R)

Cette unité est composée d'affleurements rocheux et de roc à mince couverture de sédiments meubles (moins de 60 cm). Elle couvre environ 5 % de la zone cartographiée et s'étend sur une superficie de 765 km². Le substratum rocheux a été identifié et cartographié à partir d'observations sur les photographies aériennes et par des observations terrains. Le rôle hydrogéologique du substratum rocheux est en relation avec sa proximité à la surface. Pour un même sédiment, plus l'épaisseur totale de sédiments sur roc est faible, plus l'aquifère fracturé est près de sa recharge et plus il est vulnérable. Cette unité regroupe l'ensemble des lithologies du substratum rocheux pour les Appalaches et les Basses-Terres du Saint-Laurent. L'objectif de ce programme de cartographie étant la caractérisation des dépôts de surface, la nature et la structure du roc ne sont pas décrites en détail.

2.2.2 Formations quaternaires anciennes (Q)

Les sédiments antérieurs à la dernière glaciation (i.e. pré-Wisconsinien supérieur) sont surtout situés le long des talwegs des vallées régionales. La superficie totale de ces sédiments est estimée à 0,1 % (14 km²) de la zone étudiée et l'épaisseur de ces différents faciès varie de quelques décimètres à plus de 100 m environ (Chapitre III ;

modélisation 3D des unités lithostratigraphiques). On les retrouve parfois en surface surtout le long des rivières où les glissements sont fréquents. Dans certains cas, ces sédiments se retrouvent également exposés en surface sur des zones qui ont subi des périodes d'érosion associées généralement à l'action de divers processus postglaciaires, fluviaux et gravitaires. Ils peuvent avoir une importance hydrostratigraphique capitale, notamment lorsque des sédiments granulaires sont présents sous une couche aquitard (till, varve). La séquence pré-Johnville surmonte une surface altérée (d'âge probablement tertiaire) au sommet du roc, et est constituée de sables et graviers fluviaux et de dépôts glaciolacustres montrant l'avancée de la glaciation de Johnville. Cette unité perméable pourrait constituer un aquifère enfoui dans certaines vallées. Le Till de Johnville et les sédiments de la Formation de Massawippi (constitués de sables et graviers) sont observés occasionnellement au fond de certaines vallées. Le rôle du Till de Johnville est probablement celui d'un aquiclude, tandis que les faciès sableux de la Formation de Massawippi pourraient, à certains endroits, former un aquifère enfoui s'ils sont rechargés par la surface ou par l'aquifère fracturé. Cependant, cette unité sableuse et granulaire est probablement trop mince pour être importante. Le Till de Chaudière est une unité d'épaisseur variable retrouvée à plusieurs endroits, surtout au fond des vallées, qui forme une couche aquiclude. Une description plus exhaustive de ces sédiments est présentée dans le cadre de la seconde partie du présent chapitre.

2.2.3 Séquence glaciaire (Till de surface (Lennoxville/Gentilly; T, T_m, T_c, T_r, T_{rm} et T_f))

Le till de surface est un diamicton à matrice silto-sableuse (Bas plateau à Piedmont) à silto-argileuse (haut-plateau) mis en place directement par le glacier Gentilly/Lennoxville. Le till est l'unité la plus répandue sur l'ensemble de la zone d'étude. La description de cette unité concerne le secteur appalachien puisque

l'essentiel de la superficie totale des deux bassins versants y est incluse. Le till en couverture mince et discontinue (Tm) couvre environ 33 % (5281 km²) de la superficie étudiée et le till en couverture généralement continue couvre environ 41 % (6620 km²) de la superficie totale.

Dans le cas du Till de Gentilly, le remaniement par les vagues et les courants peut être localement important sur le till (Tr / Trm; Till remanié en couverture continue/discontinue) sous la limite marine, mais est surtout très superficiel, de l'ordre de 50 cm et moins en général. Par contre, la surface délavée est souvent caractérisée par des concentrations de blocs métriques. Dans les Appalaches, le Till de Lennoxville est généralement composé de blocs et graviers, et d'une matrice silto-sableuse (comprenant environ 25% argile, 50 % silt et 25% sable; figure 2.2). À certains endroits, en particulier dans les vallées, la matrice du till est silto-argileuse en raison de l'incorporation de varves de la Formation de Gayhurst et peut atteindre des épaisseurs dépassant les 40 m. La teneur en cailloux cristallins précambriens varie de 1 à 3% pour la partie appalachienne du bassin versant. Ce till contient généralement moins de 4% de carbonate dans la fraction granulométrique inférieure à 63 µm et moins de 20% de cailloux calcaires-calcareux. On retrouve localement des secteurs couverts par un till de fusion et d'ablation (Tf). Cette unité n'est pas très étendue et représente 0,2 % de la zone d'étude (31 km²). Ce till se présente comme un diamicton à matrice sableuse et comportant des blocs pouvant mesurer jusqu'à 0,5 m de diamètre. Il se distingue du till de fond par sa texture lâche, par l'absence de fissilité et son épaisseur plus faible, généralement inférieur à 1 m.

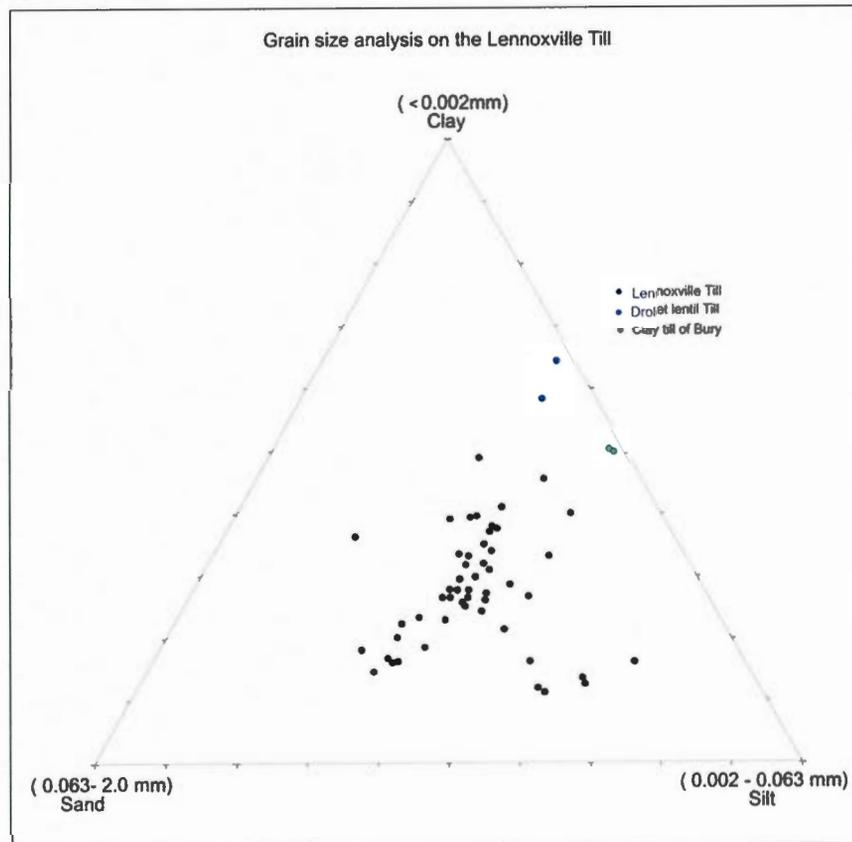


Figure 2.2 Granulométrie des différents faciès du Till de Lennoxville, pour la fraction inférieure à 2 mm.

Le Till de Lennoxville (figure 2.3) peut varier de 1 à 40 m d'épaisseur. Les roches de la ceinture ultramafique des Monts Notre-Dame représentent des traceurs significatifs afin d'étudier les mouvements glaciaires. Ces roches ultramafiques serpentinisées relativement riches en Ni, Cr, Co, minéraux magnétiques, sont positionnées en amont glaciaire. Elles divergent du substrat rocheux limitrophe et régional qui est plutôt composé par des roches métasédimentaire. Shilts (1973a, 1973b, 1978, 1981) a réalisé de nombreux travaux dans cette région visant à caractériser la dispersion glacio-sédimentaire de ces traceurs. Ces analyses ont été réalisées par absorption atomique. Les résultats obtenus, dans les travaux antérieurs et dans les travaux de

terrain de cette présente recherche, ont indiqué une direction d'écoulement qui appuient l'hypothèse d'un écoulement glaciaire vers le SE. On retrouve aussi des évidences (dans la partie amont du bassin versant de la rivière Chaudière) d'écoulement vers l'ouest dans son membre supérieur qui serait vraisemblablement associé à la topographie régionale de certains secteurs. La fraction argileuse (<math><4\ \mu\text{m}</math>) du Till de Lennoxville non oxydée, est composée de chlorite bien cristallisée et de micas ainsi que des quantités mineures de quartz, feldspath, calcite, dolomite et serpentine (Shilts, 1978). Tout le till est remarquablement riche en pyrite dérivée des roches détritiques régionales (ardoises pyriteuses).

Till de Lennoxville

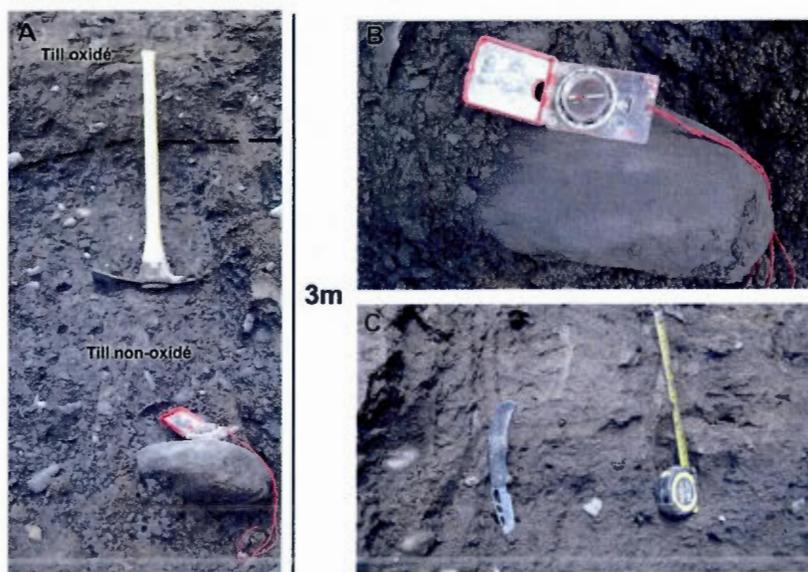


Figure 2.3 A : Till de Lennoxville à la coupe de la rivière Tomifobia à Stanstead; B : Exemple de claste glaciaire en forme d'ogive; C : Matrice silto-argileuse du Till de lennoxville.

2.2.4 Séquences fluvioglaciaires (G; Gx/GxT/Gs)

Les sédiments fluvioglaciaires (figure 2.4) sont subdivisés en deux unités selon leur mode de mise en place : sédiments fluvioglaciaires de type juxtaglaciaire (de contact) et les sédiments fluvioglaciaires proglaciaires. Lorsque le corps sédimentaire est déposé par des eaux en milieu sous-glaciaire ou au contact de la glace (Gx), ils sont surtout constitués de sables et graviers stratifiés et déformés. Ces sédiments sont mis en place par les eaux de fonte au contact ou à proximité du glacier. Les unités situées sous la limite marine ou glaciolacustre ont généralement été remaniées par les vagues et les courants lors de la submersion ou de l'exondation. Les dépôts fluvioglaciaires de contact sont relativement volumineux mais couvrent une faible superficie, soit environ 2 % de la zone d'étude (une étendue d'environ 273 km²) à l'échelle des deux bassins versants et peuvent atteindre des épaisseurs de 40 m (Appendice A.3 et A.4 ; Cartographie des Formations superficielles des bassins versants de la rivière Saint-François et Chaudière). Quelques champs d'eskers sont présents sur l'ensemble de la zone d'étude. Dans le secteur appalachien, les traits les plus significatifs de la géomorphologie sont caractérisés par une série de moraines (GxT; représente 0,2 % de superficie de la zone d'étude et ils s'étendent sur 31 km²) cartographiées par Gadd (1964b, 1967), Gadd *et al.*, (1972) et Parent, 1987b. Ces moraines ont été mises en place au cours de la récession progressive d'un front glaciaire actif qui abandonne eskers et amas fluvioglaciaires frontaux, dans un environnement glaciolacustre contrôlé par l'élévation des exutoires régionaux. Les principaux complexes morainiques sont localisés dans les secteurs de Dixville, East-Angus, Mont Ham, Cherry-River, au nord de La Patrie, Woburn, Mégantic et Ditchfield.

Les dépôts fluvioglaciaires déposés en milieu proglaciaire subaquatiques (Gs) à subaériens (Go) forment des cônes d'épandage et sont souvent constitués de graviers, de sable et/ou de silt et un peu de till ou de diamicton. Ces dépôts couvrent 0,7 % de

la zone cartographiée et peuvent s'étendre sur 112,41 km². L'épaisseur de ces dépôts peut atteindre plus de 5 mètres. Ces unités se sont mises en place dans des cours d'eau de type fluvial (chenaux anastomosés) extérieurs au glacier et dans des environnements de sédimentation sous-aquatique (à une altitude inférieure à celle atteinte par les eaux glaciolacustres; pour les secteurs ayant connu l'épisode glaciolacustre), lors de la déglaciation. Le granoclassement est de type normal, soit une décroissance de l'énergie et du régime hydraulique vers le haut de la séquence. Localement des lentilles de sables et graviers triés ont été observées. De plus, ces plaines d'épandage sont parfois parsemées de kettles, de chenaux abandonnés ou recouvertes localement de dunes.

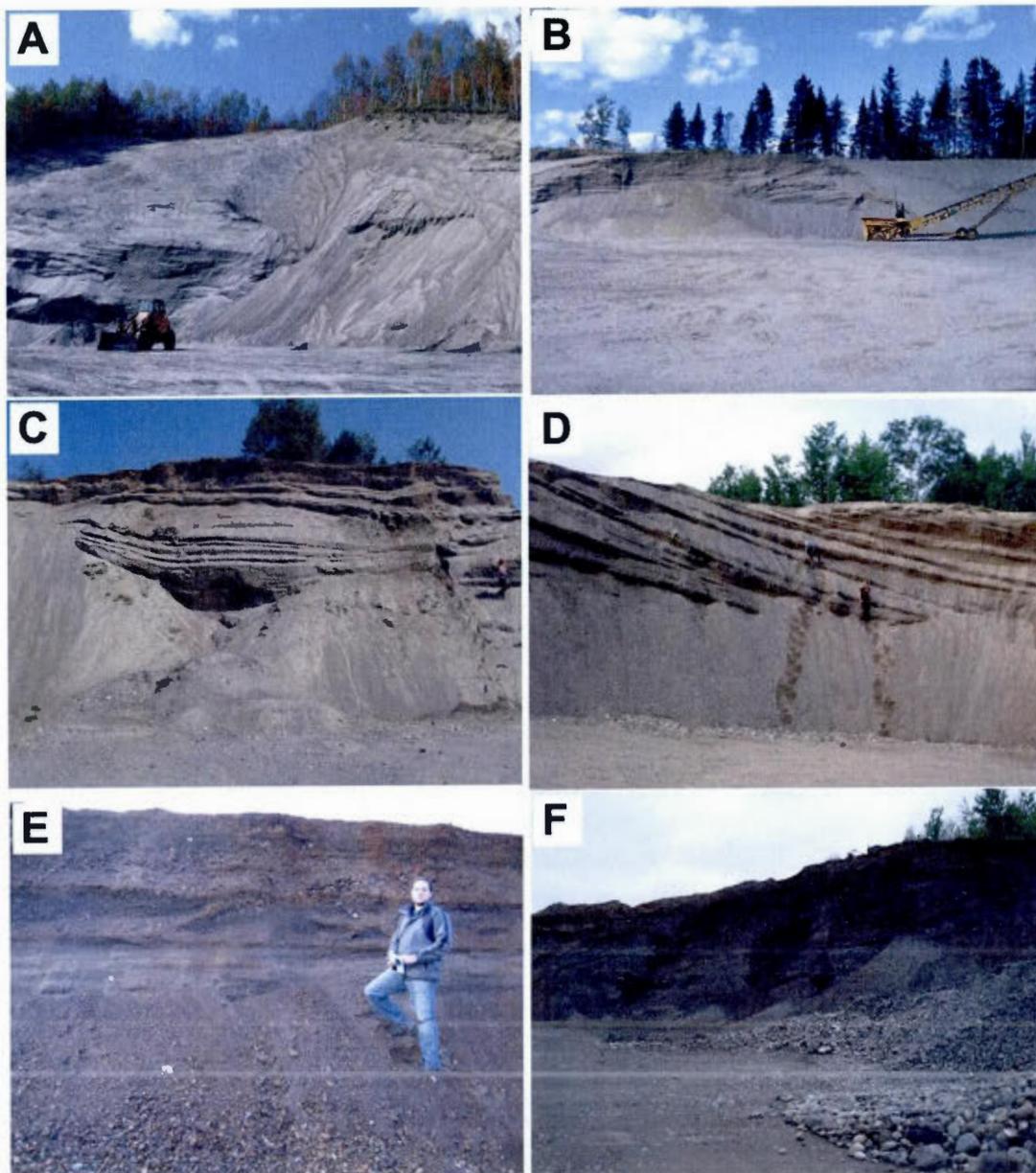


Figure 2.4 Photos des sédiments fluvio-glaciaires (Gx, Gs): A & B : Dépôts fluvio-glaciaire de la moraine de Woburn; C & D : Dépôts fluvio-glaciaires de la moraine interlobaire de Johnville; E : Dépôts fluvio-glaciaires d'une plaine d'épandage à proximité de la ville de Saint-Magloire; F : Dépôts fluvio-glaciaires d'une moraine au nord de La Patrie.

2.2.5 Séquences glaciolacustres (LG; LGa/LGb/LGd)

Les sédiments associés aux environnements proglaciaires tardiglaciaires sont très étendus dans les vallées. Des lacs glaciaires se sont développés dans bon nombre de vallées fluviales et les niveaux de ces lacs se sont abaissés graduellement au fur et à mesure que le front glaciaire reculait et libérait des exutoires et des seuils topographiques. Plus bas les sédiments mis en place dans les lacs proglaciaires Memphrémagog et Chaudière (McDonald, 1969 et Parent, 1987b) sont en partie constitués de sables en couverture, qui sont en général de conductivité hydraulique assez forte. Les dépôts (figure 2.5) associés à la présence de paléolacs ont été subdivisés en trois faciès : profond, pré littoral et littoral, et deltaïque.

Les dépôts associés au faciès glaciolacustre d'eau profonde (LGa) se présentent comme des rythmites caractérisées par une alternance régulière de lits silteux situés dans les dépressions plus profondes du paléo-bassin. Elles présentent dans certains cas des caractéristiques sédimentaires de varves. Selon l'hypothèse d'une mise en place annuelle pour chaque couplet, les lits foncés représenteraient des lits d'hiver, soit une sédimentation passive liée à la décantation de sédiments lorsque les eaux du paléolac étaient recouvertes de glace; alors que la sédimentation des lits pâles serait liée aux saisons estivales et leur mise en place serait associée à des courants de turbidité sur le fond du paléolac (Reineck et Singh, 1980). Ces unités forment des surfaces tabulaires disséquées par le ravinement. Cette unité couvre < 1 % (100 km²) de la superficie à l'étude. Les épaisseurs peuvent atteindre environ 10 mètres.

Les sédiments littoraux et pré littoraux (LGb) se présentent comme des sables, des sables silteux stratifiés, des graviers et des blocs formant des cordons littoraux

recouvrant les unités lithostratigraphiques antérieures. Cette unité couvre 1,74% (284 km²) de la superficie étudiée et peuvent atteindre des épaisseurs de 1 à 4 m.

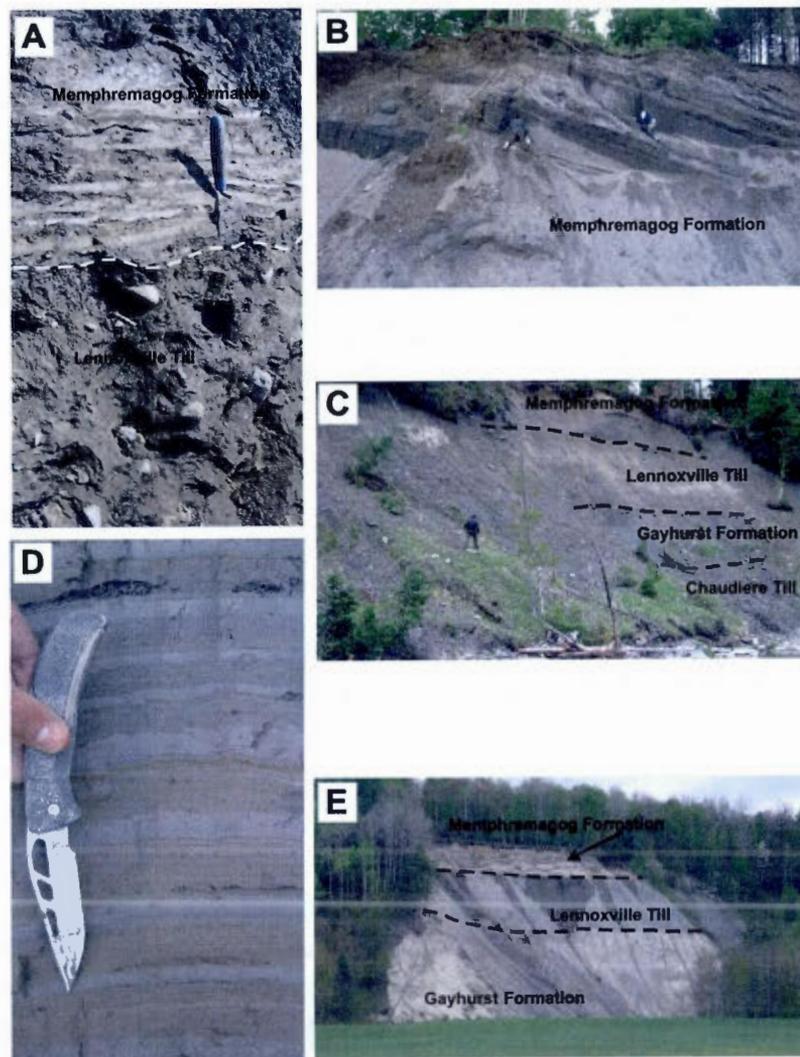


Figure 2.5 Photos des sédiments glaciolacustres (LG) : A & D : Séquence de varves proximales de la coupe B de Stanstead; B: delta glaciolacustre (430 m) à proximité de la ville de Dixville; C : séquence glaciolacustre de la coupe de Ditton; E : Sable glaciolacustre Memphremagog au sommet de la coupe de New-Mexico le long de la rivière Eaton.

Les sédiments deltaïques (LGd) associés à cet environnement sédimentaire sont constitués de silts, de sables grossiers/graveleux et graviers stratifiés formant des accumulations tabulaires parfois marquées de chenaux. Ces deltas ont été mis en place à l'embouchure des cours d'eau qui se déversaient dans le lac proglaciaire. L'épaisseur maximale de ces dépôts est d'environ 15 m. Ces sédiments couvrent environ 0,51% (83 km²) de la zone d'étude.

2.2.6 Séquences glaciomarines (MG; MGa/MGb/MGd)

Les sédiments glaciomarins (figure 2.6) sont associés à la Mer de Champlain. Ils sont présents dans la partie NW de la région à l'étude, dans les Basses-Terres du Saint-Laurent. Ils sont fossilifères, contenant plusieurs espèces typiques des mers arctiques (*Hiatella arctica*, *Macoma balthica*, *Balanus crematus*, *Portlandia arctica*). Les sédiments associés au faciès d'eau profonde sont composés de silt argileux et d'argile silteuse, massifs et parfois laminés (MGa). La mise en place des sédiments fins se fait généralement par décantation durant la phase d'inondation glaciomarine. Leur épaisseur peut varier dépendamment des dépressions et de l'accommodation et atteindre plus de 30 m. La surface totale de cette unité est estimée à environ 1,47 % (239 km²) de la zone étudiée. L'importance hydrostratigraphique des argiles marines est notable, puisqu'elles sont très imperméables et forment une couche protectrice des aquifères fracturés. L'infiltration de l'eau de surface vers l'aquifère régional est donc très limitée. En surface, ils sont majoritairement constitués de sables et graviers, qui forment une couche perméable qui repose sur les sédiments antérieurs.

Des argiles marines sous-jacentes sont présentes régionalement et parfois recouvertes par les sédiments littoraux (MGb) et par les sédiments deltaïques (MGd). Les

sédiments associés au faciès littoraux et pré littoraux sont composés de sables et gravillons ou de silt stratifiés mis en place lors de la régression marine. Ils couvrent environ 5,40% (881 km²) de la zone d'étude et peuvent atteindre des épaisseurs de 1 à 5 m. Les sédiments deltaïques et prodeltaïques (MGd) sont peu répandus à l'échelle du bassin versant de la Saint-François. Cette unité couvre moins de 0,24% (40 km²) de la superficie des formations des deux bassins versants. Ils ont été mis en place à l'embouchure des cours d'eau qui se déversaient dans la Mer de Champlain.

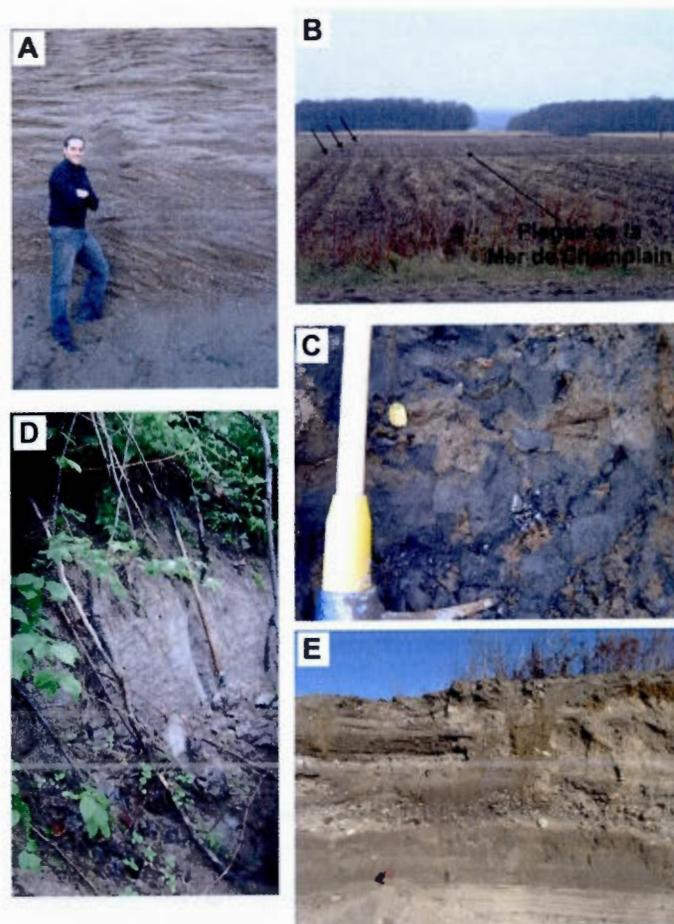


Figure 2.6 A : Sables fossilifères dans une exploitation de Saint-Nicolas; B : Plages de la Mer de Champlain au nord de la localité de Saint-Malachie; C : Unité de silt massif fossilifère dans le secteur de Pierreville; D : Argiles massives situées à proximité de Saint-Bonaventure; E : Sables d'exondations dans le secteur de Saint-Patrice-de-Beaurivage.

2.2.7 Dépôts alluviaux (Al; Ap/At), Dépôts lacustres (Lg), Dépôts d'éboulis (Ce), Sédiments éoliens (Ed).

La vallée de la rivière Saint-François et la plupart des vallées confluentes fluviales sont recouvertes par une couche de sédiments alluviaux, sur des épaisseurs pouvant atteindre plusieurs mètres. Ils ont été mis en place dans les plaines alluviales actuelles (Ap et At). La granulométrie de ces dépôts est sableuse, sablo-graveleuse ou silteuse. Ces dépôts alluviaux correspondent généralement à l'aquifère de surface (Parent *et al.*, 2010, MS).

2.2.8 Dépôts lacustres (Lg)

Dans la partie des Basses-Terres du Saint-Laurent, les sédiments littoraux et pré-littoraux (Lb) associés au Lac à Lampsilis, événement lacustre post-Mer de Champlain, se présentent comme des sables, des silt sableux et des sables graveleux mis en place en eau peu profonde lors de la phase plénilacustre et lors de l'exondation. Les sédiments associés à ce lac atteignent généralement une altitude moyenne de 65 m (Parent *et al.*, 2010, MS).

2.2.9 Dépôts d'éboulis (Ce)

Les dépôts d'éboulis (Ce) se présentent généralement comme des blocs anguleux à subanguleux gélifractés; formant des cônes ou des tabliers au pied d'escarpements rocheux (Parent *et al.*, 2010, MS).

2.2.10 Les sédiments éoliens (Ed)

Les sédiments éoliens (Ed) représentent des sables fins à stratification oblique diffuse mis en place par le vent sous forme de dunes formées à la surface des sédiments littoraux, alluviaux ou deltaïque (Parent *et al.*, 2010, MS).

2.2.11 Dépôts organiques (O)

Les dépôts organiques sont surtout constitués d'accumulations de tourbes à sphaigne, d'éricacées et de débris végétaux. Présents sur l'ensemble de la région à l'étude, ils apparaissent surtout dans les dépressions topographiques mal drainées et aux abords

des lacs. Ils sont déposés dans des milieux palustres à plan d'eau ouvert (étangs) et les épaisseurs de ces dépôts peuvent varier de 1 à 10 m (Parent *et al.*, 2010, MS).

2.3 Les unités stratigraphiques pré-Lennoxville (Q) : séquences stratigraphiques

Les coupes stratigraphiques (figure 2.7) exposées le long des rivières dans les bassins versants de la rivière Chaudière et Saint-François sont très nombreuses. Plusieurs de ces coupes naturelles et anthropiques avaient été préalablement identifiées et décrites dans le cadre de travaux antérieurs (McDonald, 1967; McDonald et Shilts, 1971; Shilts, 1981; Parent, 1987b; Larocque, 1999; Lamothe *et al.*, 2000; Rameseder, 2001). Ces coupes ont été réexaminées dans le but précis d'investiguer en détail les sédiments associés à la Formation Gayhurst.

Dans le cadre des présents travaux 19 nouvelles coupes ont été découvertes. Ces coupes renferment plusieurs unités, qui sont caractérisées par des variations latérales de faciès complexes. Ainsi, la recherche de nouveaux sites stratigraphiques a été déterminée dans le but d'intersecter le plus d'unités. Ces nouveaux sites d'intérêts ont été analysés et décrits afin d'établir une stratigraphie complète du secteur d'étude. Ces coupes ont été incluses dans le travail de modélisation de la sous-surface (Chapitre III). D'ailleurs l'ensemble des données disponibles ont été compilées et intégrées au modèle stratigraphique et au modèle 3D. Pour la reconstitution paléogéographique une trentaine de coupes (appendice A.5) ont été utilisées afin de construire un modèle des événements antérieurs à la dernière glaciation (Chapitre V).

2.3.1. Sédiments pré-Johnville

Le premier événement quaternaire est représenté par des sédiments d'âge pré-Johnville, soit pré-Illinoien. Ils ont été mis en place par un réseau de drainage normal, i.e. non-obturé par un front glaciaire. Ces sédiments contiennent de rares fragments de roches cristallines, typiques du bouclier canadien, soit à plus de 100 km de leur source. La position stratigraphique suggère un âge pré-Illinoien puisqu'ils sont situés sous les sédiments interglaciaires de la Formation de Massawippi ainsi que sous le Till de Johnville. La présence des clastes précambriens suggère également qu'une glaciation antérieure a probablement affecté la région mais que les témoins sédimentaires ne sont pas exposés. Cette séquence est visible le long de la rivière Grande-Coulée et dans les forages faits dans le secteur de la rivière des Plante et de la rivière Gilbert (Shilts et Smith, 1988). Cette unité n'a toutefois pas été observée et identifiée par forages dans le secteur du bassin de la rivière Saint-François, contrairement à l'idée de McDonald (1967) qui avait assigné des graviers oxydés, situés à la base d'une des coupes de la rivière Ascot, à cette période.

2.3.1.1 Coupe stratigraphique de la rivière Grande-Coulée (Shilts, 1981; Shilts et Smith, 1986a; Matthews, 1987).

Plusieurs coupes stratigraphiques affleurent, au SW du village de Saint-Martin, sur la rive ouest de la rivière Grande-Coulée (figure 2.8). La coupe principale (figure 2.9 et 2.10) a été préalablement décrite par les travaux de McDonald et Shilts (1971) ainsi que par les travaux de Shilts (1981). Shilts a également initié en 1986 un programme de forages profonds (figure 2.11; Shilts et Smith, 1986a) qui visait la caractérisation et la stratigraphie des placers aurifères dans les sédiments quaternaires pour ce secteur de la Beauce. Ces travaux ont permis la réalisation d'un imposant travail de corrélation stratigraphique incluant la description détaillée des coupes et forages.

La coupe a énormément changé depuis les dernières décennies. Par conséquent la description lithostratigraphique suivante est basée sur des observations récentes qui ont été compilées dans le présent projet de recherche. La base de la coupe (figure 2.10) se compose de sable moyen à grossier oxydés et peu compact. Ces sables sont recouverts par une séquence de graviers jointifs. La matrice de cette unité est composée à 70 % de clastes arrondis à sub-arrondis. Le sens de l'imbrication des clastes indique des orientations de paléocourants vers l'est, similaire au drainage moderne de la rivière. On retrouve, dans cette unité, quelques clastes précambriens provenant probablement d'une unité sous-jacente. Cette séquence est surmontée par une seconde unité sableuse à granulométrie plus fine et qui est très oxydée. Les sables ont été datés en luminescence optique à environ 189 ± 20 ka BP. (Balescu *et al.*, 2001).



Figure 2.8 Localisation des coupes (points jaunes) et de la section principale (point rouge) de la rivière Grande-Coulée (Beauce) ainsi que la localisation du forage (point noir) réalisé par Shilts et Smith (1986a).



Figure 2.9 A : Sables oxydés situés à la base de la coupe (Sédiments pré-Johnville); B : Contact entre les sédiments de la Formation de Massawippi et des sédiments pré-Johnville; C : Imbrications de graviers associés à la Formation de Massawippi; E & D : Rythmites et sables lités glaciolacustres Gayhurst; F : Till de Lennoxville.

GRANDE-COULÉE II SECTION

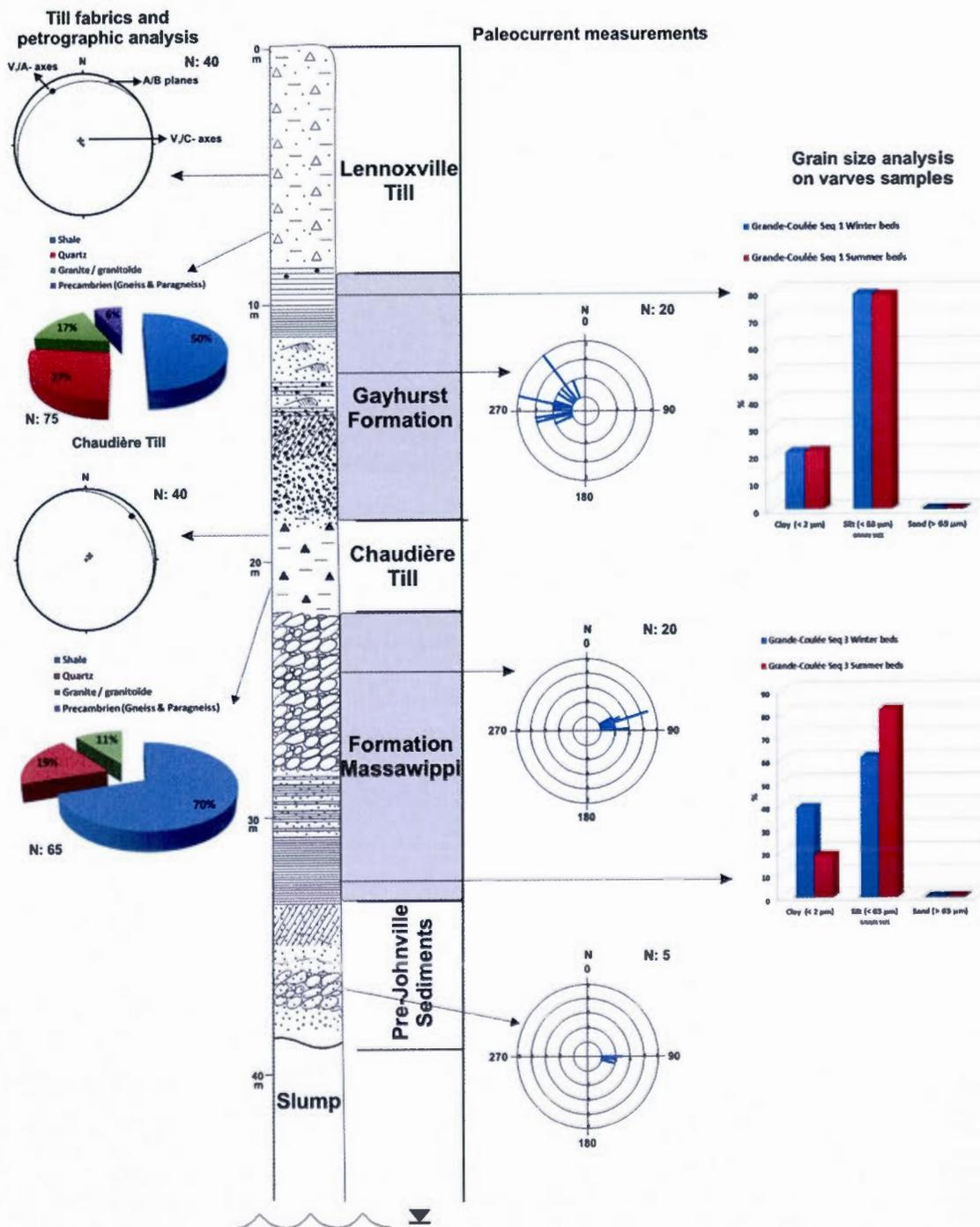


Figure 2.10 Stratigraphie et analyse de la coupe de la rivière Grande-Coulée, Québec.

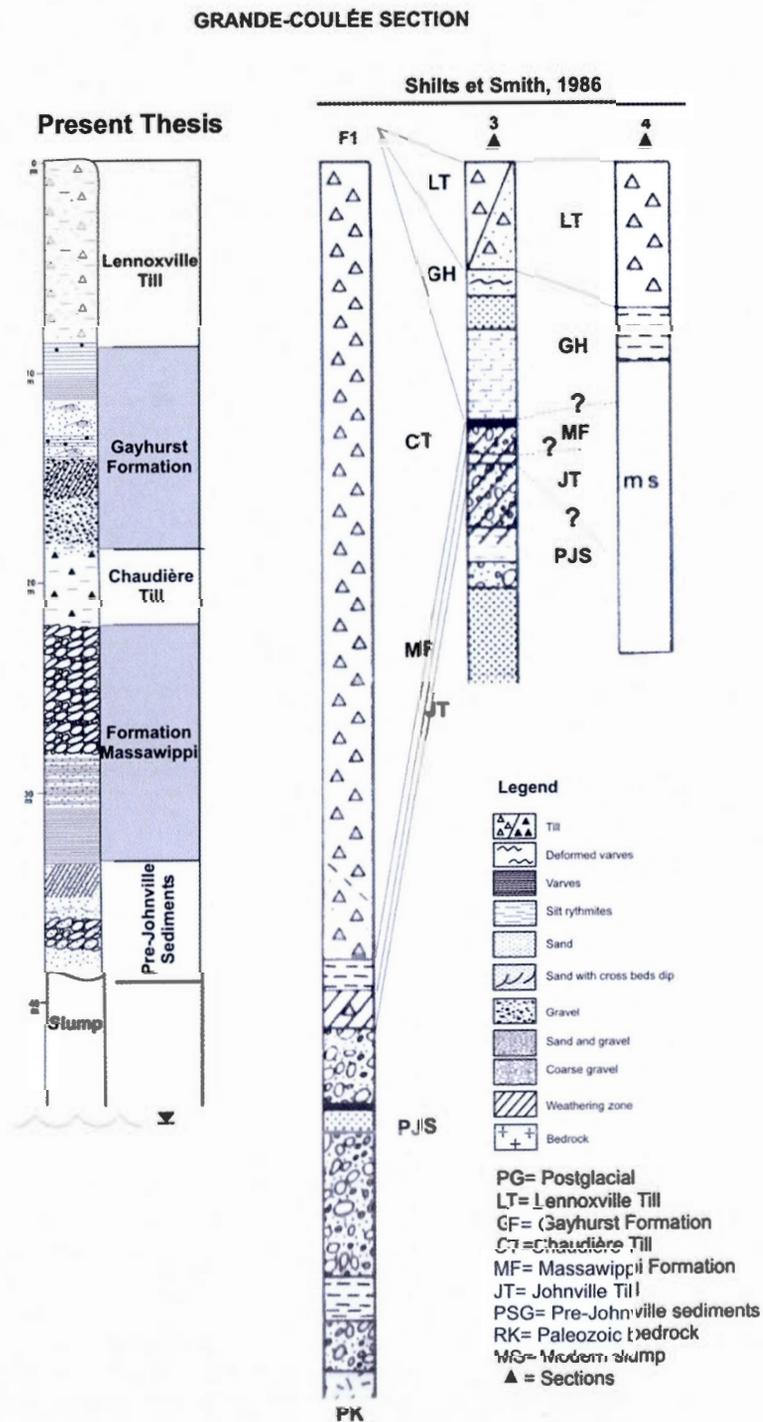


Figure 2.11 Stratigraphie de la coupe principale de la Rivière Grande-Coulée et stratigraphie des coupes et du forage du même secteur selon Shilts et Smith (1986a).

Par la suite, une épaisse séquence de rythmites massives apparaît sur environ 4,5 m. Les rythmites sont de couleur brune et elles sont généralement argilo-silteuses et regroupées à l'intérieur de lits de 10 cm, qui referment des lits plus fins de 1 à 2 mm constitués de silt et sables fins. En supposant que ces rythmites sont des varves, le paléolac, associé à cette unité, a connu une durée minimale d'environ 2000 ans. Ce faciès turbiditique est interrompu par un contact franc qui marque le début d'une unité de gravier arrondis d'origine fluviale qui indique un écoulement analogue à la présente rivière, soit vers le NE.

Cette séquence est ensuite surmontée par un diamicton composé de la lithologie locale (roches détritiques) et qui ne contient aucun claste précambrien. Une fabrique de till en 3D suggère, à partir des axes A, que le mouvement de la glace s'orientait vers le SW. Aucun claste protérozoïque provenant du Bouclier Canadien n'a été retrouvé dans les comptages pétrographiques dans ce till (Till de Chaudière ?). Une deuxième séquence glaciolacustre recouvre ce diamicton. Ces sédiments peuvent être associés à la Formation de Gayhurst. Ils sont composés d'alternances de lits sableux contenant des rides courant et de rythmites relativement mince suggérant un mode de mise en place proximale par rapport à la position de la glace. Les rides de courants suggèrent un sens d'écoulement des paléocourants vers le NW et environ 1000 lamines ont été comptabilisées. Leur épaisseur est inférieure à quelques millimètres à la base de la séquence et augmente à presque 1 cm au contact avec le till de surface. L'augmentation des épaisseurs des rythmites vers le haut de la séquence suggère un mode de mise en place d'avancée glaciaire.

En surface, la coupe présente un till silteux brun (en raison de l'oxydation météorique). Ce diamicton est généralement gris compact et fissile. Il est composé de la lithologie locale, soit de schistes et ardoises noires et de quartz. On retrouve également un faible pourcentage de clastes granitiques et de clastes précambriens

(gneiss) provenant du Bouclier Canadien. Les clastes ont une morphologie subanguleuse typique des sédiments glaciaire. Une fabrique de till en 3D, réalisé sur une quarantaine de clastes, suggère un écoulement glaciaire vers le SE. La matrice est silto-sableuse et ne réagit pas à l'acide chlorhydrique (HCL). Un comptage pétrographique a permis d'identifier un pourcentage relativement élevé de clastes précambriens (6 %; figure 2.10). Ce till présente donc un certain nombre de caractéristiques suffisamment significatifs pour le corrélérer avec l'avancée du glacier Lennoxville lors du Wisconsinien supérieur.

Cette coupe a aussi fait l'objet d'une étude micropaléontologique (Matthews *et al.*, 1987) qui visait à caractériser la matière organique retrouvée dans des forages pour les secteurs de la rivière Grande-Coulée, de la rivière des Abénakis et de la rivière Moulin. Les résultats ont indiqué que les pollens, les fossiles d'insectes et les macrofossiles de plantes proviennent d'un milieu arctique semblable au milieu actuel des régions septentrionales du Québec (Matthews *et al.*, 1987). La position stratigraphique et les résultats de ces données ont permis la corrélation de ces sédiments à la Formation de Massawippi (Sangamonien). L'absence du Till de Johnville pose problème sur la coupe principale (OC_12_16). Les travaux antérieurs (Shilts, 1981; Shilts et Smith, 1986a; Balescu *et al.*, 2001) font mention d'un troisième till, peu épais (± 2 m), sous les sédiments de la Formation de Massawippi. Cette absence peut s'expliquer par les variations latérales de cette unité dans ce secteur. D'ailleurs un troisième till a été identifié en forage (F1; Shilts 1986) à environ 600 mètres en aval de la coupe principale.

2.3.2 Till de Johnville

La première séquence glaciaire observable en coupe ou en forage dans la zone d'étude est celle de Johnville. Ce diamicton est associé à la glaciation Illinoienne qui a précédé le dernier interglaciaire Sangamonien. Ce till est compact, graveleux, de couleur grise avec une matrice sans carbonate et pyrite. Sa partie supérieure est oxydée et contient des roches volcaniques et ultramafiques (péridotite, serpentite) ainsi que des roches précambriennes (gneiss). Les comptages pétrographiques suggèrent que le glacier Johnville s'écoulait vers le SE. Ce till a été identifié pour la première fois grâce à des forages réalisés à proximité de la rivière Ascot. Parent (1987b) a démontré que cette appellation pose problème à partir du moment où l'unité n'est pas présente à la coupe type de la rivière Ascot. D'autant plus que cette coupe est censée être sa coupe-type. Cependant, cette séquence est observable le long de la rivière des Plante mais aussi le long de la rivière Moe (dans le bassin versant de la rivière Saint-François; voir plus loin). Il est probable, après analyse des forages, que le Till de Johnville soit présent au fond de la vallée de la rivière Clifton. Les travaux réalisés dans le secteur de la rivière Samson (Shilts, 1978) ont permis d'identifier en forage des sédiments fluvioglaciaires associés au retrait du glacier Johnville.

2.3.2.1 Coupe stratigraphique de la rivière des Plante (Shilts et Smith, 1986a; Shilts et Smith, 1986b, Shilts et Smith, 1987, Paul 1987; Poliquin, 1987)

Les coupes de la rivière des Plante sont situées au nord de la ville de Beauceville. Cette rivière s'écoule du NE vers le SW, en direction de la rivière Chaudière. Le site est localisé juste au nord du placer aurifère de la rivière Gilbert et situé au SE d'un complexe ultramafique et ophiolitique (figure 2.12). Les coupes stratigraphiques sont accessibles via la route du Golf et via des propriétés privées. La découverte de ce site

est attribuable à Jacques Locat en 1983 qui fut le premier à visiter les différentes coupes exposées le long de cette rivière. Plus récemment, de nouvelles coupes (coupes E, F et G; figure 2.15) ont été découvertes, suite à des glissements de terrain, en amont de la rivière.

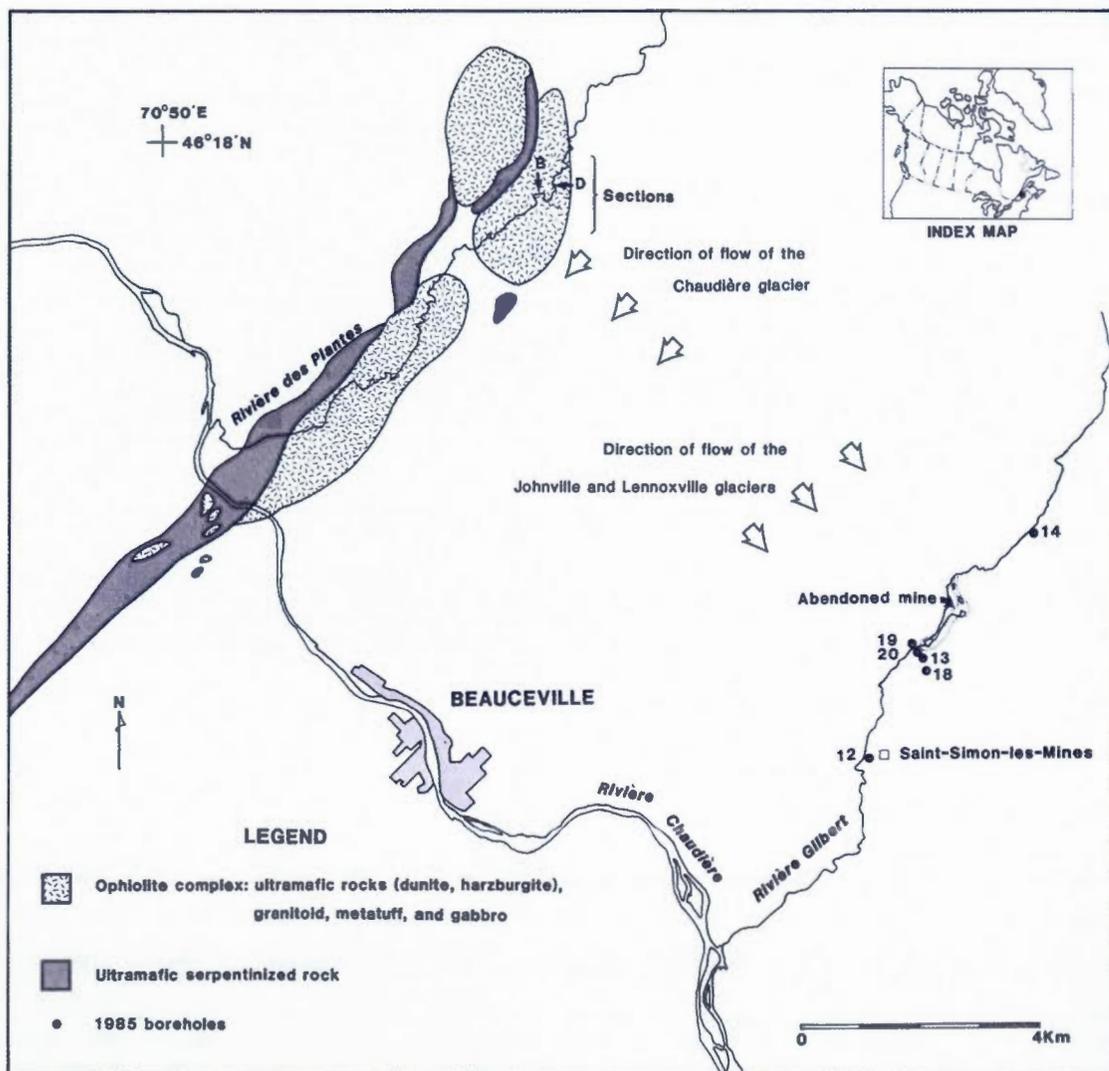


Figure 2.12 Localisation des coupes de la rivière des Plante et du complexe ophiolitique des Monts Notre-Dame (Shilts et Smith, 1986a, 1986b).

Ces coupes, avec la rivière Grande-Coulée, représentent probablement les sections stratigraphiques les plus complètes à l'est de Toronto. Ce site est un endroit unique afin de réaliser et d'établir un modèle stratigraphique pertinent à des campagnes de forages visant la caractérisation des placers aurifères. Les plus vieux sédiments observés à ces coupes et identifiés en forage sont associés à des unités pré-Illinoiennes. Ils sont représentés par un épais régolithe jaunâtre préservé localement dans des petites dépressions (Shilts, 1981). On retrouve ce régolithe au fond de la rivière des Plante mais également dans le fond des vallées tributaires de la rivière Chaudière (e.g. rivière des Plante, rivière Gilbert, rivière Noire) située au sud de la présente vallée. Une importante campagne de forage a été réalisée dans les années 80, toujours sous la supervision de Shilts, dans le secteur de la rivière Gilbert (Shilts et Smith, 1987). Les données de forage de cette campagne ont permis la découverte d'une séquence de sédiments rythmés glaciolacustres située au-dessus du régolithe et sous le Till de Johnville. La base de la séquence pré-Johnville a des teneurs très faibles en nickel mais on enregistre une nette augmentation des teneurs à partir du milieu de cette même séquence. Cet enrichissement en Ni s'exprime par une variation d'environ 30 à 50 ppm au milieu de la séquence à presque 150 ppm au sommet (Poliquin, 1987). Cette croissance suggère que c'est l'écoulement vers le SE du glacier Johnville qui a érodé et provoqué un apport de farine ultramafique dans ce lac proglaciaire d'englaciation (Shilts et Smith, 1986b). Le Till de Johnville est la plus vieille avancée glaciaire ayant laissé des dépôts et qui ont été identifiés au Québec. Ce diamicton est observable à la base de la coupe D, de la coupe E et de la coupe F (figure 2.13).

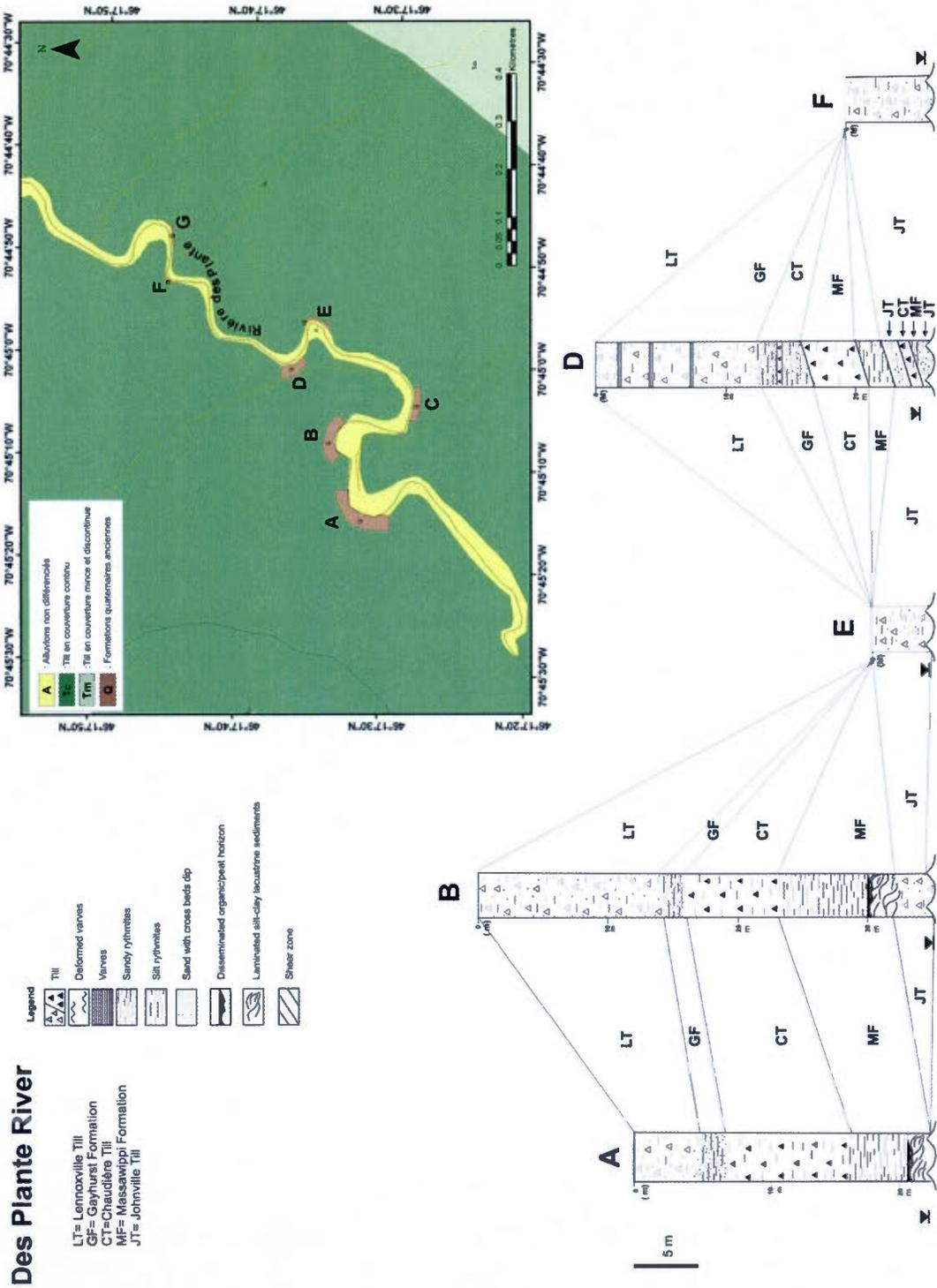


Figure 2.13 Localisation et corrélation stratigraphiques des différentes coupes de la rivière des Plante.

Les travaux de Shilts ont démontré que les dépôts glaciaires ont leur propre signature lithologique et géochimique principalement en raison des complexes ophiolitiques. Le Till de Lennoxville et le Till de Johnville sont associés à des écoulements glaciaires qui s'écoulaient vers le SE et ces dépôts contiennent des empreintes minéralogiques et géochimiques très marquées (principalement en Ni, Cr, Co, Magnetite et Chromite) reflétant l'érosion glaciaire des lithologies ultramafiques (Smith et Shilts, 1987). Comparativement au Till de Chaudière qui ne montre aucune anomalie en minéraux lourds et aucune trace d'érosion des roches ultramafiques.

Dans le secteur de la rivière des Plante, le Till de Johnville est compact mais très peu fissile. Sa matrice est oxydée et de couleur brune au contact avec les sédiments de la Formation de Massawippi (figure 2.14). Cette oxydation suggère que lors de la déglaciation, le till était en position subaérienne juste avant la mise en place de sédiments interglaciaires (Shilts et Smith, 1987). La lithologie de ce till est composée de roches ultramafiques (7 %), de roches détritiques (90 %) et de rares clastes précambriens (1 à 3 %). Les fabriques de till sont difficiles à réaliser puisque les clastes qui composent sa matrice sont presque jointifs. Les analyses géochimiques, les comptages pétrographiques et les fabriques de till suggèrent que ce diamicton a été mise en place par un mouvement glaciaire provenant du NW. A la section D, on retrouve au-dessus du Till de Johnville, une séquence non-glaciaire oxydée de couleur brune pâle. Cette séquence contient de la matière organique, quelques fragments de plantes et quelques fragments de bois.

Les travaux concernant la minéralogie, la géochimie, la pétrographie et les fabriques de till ont été réalisé par deux étudiantes de baccalauréat : Isabelle Poliquin (1987) et Joanne Paul (1987). Ces analyses ont été réalisé sur les coupes B et D. Le diamicton associé au Till de Johnville, à la base de la section B (figure 2.15), est de couleur gris avec une matrice sableuse, contenant des clastes ultramafiques. Le nickel semble être le meilleur indicateur de l'influence de la ceinture ultramafique du complexe

ophiolique. Un échantillonnage systématique a été réalisé sur les différentes unités des deux coupes. Ainsi, on retrouve dans le diamicton de la base de la coupe B, une forte teneur en nickel dans la fraction $<2 \mu\text{m}$ (plus de 1920 ppm) et des fabriques de till 2D confirme un écoulement glaciaire vers le SE. A la section D (figure 2.16), le Till de Johnville est composé d'une matrice très compacte et caractérisée par des teneurs en nickel très élevées (> 1200 ppm). Cette unité est positionnée sous une série de plan de cisaillement comprenant des lits de Till de Chaudière et de Till de Johnville. Les plans de cisaillement contiennent aussi un lit isolé associé à la Formation de Massawippi.

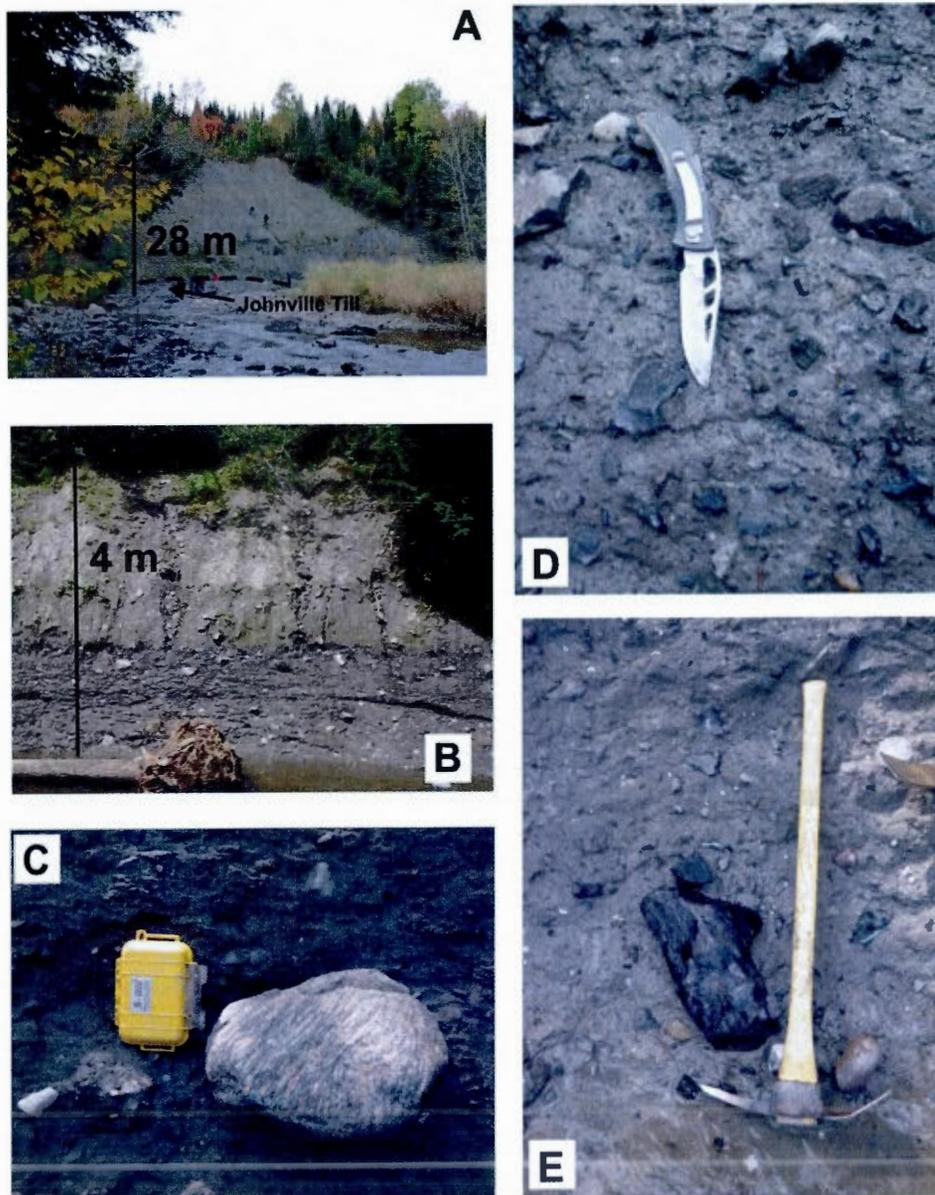


Figure 2.14 Photos des principaux affleurements du Till de Johnville à la rivière des Plante. A : Vue générale de la coupe D de la rivière des Plante; B : Vue générale du Till de Johnville de la coupe E de la rivière des Plante; C : Claste précambrien (paragneiss) retrouvé dans le Till de Johnville; D & E : Matrice et clastes ultramafiques retrouvés dans le Till de Johnville de la coupe E de la rivière des Plante.

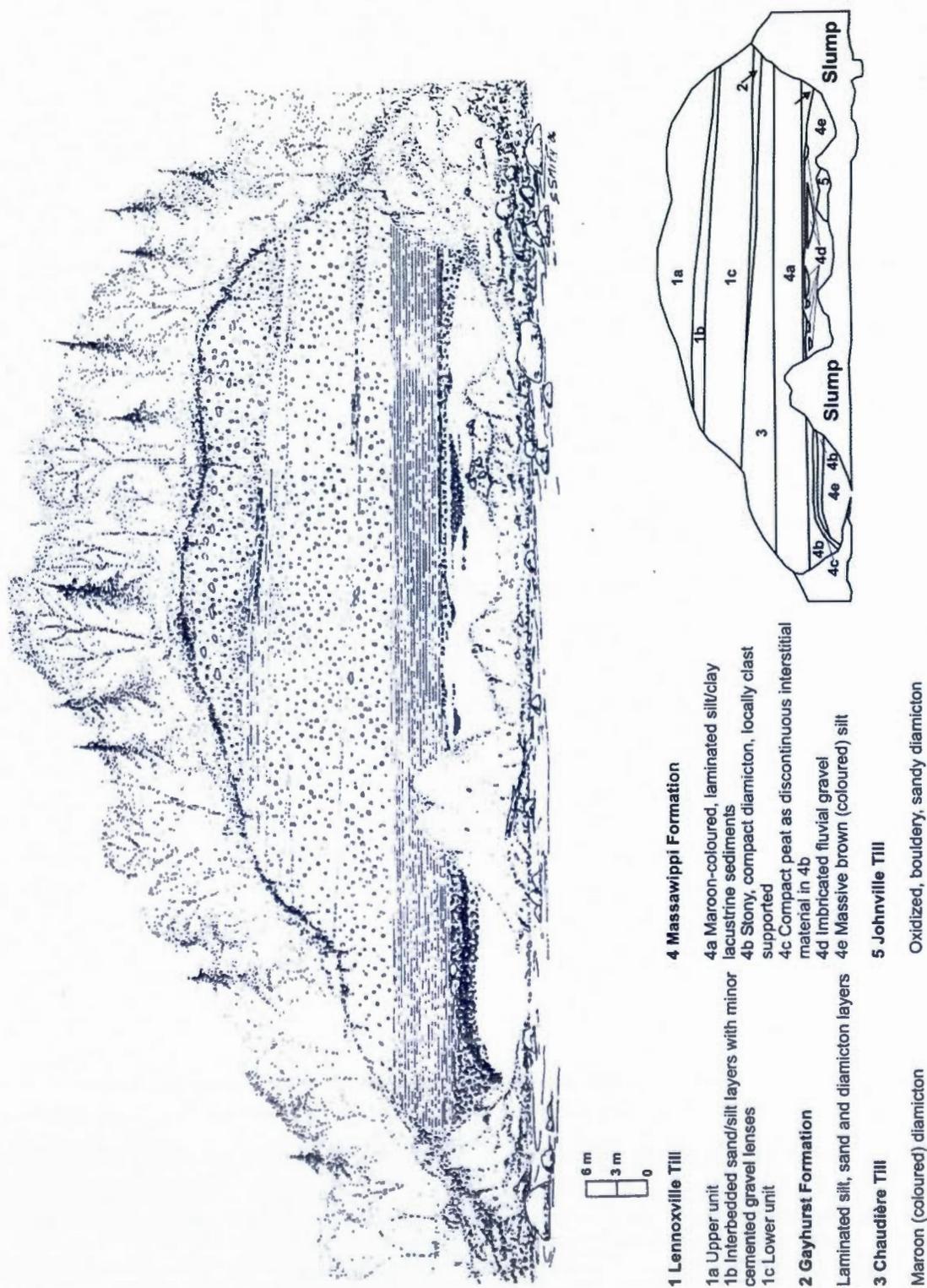


Figure 2.15 Schématisation et interprétation de la coupe stratigraphique B de la rivière des Plante (Shilts et Smith, 1987).

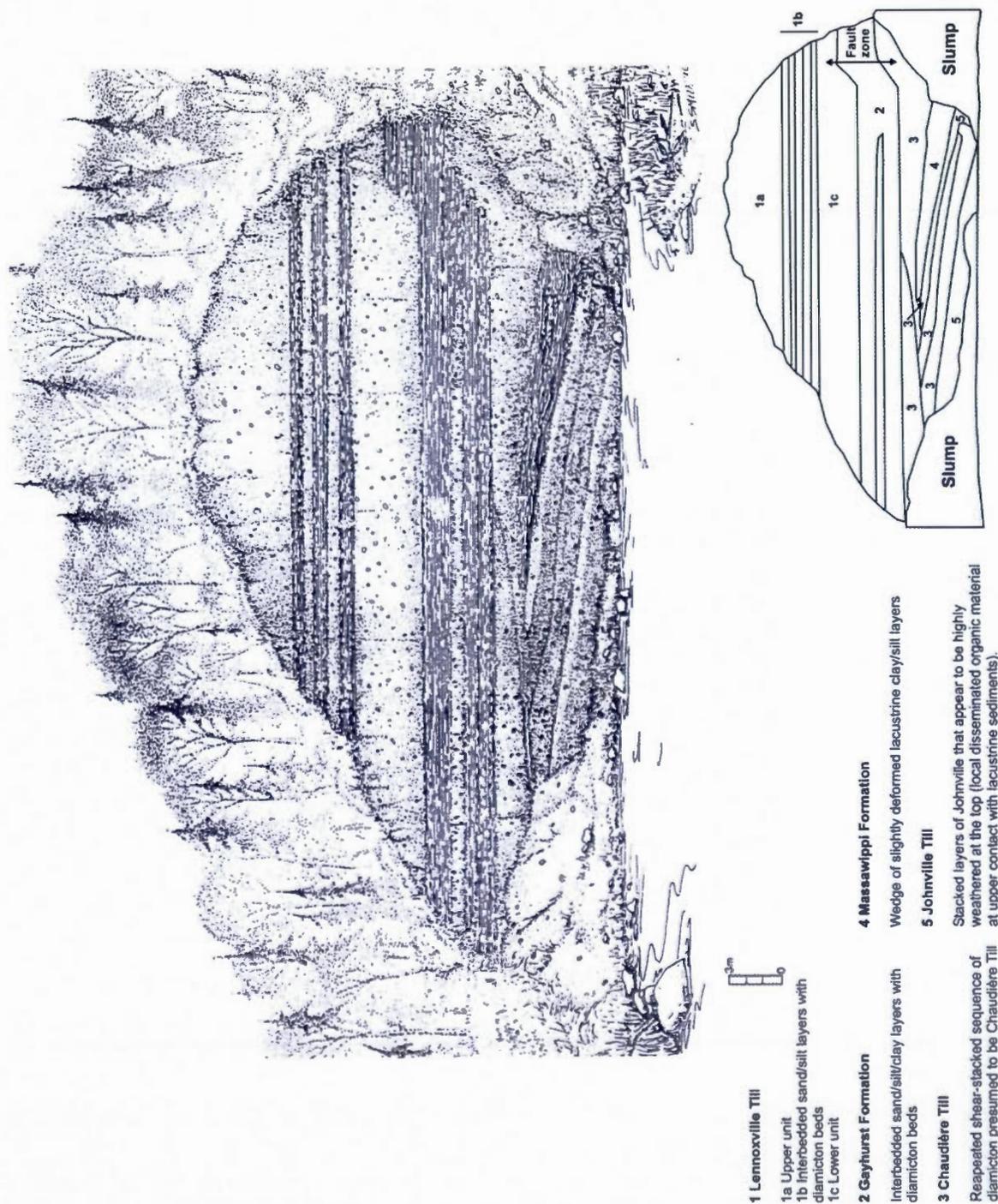


Figure 2.16 Schématisation et interprétation de la coupe stratigraphique D de la rivière des Plante (Shilts et Smith, 1987).

Les sédiments interglaciaires (Formation de Massawippi) sont également présents dans 4 sections (section A, B, E et G) et leur épaisseur varie de 1 à 9 m. La couleur des faciès associés au Massawippi peut varier dépendamment du degré d'oxydation et de la texture. Le haut de la séquence est composé de rythmites composés de lits de sables et silts. On peut observer à plusieurs endroits des déformations et des petites failles dans les rythmites dues à l'avancée du glacier Chaudière. La base de la séquence est caractérisée par des lits de matière organique discontinue. On observe aussi, à la section D, une séquence de graviers imbriqués d'origine fluviale et qui indique un courant analogue (vers le SW) à la rivière moderne.

Le Till de Chaudière est observé sur l'ensemble des coupes de la rivière des Plante. Sa couleur marron est attribuable au remaniement des sédiments fins rythmés de la Formation de Massawippi. A l'échelle des différentes coupes de la rivière, son épaisseur peut varier de 4 à 8 m. Les fabriques de till indiquent un écoulement glaciaire SSO à la base et un écoulement vers le SE au sommet dans son membre supérieur. Le Till de Chaudière est surmonté par une mince couche de sédiments glaciolacustres. Ces sédiments ont été mis en place dans le lac proglaciaire Gayhurst. Les sédiments de la Formation Gayhurst ont été observés à la coupe A, B et D (figure 2.13). Ils sont toutefois beaucoup plus épais à la coupe D (± 5 m). Cette séquence glaciolacustre se compose surtout d'une succession complexe de laminations de silts/argiles et de laminations diamictiques (graviers carbonatés cimentés). Ces alternances ont été mises en place par des courants gravitaires. On retrouve localement de petites rides de courants indiquant des paléocourants s'écoulant vers le sud. Le Till de Lennoxville est présent sur les coupes A, B et D. Il est de couleur gris et parfois en raison de l'oxydation sa couleur devient brune. Sa matrice est fissile et peu compact. Les fabriques 2D (Paul, 1987; Poliquin, 1987) réalisées dans le Till de Lennoxville suggèrent une avancée glaciaire vers le SE et comme le Till de Johnville sa matrice est très riche en clastes ultramafiques.

2.3.2.2 Coupes stratigraphiques de la rivière Ascot (McDonald, 1967, 1969; McDonald and Shilts, 1971; Parent, 1987b).

La coupe de la rivière Ascot (figure 2.17; M-64-3, McDonald, 1967; MP-81-1, Parent 1987b) représente la coupe type pour les trois tills (Johnville/Chaudière/Lennoville) et pour la Formation de Massawippi (figure 2.18). Les coupes de cette rivière ont été abondamment étudiées et décrites notamment par les travaux de McDonald (1967,1969) et réinterprétées plus récemment par Michel Parent (1987b). Lorsque le niveau d'eau est relativement bas, les sédiments de la Formation de Massawippi sont très bien exposés à la coupe MP-82-3 (figure 2.24, Parent, 1987b). Selon ces travaux, il n'y a aucune évidence de la présence du Till de Johnville et des sédiments pré-Johnville, en accord avec McDonald (1967). Toutefois des forages réalisés à proximité de la rivière ont démontré qu'un troisième till pouvait possiblement être présent dans le fond de la vallée.

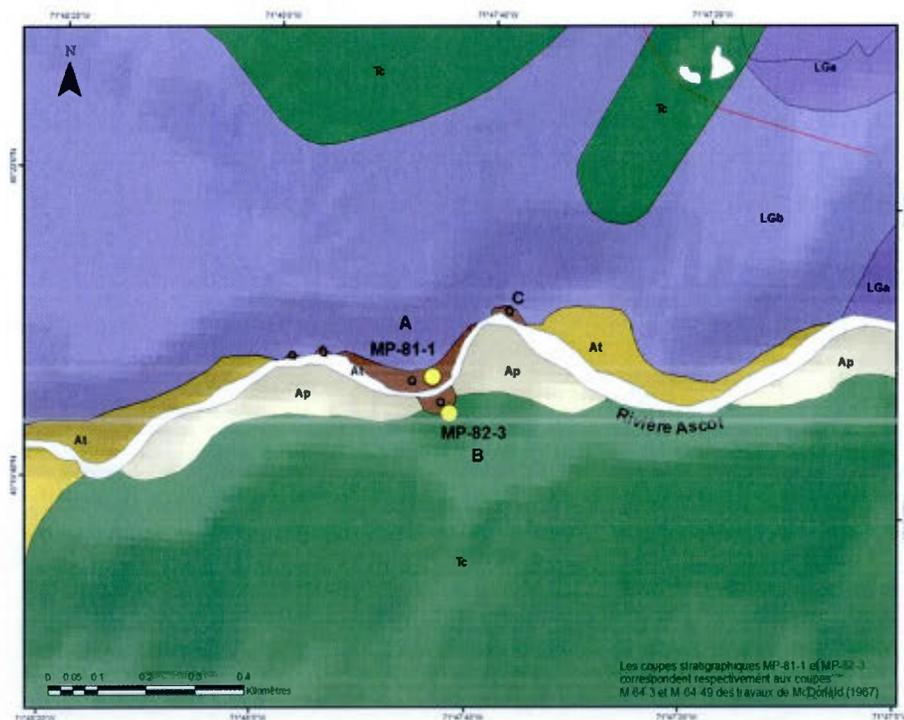


Figure 2.17 Localisation des deux principales coupes stratigraphiques de la rivière Ascot.

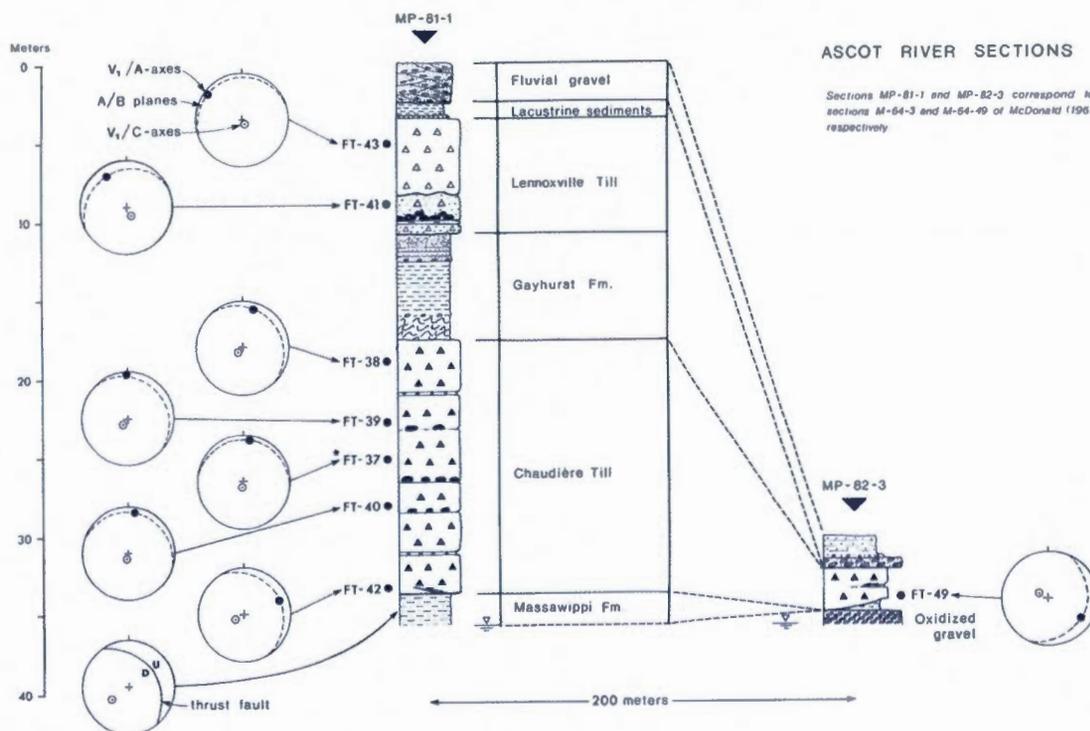


Figure 2.18 Analyse et stratigraphie de la coupe de la rivière Ascot (Parent, 1987b).

2.3.3 Sédiments de la Formation de Massawippi

Cette séquence non-glaciaire est composée d'une succession de dépôts alluviaux, fluviaux et des sédiments rythmés glaciolacustres contenant localement des débris organiques très fins et quelques fragments de bois disséminés. Cette matière organique a été datée à plus de 54 000 ans BP (Y-1683) à la coupe-type de la rivière Ascot (McDonald, 1969). Une unité de tourbe corrélative (53 000 B.P.; GSC-4728 HP) a été rapporté par Shilts et Smith (1987) le long de la rivière des Plante. Sauf pour quelques rares indicateurs, la plus grande partie des sédiments de la Formation de Massawippi semble s'être déposée sous un climat un peu plus frais qu'aujourd'hui lors de la fin du dernier interglaciaire (Matthews, *et al.*, 1987). Les diagrammes polliniques indiquent une végétation de forêt boréale dominée par l'Épinette et le Pin. L'étude systématique des forages du sud du Québec, a permis l'identification de

plusieurs faciès sableux (fins et grossiers) et graveleux situés sous le Till de Chaudière.

Des travaux (Matthews *et al.*, 1987), visant la caractérisation des pollens, des macrofossiles de plantes et des fossiles d'insectes, ont été réalisés sur certaines séquences contenues dans des forages de la Beauce. La position stratigraphique des intervalles contenant la matière organique disséminée a permis de corréliser ces sédiments avec la Formation de Massawippi. Ces travaux ont démontré l'existence, au moment de la sédimentation, d'un milieu arctique semblable au milieu actuel des régions les plus septentrionales du Québec. Les résultats obtenus notamment sur un forage (figure 2.11) réalisé à proximité de la rivière Grande-Coulée témoigne clairement qu'une végétation de toundra prévalait dans la vallée de la rivière Chaudière. Ces travaux portaient également sur la caractérisation de la matière organique des coupes de la rivière des Plantes. Des morceaux de bois ont été découverts dans la matière organique située sous les varves de la section B. Les fossiles d'insectes et les assemblages de plantes sont très similaires aux assemblages des sédiments de Saint-Pierre de la coupe de St-Pierre-les-Becquest et de la coupe de Pierreville dans les Basses-Terres du Saint-Laurent (Matthews, *et al.*, 1987). On retrouve en grande abondance l'espèce *Alnus* typique des forêts boréales. La majorité des sédiments organiques sont recouverts par des faciès tels que des colluvions où l'on retrouve des traces de flores et de faunes typiques aux environnements de toundra de l'Arctique, conditions qui probablement prévalaient juste avant l'avancée du glacier Chaudière à la fin du dernier interglaciaire. Ces macrofossiles, extraits de la section B, indiquent que toutes les plantes identifiées sont typiques des forêts boréales actuellement retrouvées en Nouvelle-Angleterre jusqu'au nord du Québec. Cette matière organique est également significative puisque ce site représente l'une des seules expositions *in situ* dans les Appalaches et représente un endroit unique pour caractériser les environnements subaériens du dernier interglaciaire.

Les faciès communs de cette formation, observés sur plusieurs coupes, sont des imbrications de graviers fluviaux surmontés par des séquences de rythmites (varves ?) qui expriment l'avancée de la glace dans les Basses-Terres du Saint-Laurent et le blocage des exutoires. Ces imbrications de galets indiquent un écoulement des eaux analogues au drainage des rivières actuelles. Dans le cadre des différentes campagnes de cartographie et de stratigraphie, plusieurs unités sableuses contenant des rides (indiquant toujours un drainage analogue au drainage moderne) ont aussi été identifiées sous le Till de Chaudière notamment à la base de la coupe de la rivière Samson et à la base de la coupe « M » de la rivière Moe. Des lits de bryophytes ont été découverts dans des sédiments lacustres lors des années 70 à proximité de la municipalité de Vallée-jonction (LaSalle *et al.*, 1979). La position stratigraphique et l'interprétation suggèrent une corrélation avec la Formation de Massawippi. Malheureusement, le site n'existe plus aujourd'hui.

2.3.3.1 Coupe de la rivière Eaton Corner (McDonald, 1967, 1969; Lamothe *et al.*, 2000)

Cette coupe est localisée le long de la rivière Eaton à proximité de la localité d'Eaton Corner. Cette coupe fait environ 60 m de longueur et environ 18 m de hauteur (figure 2.19; McDonald, 1967). La partie supérieure de la coupe est malheureusement couverte par la végétation mais sa base est très bien exposée. A la base de la rivière apparaissent des sables et graviers similaires à ceux décrits à la section de la rivière Ascott pour le Massawippi. Nous attribuons pour le moment cette succession à la fin du dernier interglaciaire, les sédiments graveleux et caillouteux montrant des structures sédimentaires cohérentes avec un drainage ouvert (figure 2.20). La séquence graviers-varves-till reflète l'englaciation de l'épisode Chaudière, les varves témoignent de l'obturation du drainage local, plus en aval de la vallée de la rivière Eaton, par le glacier Chaudière ou un barrage causé par l'avancée d'un glacier laurentidien.

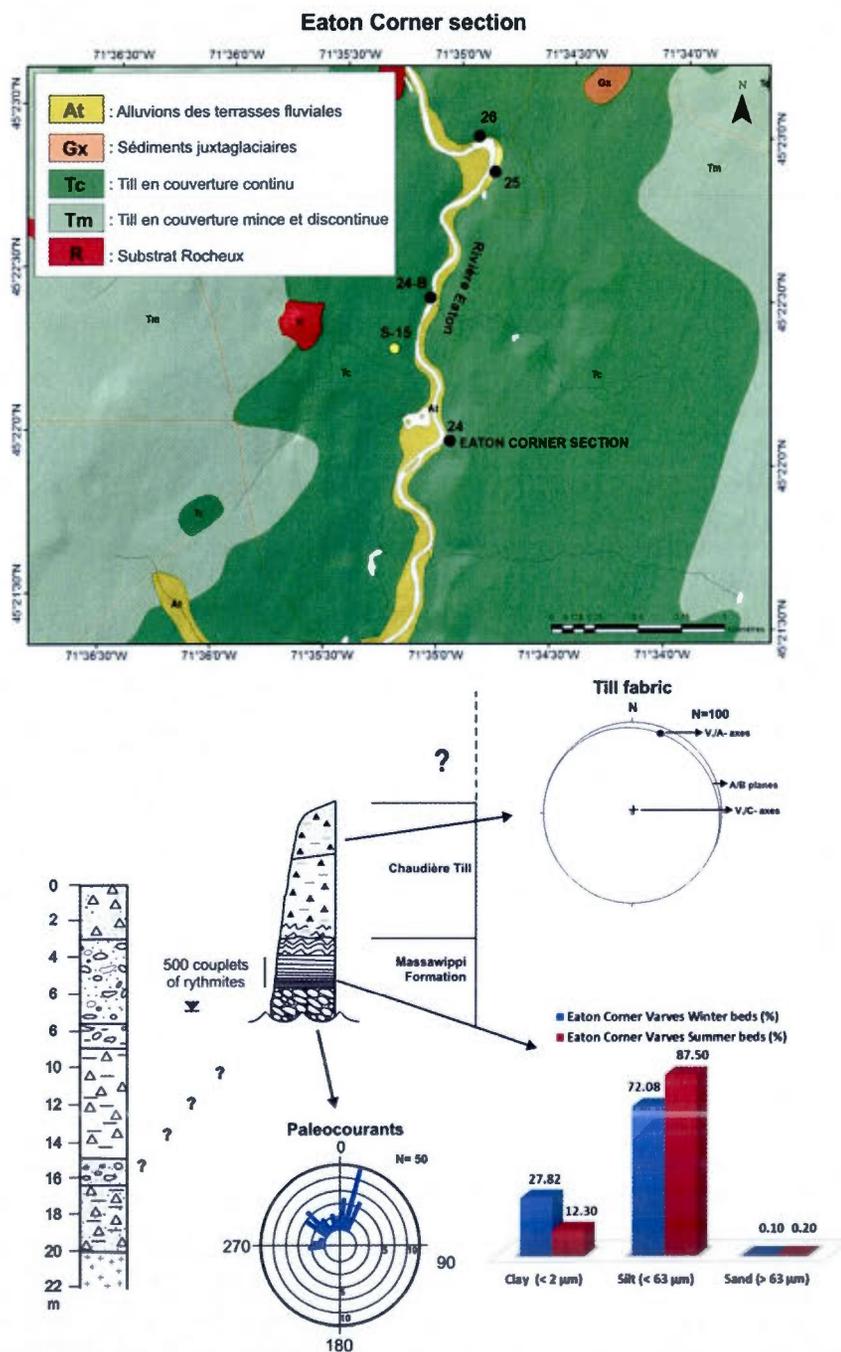


Figure 2.19 Localisation et description de la coupe stratigraphique d'Eaton Corner (les numéros des coupes stratigraphiques font référence à la classification de la carte de McDonald, 1967). Le log stratigraphique de gauche a été décrit par Simard (1970) au site de forage S-15, environ 400 m au nord-ouest de la coupe d'Eaton Corner.

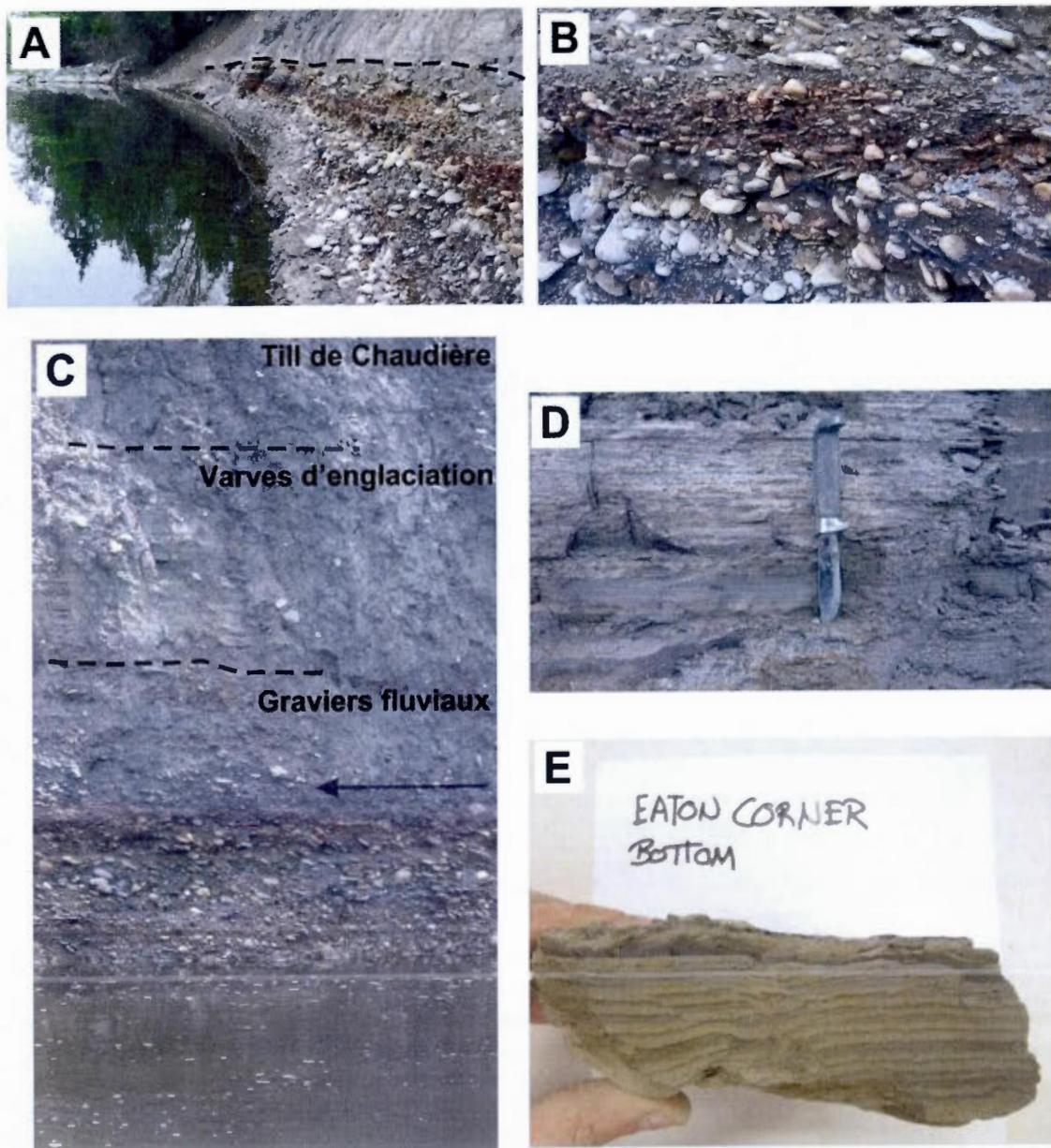


Figure 2.20 Faciès et stratigraphie de la coupe d'Eaton Corner; A & B : Imbrication des graviers fluviaux à la base de la coupe; C : Contact entre les graviers, les varves et le Till de Chaudière; D : Varves d'englaciation associé à la fin du Sangamonien; E : Déformations glacio-tectoniques des varves situées sous le Till de Chaudière.

Ces varves ne contiennent pas de carbonates, ce qui suggère que leur fraction détritique est composée de matériaux décalcifiés provenant de la surface des bassins versants locaux (Lamothe *et al.*, 2000). Un comptage préliminaire des niveaux argileux des horizons non-déformés suggère que, si ces rythmites sont des varves, ce lac peut avoir existé pendant une période minimum de 500 ans.

Dans le cadre des présents travaux, des fragments de feuilles ont aussi été découverts dans ces rythmites. Cette durée et l'élévation du contact graviers-sables à environ 230-240 m pourraient être plus cohérentes avec un barrage du drainage par un glacier laurentidien dans la Haute-Saint-François que l'exutoire du Lac Nick (249 m asl) fonctionne. Les travaux de McDonald du milieu des années soixante se déroulaient dans le cadre de la décennie hydrologique internationale (1965-1975) et le mandat qu'il avait reçu du gouvernement canadien était d'appuyer des projets de caractérisation des eaux souterraines qui se déroulaient dans les bassins des rivières Eaton et Clifton. On peut donc présumer que McDonald a assisté le Ministère des Richesses Naturelles du Québec dans la description des coupes et des forages réalisés au cours de ce projet (Simard, 1970). Trois forages ont été complétés à proximité de la coupe d'Eaton Corner et dans l'un d'entre eux, un till reposant sur le roc a été identifié sous les graviers de Massawippi. Ce till, d'une épaisseur d'environ 5 m, est probablement celui associé au Till de Johnville. D'autres sites sont décrits dans ces rapports qui identifient le Till de Johnville, dans le secteur de la rivière Clifton. La coupe visible dans Lamothe *et al.*, (2000) montre la superposition locale.

2.3.4 Till de Chaudière

Le début de la glaciation du Wisconsinien dans les Appalaches est caractérisé par la croissance d'une ou plusieurs calottes glaciaires sur les hauts reliefs appalachiens. Une calotte glaciaire s'est écoulée dans le sud du Québec vers l'ouest et le sud-ouest. Les marques d'érosion reliées à cet événement sont relativement rares mais la séquence dépositionnelle associée, le Till de Chaudière, livre des évidences convaincantes. Cet épisode glaciaire est reconnu comme un événement complexe. Le Till de Chaudière se présente généralement comme un diamicton de couleur gris-olive, compact silto-argileux (figure 2.21), de texture parfois identique au till supérieur, mais avec très peu de roches ultramafiques et un contenu en nickel faible (100 ppm). À la différence des autres tills, il n'est jamais altéré et ne contient généralement pas de clastes précambriens. Toutefois, ce till contient de faibles mais significatives abondances de granites et nordmakites (syénite) provenant des roches intrusives dévoniennes et crétacées, localisées au nord-est de la région. Cette présence d'erratiques (figure 2.22) du NNE associée à l'absence virtuelle de roches du bouclier canadien est cohérente avec les mesures de fabriques de tills et de structures de déformations (McDonald, 1967,1969; Parent, 1987b).

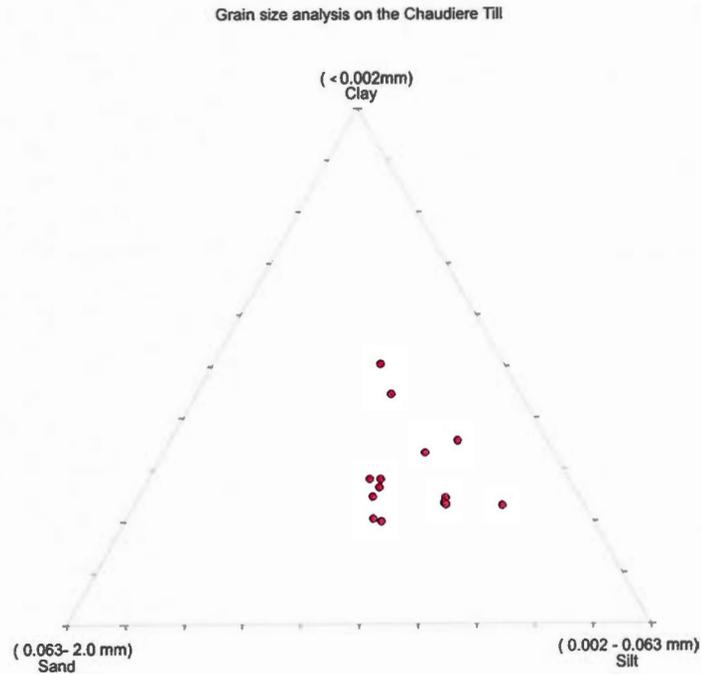


Figure 2.21 Diagramme triangulaire des granulométries des échantillons du Till de Chaudière.

Les données de fabriques suggèrent que le mouvement WSW est limité à la base du till (*Maritime Ice Cap Phase*; Shilt, 1981) et que la glace s'est ensuite écoulée vers le sud, ce processus étant interprété de façon différente par McDonald et Shilts (1971) et par Parent (1987b). Les premiers y voient une dynamique reflétant une convergence entre la calotte laurentidienne et la masse appalachienne. Parent (1987b) suggère plutôt que cette variation dans l'écoulement soit le résultat d'un changement progressif du centre d'écoulement.

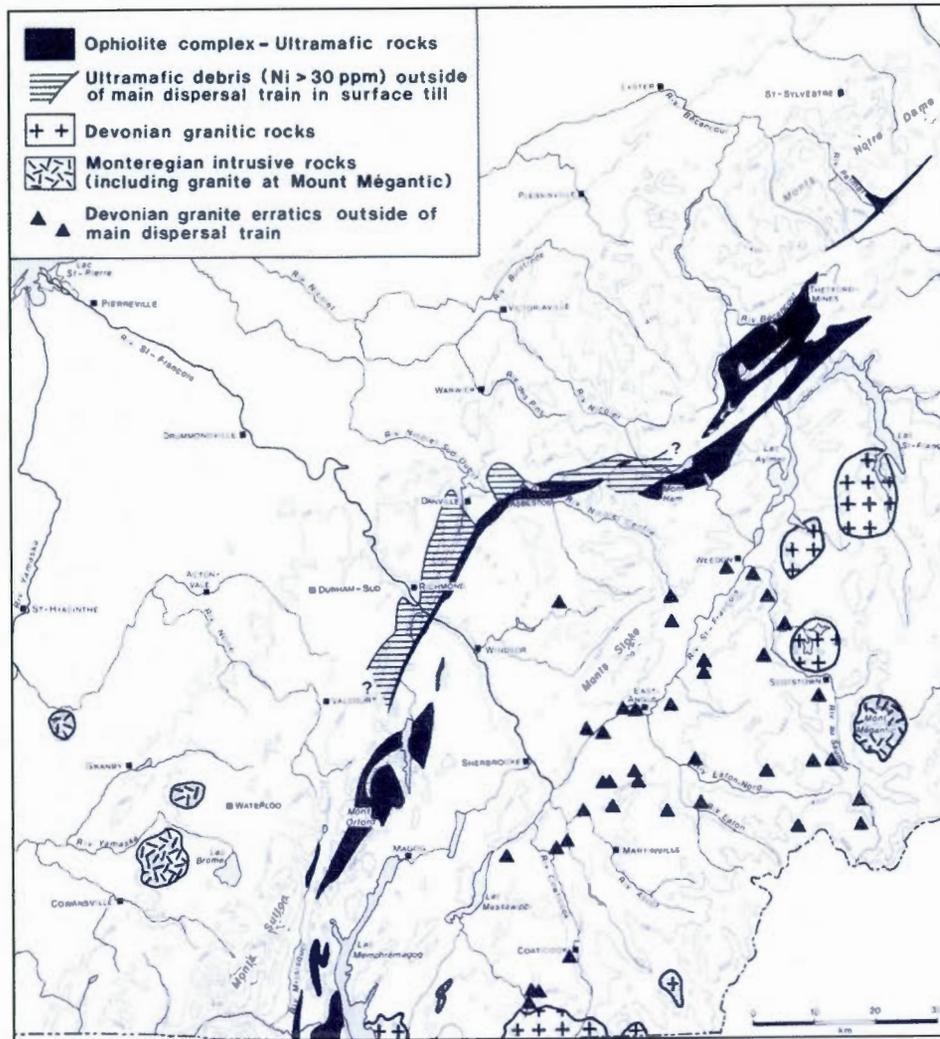


Figure 2.22 Dispersion des granites et syénites des intrusions dévoniennes (Parent, 1987b).

Le Till de Chaudière est présent dans les vallées de la rivière Saint-François et de la rivière Chaudière. La présente partie décrit quelques exemples de coupes stratigraphiques où le Till de Chaudière est bien exposé. Comme nous l'avons vu précédemment ce till est présent à la coupe type de la rivière Ascot et aux différentes coupes de la rivière de Plante et sur des épaisseurs dépassant les 10 mètres. En Beauce, les fabriques de till suggèrent un écoulement s'orientant du WNW-ESE à la

base du till et une orientation qui dévie vers le NNE dans son membre supérieur (Poliquin, 1987).

2.3.4.1 Coupe stratigraphique de la rivière Samson (Shilts 1978, 1981; Lamothe et al., 2000).

Cette coupe stratigraphique est située dans la partie amont du bassin versant de la rivière Chaudière le long de la rivière Samson (figure 2.23). Elle a fait l'objet d'un programme de géochimie réalisé par la Commission géologique du Canada (Shilts, 1978). La stratigraphie de cette coupe est très complexe et présente la séquence Lennoxville- Gayhurst-Chaudière-Massawippi. Le Till de Lennoxville est composé de deux membres; le till supérieur est sableux et oxydé tandis que le till inférieur est compact, diaclasé et non oxydé. On retrouve sous ce till des sédiments glaciolacustres associés à la Formation de Gayhurst. Ces sédiments fins sont représentés par des rythmites (varves ?) proximales et parfois diamictiques. Le Till de Chaudière est relativement bien exposé. Il est très compact, sa matrice est sableuse et contient peu de clastes.

La localisation de cette coupe s'avère, sur le plan géographique, être dans l'axe de la dispersion des débris ultramafiques. Ce site a donc permis d'établir un protocole de recherche en dispersion glaciocédimentaire et confirmer les différentes provenances des séquences glaciaires (Shilts, 1978).

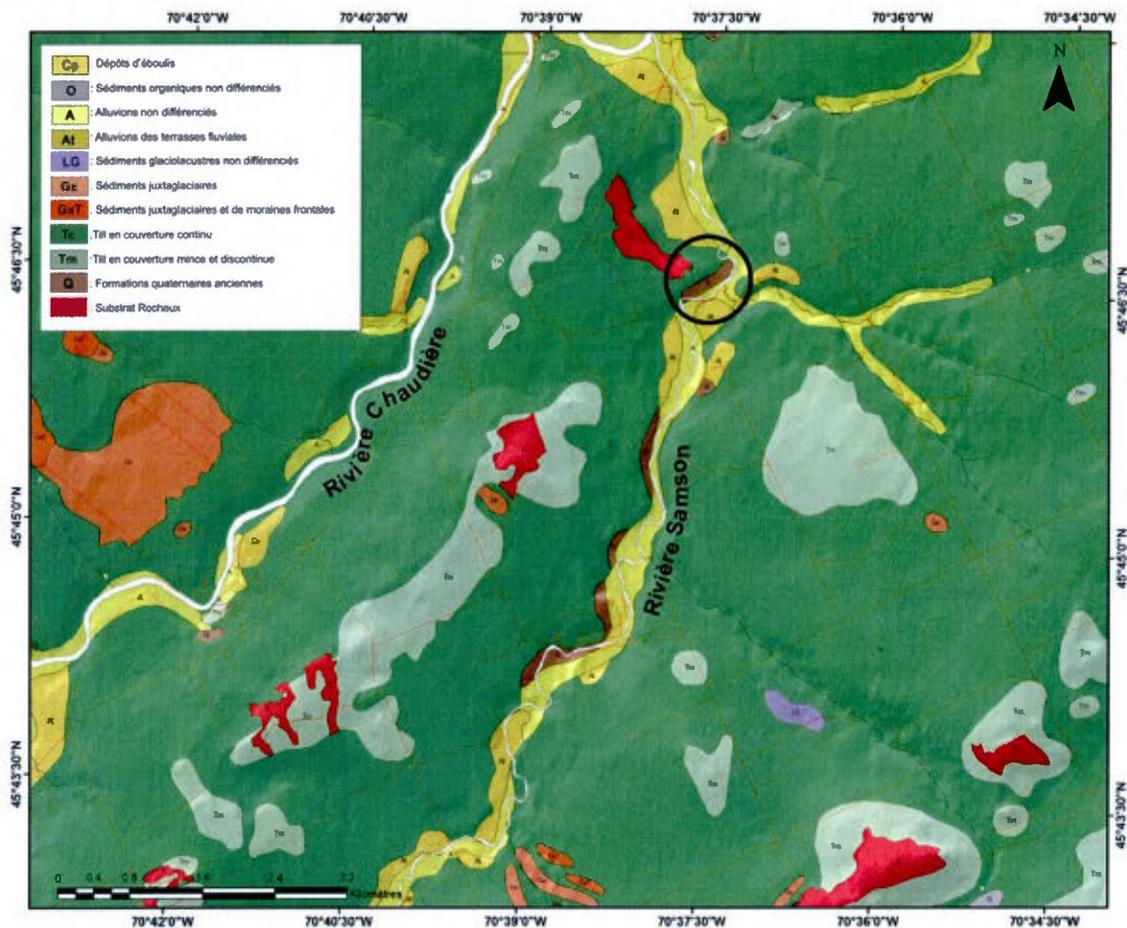


Figure 2.23 Localisation de la coupe de la rivière Samson dans le bassin versant de la rivière Chaudière.

La base de la coupe est composée de sables fluviaux qui peuvent se corrélérer avec la Formation de Massawippi (figure 2.24). On retrouve dans les sables des rides de courant qui indiquent des directions de paléocourants vers le nord, soit le même écoulement que le drainage moderne de la rivière. Sporadiquement, le long de la rivière, on peut aussi observer des rythmites déformées. La rythmicité des litages est variable mais en général ce sont les lits d'été qui dominent. Ces sédiments laminés ont été observés en aval de la coupe principale (figure 2.29) de part et d'autre des rives de la rivière. Ces rythmites sont associées à la déglaciation du glacier Johnville et au début du Sangamonian.

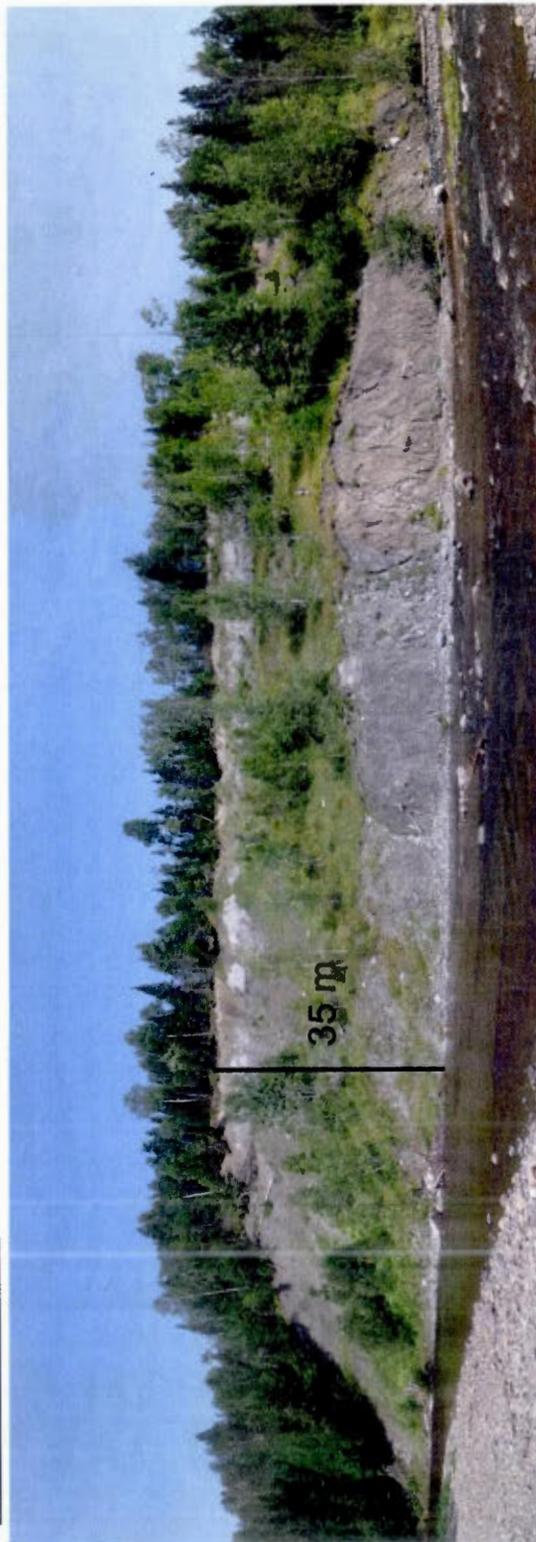
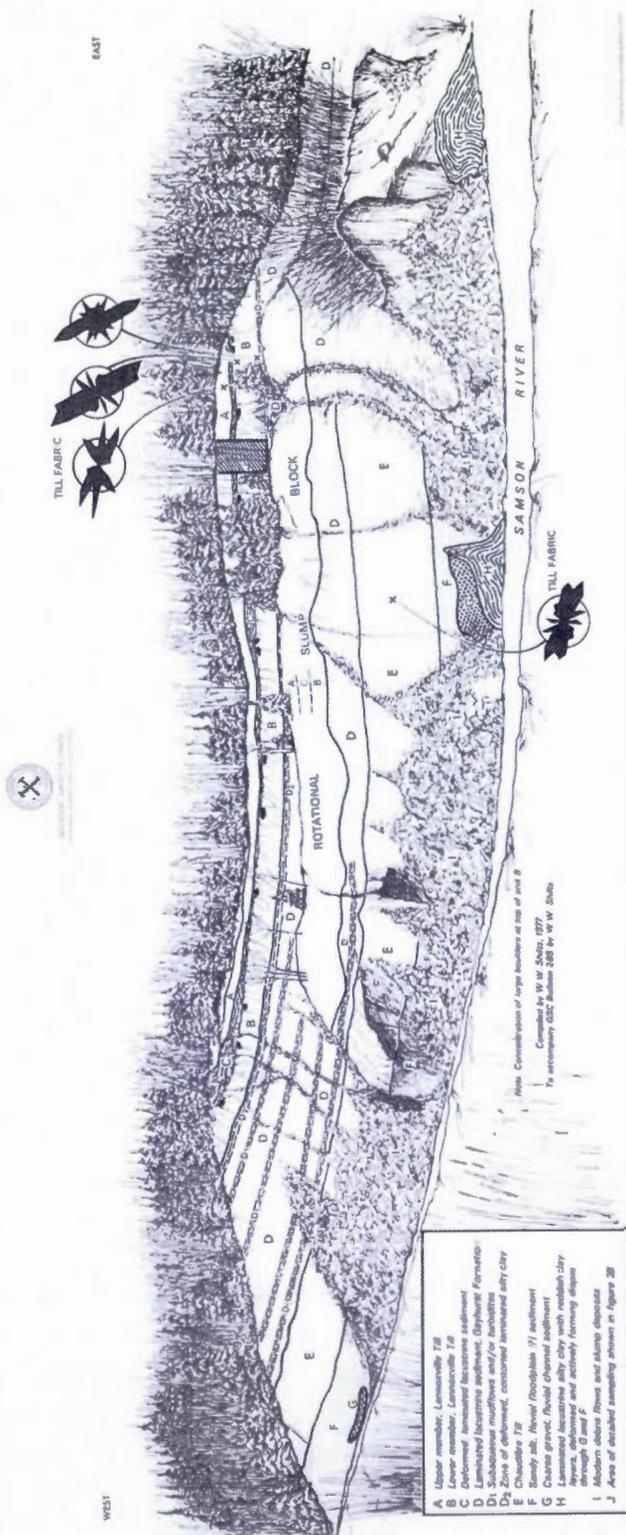


Figure 2.24 Interprétation et description de la coupe stratigraphique de la rivière Samson, Québec (Shilts, 1978).

2.3.4.2 Coupe stratigraphique de la rivière Eaton Sud (McDonald, 1967, 1969; Lamothe *et al.*, 2000).

La coupe Eaton Sud a été découverte dans le cadre des campagnes de cartographie de McDonald (1967) pour le secteur de Sherbrooke incluant le bassin versant de la rivière Eaton. Cette coupe est localisée à environ 7 km du village de Saint-Isidore-D'Auckland le long de la première branche de la rivière Eaton. Elle fait plus de 70 mètres de longueur et environ 40 m de hauteur (figure 2.25).

Le till régional de surface peut être observé le long du sentier qui mène à la coupe. Ce till surmonte une séquence de varves (± 2 m) déformées ainsi qu'une séquence de sables et graviers (± 10 m) déformés. Ces varves sont déformées et cisailées à la base du till. Elles sont carbonatées et contiennent des galets de délestage. Elles présentent un litage fin, lequel montre des plans d'oxydation au pourtour des lits silteux. Au sommet de cette séquence fluvioglaciaire, on retrouve plusieurs rides de courant qui suggèrent des paléocourants ayant une direction de drainage inverse, soit vers le SSW (200°). Cette unité sableuse expose par endroits des horizons de sables fins qui passent graduellement à des unités de sables plus grossiers et caillouteux. Cette séquence repose en discordance sur un till argileux. Ce till (Till de Chaudière ?) est de couleur gris-bleu à matrice très compacte et caillouteuse. La taille moyenne des clastes est d'environ de 2 à 5 cm et ils sont généralement très anguleux. Une fabrique de till a été réalisée à environ deux mètres du contact inférieur avec la séquence glaciolacustre. Les résultats de la fabrique montrent une direction d'écoulement vers le SW (figure 2.26). Localement on observe à la base de la coupe des rythmites très compactes. Il est difficile d'évaluer l'épaisseur de ces rythmites puisque la base de la coupe est couverte par un éboulis d'environ 4 m, il est donc impossible de bien caractériser les sédiments de cet endroit.

L'interprétation réalisée par McDonald (1969) attribue les sables et graviers supérieurs au tardiglaciaire et le till de surface au Wisconsinien supérieur. Les varves sous le till de surface contiennent des concrétions et sont semblables aux varves Gayhurst observées dans la région. La présence du till au sommet de la coupe, l'observation de déformations dans les unités sous-jacentes et la similarité des faciès sableux avec des coupes similaires limitrophes (i.e. Stanstead, Coaticook et New Mexico; voir plus loin), suggèrent que cette séquence a été mise en place lors du Wisconsinien moyen. Les deux interprétations ne modifient pas le cadre stratigraphique régional, mais l'assignation au Gayhurst des sables stratifiés tend à démontrer que cette unité doit localement comprendre un ensemble varié de faciès sédimentaires.

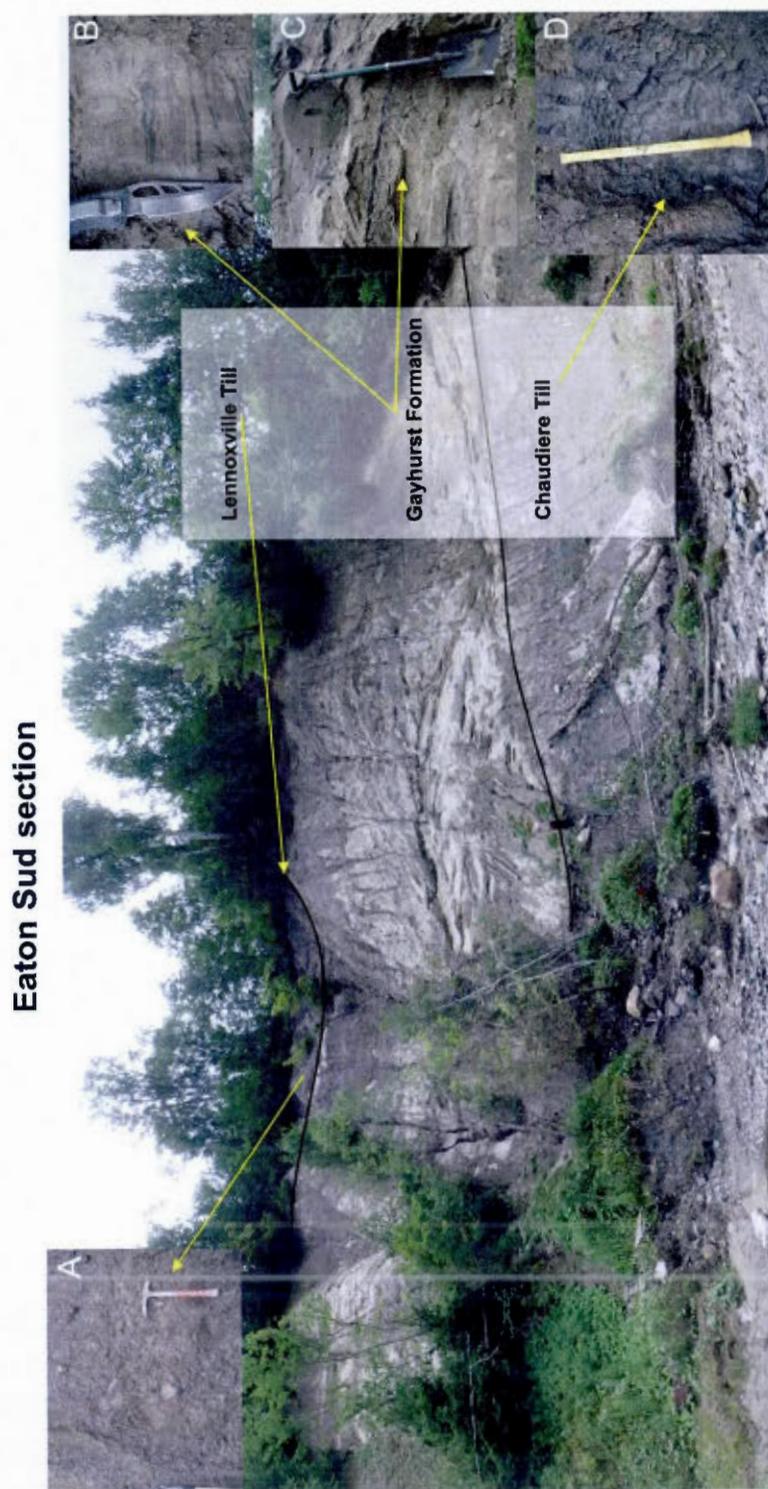


Figure 2.25 Coupe stratigraphique de la rivière Eaton Sud, Québec; A : Till de Lennoxville; B : Varves déformées Gayhurst; C : Faciès prodeltaïque de la Formation Gayhurst; D : Till de Chaudière.

EATON SUD SECTION

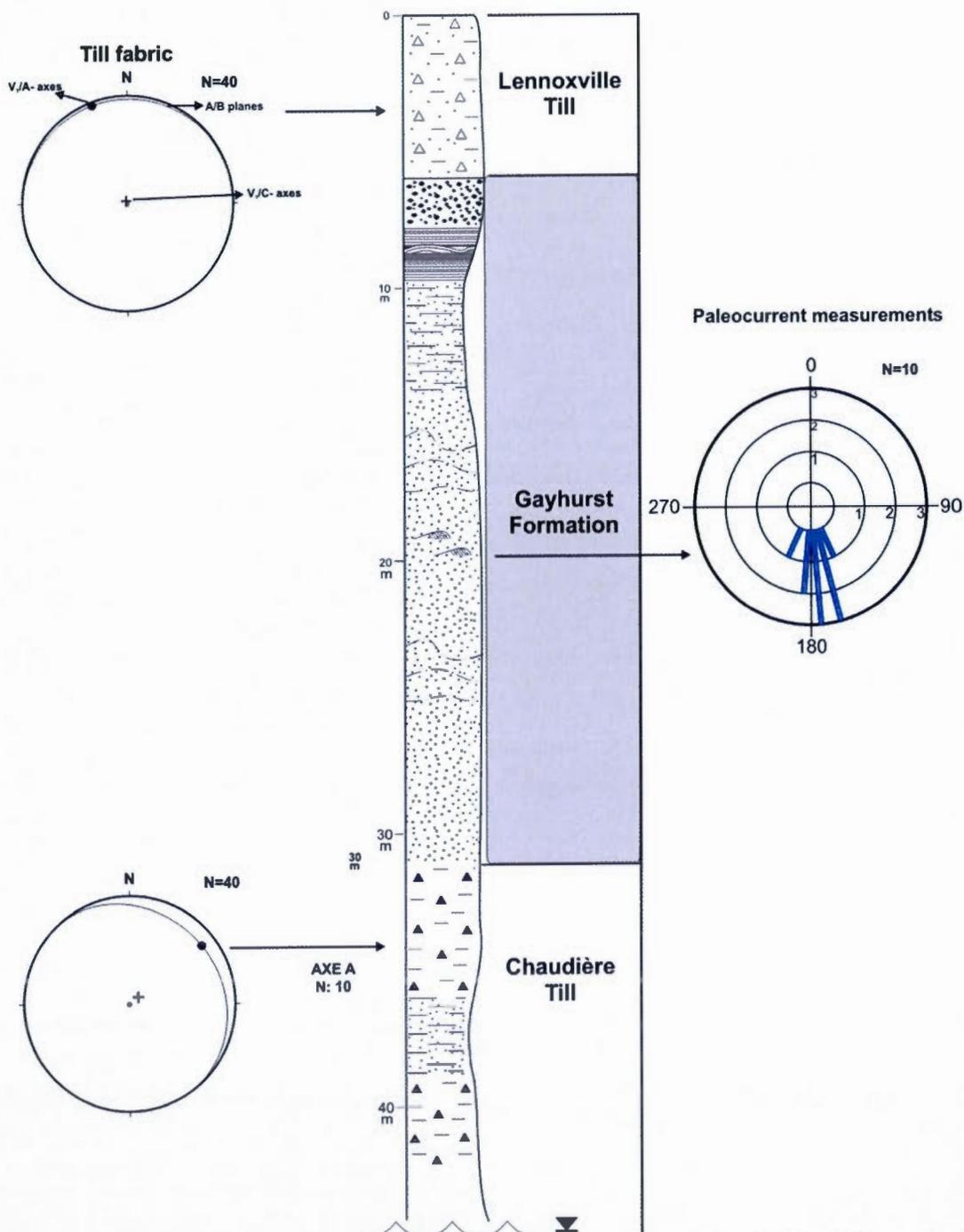


Figure 2.26 Stratigraphie et interprétation de la coupe de la rivière Eaton Sud, Québec.

2.3.5 Sédiments de la Formation de Gayhurst

Cette formation est associée à un lac proglaciaire lors de l'interstade qui se situe entre la glaciation Chaudière et Lennoxville (voir Chapitre 1). Ces sédiments enfouis ont donc été préservés de l'érosion glaciaire et s'étendent sur une superficie importante à l'échelle du territoire. Cette partie présente quelques coupes connues et qui font parties des archives stratigraphiques qui ont permis l'élaboration de la paléogéographie régionale de cet événement.

2.3.5.1 Coupes de New Mexico (McDonald, 1967, 1969; Lamothe *et al.*, 2000; Ramaseder, 2001).

La coupe de New Mexico est la plus simple au point de vue stratigraphique mais sûrement la plus complexe en terme de déformations glaciaires. Elle est exposée le long de la rivière Eaton Nord (figure 2.27). Sa largeur est d'environ 130 m et sa hauteur fait environ 50 m. De nombreuses coupes avaient été préalablement identifiées par McDonald (1969) le long de la rivière. Toutefois, cette coupe a été mise à jour en 1997 suite à un glissement de terrain (Lamothe *et al.*, 2000). Elle a fait l'objet de nombreux travaux depuis deux décennies (Lamothe *et al.*, 2000; Ramaseder, 2001), notamment dans le cadre des camps de terrain de l'Université du Québec à Montréal. La succession des faciès est représentée par une séquence de plus de 25 m de silts et sables fins interstratifiés, surmontés du Till de Lennoxville et de sédiments glaciolacustres tardiglaciaires (figure 2.28). Bien que la coupe change continuellement, Ramaseder a observé un till à la base de coupe au début des années 2000 (figure 2.27). Cette partie de la coupe est maintenant couverte par un éboulis. L'unité de silt-sable est corrélée avec les sédiments Gayhurst par Lamothe *et al.*, (2000) puisque qu'un âge apparent de *ca.* 50 ka (hautement reproductible) a été obtenu en IRSL. A la base de cette unité affleure à basses eaux un lit de silt gris, apparemment massif, surmonté de silts et sables fins interstratifiés. La portion

médiane de l'unité est surtout composée de sable fin extrêmement bien classé, avec de fines laminations de silt. On peut y observer des figures de charge, d'expulsion d'eau et quelques très rares rides dissymétriques. Des mesures récentes de paléocourants, dans la partie ouest de la coupe, ont été réalisées et les résultats suggèrent un écoulement vers le sud, ce qui correspond au gradient de pente local. Les silts et sables silteux sont plus humides ce qui permet de visualiser les déformations qui caractérisent l'unité dans la portion plus élevée de la coupe. Le sommet est représenté par des sables et silts à stratification parallèle, apparemment moins déformés. Cette partie de la coupe n'est malheureusement pas accessible.

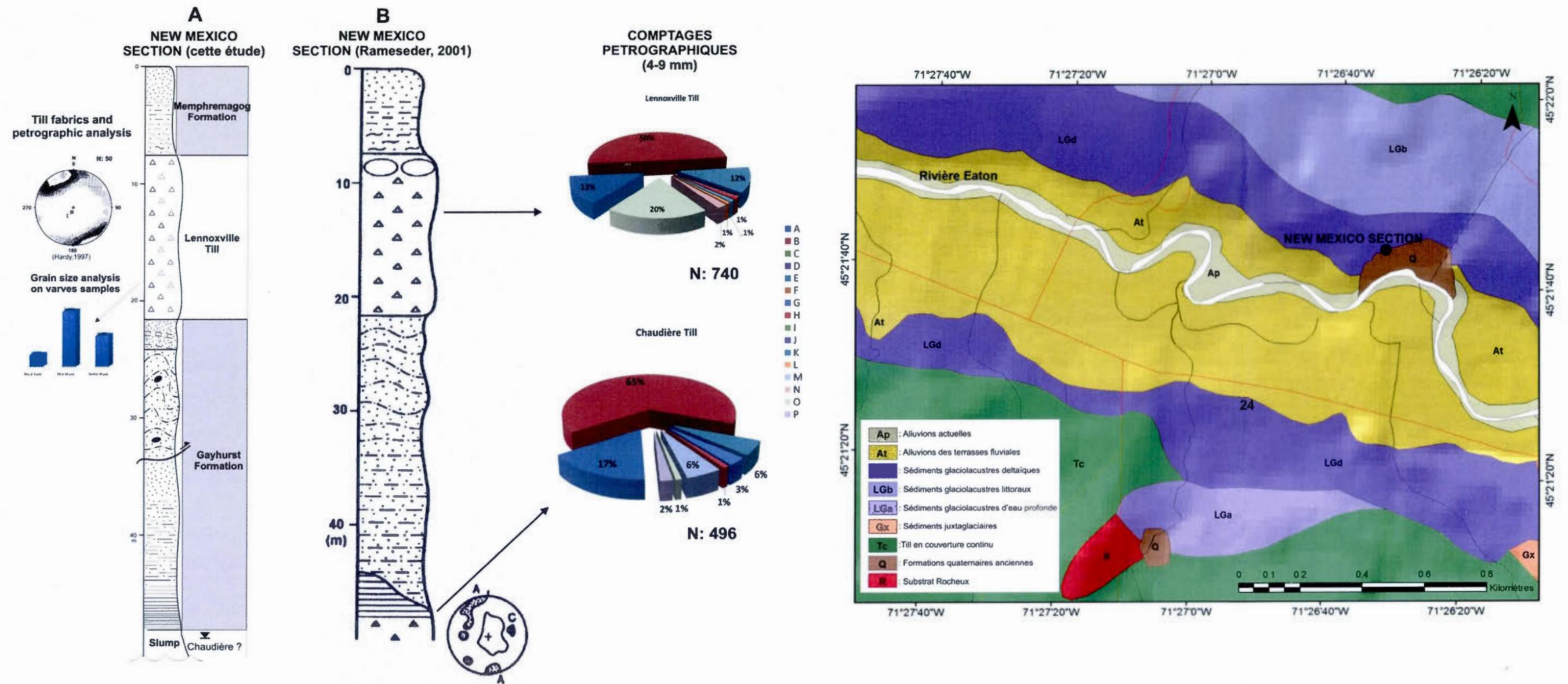


Figure 2.27 Localisation, stratigraphie et interprétation de la coupe de New Mexico. La coupe A représente l'interprétation et les travaux récents et la coupe B a été tirée de Rameseder, 2001 : les histogrammes des analyses géochimiques montrent seulement les éléments qui montrent une variabilité entre les échantillons et les divers sites étudiés. Les analyses montrées ont été faites sur la portion des échantillons passées à la batée. Les classes de comptages pétrographiques correspondent aux lithologies suivantes : A. Roches sédimentaires carbonatées, B. Roches sédimentaires non-carbonatées, C. Calcaires fossilifères, D. Conglomérat, E. Veines de Quartz, F. Quartz, G. Volcanites mafiques, H. Volcanites felsiques, I. Volcanites porphyriques, J. Roche ultramafiques, K. Gabbro, L. Granite, M. Intrusif indéterminé, N. Précambrien, O. et P. Autres et Indéterminées respectivement.

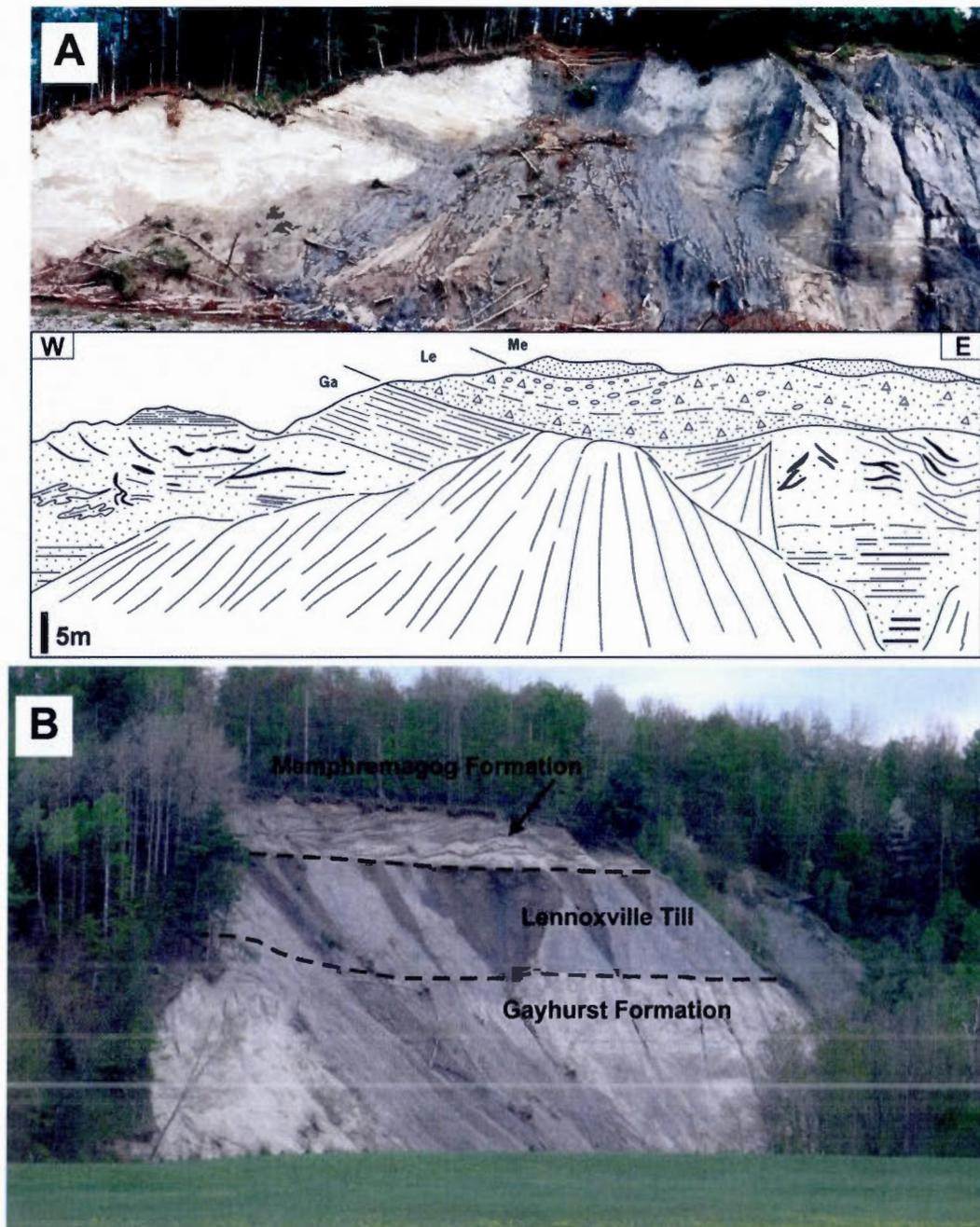


Figure 2.28 A) Tiré de Lamothe *et al.*, 2000 : La coupe de la rivière Eaton Nord à New Mexico, été 1998. Les déformations sont donc interprétées sur la base des lits silteux (et donc plus humides). B) Photographie plus récente de la coupe, été 2010. La coupe se modifie à chaque année et les sables glaciolacustres tardiglaciaires sont mieux exposés depuis quelques années.

Le secteur amont de la coupe expose les sables fins intermédiaires, qui sont généralement massifs. L'ensemble de l'unité réagit au HCl. Une datation préliminaire par luminescence optique a été obtenue sur les sables fins du milieu de la coupe, à 15 m sous le contact avec le till sus-jacent. L'âge apparent obtenu, en luminescence optique, est de *ca.* 50 ka, et les mesures sont hautement reproductibles (Lamothe, non-publié). Ceci suggère qu'à tout le moins, une portion de ces sables ait été exposée au rayonnement solaire. Ceci est conséquent avec l'interprétation que ces sables soient de l'époque Gayhurst. Considérant la succession des faciès, et l'élévation du sommet de l'unité à 300 m, donc bien en dessous du niveau de 370 m reconnu ailleurs pour le Gayhurst (McDonald et Shilts, 1971), on peut présumer que ces sables ont été mis en place en position prodeltaïque, à l'époque de la montée des eaux conséquente au barrage d'un exutoire régional par la glace laurentidienne en progression. Les déformations spectaculaires observées ne se prêtent malheureusement pas à l'analyse de détail car le segment de coupe qui les expose n'est pas accessible. On peut présumer que des conditions de type lit mobile (*deformable beds*) ont pu prévaloir dans l'environnement sous-glaciaire au Wisconsinien supérieur. Ces sables surmontent et sont recouverts d'unités de rythmites silteuses.

Le till sus-jacent a une fabrique très marquée vers le SE, cette direction étant aussi bien celle des fabriques à deux dimensions de McDonald que celle à trois dimensions que mesurées lors des récentes campagnes de terrain. Le till qui fait plus de 10 m d'épaisseur, est gris argileux à la base et progressivement plus riche en éléments grossiers vers le sommet. Des blocs plus ou moins alignés apparaissent vers le sommet de l'unité, ce qui n'est pas sans rappeler le Till de Lennoxville à la coupe-type de la rivière Ascot. Le till est riche en carbonates, et parmi les indicateurs lithologiques importants on peut noter des blocs de calcaire fossilifère de la Formation du Lac Aylmer, qui affleure à moins de 20 km au NW de la coupe, des ultramafiques et de rares roches du bouclier canadien. Un comptage dans la fraction

de 4 à 9 mm révèle un contenu en éléments précambriens de $1.1 \pm 0.8 \%$ (8/727) et de roches du complexe d'Ascot de l'ordre de $5.5 \pm 1.6 \%$ (Rameseder, 2001).

Du côté sud de la rivière, l'unité de silt de la base affleure à basses eaux, et des stries glaciaires ont pu y être observées, de direction SE, ce qui peut être le résultat de glissements interlits dans cette unité ou d'un contact direct de la base du glacier de Lennoxville avec le lit argileux. Des graviers et cailloux d'origine fluviatile y sont exposés, qui montrent une altération par des oxydes de fer et de manganèse similaire à celle visible à la coupe de la rivière Ascot. Le sommet de la terrasse est constitué de sables fins à moyens, contenant des débris de matière organique. Celle-ci a été datée à 765 ± 46 ka (Lamothe *et al.*, 2000) et représente probablement une crue s'étant produite au cours du dernier millénaire. Des travaux de datation par luminescence ont été réalisés et les résultats sont rapportés par Huot *et al.*, (2000). Cette étude teste le potentiel de la méthode comme outil d'évaluation de la fréquence des crues et inondations dans le Haut-Saint-François.

2.3.5.2 Coupe de la rivière Ditton (Lamothe *et al.*, 2000; Ramaseder, 2001).

Cette coupe (figure 2.29) est localisée à quelques centaines de mètres en aval de la confluence du ruisseau Mining avec la rivière Ditton. L'existence de cette coupe a été révélée par un prospecteur amateur et décrite en détail par Lamothe *et al.*, (2000) et Rameseder (2001). Cette coupe s'étend sur environ 95 m et s'élève sur une hauteur d'environ 20 m. Elle montre une superposition de deux tills séparés par une séquence de rythmites diamictiques comprenant localement des bandes sableuses. Une interprétation uniquement basée sur la superposition physique nous amène à y voir une séquence post-Massawippi similaire à celle de la rivière Ascot. Le contenu en cailloux précambriens est de l'ordre de $0,4 \pm 0,6 \%$ (2/500), alors que la fraction des graviers livre une abondance relative de $0,3 \pm 0,2 \%$ (13/4200). Le contenu en

élément ultramafiques y est remarquablement faible (traces) mais la composition chimique semble tout de même riche en métaux associés.

Ensuite, des rythmites diamictiques ont été observées sur une épaisseur d'environ 6 m. Cette unité a été corrélée avec la Formation Gayhurst suite aux travaux de Rameseder (2001). Deux bandes sableuses, d'une épaisseur de 30 cm et provenant de cette séquence, ont été échantillonnées. Une deuxième unité de till d'une épaisseur de 7 m, corrélable avec le Till de Lennoxville, recouvre les rythmites. Ce till à matrice sableuse oxydée contient des galets anguleux et subanguleux. Les comptages pétrographiques des galets effectués sur le terrain montrent que ce till contient des éléments qui indiquent un long transport tel que des roches volcaniques qui n'ont pas été identifiées dans le till de base. Les sédiments fins silteux laminés du lac tardiglaciaire de la rivière au Saumon (Memphrémagog) complètent la séquence. Cette séquence marque la fin de la glaciation et est synchrone des sédiments du lac glaciaire Memphrémagog. On peut observer des rythmites dans la partie amont de certaine vallée notamment le long de la rivière Missisquoi et le long de la rivière Ditton.

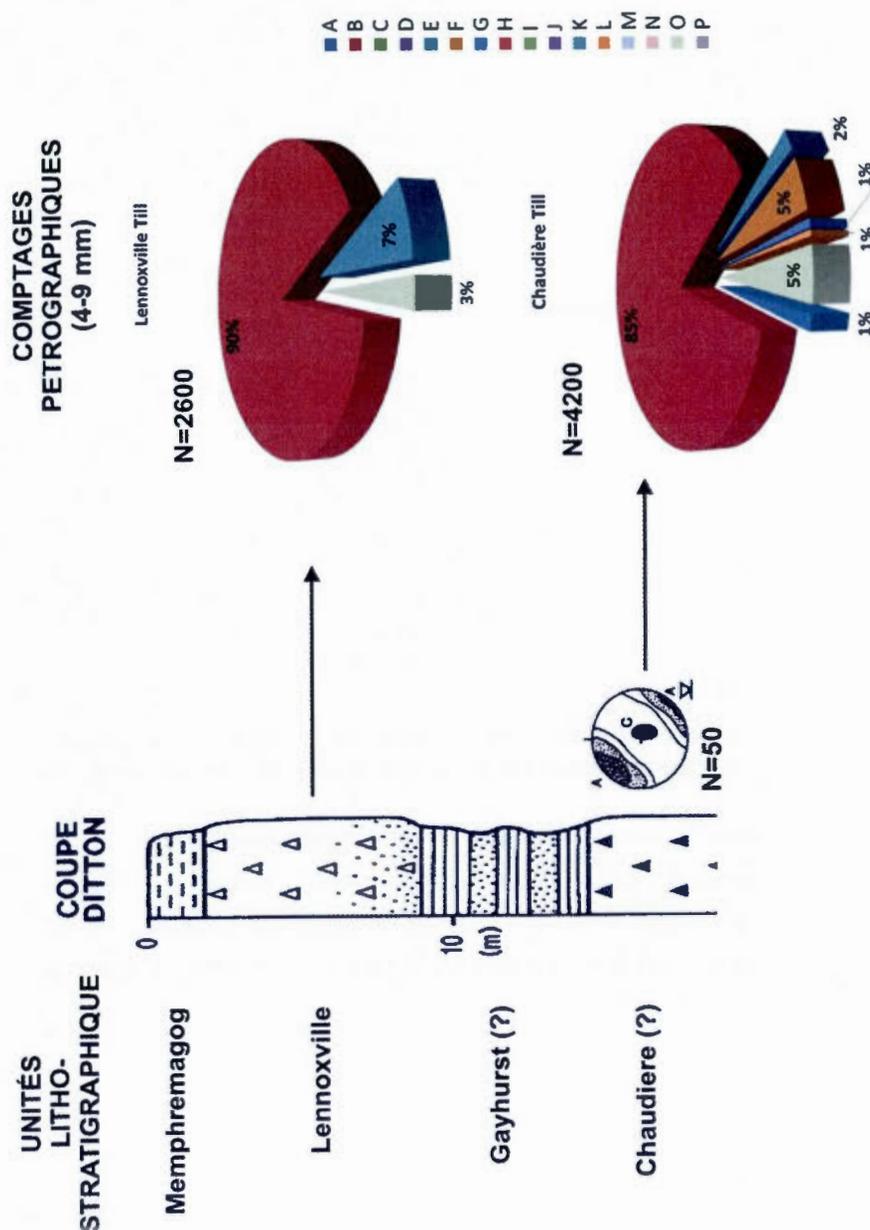


Figure 2.29 Tiré de Ramaseder (2001) Stratigraphie de la coupe stratigraphique de la rivière Ditton. Les histogrammes des analyses géochimiques montrent seulement les éléments qui montrent une variabilité entre les échantillons et les divers sites étudiés. Les analyses montrées ont été faites sur la portion des échantillons passée à la batée. Les classes de comptages pétrographiques correspondent aux lithologies suivantes : A. Roches sédimentaires carbonatées, B. Roches sédimentaires non-carbonatées, C. Calcaires fossilifères, D. Conglomérat, E. Veines de Quartz, F. Quartz, G. Volcanites mafiques, H. Volcanites felsiques, I. Volcanites porphyriques, J. Roche ultramafiques, K. Gabbro, L. Granite, M. Intrusif indéterminé, N. Précambrien, O. et P. Autres et Indéterminées respectivement.

2.3.5.3 Coupe type de la Formation de Gayhurst (McDonald and Shilts, 1971; Shilts, 1981).

L'une des découvertes les plus significatives dans les travaux Shilts (1981) dans le secteur du lac Mégantic a été l'identification d'une succession apparemment complète d'unités glaciolacustres regroupées à l'intérieur de la Formation de Gayhurst. Les observations ont pu être réalisées suite à des travaux destinés à la construction d'un barrage hydroélectrique dans les années 50, sur la rivière Chaudière, dans le canton de l'ancienne localité de Saint-Samuel-de-Gayhurst. L'élévation de la coupe type (figure 2.30) est de 403 m et se situe sur la rive ouest de la rivière Chaudière. Cette coupe s'étend sur environ 200 m et s'élève sur une hauteur d'environ 40 m.

Plusieurs coupes et forages profonds au roc (coupes 16, 16a, 16b et BH-1; Shilts, 1981) sur le site du barrage indiquent que les sédiments glaciolacustres se sont mis en place dans un lac proglaciaire endigué à une altitude d'environ 400 m. Shilts (1981) décrit la succession synthèse ainsi : à la base de la coupe, on retrouve, lorsque le niveau de la rivière est bas, des rythmites déformées sur une épaisseur de 4 m (figure 2.31). Les données de forages limitrophes indiquent que ces varves peuvent latéralement atteindre 25 m d'épaisseur (Shilts, 1981). Les couplets peuvent atteindre une épaisseur moyenne d'environ 1 cm à la base de la rivière et 0,4 cm à quelques mètres plus haut dans la coupe suggérant ainsi le retrait de la marge glaciaire (Shilts, 1981). Les sédiments récupérés à partir des données de forage ont permis de comptabiliser entre 3500 et 4000 couplets (incluant les varves au-dessus du faciès deltaïque) indiquant une durée minimale (en supposant que ces varves soient annuelles) de ce lac glaciaire (Shilts, 1981). A l'époque, la coupe était beaucoup mieux exposée que présentement. La végétation ainsi qu'un important talus d'éboulis cachent et masquent la partie inférieure de la coupe. Par conséquent, le contact entre

les varves de la base et le faciès deltaïque n'a pu être observé lors des récentes campagnes de terrain.

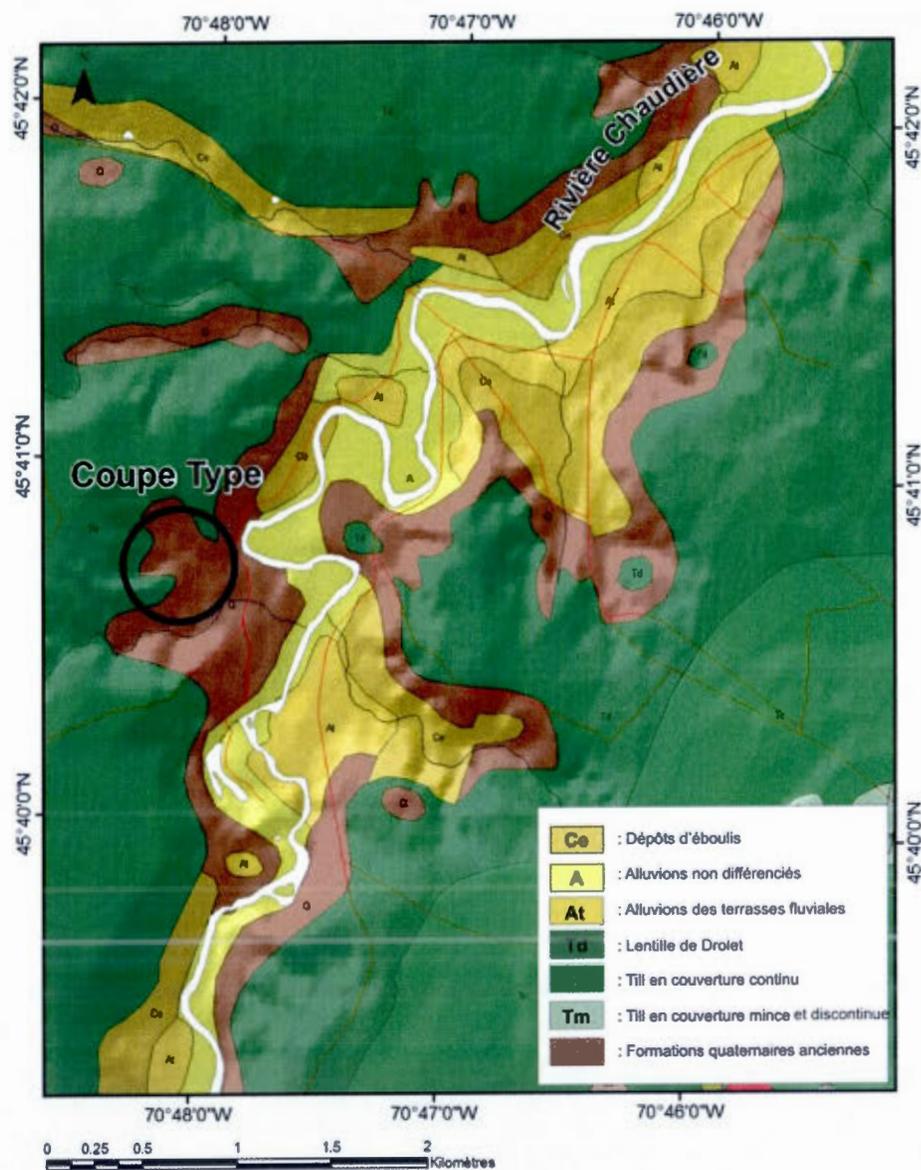


Figure 2.30 Localisation de la coupe type de la Formation de Gayhurst dans le secteur amont du bassin versant de la rivière Chaudière.

La séquence deltaïque a une épaisseur d'environ 18 m (figure 2.32). Les sables sont très bien triés et on observe des lits obliques progradant vers le nord. Des structures de courant ont été observées sporadiquement vers le haut de cette séquence notamment des figures de charges (*load structure*), des structures de type *ball and pillow* ainsi que des convolutes. Les rides de courant ont été observées à environ un mètre en-dessous du contact avec les varves sommitales et suggèrent des paléocourants vers le nord. Les déformations de type *ball and pillow* ont été observés à environ 2 mètres en dessous du même contact. Ce type de déformation indique une sédimentation rapide et nous permet de présumer que l'élévation réelle du delta devait être à environ 5 ou 7 m plus élevée que nous laisse présager l'élévation du contact deltaïque et glaciolacustre. Les convolutes observés s'apparentaient à de petites lamines déformées. Elles sont généralement très abondantes dans les faciès deltaïques et prodeltaïques.

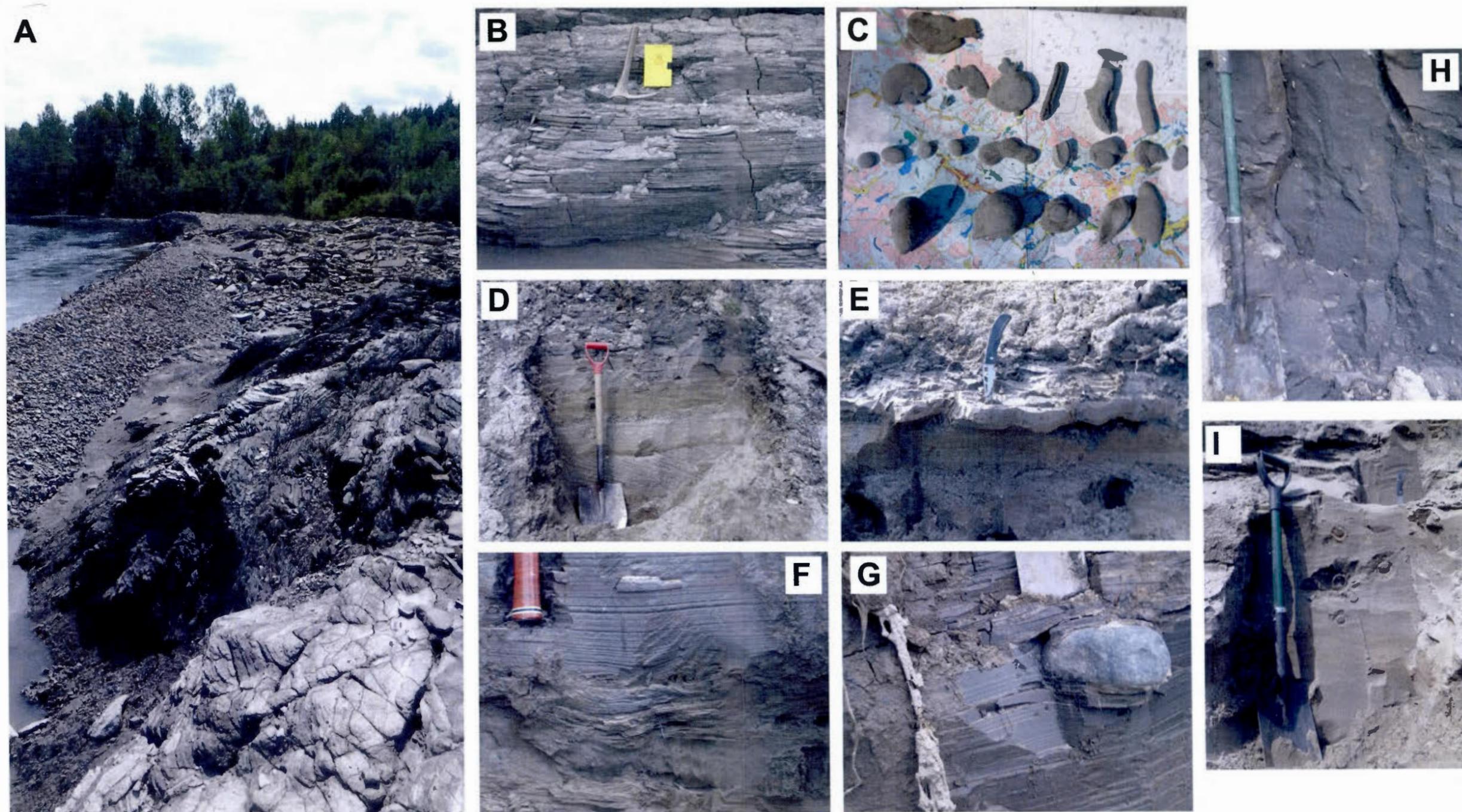


Figure 2.31 Photos de la coupe type Gayhurst; A : Varves déformées à la base de la coupe; B : Rythmites centimétriques retrouvées sous le faciès deltaïque et au-dessus des varves déformées; C : Concrétions du faciès glaciolacustre de la base; D : Lits obliques progradés vers le nord du faciès deltaïque; E : Contact entre le faciès deltaïque et le membre supérieur du Gayhurst; F : Déformations associées à des glissements sous-aquatiques dans les varves d'englaciation; G : Galet de délestage ultramafique dans les varves sommitales; H : Till argileux constituant la Lentille de Drolet; I : Échantillon IRSL dans le faciès deltaïque.

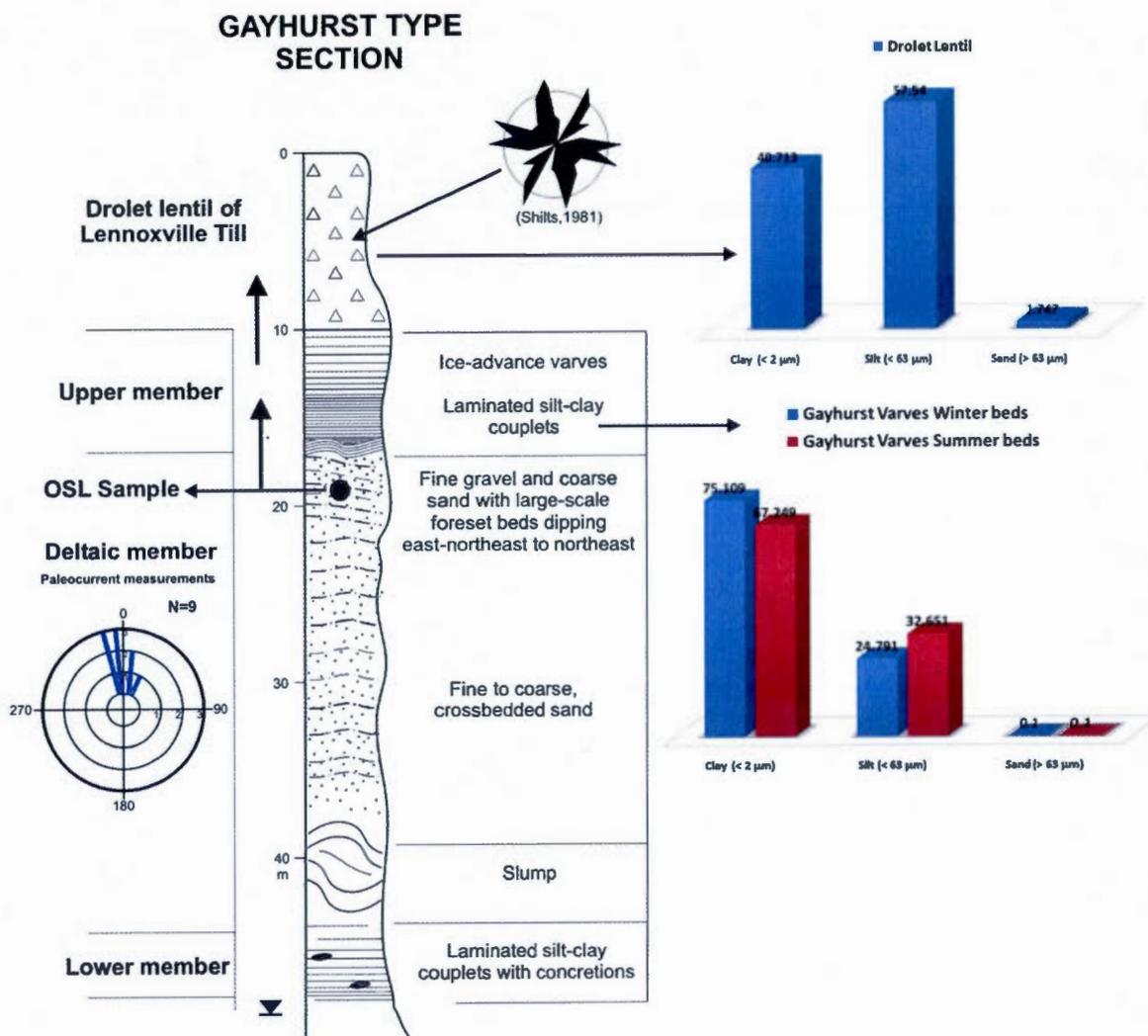


Figure 2.32 Interprétation et stratigraphique de la Coupe-Type de la Formation de Gayhurst à proximité de la municipalité de Drolet. Les flèches verticales indiquent la conformité stratigraphique entre les unités. Les flèches verticales indiquent la conformité stratigraphique entre les unités.

Un faciès similaire a été identifié sous le même type de varves dans la petite vallée de la rivière Drolet à environ 2 km au nord de la coupe type. L'étendue de ce paléoenvironnement a été établie dans les travaux de Shilts (1981) et confirmé lors des travaux de modélisation 3D de la présente thèse (Chapitre III). La préservation de l'altitude de ce faciès deltaïque s'est avérée cruciale pour la compréhension du cadre stratigraphique puisque, pour la première fois, une hypothèse sur l'emplacement probable du front glaciaire a pu être estimée.

Cette configuration du front glaciaire devait se situer chronologiquement immédiatement avant l'avancée du glacier Laurentidien vers New-York. Cette avancée glaciaire va faire en sorte que le niveau glaciolacustre va augmenter à une altitude d'environ 430 m. L'augmentation de la colonne d'eau a permis la sédimentation de sédiments glaciolacustres fins qui ont drapé la surface de ce delta. Les couplets des rythmites ont une épaisseur d'environ 0,5 cm à la surface du delta et atteignent des épaisseurs de 3 cm en dessous du till. On retrouve sporadiquement des galets de délestage témoins des glaces flottantes. L'augmentation progressive de l'épaisseur des couplets témoigne de l'avancée glaciaire. Ces sédiments glaciolacustres ont permis la préservation d'une partie du delta. Un till de surface complète cette coupe stratigraphique et son épaisseur peut varier latéralement de 3 à 5 mètres. Une fabrique de till en 2D réalisée par Shilts (1981) suggère un écoulement vers le sud. Comme décrite précédemment, une avancée précoce de l'Inlandsis Laurentidien a mis en place un till très argileux, appelé Lentille de Drolet (Shilts, 1981; Appendice A.6).

L'évolution de la faune dans le contexte d'une incursion glaciolacustre telle que le lac proglaciaire Gayhurst nous renseigne sur les conditions paléoenvironnementales. La présence d'espèces thermohalines ou mésahalines, de milieu littoral ou de milieu profond, de même que l'apparition de débris végétaux impliquent des changements environnementaux, climatiques et hydriques. Une analyse visant la caractérisation

palynologiques et des assemblages microfauniques a été réalisée, sur les varves du Faciès III au sommet de la coupe type. Les résultats obtenus n'ont pas permis d'identifier des fragments de matière organique et aucun ostracode n'a été identifié. Seules les diatomées ont pu y être identifiées.

Les sédiments glaciolacustres au sommet de la coupe ne contiennent qu'un nombre très restreint de spécimens, de sorte qu'il n'est pas possible d'y définir des assemblages qui soient statistiquement significatifs. A l'exception de quelques fossiles de diatomées (de type *Centrales*) découverts dans les varves sommitales de la coupe type (figure 2.33). Les diatomées sont des microorganismes unicellulaires photosynthétiques, aujourd'hui placées dans le clade des Hétérocontes, qui comprend aussi les algues brunes (Brasier, 1980). Les diatomées centrales, à symétrie radiale, sont caractérisées un frustule circulaire portant des stries rayonnant depuis un point ou une aréole ou une réticulation (Bignot, 2001).

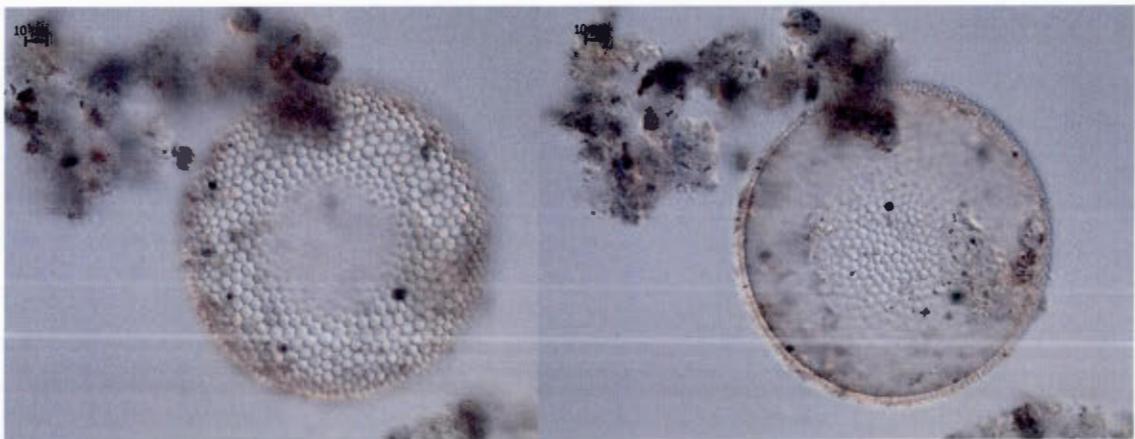


Figure 2.33 Diatomées retrouvées dans les varves sommitales de la coupe type de la Formation de Gayhurst.

2.4 Éléments nouveaux de la stratigraphie et de la sédimentologie des unités pré-Lennoxville.

Dans le cadre de nos travaux de cartographie et de stratigraphie, l'emphase a été placée sur la recherche de nouvelles coupes de la Formation de Gayhurst. Certaines de ces coupes avaient été découvertes par les étudiants au cours des camps de terrain de l'UQAM. D'autres avaient été recensées mais peu étudiées par McDonald. Les nouvelles coupes découvertes sont au nombre de 19. La présente partie va décrire les 5 nouvelles coupes qui ont été les plus significatives et qui ont contribué à une meilleure compréhension de la paléogéographie de cette région. Ces coupes ont permis de bonifier et préciser le modèle paléogéographique régional. Les autres coupes découvertes se trouvaient généralement à proximité de ces dernières et ne faisaient qu'appuyer les interprétations des 5 coupes.

2.4.1 Till de Johnville

2.4.1.1 Coupe M de la rivière Moe.

Une seconde coupe, située dans le bassin versant de la rivière Moe, expose un diamicton qui par sa position stratigraphique et par sa composition est associé à la glaciation Johnville. Cette coupe a été découverte dans le cadre du cours *Camp de terrain SCT-6820* organisé par l'Université du Québec à Montréal. Elle est située sur la rive nord de la rivière Moe à environ 7,5 km au NE de la ville de Coaticook (figure 2.34). Son accès est possible via un terrain privé à proximité d'une petite ferme. Cette coupe fait environ 36 mètres de hauteur. Lorsque le niveau de la rivière est bas, vers la fin de l'été et au début du mois de septembre, trois séquences glaciaires (I, II et III) peuvent être observés. Ces diamictons sont séparés par des horizons de sable et des horizons de rythmites argileuses.

Au niveau de la rivière, on retrouve un premier diamicton (séquence glaciaire I) sur environ un demi-mètre. Ce dernier est très compact à matrice fine et de couleur gris-olive. Il est difficile de caractériser la texture et la structure de sa matrice en raison du remaniement de l'eau fréquent lié aux variations annuelles du niveau de la rivière.

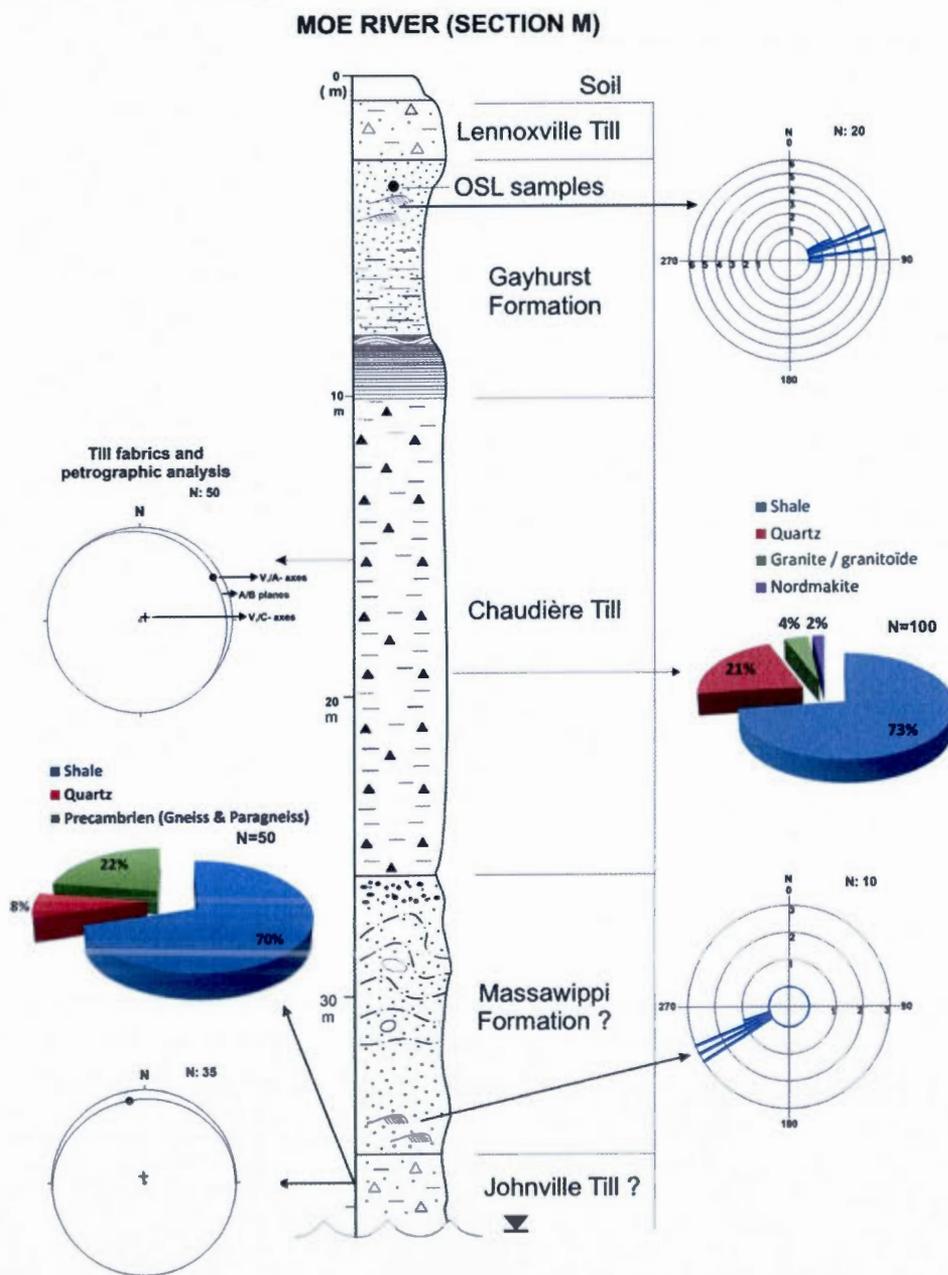


Figure 2.34 Stratigraphie de la coupe M de la rivière Moë.

Sa composition lithologique est particulièrement significative puisque nous avons retrouvé, à partir des comptages pétrographiques, sur une centaine de clastes centimétriques, un pourcentage d'environ 22 % (comptage pétrographique réalisé sur 50 clastes) de clastes d'origine précambrienne (gneiss et paragneiss; figure 2.34). Cette abondance est anormalement élevée et, pour l'instant reste sans explications. Une fabrique de till en deux dimensions suggère un écoulement glaciaire dans un axe nord/sud. Ce diamicton (Till de Johnville ?) est surmonté par une épaisse séquence de sables massifs d'une épaisseur d'environ 10 mètres. On retrouve à la base de cette séquence, des figures de courants qui suggèrent des paléocourants s'écoulant vers le SW (N240, N242, N238, N246). Le sommet de cette séquence ne présente aucune figure de courant et est caractérisé par des sables moyens à grossier contenant des lits de graviers. On observe sporadiquement des structures de déformations tel que des figures de charges (*load structures*). Elles correspondent aux effets de la superposition de deux couches de plasticité différente. Ces sables s'apparentent à des sédiments fluvioglaciaires de type proglaciaire constitués d'épandages mis en place en milieu fluviatile.

Cette séquence de sable est surmontée par un deuxième diamicton (séquence glaciaire II) d'une épaisseur d'environ 16 m. Ce till est très compact et d'une couleur gris foncée. La matrice de ce till est silto-argileuse et très clastique (40 %). Les clastes anguleux peuvent atteindre quelques dizaines de centimètres. Le comptage pétrographique indique essentiellement une lithologie locale (roches détritiques) et deux clastes de syénite pouvant s'apparenter au Mont Mégantic ont été retrouvés. Une fabrique en trois dimensions réalisée sur ce till indique un écoulement vers le SW. Le dépôt de ce till peut être interprétée comme l'avancée du glacier Chaudière. On retrouve au-dessus de cette séquence glaciaire une unité de rythmites (varves) sur une épaisseur d'environ 3 m (figure 2.35). En supposant que ces rythmites représentent des varves on peut présumer un durée minimale de 400 ans grâce au comptage des différents couplets (été/hiver; fins/grossiers). Les niveaux d'été

(grossiers) sont représentés par des lits de silt tandis que les niveaux d'hiver (fins) sont représentés par des lits argileux de 1 cm. A la base de varves, les lits d'été sont environ trois fois plus épais que les lits d'hiver (0,6 cm lits hiver/ 1.7 cm lits été).

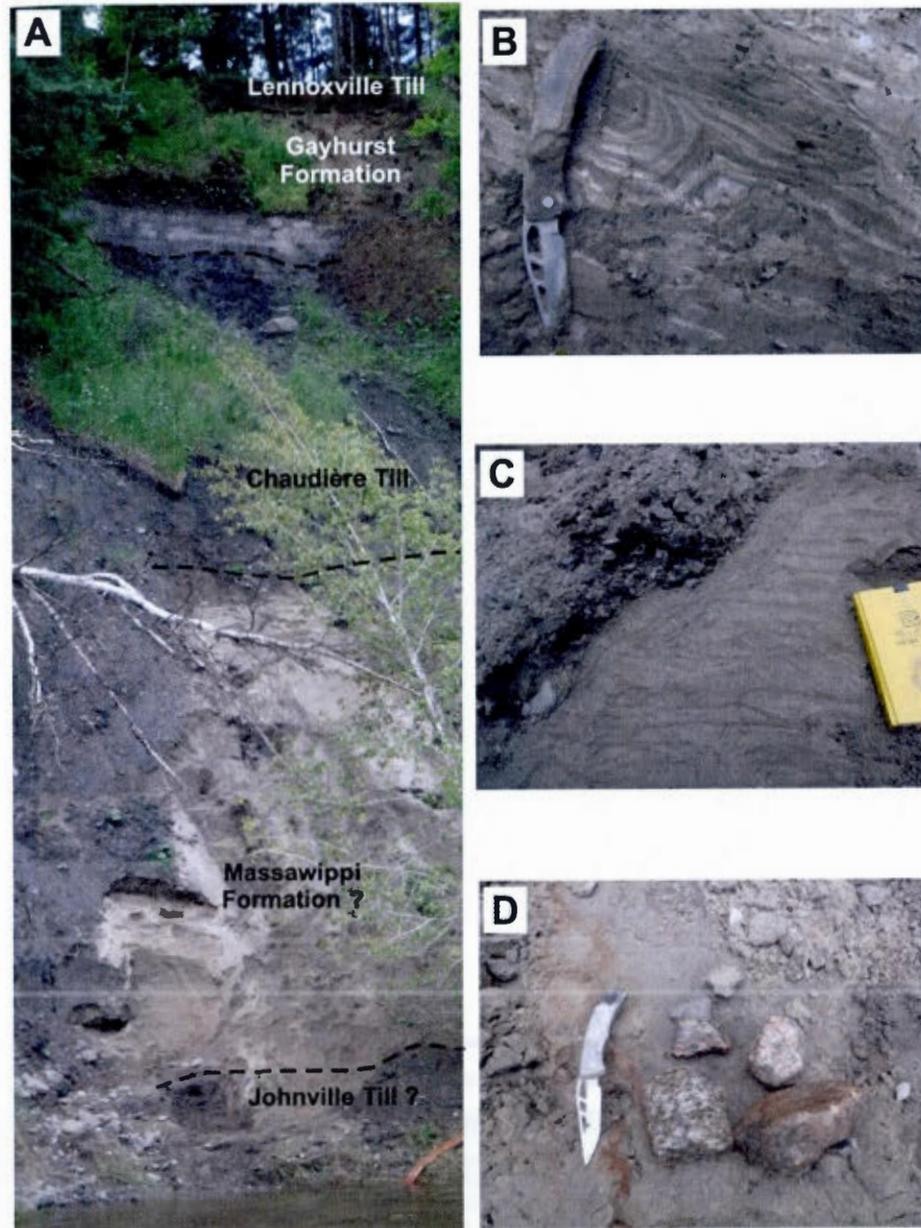


Figure 2.35 Photos de la coupe « M » de la rivière Moe. A : Vue générale de la coupe M de la rivière Moe; B : Varves de la Formation de Gayhurst; C : Sables et figures de courant de la Formation de Massawippi; D : Clastes précambriens (Gneiss/Paragneiss) retrouvés dans le Till (Johnville ?) de la base.

Tandis qu'au sommet les lits d'hiver sont plus épais que les lits d'été (0,5 cm lits hiver/ 0,2 cm lits été). Les rythmites deviennent plus fines (2,3 cm couplets à la base de séquence et 0.7 cm au sommet de la séquence) vers le sommet de l'unité suggérant le retrait de la marge glaciaire. Le sommet des rythmites est caractérisé par des déformations liées à des glissements sous-aquatiques. On retrouve également des galets de délestage à l'intérieur de cette unité. La position stratigraphique de ce faciès permet d'associer ces sédiments au lac proglaciaire Gayhurst.

Il y a au sommet des rythmites un passage graduel à des sédiments plus grossiers. Les rythmites sont surmontées par une séquence de sables d'environ 5 m. Des rides de courant, retrouvées dans cette unité, indiquent des paléocourants s'écoulant vers le NE. Cette séquence sableuse a été échantillonnée afin d'obtenir un âge en luminescence optique. Ces sables s'apparentent à un faciès d'exondation graduelle du lac proglaciaire Gayhurst probablement suite à l'ouverture d'un exutoire. Le retrait progressif de la marge glaciaire a permis l'ouverture de différents exutoires à des altitudes toujours plus basses. Le till supérieur (séquence glaciaire III) est beaucoup moins compact que le till inférieur. Sa matrice est silto-sableuse et de couleur brune. Les clastes sont anguleux, mesurent quelques dizaines de centimètres. Le comptage pétrographique de ce diamicton indique une lithologie locale ainsi que quelques clastes ultramafiques et quelques clastes volcaniques qui s'apparentent au complexe volcanique d'Ascot. Ce till peut-être corrélé à l'avancée du glacier Lennoxville.

2.4.2 Déglaciation du glacier Chaudière et création du lac proglaciaire Gayhurst

2.4.2.1 Coupes de la rivière Tomifobia (Stanstead)

Les coupes de la rivière Tomifobia (Figure 2.36) sont situées à l'intérieur des limites de la municipalité fusionnée de Stanstead, entre les villages frontaliers autrefois

connus sous les noms de Rock Island et de Beebe Plain. C'est en effet à environ deux kilomètres en amont de Beebe Plain, sur la rive droite de la rivière Tomifobia (Boissonnault, 1983), que l'on retrouve la section stratigraphique Tomifobia A décrite pour la première fois en 1981 par Paul Boissonnault. La base de la section stratigraphique, au niveau de la rivière, est à une altitude de 255 mètres.

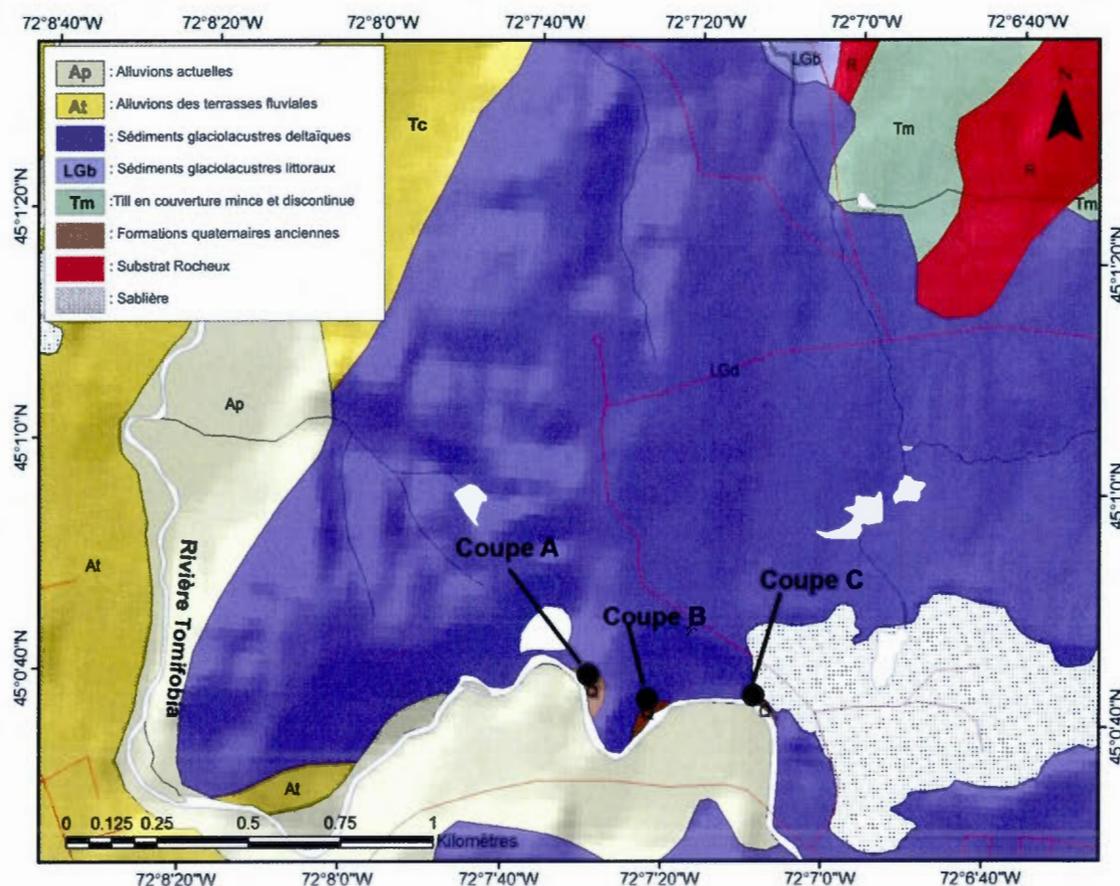


Figure 2.36 Localisation des coupes stratigraphiques A, B et C de la rivière Tomifobia (Stanstead).

Seuls les travaux de Boissonnault (1983) relatent une description très sommaire de la section stratigraphique Tomifobia A (figure 2.37). Il y décrit trois faciès présentés à la figure 2.37 et fournit deux interprétations afin d'expliquer cette succession stratigraphique. La première associe l'ensemble inférieur (sédiments fluvioglaciaires Chaudière et rythmite glaciolacustre proximale) aux sédiments de la Formation de

Gayhurst, le second ensemble associé au Till de Lennoxville et le troisième aux sédiments du lac proglaciaire Memphrémagog. La première interprétation repose sur la présomption que le till supérieur, soit celui de Lennoxville, a été mis en place au Wisconsinien supérieur et les sédiments sous-jacents au Wisconsinien moyen. La seconde interprétation relie le till à une récurrence locale ce qui signifie que les trois ensembles ne correspondraient qu'à la déglaciation finale de la région.

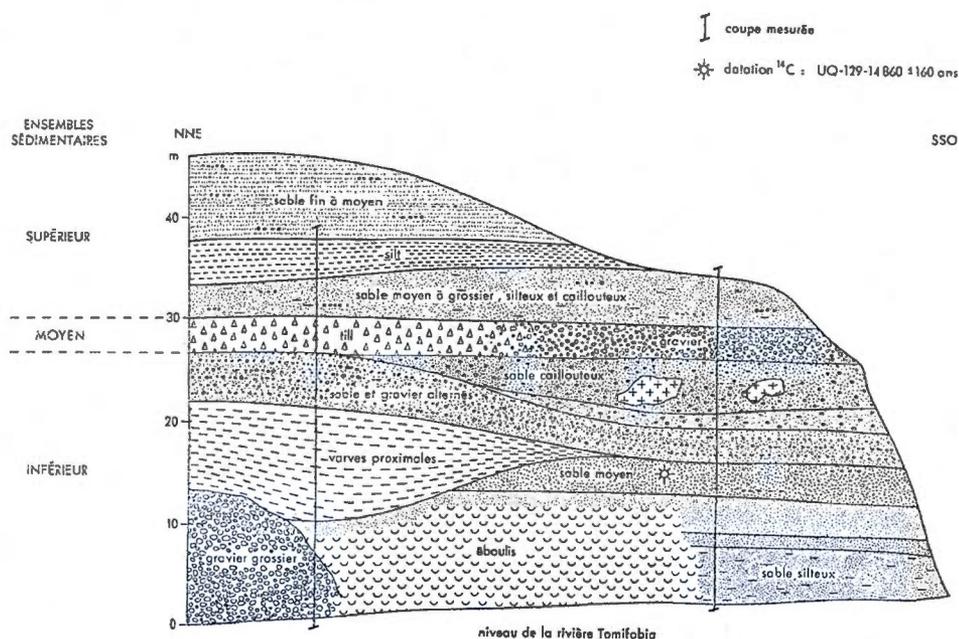


Figure 2.37 Section stratigraphique de la rivière Tomifobia telle que décrite par Boissonnault (1983).

La coupe A fait plus de 40 mètres de hauteur. Le sommet de la coupe est caractérisé par des rythmites glaciolacustres compactes de silt et d'argile. On observe sporadiquement des déformations reliées à la présence de structures d'échappement d'eau. Les niveaux d'été (grosiers) sont représentés par des lits de silt et de sables fins variant de 2 à 5 cm tandis que les niveaux d'hiver (fins) sont représentés par des lits argileux de 1 à 2 cm. Les rythmites deviennent plus fines vers le sommet de

l'unité. Latéralement, au sommet de cette séquence glaciolacustre, on retrouve une unité sableuse et graveleuse lâche pauvrement triée.

Les coupes de la rivière Tomifobia présentent une séquence glaciaire qu'on retrouve sur les trois coupes (figure 2.38). La composition du till ainsi que l'analyse des fabriques suggèrent un écoulement vers le SE. On retrouve des lithologies régionales (shale) associés à la Formation de Compton. De plus, quelques clastes précambriens ont été identifiés dans ce diamicton. Il n'y a jamais eu de travaux réalisés sur les sédiments fluvioglaciaires de cette région. Par conséquent des analyses pétrographiques sur ce faciès de la coupe principale ont été initiées afin d'établir la provenance de ces sédiments. Les trois sites d'échantillonnage de la coupe stratigraphique A ont permis d'établir le caractère régional de la provenance des clastes. Les fortes concentrations de clastes d'origine sédimentaire, principalement des shistes, des shales et des grès, correspondent aux roches régionales (figure 2.39). La présence de granite poivre et sel peut s'avérer un intéressant traceur lithologique pour la région. La localisation des différents plutons régionaux nous indique une possible provenance du nord-est. Ils s'apparentent à des erratiques granitiques dévoniens situés à l'extérieur du corridor de dispersion glaciocédimentaire (Parent, 1987b). De plus, la présence de clastes ultramafiques, quartzitiques, gréseux et conglomératiques permet de relier leur présence dans les populations clastiques avec un déplacement en provenance du nord-est. La présence d'un claste précambrien peut être expliquée comme provenant du membre supérieur du Till de Chaudière. Ce dernier correspondrait à la zone laurentidienne du Till de Chaudière identifié par Shilts (1978) à la coupe de la rivière Samson.

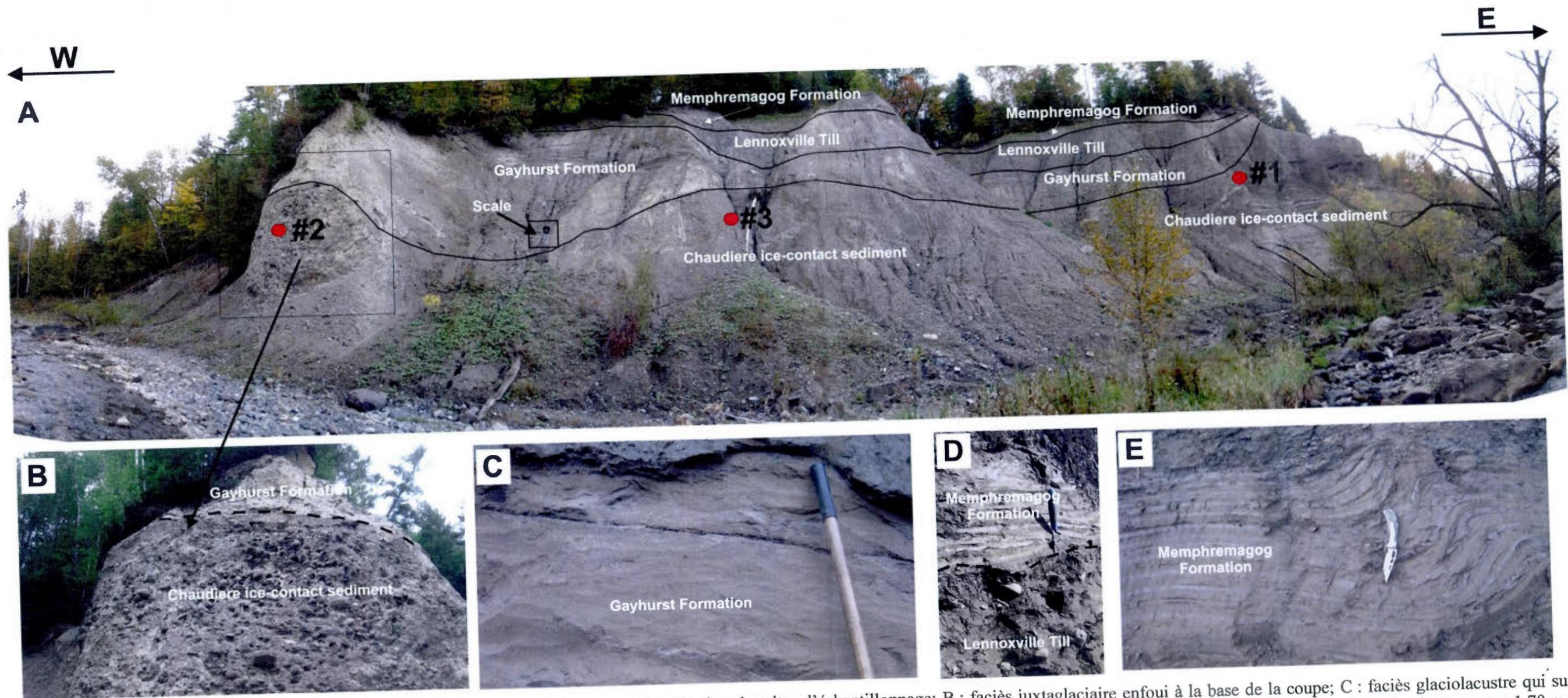


Figure 2.38 Photographie de la coupe A de la rivière Tomifobia; A : stratigraphie et localisation des sites d'échantillonnage; B : faciès juxtaglaciaire enfoui à la base de la coupe; C : faciès glaciolacustre qui surmonte les sédiments fluvioglaciaires; D : contact entre le Till de Lennoxville et les sédiments de la Formation de Memphremagog; E : Rythmites Memphremagog au sommet de la coupe. L'échelle sur la photo mesure 1,70 m.

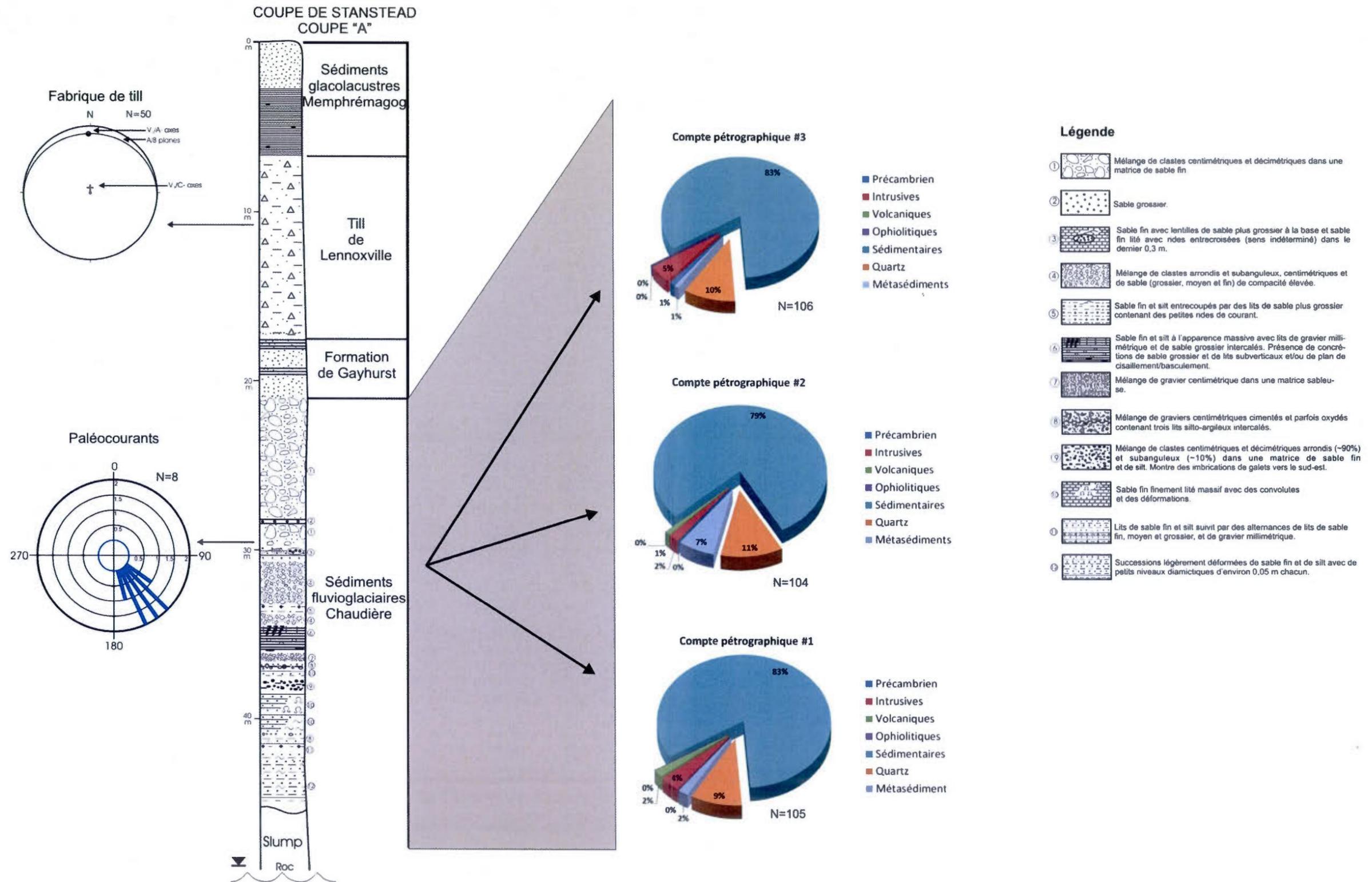


Figure 2.39 Description stratigraphique de la coupe stratigraphique A de la rivière Tomifobia. La description des sédiments fluvioglaciaires situés sous le till de surface et sous les rythmites est présentée. Les localisations exactes des comptages pétrographiques sont indiquées à la figure 2.38.

La figure 2.39 illustre les détails de la stratigraphie et de la sédimentologie de la section Tomifobia A. La présence de bancs de gravier à structure dite stable (Banerjee et McDonald, 1975) contenant une distribution polymodale de clastes dans une matrice souvent silto-sableuse, permet de déduire l'aspect proximal des dépôts. L'observation de clastes sub-anguleux, signifiant un transport relativement faible, dans quelques bancs graveleux pointe également dans le sens d'une proximité de la glace. La structure stable suggère une mise en place dans des chenaux où la compétence du courant ne permettait pas la mise en suspension des sédiments les plus fins, mais avec un apport suffisant en matériel sédimentaire afin d'assurer une aggradation dans l'épaisseur des lits. Les changements rapides de faciès, observés tant latéralement que verticalement, laissent croire que l'environnement de sédimentation serait de type sous-glaciaire et juxtaglaciaire. Les variations latérales de faciès permettent de croire qu'il s'agit de la sortie d'un tunnel sous-glaciaire. Au sommet de cette séquence, la présence de rides de courant entrecroisées parfois observées témoigne d'une baisse progressive du régime dans l'écoulement. Des variations dans la décharge permettent d'expliquer les lits de sable et de silt intercalés dans les bancs graveleux.

Les unités de sable fin et de silt situées à la base de la section stratigraphique, et même de quelques rythmites argilo-silteuses, témoignent d'une sédimentation dans un plan d'eau proglaciaire. L'aspect massif parfois observé provient d'une déposition directe d'éléments en suspension (Banerjee et McDonald, 1975) lors d'une perte rapide de compétence d'un fluide, notamment lors de l'entrée d'un cours d'eau dans un plan d'eau. L'hétérogénéité des dépôts suggère que ces unités auraient été déposées rapidement à partir d'une coulée, probablement engendrée par un effondrement subaquatique peu éloigné et situé plus en amont à la sortie d'un esker. De plus, le caractère proximal de la glace s'exprime par la présence de blocs métriques à l'intérieur de sédiments graveleux. Ces blocs ont été déposés par des eaux sous pression dans des chenaux sous-glaciaires.

2.4.2.2 Coupes de la rivière Niger.

Cette rivière est située dans le bassin versant de la rivière Coaticook à proximité du petit village de Ways Mills. Elle prend sa source au pied du Mont Pinnacle à partir du lac Lyster (Baldwin Mills) et s'écoule sur une distance de 82 km. Dans sa partie supérieure, la rivière Niger présente une confluence avec la rivière Tomifobia avant de se jeter dans le lac Massawippi. Plusieurs coupes stratigraphiques complexes y sont exposées (figure 2.40). Elles présentent une variété de faciès et une complexité stratigraphique particulièrement intéressante. Les coupes sont accessibles via des terrains privés. La hauteur des coupes varient entre 15 et 20 mètres. McDonald (1967, 1969) avait préalablement identifié, le long de cette rivière, des sédiments sous le till de surface. Cependant il n'avait pas fait la recension de toutes les coupes exposées.

L'une des particularités intéressantes de la stratigraphie de ces différentes coupes est la présence de sédiments fluvioglaciaires enfouis à la coupe N4-A et N4-B (figure 2.40). Une interprétation rapide de la coupe aurait pu associer ces sédiments juxtaglaciaires au retrait glaciaire du Wisconsinien supérieur d'autant plus qu'un esker (Esker de Coaticook) est situé à environ 20 km à l'est. De plus, aucun till n'a été observé au sommet de la coupe N4-A. Toutefois, une investigation plus détaillée du secteur a permis de mettre à jour la position stratigraphique de ces sédiments fluvioglaciaires. La coupe N4-B expose un till très compact de couleur grise. Plusieurs clastes de granites ont été observés dans la matrice de ce till. Une fabrique en trois dimensions réalisées dans ce diamicton indique une orientation préférentielle d'écoulement dans un axe ENE-WSW. Ce till est surmonté par une unité de silt et d'argile rythmées (qui s'apparentent à des varves) d'origine glaciolacustre. La portion médiane de la coupe fait environ 10 m de hauteur. Les rythmites sont en contact supérieur avec une séquence glaciaire. Le contact est franc, bien que la base du till soit très silteux et que la matrice contient peu de clastes. Ce till supérieur est beaucoup moins compact que le till inférieur. Il est de couleur brune et se caractérise par des clastes anguleux/sub-anguleux centimétriques pouvant contenir des blocs pouvant atteindre 60 cm.

NIGGER RIVER SECTIONS

Legend

-  Till
-  Deformed varves
-  Varves
-  Sandy rythmites
-  Silt
-  Sand
-  Sand and gravel
-  Coarse gravel
-  Pebble

LT= Lennoxville Till
GF= Gayhurst Formation
CT=Chaudière Till
MF= Massawippi Formation
JT= Johnville Till

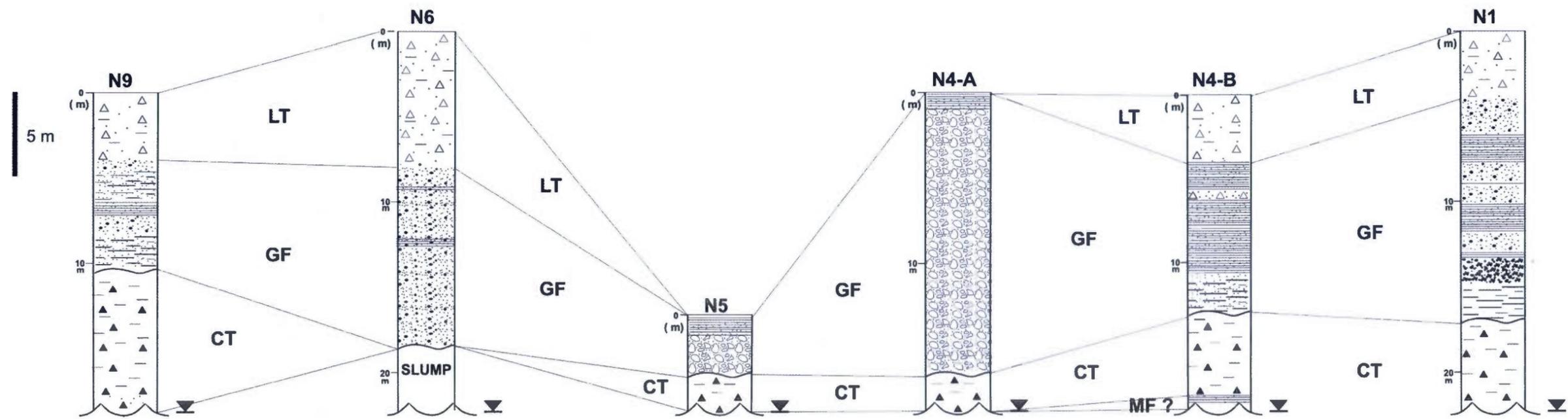
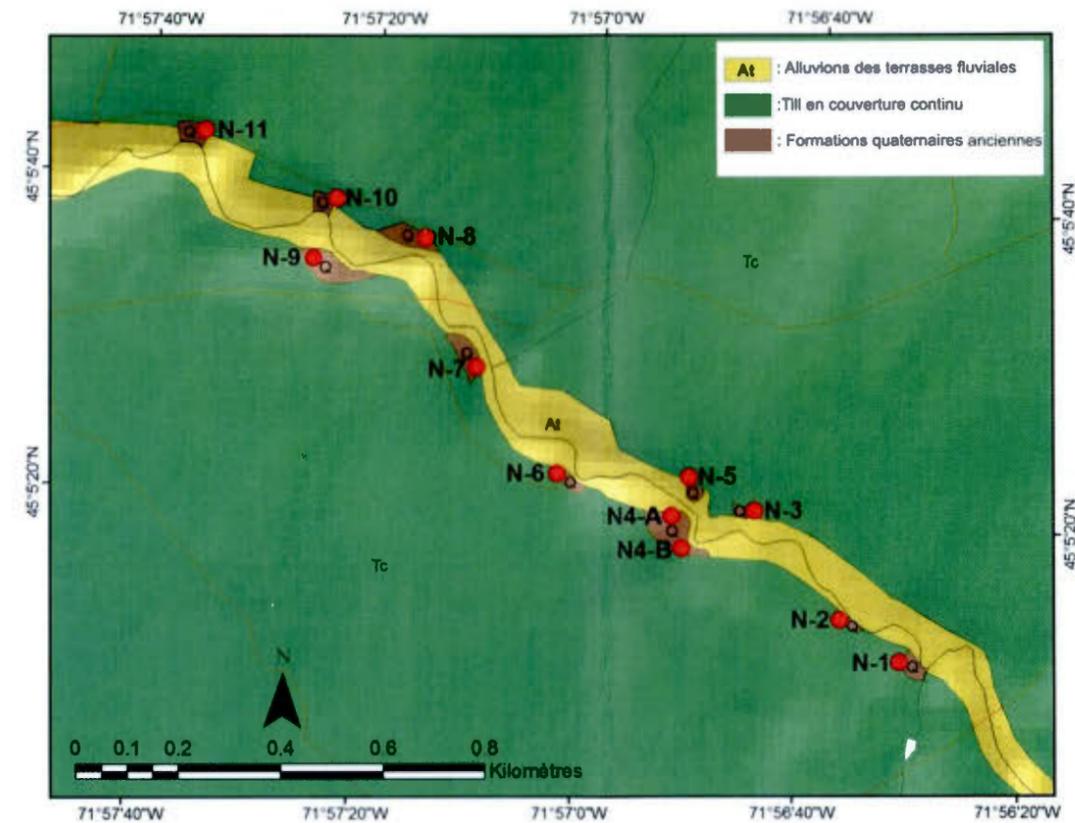


Figure 2.40 Localisation des coupes de la rivière Niger.

NIGGER RIVER SECTIONS

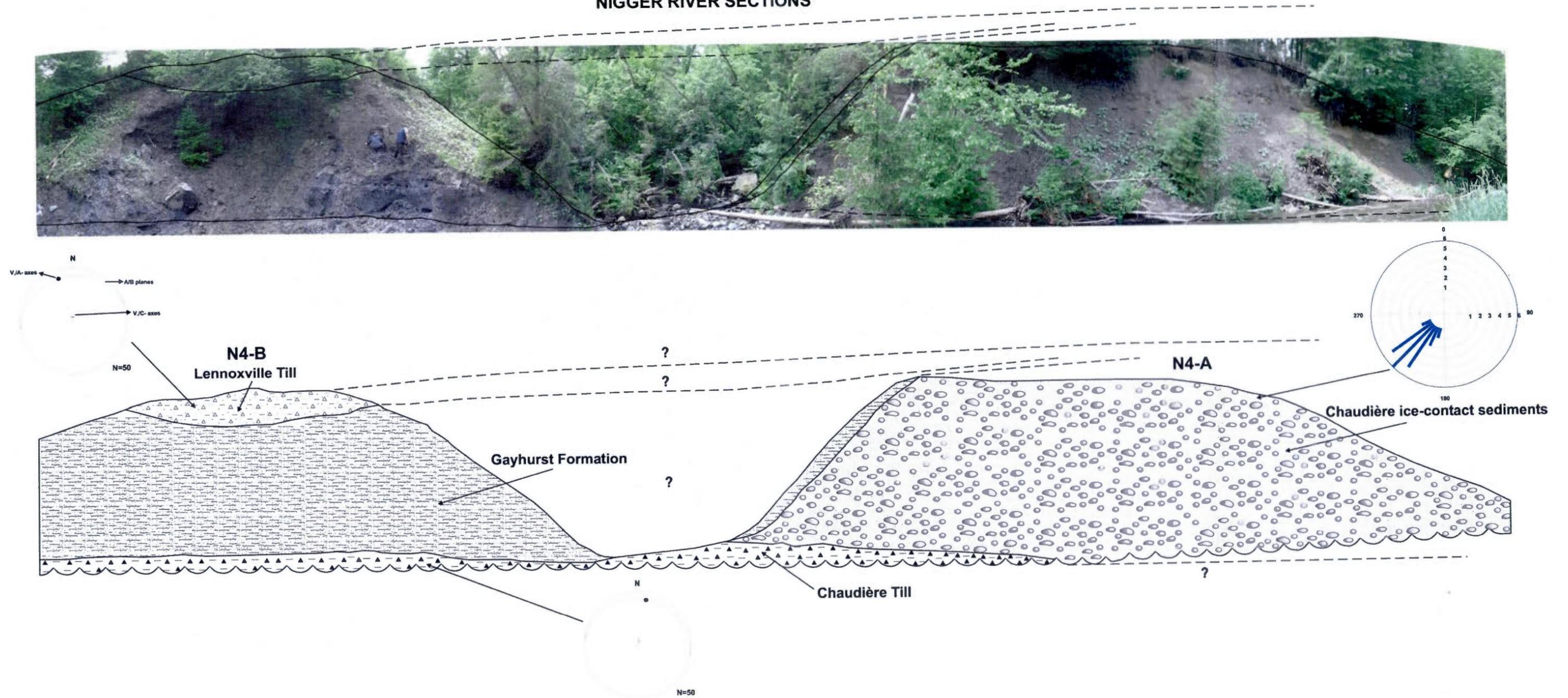


Figure 2.41 Interprétation de la stratigraphie de la coupe N4-B et N4-A de la rivière Niger.

Ces clastes et blocs sont supportés par une matrice silteuse. Les caractéristiques de la base de l'unité, dérivent probablement de l'incorporation de rythmites lors de la mise en place. Plus on monte dans le faciès, plus la matrice du till devient graduellement silto-sableuse. Une fabrique de till 3D, réalisé sur 50 clastes de 2 à 5 cm, suggère un écoulement dans un axe préférentiel NW/SE.

Un chenal a incisé le méandre de la rivière faisant en sorte que les deux coupes (N4-A et N4-B) ont été tronquées. A la base de la coupe N4-A, on retrouve toujours le même diamicton glaciaire compact et contenant de fréquents blocs de granites. L'unité sus-jacente consiste en une séquence de sédiments fluvioglaciaires composés de sables, graviers et blocs. Les graviers et les blocs sont très arrondis, parfois jointifs, oxydés et de taille variant de 1 cm à 50 cm. Des figures de courant au sommet de cette séquence indiquent des mesures de paléocourants vers le SW (225 °). Des sédiments rythmés glaciolacustres analogues à la coupe N4-B ont été retrouvés sur les flancs de la coupe N4-A au-dessus de cette unité. L'absence du till de surface au sommet de cette coupe témoigne d'une surface d'érosion. Le contact entre les sédiments rythmés et les sables et graviers a été observé en aval de la rivière notamment à la coupe N5.

2.4.2.3 Coupe Gayhurst au sud de Saint-Georges-de-Beauce (Shilts *et al.*, 2007)

Cette coupe avait été identifiée par Shilts lors d'une campagne de terrain dans le secteur de Saint-Georges-de-Beauce mais aucune description stratigraphique n'avait été réalisée. Cette coupe est localisée sur la rive ouest de la rivière Chaudière à proximité du Ruisseau Chaudron, au sud de Saint-Georges-de-Beauce, dans une petite exploitation privée (figure 2.42). Le sommet de la section est composé du Till de Lennoxville sur une épaisseur de 10 m. Le till surmonte une épaisse séquence de rythmites silteuses irrégulières qui représentent un faciès pélagique de la Formation

de Gayhurst. A ce site, les sédiments ont été mis en place dans une colonne d'eau d'environ 200 mètres du lac proglaciaire Gayhurst lors du retrait de l'inlandsis. Les sédiments pélagiques (rythmites) de cette coupe recouvrent une épaisse séquence de sédiments fluvioglaciaires de contact (*outwash fan*).

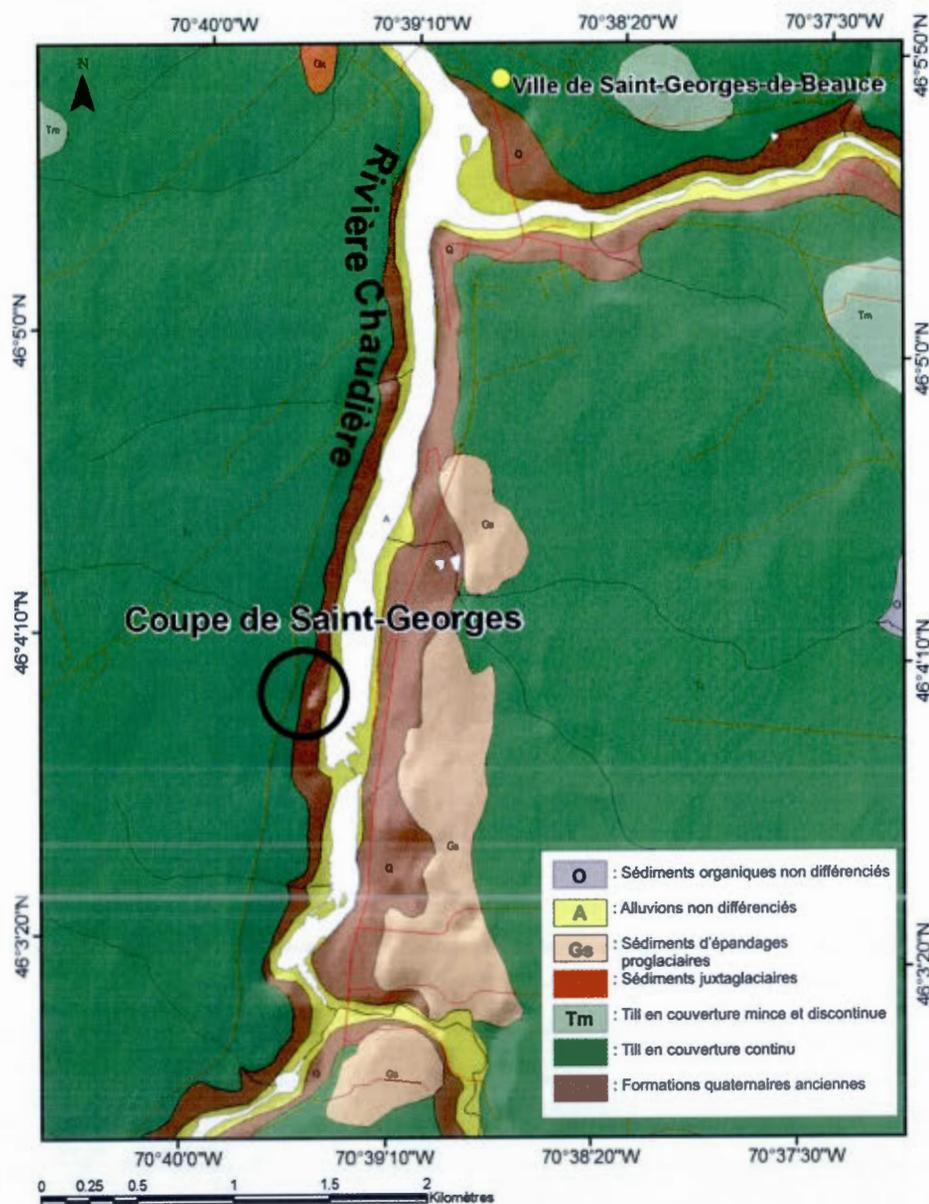


Figure 2.42 Localisation de la coupe stratigraphique sur la rive ouest de la rivière Chaudière à deux kilomètres au sud de Saint-Georges-de-Beauce.

Cette unité est composée de sables et de graviers caractérisés par des lits irréguliers drapés de graviers grossiers qui s'apparentent au noyau d'un esker (figure 2.43). La plupart des sédiments grossiers ont été exploités et retirés du site en raison de l'utilisation diverses des granulats dans la région. Sur ce site, tous les faciès associés au membre inférieur de la Formation de Gayhurst décrit par Shilts (1981) sont exposés à l'exception du faciès deltaïque. Cet épisode glaciaire a modifié la morphologie de ce complexe fluvioglaciaire mais l'étude des forages de la région permet de croire que ces sédiments s'étendent sur une distance d'environ 7 à 8 km au sud de la vallée. Un second épandage sous-aquatique enfoui a été identifié dans la région. Il est localisé à environ 50 km au sud de la ville de Saint-Georges-de-Beauce à proximité de la rivière Samson. Ce complexe fluvioglaciaire aurait été mis en place lors du retrait du glacier Johnville. Cette interprétation a été faite par l'analyse des forages profonds dans le secteur de la rivière (Shilts, 1978). On retrouve également dans la municipalité de Vallée-jonction des faciès analogue mis en place lors du dernier retrait glaciaire au Wisconsinien supérieur.

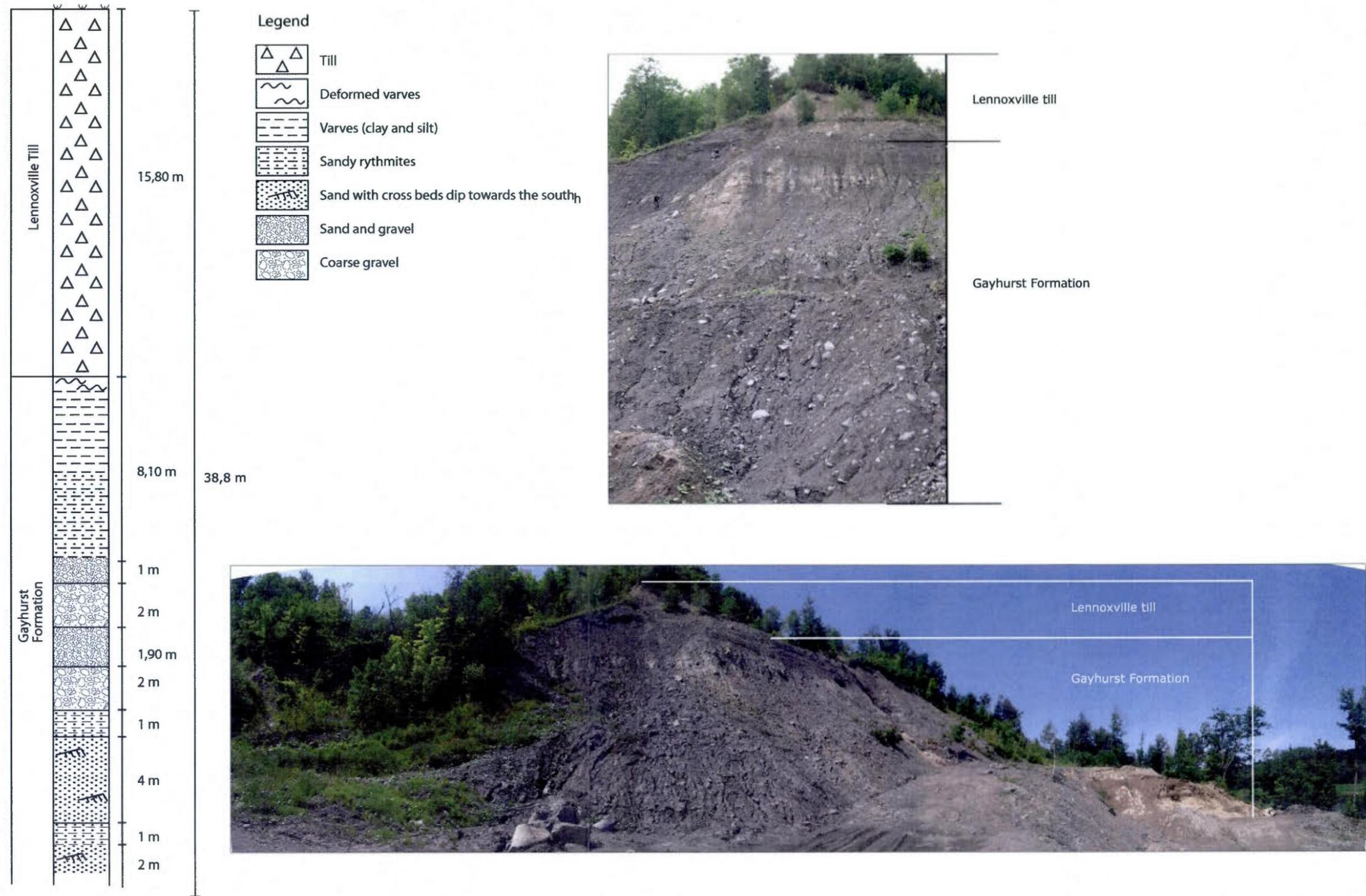


Figure 2.43 Interprétation et stratigraphie de la coupe stratigraphique de Saint-Georges-de-Beauce (Shilts *et al.*, 2007)..

2.4.2.4 Coupe J de la rivière Moe

La rivière Moe prend naissance au pied de la montagne de Hereford à 8 kilomètres au sud-est de Coaticook. Elle s'écoule vers le NW sur une distance de 27 km avant de se jeter dans la rivière Saint-François. La rivière a un dénivelé d'environ 400 m. Sa partie supérieure se sépare en deux branches et la vallée présente des pentes douces dans une topographie ondulante. A partir du point de confluence des deux branches, à 4 kilomètres au NW de St-Herménégilde, la rivière coule dans une vallée plus profonde qui s'élargit graduellement. Elle atteint 2 km de largeur au point où elle rejoint la vallée de la rivière Coaticook au NW. La présence d'or dans les graviers de la rivière Moe a attiré l'attention depuis le début du siècle. Des récents travaux (Ramaseder, 2001) montrent que le placier de la rivière Moe est lié au remaniement local des dépôts fluvioglaciaires et à la concentration des rivières. Plusieurs coupes stratigraphiques sont exposées le long de cette rivière notamment dans le secteur *Hyatt Mills* de la rivière (figure 2.44). Certaines d'entre elles ne sont pas très bien exposées en raison de l'érosion fluviale qui occasionne de fréquents éboulis. Toutefois, la majorité d'entre elle présente une intéressante diversité de faciès sur une distance de 1 à 2 km.

L'une des plus intéressantes découvertes de cette rivière est la coupe stratigraphique J. Cette section est constituée à sa base d'un till très compact à matrice silto-argileux. Les résultats des comptages pétrographiques indiquent une lithologie régionale avec un très faible (moins de 1%) pourcentage de roches provenant de la ceinture ultramafique. Aucun claste précambrien n'a été recensé dans ce diamicton. L'unité sus-jacente consiste en une épaisse séquence de rythmites millimétriques, compactes et localement déformées montrant un léger pendage vers l'ouest. Le haut de la séquence varvaire est caractérisé par de fréquentes lentilles diamictiques (10 cm à 30 cm). Le contact est franc et continu sur toute la coupe. Les couplets (été/hiver) des varves sont beaucoup plus épais (2 cm) à la base de la séquence et beaucoup plus minces (quelques mm) au contact avec le till de surface. La rythmicité des litages est représentée par des lits d'été (silteux) de quelques millimètres et par des lits d'hiver (argileux) de 1,5 cm à la base de la coupe.

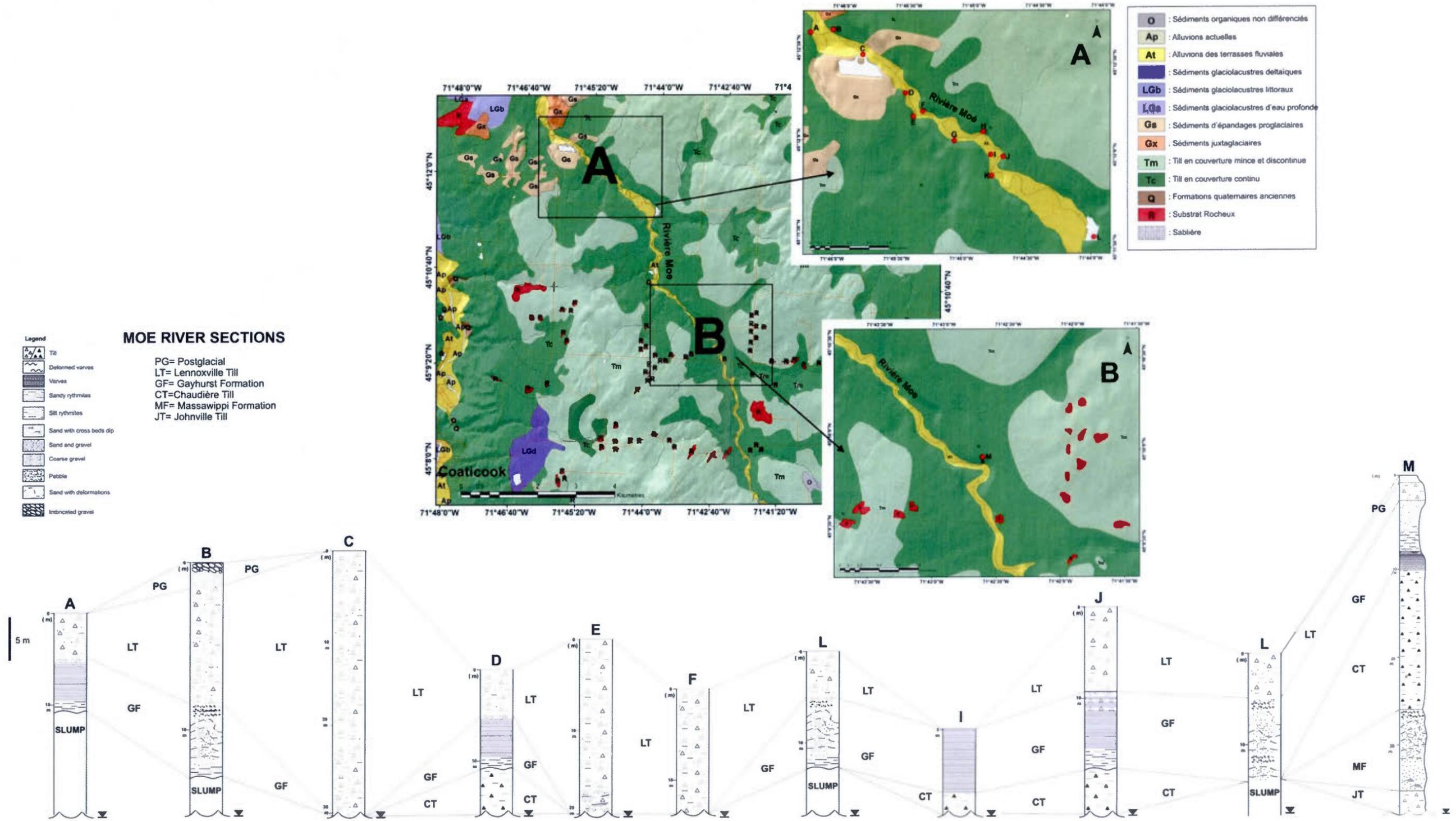


Figure 2.44 Corrélation stratigraphique des différentes coupes de la rivière Moe

Des comptages ont permis de dénombrer un total de 985 varves (figure 2.45) sur la coupe J et 745 sur la coupe I (coupe située à 200 mètres en aval de la coupe J). Ces varves ont probablement été mises en place en position distale lors de la déglaciation. L'unité de rythmites est ensuite tronquée par un second till. Des inclusions de varves déformées ont été observées à quelques centimètres au-dessus du contact entre les varves et le Till de Lennoxville. L'épaisseur de cette séquence fait environ 6 m. La matrice de till est moins compacte que le till de la base. Des comptages pétrographiques ont permis d'identifier un pourcentage d'environ 3 % de claste précambrien et 8 % de clastes ultramafiques. Les clastes ont une taille moyenne de 10 à 80 cm et sont soutenus par une matrice silto/sableuse. Une fabrique 3D suggère un axe d'écoulement vers le SE.



Coupe J
Rivière Moe

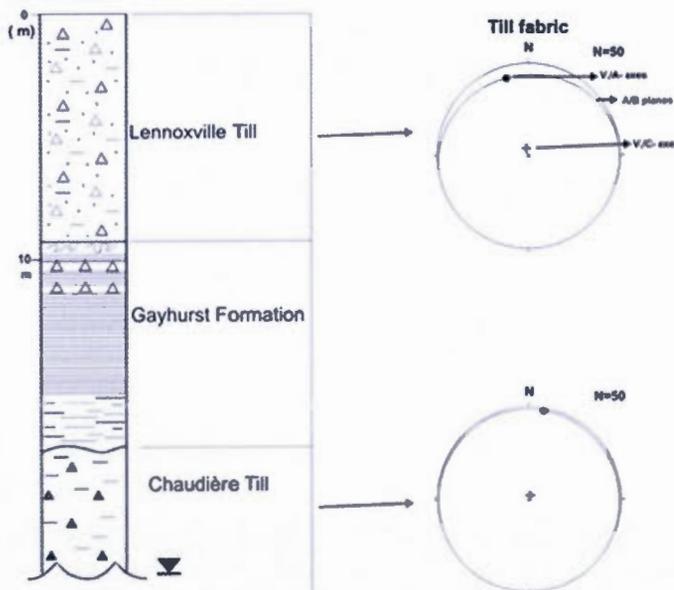


Figure 2.45 A : Coupe stratigraphique J de la rivière Moe, B : Rythmites (varves) distales de déglaciation de la coupe stratigraphique J.

2.5 Classification des sédiments Gayhurst

La position stratigraphique de la Formation de Gayhurst suggère qu'elle est une séquence glaciolacustre interstadiare entre les séquences glaciaires Chaudière et Lennoxville. Le volume de sédiments Gayhurst préservé est considérable et leur épaisseur peut dépasser les 100 mètres dans certains secteurs. Ils ont été observés le long des nombreuses rivières tributaires des deux bassins versants. Les sédiments ont été divisés en trois sous-unités sédimentaires (figure 2.46) suivant leurs faciès et leur contexte « paléoenvironnemental » par rapport à la marge glaciaire. Cette partie présente donc une subdivision lithostratigraphique, basée sur les faciès retrouvés, en 3 membres appelés respectivement Faciès I, II et III. Il est à noter que le Chapitre 5 de cette présente thèse propose une paléogéographie de cette séquence.

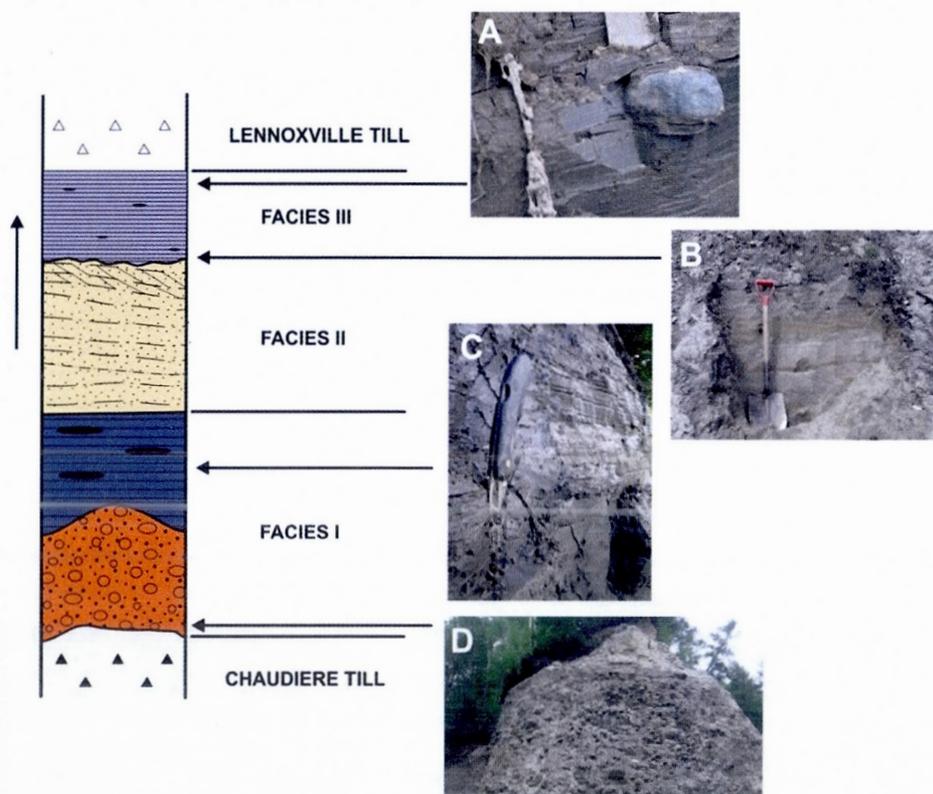


Figure 2.46 Coupe composite lithostratigraphique des trois faciès de la Formation de Gayhurst.

2.5.1 Faciès I

Les sédiments du Faciès I sont représentés par des sédiments essentiellement fluvioglaciaires composés de sables et graviers, correspondant à la déglaciation du glacier Chaudière. La fonte du glacier Chaudière a permis la déposition d'épaisses accumulations de sédiments fluvioglaciaires mis en place en position juxtaglaciaires et proglaciaires. De nombreuses coupes stratigraphiques notamment dans les secteurs de la rivière Tomifobia, de la ville de Coaticook, de la rivière Niger et de la rivière Eaton, exposent ces sédiments enfouis. Ces sédiments sont ensuite surmontés par des sédiments glaciolacustres laminés. Une peu partout dans la vallée de la rivière Chaudière, on retrouve des épaisseurs de rythmites qui peuvent atteindre jusqu'à 100 m et s'étendre sur des distances de plus de 50 m. Ces sédiments glaciolacustres rythmés complètent le Faciès 1. Ils se composent d'alternance de laminations de silt, d'argile et de sable. Ces faciès sédimentaires sont régulièrement interrompus à des intervalles irréguliers par des diamictons silteux et caillouteux mis en place par des courants gravitaires et par des glissements sous-aquatiques. Les sédiments rythmés fins d'origine glaciolacustre déposés lors d'un retrait glaciaire sont d'épaisseurs variables (<1cm-> 10cm) et contiennent régulièrement des lits et des lentilles diamictiques (1 cm à 2 m). La sédimentation est contrôlée par la prédominance des courants de densité sous-aquatiques (underflows) dans lesquels des eaux de fonte chargées de sédiments sont évacuées vers la marge glaciaire. Des structures sédimentaires typiques des courants de turbidités ont été observés notamment de type *flow roles* et *sole markings*. A la coupe type, on retrouve d'abondantes concrétions.

2.5.2 Faciès II

Le second faciès est représenté par des sables deltaïques. Ce faciès a été observé à la coupe type de la Formation de Gayhurst (Shilts, 1981), à proximité de la rivière Eugénie (Localités de Lac-Drolet et de Saint-Samuel-de-Gayhurst; en amont du bassin versant de la rivière Chaudière), à la coupe M de la rivière Moe et à la coupe de New Mexico. L'épaisseur du Faciès II peut varier latéralement de 22 m à 47 m dans le secteur de la coupe type. Les faciès deltaïques observés présentent un granoclassement inverse avec des sables fins à la base de la séquence et des sables grossiers incluant des lentilles de graviers au sommet. Des structures *foresets* et *bottomsets* ont aussi été observés au sommet de ce faciès. L'absence de lits frontaux à grandes obliques et l'épaisseur de l'unité semble suggérer que ce delta résulte d'un accroissement progressif du niveau lacustre.

2.5.3 Faciès III

Le Faciès III de la Formation Gayhurst est représenté par des sédiments rythmés de silt/argile (varves) distales mis en place lors de l'avancée du glacier Lennoxville. L'élévation de la colonne d'eau a atteint une altitude d'environ 430m en raison de la fermeture des exutoires de basses altitudes. Lors d'une avancée glaciaire les sédiments sont : 1) répartis plus uniformément; 2) sont déposés sur une distance beaucoup plus distale par rapport à la glace; 3) sont drapés sur des surfaces irrégulières; 4) sont caractérisés par des lamelles fines et uniformes sans lits diamictiques et on retrouve un pourcentage très faible de débris glaciaires. Les sédiments fins associés à une avancée glaciaire sont uniformément stratifiés avec des couplets minces (<1 cm) contenant à l'occasion des galets de délestages. Ce faciès peut contenir parfois de la microfaune telle que des diatomées. Des concrétions peuvent aussi être retrouvées. Ce faciès contient moins de 1% de fractions grossières

(> 63 μm) et quelques galets de délestage peuvent être retrouvés. Il a été observé sur quelques coupes dans le secteur de la coupe type (Shilts, 1981) le long de la rivière Chaudière. Des faciès analogues ont été aussi retrouvés à la coupe principale de rivière Grande-Coulée et à la coupe de la rivière Clifton dans le bassin de la rivière Saint-François.

2.6 Conclusion

Les travaux de cartographie couvraient la superficie totale des bassins versants des rivières Saint-François et Chaudière. Ces cartes décrivent l'ensemble des unités lithostratigraphiques et la géomorphologie régionale. La réinterprétation des dépôts de surface ont été nécessaires pour plusieurs secteurs. Ces réinterprétations ont été intégrées aux deux nouvelles cartes géologiques des formations superficielles présentées en appendice (A.3 et A.4). La seconde partie de ce chapitre a abordé l'analyse et la caractérisation des différentes séquences stratigraphiques. Les archives stratigraphiques de cette région et les coupes naturelles sont très nombreuses. Il est à noter que les différentes campagnes de terrain ont permis une certaine révision de la majorité des coupes qui ont servi à l'élaboration du cadre stratigraphique initial des Appalaches (McDonald et Shilts, 1971). Dans ce contexte, une thématique visant la caractérisation des faciès glaciolacustres de la Formation de Gayhurst a été initié. De nouvelles observations, notamment dans le secteur du bassin de la Saint-François ont permis de bonifier les connaissances stratigraphiques de cet événement. Afin de bien contraindre les discontinuités latérales de ces différentes coupes, il s'avère nécessaire d'élaborer un modèle tridimensionnelle respectant la cartographie de surface et l'architecture de la sous-surface.

CHAPITRE III

CARTOGRAPHIE ET MODÉLISATION GÉOLOGIQUE 3D DES SÉDIMENTS QUATERNAIRES DES BASSINS VERSANTS DE LA RIVIÈRE SAINT- FRANÇOIS ET CHAUDIÈRE

3.1 Introduction

La modélisation 3D quaternaire présentée dans ce chapitre résulte d'une initiative du Ministère du Développement Durable, des Parcs et de l'Environnement du Québec (MDDEP) visant une meilleure connaissance des eaux souterraines à l'échelle des principaux bassins versants du Québec. Ces projets visent spécifiquement les ressources en eau du Québec municipalisé. Les rivières situées sur la rive sud du fleuve Saint-Laurent étant soumises à plusieurs contraintes industrielles et anthropiques, il devenait important d'établir des bilans de la ressource à cette échelle. Cette modélisation s'appuie sur une relance des programmes de cartographie des formations quaternaires à l'échelle du territoire québécois. Cette étude a donc permis d'établir un portrait géologique du bassin versant de la rivière Saint-François et de la rivière Chaudière.

Il y a plus de 10 ans, un premier programme moderne de cartographie quaternaire directement appliqué à l'hydrogéologie a été initié par le Centre Géoscientifique de Québec (CGQ) et par l'Institut national de la recherche scientifique (INRS) sous la supervision de Michel Parent et Yves Michaud, dans le secteur de Portneuf. Cette étude couvrait la vallée de la rivière Sainte-Anne (Parent *et al.*, 1998). La cartographie de surface s'est accompagnée d'une analyse des forages régionaux, afin de modéliser les variations régionales d'épaisseur de la séquence quaternaire. Ces méthodes ont été utilisées dans le cadre des programmes subséquents, en particulier dans le cadre du doctorat de Martin Ross (2005; projet AFSOQ), dans la région de Mirabel par l'utilisation de logiciels plus performants (e.g. gOcad). Depuis le début des années 2000, le département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère de l'UQÀM sous la direction de Michel Lamothe, s'est impliquée dans deux autres projets hydrogéologiques, chacun de ceux-ci comprenant une forte implication du milieu, en particulier celle des regroupements de bassins versants. Les projets de

Châteauguay (Tremblay et Lamothe, 2005) et de la rivière Chaudière (Caron *et al.*, 2007a,b) ont ainsi permis la production de nouvelles cartes synthèses de la géologie du Quaternaire.

Dans le cadre de cette thèse, la zone d'étude inclut le secteur canadien du bassin de drainage de la rivière Saint-François, de la frontière internationale aux Basses-Terres du Saint-Laurent ainsi que l'entièreté du bassin versant de la rivière Chaudière. Les cartes topographiques BNDT couvertes par le projet cartographique sont au nombre de 29 (incluant le tout ou une partie des cartes 21E/03, 21E/04, 21E/05, 21E/06, 21E/07, 21E/09, 21E/10, 21E/11, 21E/12, 21E/13, 21E/14, 21E/15, 21E/16, 21L/01, 21L/02, 21L/03, 21L/06, 21L/07, 21L/08, 21L/09, 21L/10, 21L/11, 31H/01, 31H/08, 31H/09, 31H/10, 31H/15, 31H/16, 31I/02).

Le présent chapitre débute par les grandes lignes de la méthodologie appliquée et des résultats pour l'étude des rivières Saint-François et Chaudière notamment pour les travaux de cartographie et de modélisation tridimensionnelle des sédiments quaternaires. La dernière partie du chapitre contient les résultats et les différentes cartes et coupes topogéologiques construites dans le cadre de la modélisation 3D.

3.2 Méthodologie

Une cartographie et une modélisation 3D systématique et détaillée des formations superficielles et de la géomorphologie glaciaire et post-glaciaire de l'Estrie et de la Beauce s'impose afin d'identifier la distribution dans l'espace des propriétés physiques des dépôts meubles qui seront importantes pour la modélisation hydrogéologique. À cette fin, nous procédons aux étapes suivantes : compilation des cartographies existantes, validation des formations superficielles lors de campagnes sur le terrain, photo-interprétation et intégration des données dans les systèmes d'information géographique et construction d'une modélisation tridimensionnelle des formations superficielles.

3.2.1 Travaux antérieurs et intégration des données dans les systèmes d'informations géographiques (GIS)

La compilation des travaux existants, les campagnes de terrain et la photo-interprétation ont été définis dans le Chapitre 1 et ont permis de faire la compilation des éléments ponctuels à cartographier. Les polygones des différentes unités géologiques et la géomorphologie ont été transférés et reportés à l'intérieur d'un système d'information géographique (ArcGis 9.3) pour ensuite être cartographiés aux échelles adéquates.

La première étape des travaux a consisté à recenser l'ensemble des cartes des formations superficielles déjà existantes réalisées pour ces deux bassins versants. Ce travail a été principalement orienté vers des travaux et rapports de la Commission géologique du Canada (CGC), données du Gouvernement du Québec et de données

universitaires et (Chapitre II; tableau 2.1 et 2.2) et ainsi que vers des travaux académiques (figure 3.1). Les cartes ont été réalisées par Gadd (1960; 1971 et 1978), McDonald (1966; 1967 et 1969), Chauvin (1978 et 1979), Parent, (1978), Shilts (1978 et 1981), Lasalle (1982), Boissonnault (1983), Dubé (1983), Blais et Shilts, (1992) et Bolduc (2003).

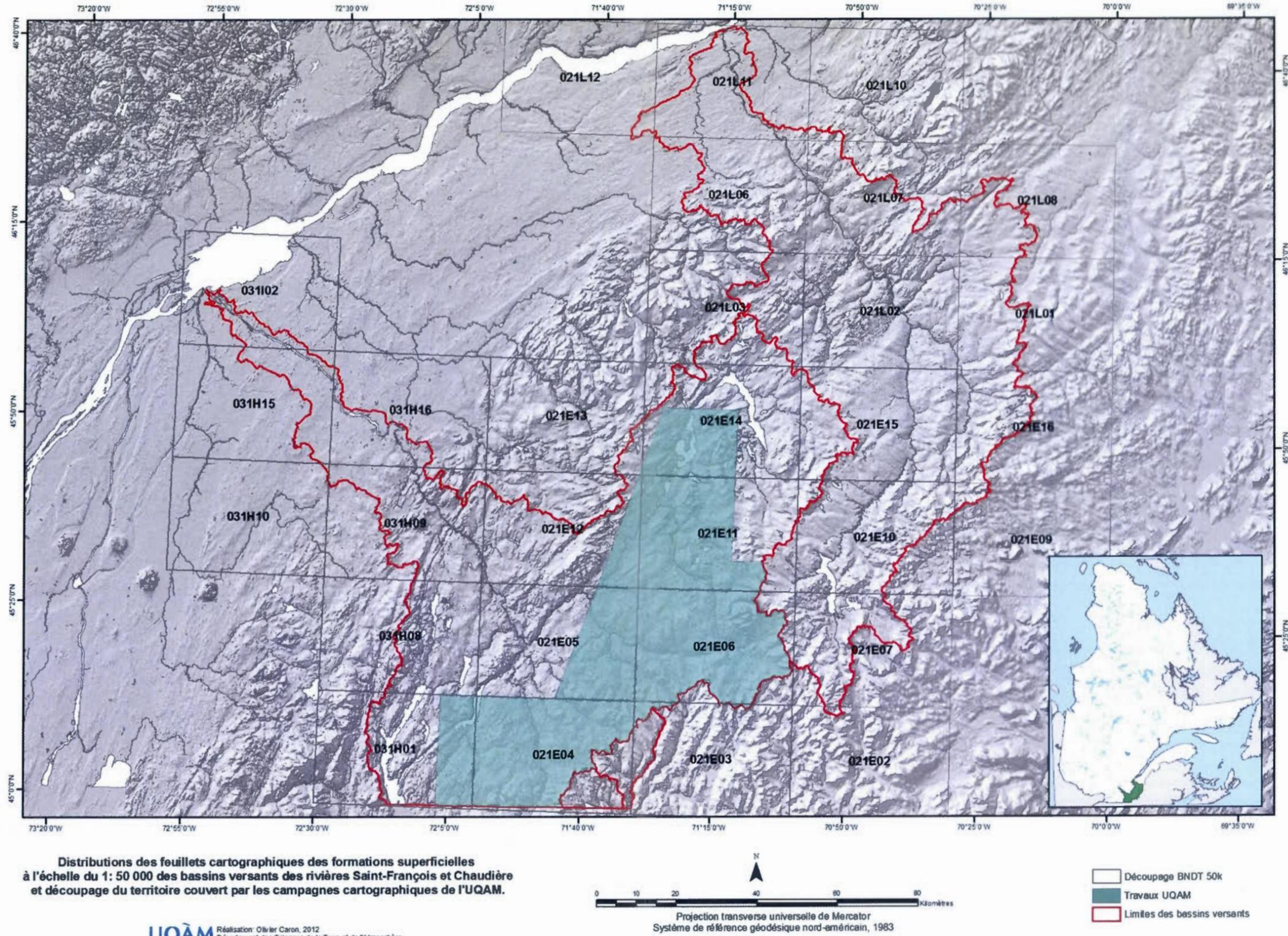


Figure 3.1 Localisation des sources cartographiques du bassin versant de la rivière Saint-François. La couleur verte pâle représente l'étendu des secteurs étudiés dans le cadre des camps de terrain de l'Université du Québec à Montréal. Les sources cartographiques sources sont classées par feuillet à l'échelle du 1 : 50 000 et présentées dans les Appendices A1 et A2.

La cartographie a été réalisée par numérisation à l'écran. Il a donc été nécessaire de numériser des cartes existantes et les photographies aériennes par balayage optique grâce à l'utilisation d'un traceur. Les images « raster » de ces documents ont ensuite été géoréférencées en attribuant les longitudes et les latitudes aux différents points pour les localiser dans l'espace. La superposition des différentes couches représentant les ensembles de dépôts et la géomorphologie permet de distinguer le modelé glaciaire, post-glaciaire, fluvial et organique. La carte des formations superficielles a été réalisée en utilisant la récente légende de la Commission géologique du Canada (Parent *et al.*, 2010, MS).

Les polygones des différentes unités et les symboles géomorphologiques des photographies aériennes ont été transférés et reportés à l'intérieur d'un système d'information géographique pour ensuite être cartographiés à des échelles variables. Dans le cadre de cette cartographie et de cette modélisation, les données d'élévation du sol (STRM) provenait de l'organisation CGIAR-CSI (<http://srtm.csi.cgiar.org/index.asp>). Ce modèle d'élévation numérique de terrain (*Digital Elevation Model*, DEM) est disponible grâce à un programme de la NASA (Shuttle Radar Topography Mission). Ces modèles d'élévation numérique ont une résolution de 90 m/pixels et sont réalisés par balayage satellite. Il est intéressant d'observer, grâce aux variations d'élévation par pixel, des particularités ou anomalies locales qu'il convient ensuite d'interpréter. De plus, son incertitude en Z est considérée comme acceptable dans le cadre d'une modélisation régionale. Les traitements et l'utilisation de ce DEM, permettent de mettre en évidence certaines caractéristiques du paysage jusqu'ici difficilement détectables (anomalies du profil des cours d'eau, dissymétrie des bassins versants) et de déterminer des zones de rupture topographique. Les cartes physiographiques (figure 1.5) et des linéaments du roc (figure 1.8) ont été réalisées à partir de ce DEM.

3.2.2 Cartographie des formations superficielles

Les composantes conservées suite aux simplifications du modèle quaternaire 3D sont présentées au tableau 3.1 et aux figures 3.2 et 3.3. En terme de distribution cartographique, cette simplification touche surtout les différents faciès de till ramenés à une seule unité.

Tableau 3.1 Unités lithostratigraphiques du modèle tridimensionnel de la Saint-François et de la Chaudière.

Codification de la CGC(Commission géologique du Canada)	Identification
O	Sédiments de tourbière
A	Alluvions (inclus Ap, At, Ax)
C	Colluvions
LG	Sédiments lacustres
MGd	Sédiments glaciomarins deltaïques
MGb	Sables et graviers glaciomarins littoraux et pré-littoraux
MGa	Argiles et silts glaciomarins marins
LGd	Sédiments glaciolacustres deltaïques
LGb	Sédiments glaciolacustres littoraux et pré-littoraux
LGa	Sédiments glaciolacustres d'eau profonde
G	Sédiments fluvioglaciaires (Gx/Gs ;Graviers et sables grossiers)
T	Sédiments glaciaires (Tm, Tc, Tr, Trm, Tf)
Q	Formations quaternaires anciennes (incluant les sédiments Gayhurst)
R	Socle Rocheux

Figure 3.2 Cartographie des formations superficielles.

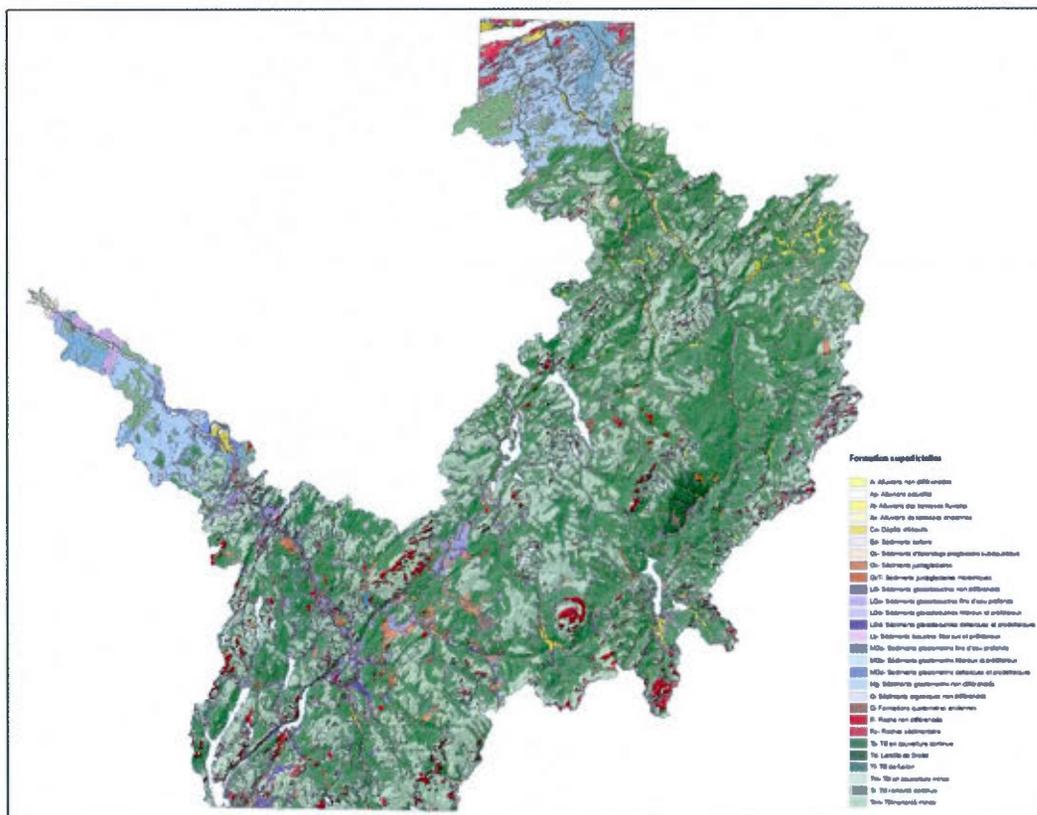
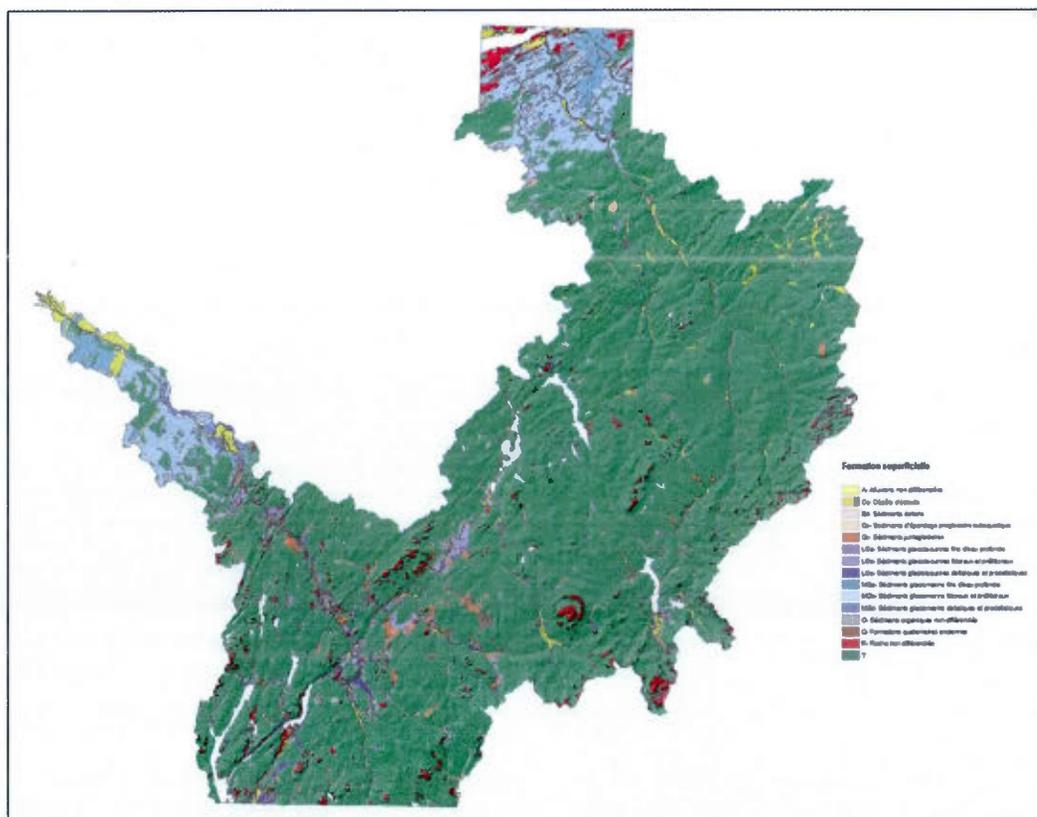


Figure 3.3 Simplification de la cartographie des formations superficielles pour l'intégration dans le modèle 3D.



3.3 Modélisation tridimensionnelle des sédiments quaternaires des bassins versants de la rivière Saint-François et Chaudière.

Le développement accru des systèmes d'information géographiques (SIG) et des logiciels de géomodélisation depuis une dizaine d'année a permis d'aborder la géologie du Quaternaire, la géomorphologie et l'hydrogéologie à partir de nouvelles approches. La prise en compte de la troisième dimension rendue possible par l'emploi de modèles d'élévation numérique de terrain avec le couplage des données de sous-surface permet non seulement de modéliser le relief, d'effectuer des traitements géométriques plus rigoureux qu'en 2D (repérage de plans de failles, regroupements en familles de failles, morphologie des bassins versants, étude du réseau hydrographique) mais aussi de mettre en évidence l'architecture des unités géologiques et des structures de sous-surface jusqu'ici difficiles à détecter et à caractériser. La présence des nombreuses vallées enfouies situées dans la Beauce et dans les Cantons-de-l'Est en est un bel exemple (figure 3.4).

La modélisation géologique tridimensionnelle a pour objet de fournir une représentation géoréférencée en format digital de la géométrie et, s'il y a lieu, des propriétés des unités géologiques d'une région donnée et ce, pour diverses utilisations (Ross, 2005). Ainsi, ce type de modélisation 3D de sous-surface, particulièrement en ce qui concerne les sédiments quaternaires, s'avère un outil très efficace afin de quantifier l'architecture stratigraphique et les différents paramètres hydrogéologiques notamment pour la recharge des nappes phréatiques. Ce modèle définit l'épaisseur et la distribution stratigraphique des dépôts meubles suivant le découpage du territoire sous forme de maillage de 250m x 250m x 1m. Le modèle décrit l'ensemble des sédiments rencontrés de la surface au roc incluant leur profondeur relative pour les coordonnées X et Y au centre de chaque maille. Malgré l'incertitude que représente ce type d'analyse spatiale, la disposition proposée des sédiments quaternaires apparaît comme suffisamment précise pour des modèles hydrogéologiques 3D.

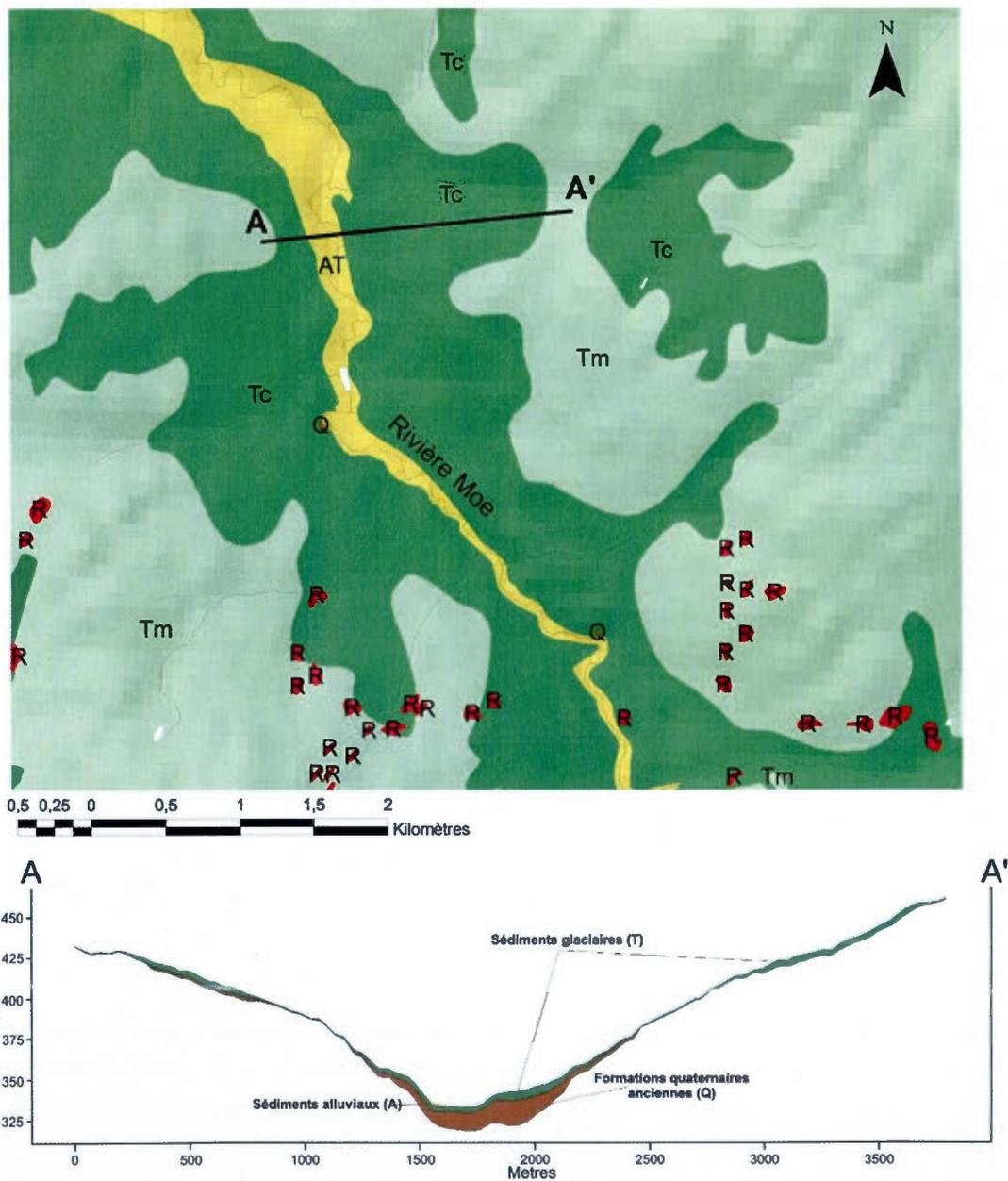


Figure 3.4 Représentation 2D de la stratigraphie de la rivière Moe, Québec.

3.3.1 Les objectifs spécifiques de la modélisation géologique 3D

- 1) Définir la nature, l'étendue et l'épaisseur des formations superficielles de surface à l'échelle des bassins versants de la rivière Saint-François et Chaudière.
- 2) Définir la nature, l'origine et l'architecture stratigraphique des unités quaternaires enfouis. Un regard particulier sera porté aux vallées tributaires des rivières Saint-François et Chaudière puisqu'une importante épaisseur de sédiments antérieurs à la dernière glaciation a pu être préservée.
- 3) Construire, à l'aide d'outils informatiques, un modèle tridimensionnel représentant la topographie du roc et l'architecture stratigraphique des unités quaternaires à l'échelle régionale.

3.3.2 Contributions à la modélisation tridimensionnelle quaternaire.

La méthode de modélisation tridimensionnelle choisie et utilisée est basée sur l'intégration des cartes 2D des formations superficielles de surface et de données d'épaisseurs (figure 3.5). La procédure générale de modélisation 3D a été inspirée par les travaux réalisés dans le secteur de la rivière Châteauguay (Tremblay, 2007) et le secteur de Mirabel (Ross, 2005). Les bassins versants des rivières Saint-François et de la rivière Chaudière couvrent une superficie qui dépasse les 15 000 km². Sur une aussi grande échelle régionale, ce travail représente une première au Québec. Cette modélisation 3D permet également de comprendre les différentes relations géométriques et stratigraphiques entre les unités quaternaires et le roc sous-jacent sur une très grande échelle. Cette modélisation contribue également à la paléogéographie de cette région.

Étapes de réalisation pour le passage des données dans un environnement 2D à 3D :

- 1-Acquisition et compilation des données de surface et de sous-surface.
- 2-Standardisation et interprétation des données
- 3-Élaboration du modèle conceptuel
- 4-Modélisation géologique tridimensionnelle
- 5-Visualisation des données géologiques (Coupes stratigraphiques, cartes géologiques, Grid, Voxel)

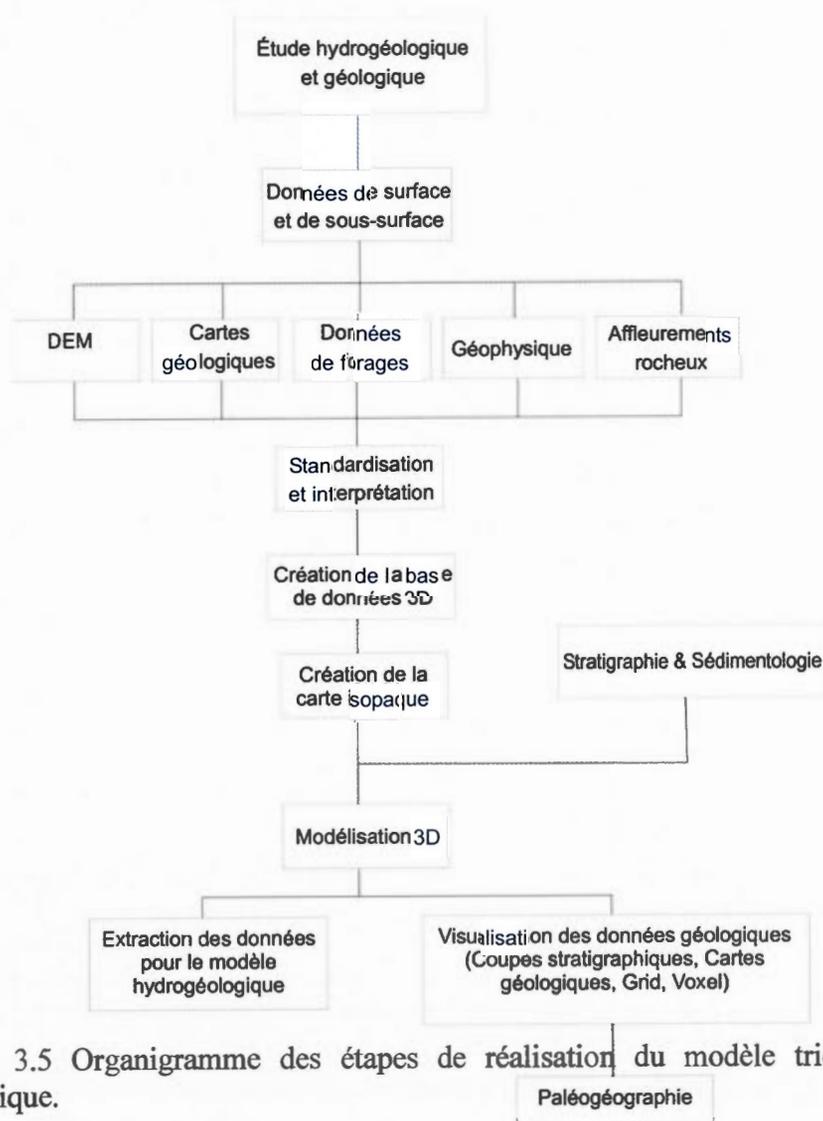


Figure 3.5 Organigramme des étapes de réalisation du modèle tridimensionnel géologique.

3.3.3 Acquisition et compilation des données de surface et de sous-surface.

La réalisation d'un modèle géologique tridimensionnel repose sur la disponibilité et la qualité des données de sous-surface. Idéalement, seules les données de haute fiabilité devaient être incluses dans le modèle. Par conséquent un indice de fiabilité a été attribué pour chaque source de forages (selon des critères de localisation et de descriptions lithostratigraphiques des puits et des forages) afin d'évaluer et de quantifier le niveau d'incertitudes du modèle (tableau 3.2).

Tableau 3.2 Critère de validation de la base de données du modèle 3D (Ross *et al.*, 2004)

Indice de fiabilité	Cote de fiabilité	Critère	Type de données
5	Très élevée	Les logs originaux des forages, les rapports et les échantillons sont disponibles. La description des logs de forages est très détaillée et validée. La localisation des forages s'avère bonne.	Forages géotechniques et stratigraphiques
4	Bonne	Les logs originaux des forages et les rapports sont disponibles. Quelques localisations de forages ont été validées lors des campagnes de terrain.	
3	Acceptable	Les logs originaux de forages ne sont pas disponibles. Il n'y a pas de contradiction apparente avec les données fiables limitrophes.	Forages géotechniques et forages de la banque de donnée des puisatiers du Québec (SIH).

Indice de fiabilité	Cote de fiabilité	Critère	Type de données
2	Faible	Un problème avec le forage ou le puit ; mauvaise localisation ou mauvaise description lithostratigraphique	Forages SIH.
1	Mauvaise	Plusieurs problèmes avec le forage ou le puit	Forages SIH.

La compilation des données (tableau 3.3 ; figure 3.6) primaires a été réalisée à partir de plusieurs sources et bases de données :

Données de forage du Ministère des Transports du Québec et du Ministère de l'Environnement du Québec

- Une collecte des différentes données de forages du Ministère des transports du Québec et du Ministère de l'Environnement du Québec a été réalisée lors de l'hiver 2008. Les données compilées proviennent des différents relevés compilés lors des travaux routiers en Estrie. Ces 815 forages représentent d'excellentes données en terme de descriptions stratigraphiques.

Données de forage provenant des travaux de McCormack, 1982.

- Rapports hydrogéologiques réalisés par McCormack visant la caractérisation hydrogéologique de la rivière Saint-François et de la rivière Chaudière. Ces documents contiennent 340 sondages comportant de bonnes descriptions stratigraphiques.

Données de forage provenant des travaux de Georges Simard, Gouvernement du Québec, Ministère des richesses naturelles, direction générale des mines. (Étude hydrogéologique du bassin de la rivière Eaton, 1970, Levé hydrogéologique, East-Angus, 1971)

- Georges Simard a réalisé des études hydrogéologiques pour le secteur des bassins de la rivière Eaton et du secteur de la ville d'East-Angus. Le rapport de la rivière Eaton contient 67 sondages stratigraphiques et 38 sondages sismiques. Il a aussi réalisé des interprétations stratigraphiques en concevant des coupes topo-géologiques. Le rapport du secteur East-Angus contient 9 sondages stratigraphiques.

Données de sondages compilées et provenant des archives du MDDEP (Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs).

- Le MDDEP est dépositaire des différentes données touchant la ressource en eau. Ainsi de nombreuses données de sondages (739 sondages, puits et forages) n'ayant jamais été compilées dans le système SIH (Banque de donnée des puisatiers du Québec) ont été compilées pour le secteur visé. Ces données provenaient essentiellement de compagnies privées et d'études antérieures du Ministère de l'Environnement.

Données de la banque des puisatiers du Québec (SIH)

(www.menv.gouv.qc.ca/eau/souterraines/sih/index.htm)

- Ces données sont disponibles sur le site du Ministère du Développement durable, Environnement et Parcs du Québec. Ces données sont très nombreuses (plus de 18 724 données pour l'ensemble des deux bassins versants) mais apportent très peu d'information sur la lithostratigraphie et

la granulométrie des sols (elles sont très sommaires). Leur densité importante a toutefois été très utile afin de calculer l'épaisseur totale des sédiments à l'échelle du bassin versant mais également pour combler des secteurs sans données de forage.

Données de forage de la Commission Géologique du Canada (CGC)

- Des données (77 forages) provenant de la réserve de la Commission Géologique du Canada ont aussi été compilées dans la base de données. Ces forages ont été réalisés et interprétés notamment par Shilts et Smith (1986a) principalement dans le secteur de la Haute-Chaudière. Ces forages stratigraphiques contiennent des descriptions lithostratigraphiques les plus détaillées du projet (Shilts et Smith, 1986a).

Données stratigraphiques académiques (McDonald, 1967; Shilts, 1981, Parent 1987b; Larocque, 1999 ; Ramaseder, 2001).

- La compilation des levés de coupes stratigraphiques décrites dans le cadre de travaux académiques a été particulièrement utile. Les principales thèses complétées dans ce secteur ont été réalisées par respectivement McDonald (1966), Parent, (1987b) et Larocque (1999). Ces données s'avèrent très importantes pour l'interprétation des différentes unités lithostratigraphiques.

Données stratigraphiques académiques provenant de l'Université du Québec à Montréal (UQAM).

- Des équipes de l'UQAM (dans le cadre du cours de cartographie et géomorphologie des dépôts meubles; SCT-6820) sous la supervision de Martin Roy et de Michel Lamothe ont réalisé des travaux cartographiques

systematiques pour les régions de Weedon, La Patrie/Mont Mégantic et Coaticook. Un grand nombre de données stratigraphiques ont été intégrées au modèle géologique de la rivière Saint-François. Des travaux (Lamothe *et al.*, 2000) ont aussi été réalisés, dans les bassins des rivières Eaton et Saumon, dans le cadre du congrès de l'AQQUA-GCRG (Association québécoise pour l'étude du Quaternaire). Dans le cadre de cette étude, 39 coupes stratigraphiques, dont certaines inédites, ont été intégrées à cette compilation.

Forages d'exploration minière pour les secteurs de la rivière Moe (Géophysique G.P.R International Inc., 1986) et d'Eustis (Minerais Lac Ltee., Beaudry, P. 1987).

- La présence d'or dans les graviers de la rivière Moe a attiré l'attention de plusieurs compagnies depuis le début du siècle. Des travaux de prospection ont été entrepris en 1986 afin de réaliser une campagne de forages. Ce rapport contient 18 forages avec description détaillée des unités lithostratigraphiques. La profondeur des trous varie entre 5,8 et 38,7 mètres. Des travaux d'exploration minière ont également été initiés en 1988 dans le secteur de la petite municipalité d'Eustis. Ce rapport contient 22 forages avec description détaillée des unités lithostratigraphiques.

Affleurements rocheux

- Les affleurements rocheux ont été compilés et numérisés dans ArcGIS 9.3 à partir des différentes cartes géologiques. Certains des affleurements avaient été préalablement compilés sur l'interface de SIGEOM du ministère des Ressources naturelles et de la Faune (région couverte notamment par la carte-compilation de Slivitzky et Saint-Julien, 1987) et

des données compilées au GPS lors des campagnes de terrain. Ils sont au nombre de 35 765 données.

DEM (Modèle d'élévation numérique)

- Les modèles d'élévation numérique utilisés dans le cadre de cette modélisation sont les produits SRTM de la NASA (<http://srtm.csi.cgiar.org/index.asp>). Ce modèle d'élévation numérique a une résolution de 90 m par 90 m pour chaque maille. La Commission géologique du Canada a aussi fournis un DEM avec une résolution de 30 m par 30 m pour chaque maille pour le secteur du bassin versant de la rivière Chaudière.

Cartes des formations superficielles (Compilation des cartes sur les formations superficielles du bassin versant de la rivière Saint-François; Caron, 2010)

Les données de la répartition des formations superficielles essentielles à la modélisation tridimensionnelle des sédiments proviennent des cartes 2D réalisées aussi dans le cadre de cette étude doctorale.

Tableau 3.3 Caractérisation, distributions et pourcentage des sources de données.

Type de données		Quantité	Commentaires	Facteur de fiabilité	% des forages selon l'ensemble des données disponibles
Affleurements rocheux numérisés		35 765	Données linéaires qui ont été numérisés et intégré dans le logiciel SIG (ArcGIS 9.3).	5	
Forages interprétations stratigraphiques		3361	Principales données de forages interprétées et utilisées pour la construction de l'architecture du modèle 3D des dépôts.	5 / 4 / 3	
Travaux académiques (Coupes stratigraphiques)	Barrie McDonald (1969)	19	Données stratigraphiques des coupes généralement localisées le long des rivières.	5	0.09 %
	William W. Shilts (1981)	22	Données stratigraphiques des coupes dans le secteur de la rivière Chaudière.	5	0.09 %
	Michel Parent (1987)	18	Données stratigraphiques des coupes généralement localisées le long des rivières.	5	0.09 %
	Armand Larocque (1991)	49	Données stratigraphiques des coupes généralement localisées le long des rivières.	5	0.24 %
	Olivier Caron (2011)	39	Données stratigraphiques des coupes généralement localisées le long des rivières.	5	0.19 %
Transport Québec (MTQ)		815	Données de forages	4	2.60 %

Type de données	Quantité	Commentaires	Facteur de fiabilité	% des forages selon l'ensemble des données disponibles
Rénald McCormark	340	Données de forages	3	1.58 %
Forages stratigraphiques de la Commission CGC	42	Données de forages	5	0.20 %
Georges Simard	Sondages : 76 forages Sismiques : 38 sondages sismiques	Données de forages	3	0.18 %
Forages exploration minière, Rivière Moe et secteur d'Eustis	40 forages	Données de forages	4	0.09 %
MDDEP (Compilation)	739 sondages et forages	Données de forages	2 / 3	3.59 %
SIH	18 724 forages	Données linéaires	1 / 2	90.95 %
Données topographiques (Modèle d'élévation numérique ; STRM)		Données matricielles de surface ; résolution : 90 x 90 m		
Cartes géologiques des dépôts de surface		Données vectorielles de surface divisées en 24 unités géologiques et simplifiées en 15 unités géologiques pour le modèle 3D.		

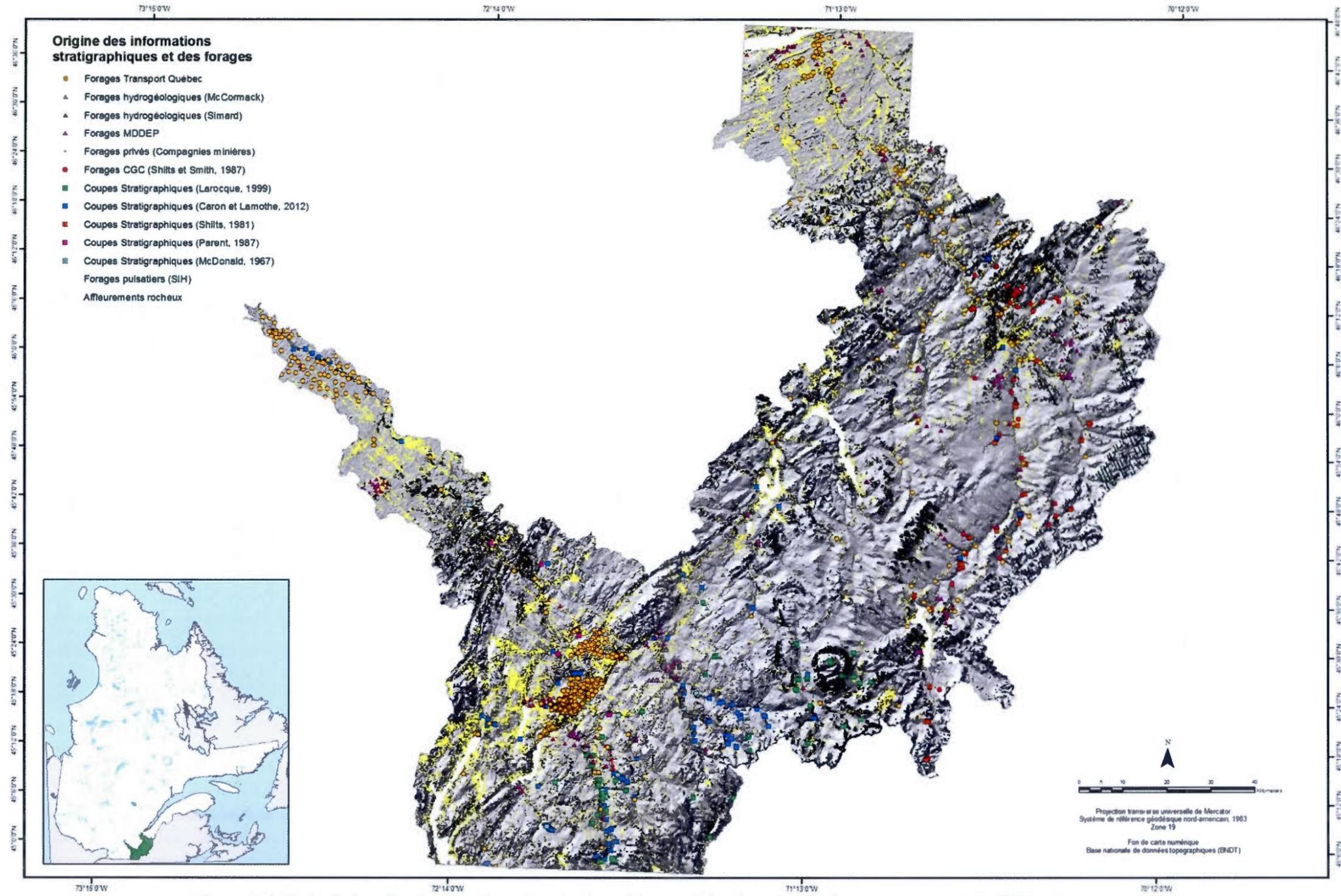


Figure 3.6 Carte de localisation des données stratigraphiques et des données de forage provenant de différentes sources.

3.3.5 Standardisation et interprétation des données

L'intégration des différentes sources de données peut s'avérer parfois difficile dans les différentes plateformes de modélisation 3D. Il a donc été nécessaire d'apporter plusieurs modifications afin de standardiser les données. La première étape a consisté à simplifier et uniformiser la nomenclature des unités lithostratigraphiques définies et utilisées par la Commission géologique du Canada (CGC). Les critères de regroupement des hydrofaciès ont été basés principalement sur les valeurs de conductivité hydraulique potentielles des différentes unités lithostratigraphiques. Les études hydrogéologiques (McCormack, 1979, 1982; Simard 1970, 1971) et les études géologiques (Ross, 2005 ; Tremblay; 2007 ; Lamarche, 2011) similaires ont été. Les différentes unités qui caractérisent les dépôts glaciaires (Till) et les dépôts fluvioglaciaires (Gs/Gx) ont été regroupées. Il en a été de même pour les sédiments alluviaux (A), les sédiments lacustres associés au Lac à Lampsilis (Lb), les dépôts d'éboulis (Ce) et les sédiments éoliens (Ed). Les unités cartographiques conservées suite aux simplifications du modèle quaternaire 3D sont au nombre de 12 comparativement à la carte des formations superficielles qui en comporte 24.

3.3.5 Coupes synthèses du cadre lithostratigraphique quaternaire

Ces coupes (figure 3.7 et 3.8) représentent la succession lithostratigraphique et hydrostratigraphique des unités modélisées de même que la topographie du sol. Dans le contexte régional des bassins versants de la rivière Saint-François et Chaudière, le modèle conceptuel permet une meilleure intégration schématique et géométrique de l'architecture des différentes unités quaternaires de la sous-surface notamment au niveau des corrélations géologiques possibles entre les Basses-Terres du Saint-Laurent et les Appalaches.

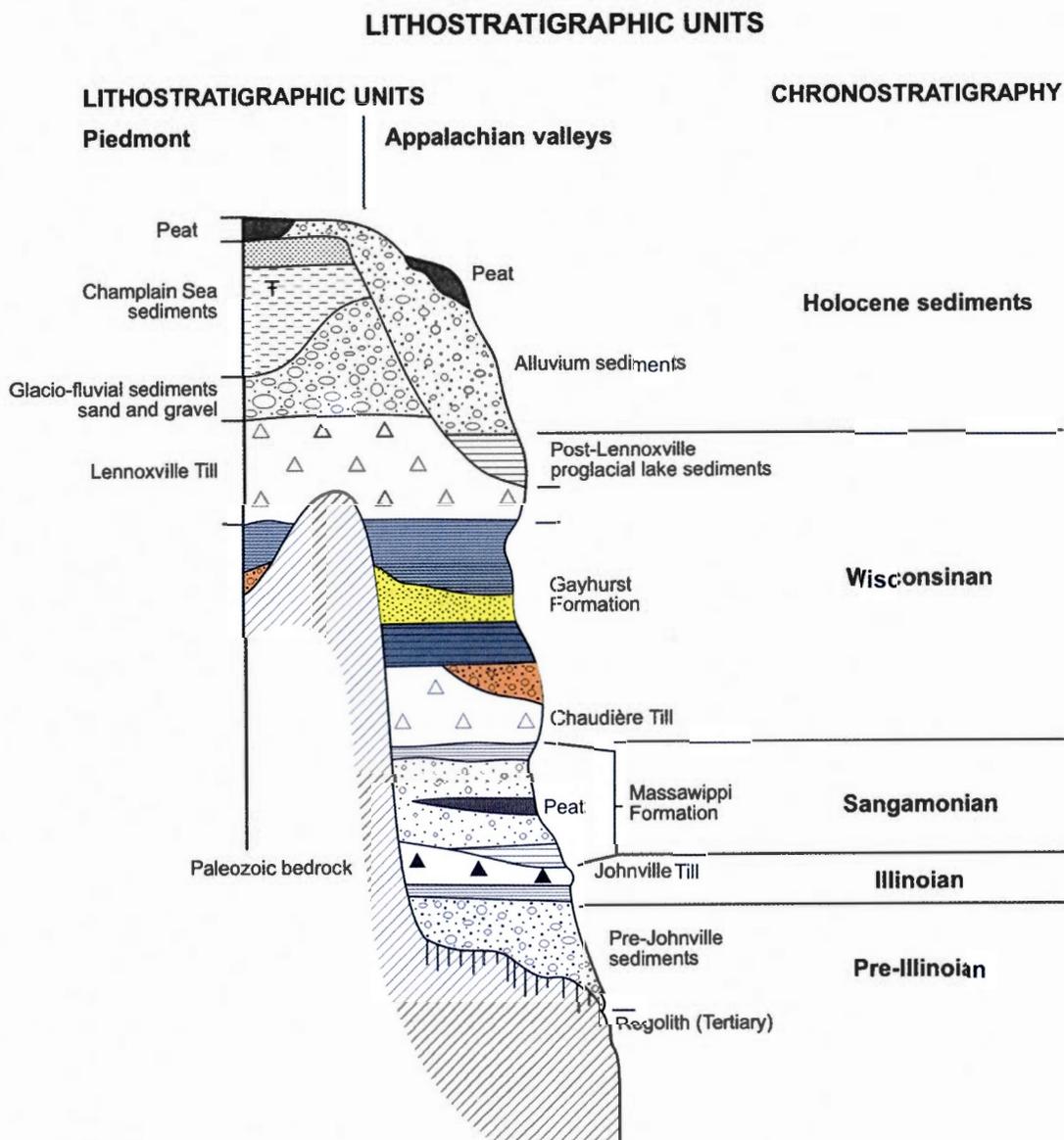


Figure 3.7 Coupe synthèse du cadre stratigraphique du bassin versant de la rivière Chaudière (Tiré de Caron et Lamothe, 2007). La partie élevée du substratum rocheux représente l'antlinorium des monts Notre-Dame et représente la limite entre les Basses-Terres du Saint-Laurent au Nord et les Appalaches au sud.

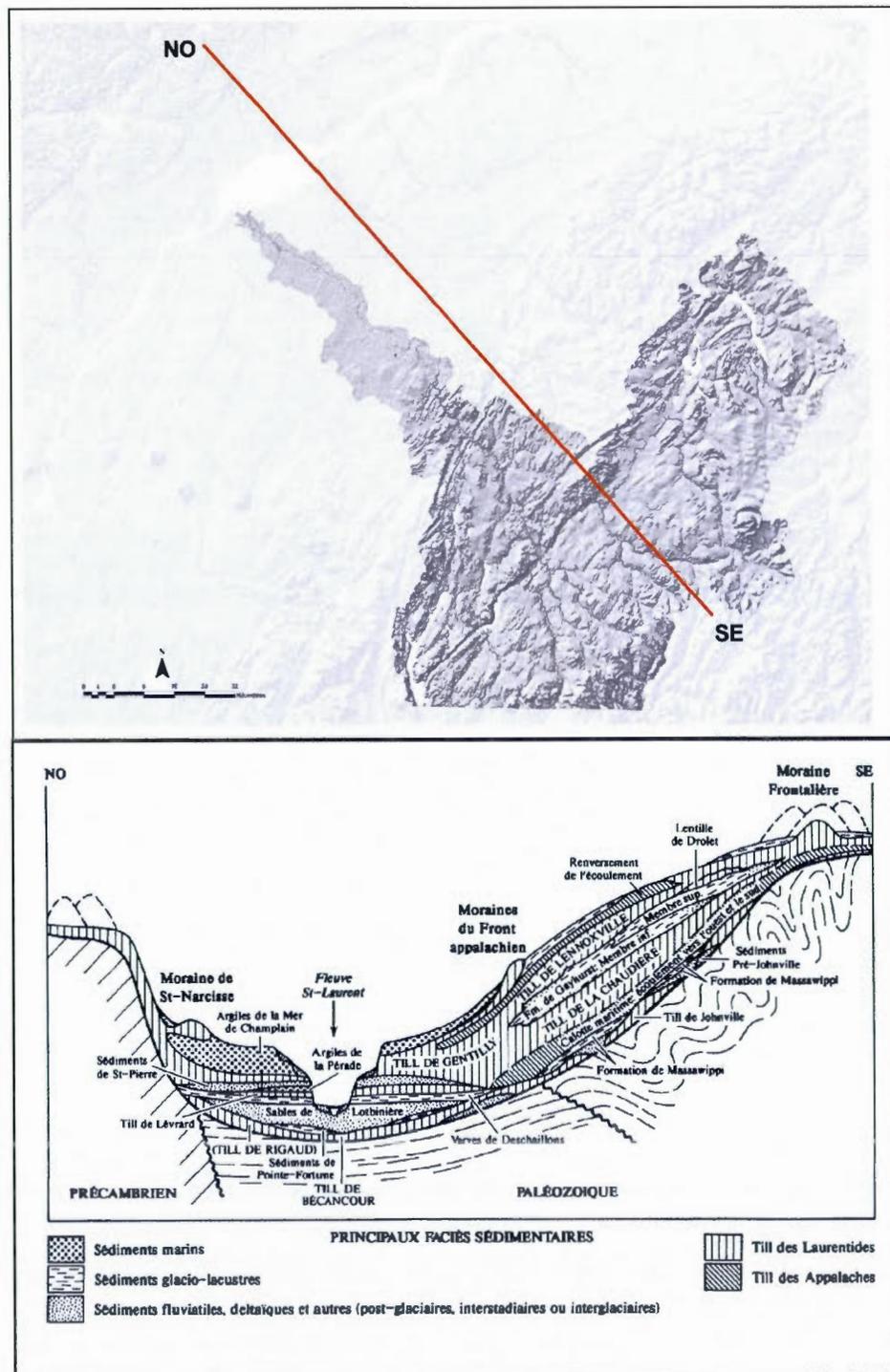


Figure 3.8 Modèle conceptuel de la stratigraphie quaternaire à travers le Québec méridional (Elson in Shilts, 1981; Lamothe tiré de Landry et Mercier, 1992).

3.3.6 Modélisation

L'importation des données a été réalisée à l'aide de différents logiciels de système d'information géographique (SIG). Conséquemment, les étapes de cartographie, d'intégration, de standardisation et d'interprétation des données ont été réalisées à l'aide des logiciels de MapInfo 9.0, ArcGIS 9.3 et de Vertical Mapper 3.0. Dans un premier temps, les données (forages archivés, données géotechniques, affleurements rocheux, coupes stratigraphiques, profils sismiques, GPS et données de contraintes) et les informations ont été compilées dans une base de données respectant les informations originelles. Ces données sont en général peu ou pas uniformisées et elles peuvent avoir été manipulées et transférées plusieurs fois, augmentant ainsi les imprécisions. Par la suite les données ont été insérées, optimisées, simplifiées et interprétées selon une nomenclature et une charte standard qui permettait d'uniformiser l'ensemble des données primaires (Ross, 2005). Les données de forages ont également été analysées et classées selon une série de critères de fiabilité afin de quantifier les incertitudes du modèle 3D. De plus, dans bien des cas, la majorité des forages et des puits n'atteignent pas le roc. Une partie du bassin versant est donc sous-représentée principalement dans les vallées où le substratum rocheux est difficile à détecter. La présente recherche comporte tout de même beaucoup de données de qualité atteignant le roc réparties de façon quasi-uniforme et pour lesquelles l'accès au format original est encore possible.

L'approche préconisée visait le passage de l'information en 1D (forage), vers une compréhension en 2D, via un modèle conceptuel et des coupes topogéologiques, puis à une interpolation des coupes 2D pour former un modèle 3D. La modélisation tridimensionnelle des données a été réalisée à l'aide du logiciel de géomodélisation gOcad (Earth Decision Sciences). Ce logiciel développé pour répondre aux besoins de la modélisation géologique a permis de finaliser l'analyse tridimensionnelle. Le principal avantage de cette plate-forme 3D est l'utilisation commune avec ArcGIS 9.3 (ESRI). Il devient donc intéressant de travailler dans le même environnement numérique pour les étapes de cartographie vectorielle et de modélisation 3D en mode matricielle.

3.3.7 Contraintes

L'ajout de données de contraintes et de points de contrôle a été nécessaire particulièrement en ce qui a trait à l'épaisseur des zones de till épais et de till mince. La couverture de données primaires étant particulièrement discontinue, un certain nombre d'informations recueillies lors des campagnes de terrain ont été ajoutées comme données minimales d'épaisseurs pour les unités géologiques. Ces données comportent des informations sur les épaisseurs des unités et font en sorte que l'architecture du modèle est bonifiée puisque la densité et la localisation des données primaires n'est pas toujours uniforme.

3.3.8 Construction de la carte isopaque et choix de la méthode d'interpolation des différentes unités lithostratigraphiques.

La carte isopaque des sédiments représente la distribution de l'épaisseur totale des formations superficielles qui recouvrent le roc. Celle-ci a été réalisée à l'aide de la carte des formations superficielles (figure 3.2) et des différentes données primaires (tableau 3.3), selon la méthodologie développée par la CGC (Parent, *et al.*, 1998). Ainsi la première phase consistait à extraire les zones d'affleurements rocheux et de till mince ($\leq 1\text{m}$) à partir des cartes géologiques et des formations superficielles et à calculer une profondeur au roc en n'utilisant que les forages qui ont atteint le roc. De cette manière le calcul était directement concentré sur les vallées (pour la partie appalachienne du bassin versant) où sont observées les plus grandes épaisseurs de dépôts (figure 3.9). Les calculs ont été réalisés selon la méthode d'interpolation spatiale *discrete smooth interpolator* (DSI). Les différentes cartes d'épaisseurs (figure 3.11 à 3.29) des unités lithostratigraphiques ont également été quantifiées avec cet interpolateur.

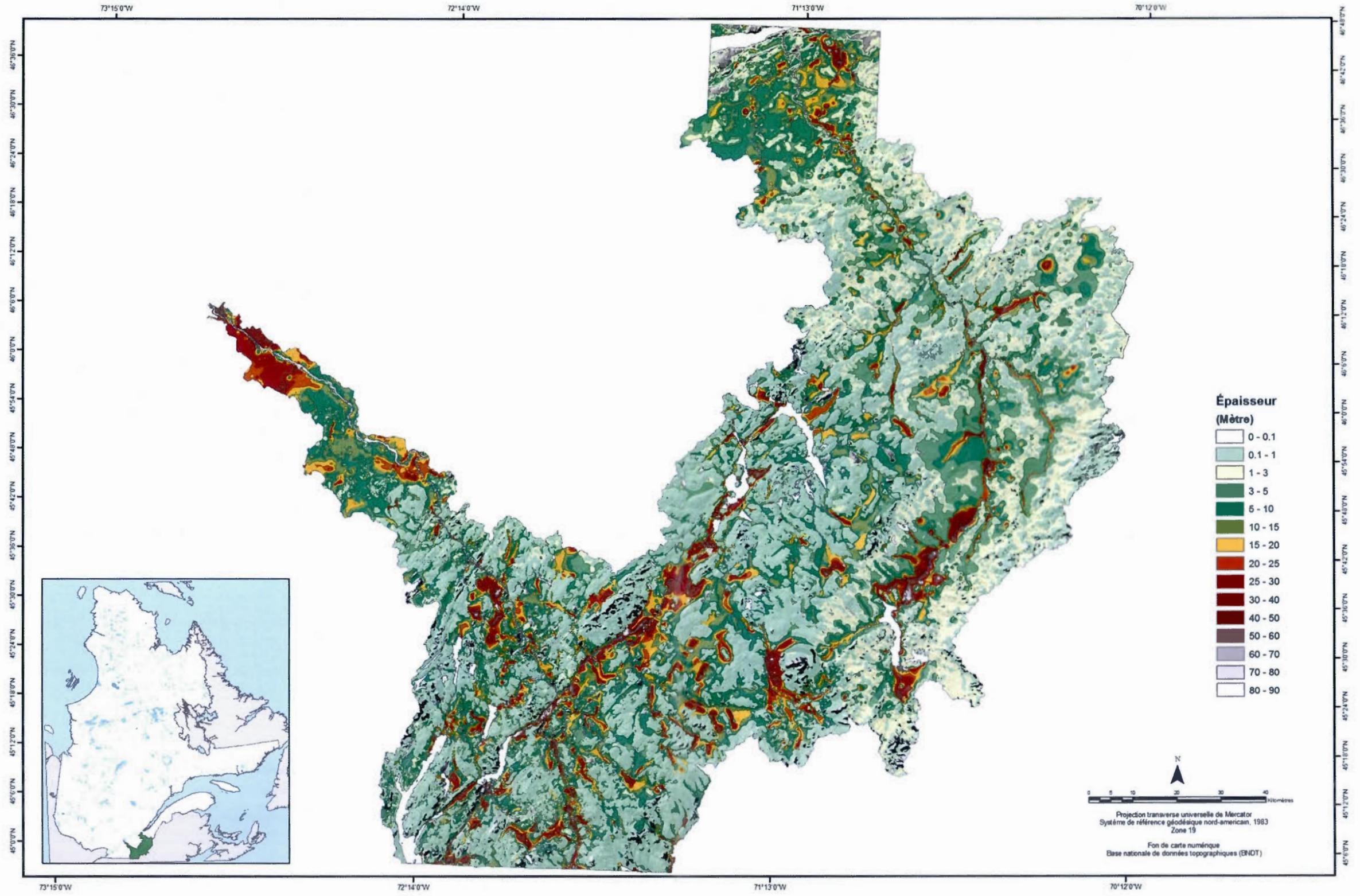


Figure 3.9 Carte de la distribution de l'épaisseur totale des sédiments quaternaires pour les bassins versants de la rivière Saint-François et Chaudière.

L'estimation des épaisseurs des dépôts est contrôlée par la proximité du roc, l'épaisseur de matériel progresse régulièrement depuis une épaisseur nulle près des zones élevées avec affleurements vers une épaisseur maximale dans le centre des vallées. L'épaisseur totale des sédiments est principalement comprise entre 0 et 126 m (une portion très faible se trouve en 60 et 126 m) et la moyenne se situe entre 8 et 20 m. Les résultats de cette interpolation concordent parfaitement avec les observations de terrain.

3.3.9 Calcul des objets géologiques

Il existe deux grandes catégories de modélisation pour représenter en trois dimensions les objets géologiques : la modélisation volumique et la modélisation surfacique. Le présent modèle des bassins versants de la rivière Saint-François et Chaudière a été conçu dans un premier temps selon une approche surfacique et transposé par la suite en modélisation de type volumique. La modélisation géologique 3D a pour objectif de fournir une représentation géoréférencée en format numérique de la géométrie des unités géologiques d'une région donnée. Dans le cadre des présents travaux le modèle a été conçu avec un intérêt particulier pour la stratigraphie quaternaire des formations superficielles, plus spécifiquement pour les formations quaternaires anciennes (Q) préservées généralement dans le fond des vallées tributaires de la rivière Saint-François (ex : la rivière Moe, la rivière Eaton et la rivière Coaticook). Ce type de modèle pourra être utilisé à divers égards notamment pour une future caractérisation hydrogéologique de cette région.

- Approche vectorielle et surfacique (Tremblay, 2010)

Les aspects pratiques, sont décrits en détails dans les travaux de Tremblay, *et al.*, (2010). Cette méthode représente une manière rapide de quantifier les épaisseurs de chaque unité lithostratigraphique tout en respectant la carte des formations superficielles et les données de sous-surface.

Cette approche consiste à créer dans un premier temps une carte isopaque de la zone d'étude en utilisant l'ensemble des données de sous-surface et de surface. Ensuite, le

calcul des différentes épaisseurs des unités lithostratigraphiques s'opère par le calcul des ratios entre les différents ensembles géologiques qui composent la carte isopaque. Le calcul des ratios (k) des forages sont quantifiés par la subdivision d'une épaisseur d'une unité géologique **TA'** et qui se positionne au-dessus d'une seconde **TB'** (figure 3.10). Ces ratios sont ensuite interpolés, pondérés et subdivisés à l'épaisseur totale des sédiments. Ces étapes de quantification des ratios sont ensuite répétées afin d'individualiser chaque couche géologique qui compose le modèle. Cette approche s'avère intéressante dans le cas des bassins versants de la rivière Saint-François et Chaudière puisque la topographie du substratum rocheux est relativement accidentée, occasionnant des variations d'épaisseur importantes dans la répartition des dépôts de surface. Cette approche permet donc la construction d'un modèle tridimensionnelle surfacique de l'architecture de la sous-surface qui respecte les données primaires de forages mais également la carte des formations superficielles.

L'approche surfacique/vectorielle a été utilisée principalement pour construire un squelette préliminaire du modèle 3D. Cette approche s'avère très efficace mais légèrement contraignante lorsque certaines unités du modèle doivent être mise à jour et bonifiées avec de nouvelles données puisque toutes les étapes de calculs des surfaces doivent être requantifiées et resubdivisées à nouveau à la carte isopaque.

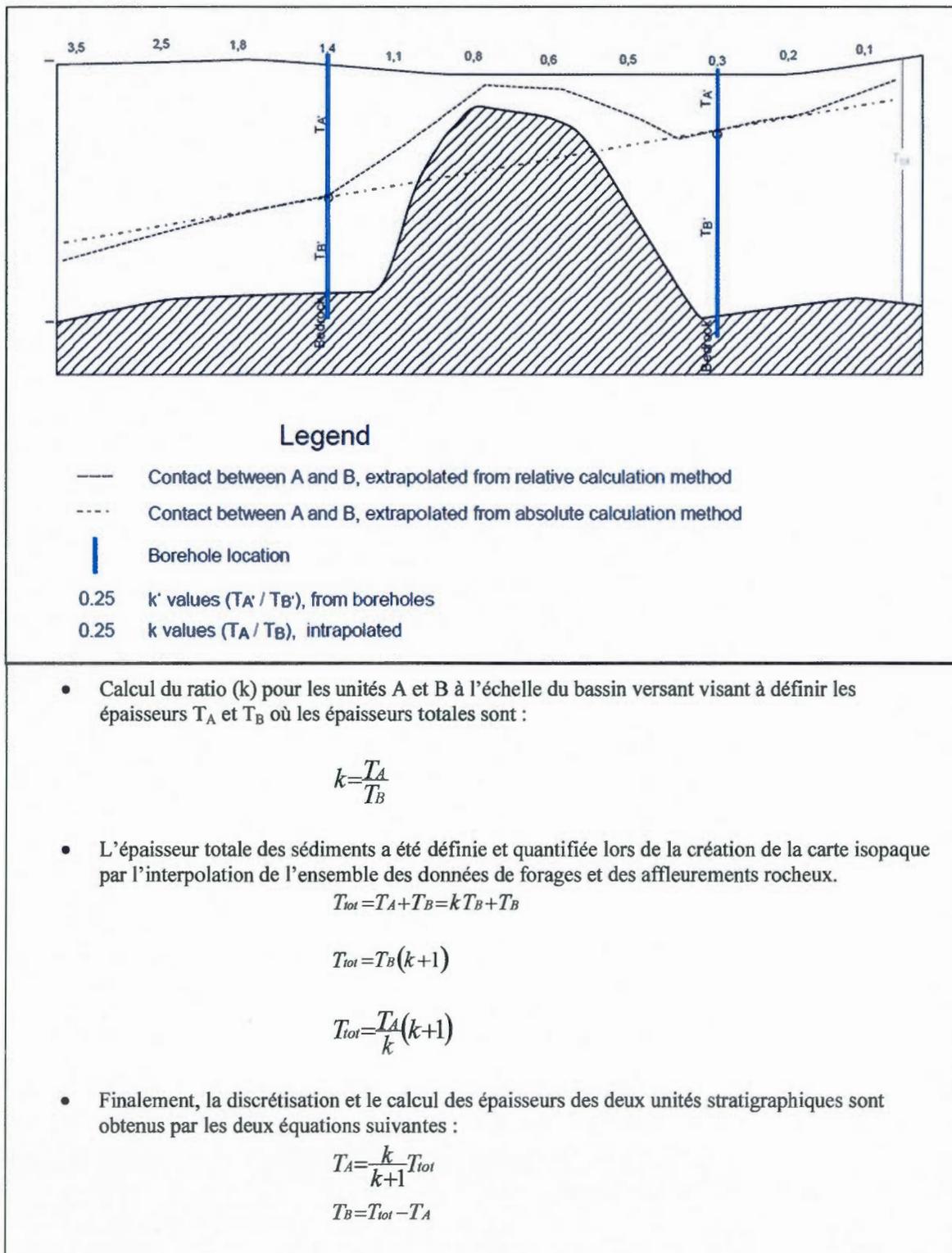


Figure 3.10 Exemple de calcul pour subdiviser deux unités lithostratigraphiques à partir de ratios quantifiés avec les données de forages et la carte isopaque. (Tremblay *et al.*, 2010).

- **Approche volumique (Bolduc *et al.*, 2005, Ross *et al.*, 2005 ; Lamarche 2011)**

Le modèle surfacique a été converti en format ASCII (XYZ) pour être intégré dans une plateforme 3D et pour générer les différentes surfaces représentant les unités géologiques. Des coupes géologiques supplémentaires ont également été générées à l'aide du logiciel gOcad (Earth Decision Sciences) afin de bonifier la compréhension de la distribution des dépôts pour certains secteurs où les densités de forage étaient plus faibles. Ce logiciel permet une intégration de données variées et possède une capacité de calcul adéquate pour ce type de modélisation.

Le bassin versant a été discrétisé en un maillage tridimensionnel dont chaque cellule a une résolution de 250m x 250m x 1m. Ce maillage s'avère standard pour l'intégration des données pour les modélisations et les études hydrogéologiques. Un maillage similaire a été utilisé dans le cadre du projet Chaudière.

3.3.10 Exportation du modèle

Dans le cadre des présents travaux, le modèle a été exporté premièrement en différentes surfaces (GRID) représentant les épaisseurs lithostratigraphiques des différentes unités qui composent le modèle. Le logiciel gOcad permet d'exporter les surfaces en plusieurs formats notamment en ASCII (XYZ) mais également en voxel standard pouvant être intégré aux différents logiciels 3D standard.

3.3.11 Attribution des propriétés aux unités géologiques du modèle

Les logiciels de modélisation géologique 3D ne permettant pas d'attribuer un texte comme propriété, chacune des propriétés du modèle a été associée à une valeur numérique. Cette étape s'avère nécessaire afin d'attribuer un code numérique (tableau 3.4) aux différentes régions dans le but de faciliter la validation et l'exportation des propriétés du modèle.

Tableau 3.4 Propriétés numériques attribuées dans le modèle 3D dans la plate-forme gOcad.

Region	Unités	Type de matériel
Sédiments de tourbière (O)	1	Matière Organique
Alluvions, Sédiments éoliens, Dépôts d'éboulis, Colluvions et Sédiments lacustres (A,Ed,Ce,C et Lb)	2	Silt, sable et gravier
Sédiments glaciomarins deltaïques (MGd)	3	Sable moyen à grossier
Sables et graviers glaciomarins littoraux et pré littoraux (MGb)	4	Sable fin
Argiles et silts glaciomarines (Mga)	5	Silt et argile
Sédiments glaciolacustres deltaïques et prodeltaïques (LGd)	6	Sable moyen à grossier
Sédiments glaciolacustres littoraux et pré littoraux (LGb)	7	Sable fin
Sédiments glaciolacustres d'eau profondes (LGa)	8	Silt et argile
Sédiments fluvioglaciaires (Graviers et sables grossiers) (G)	9	Sable et gravier
Sédiments glaciaires ; Till (T)	10	Diamicton
Formations quaternaires anciennes (Q)	11	Très variable (Silt et argile, Sable et gravier, Diamicton)
Substratum rocheux (R)	12	Roc

3.3.12 Incertitudes

Chaque étape de la modélisation comporte son lot d'incertitudes. Évidemment la qualité du modèle est dépendante de la qualité des données disponibles ainsi que de leur distribution spatiale. La standardisation et la hiérarchisation des forages limitent l'utilisation des données erronées lors de la construction du modèle. La classification, selon une codification de fiabilité était donc importante afin de construire un modèle qui représente le plus fidèlement possible la réalité. Il existe également des incertitudes et des faiblesses dans les approches de la modélisation et dans les algorithmes qui permettent de quantifier les volumes et les surfaces géologiques. Toutefois les incertitudes ne se limitent pas seulement au niveau des données et dans les étapes géostatistiques mais également dans l'ajout de données de contraintes et dans les interprétations que le géologue apporte au modèle final. Il est donc difficile d'établir des méthodes afin de combiner les différents types d'incertitudes. Il existe plusieurs méthodes afin d'établir des modèles d'incertitudes en tenant compte de la densité des données par secteur (Berg *et al.*, 2011). Quelques approches ont également développées afin de quantifier les incertitudes entre le couplage des données 2D de surface et les données de forages (Lelliot *et al.*, 2009).

3.4 Résultats

La succession des sédiments quaternaires des bassins versants de la rivière Saint-François et Chaudière témoigne d'une histoire géologique très complexe, où des phases d'érosion et d'accumulation se sont succédées. Cette séquence quaternaire présente un important volume de sédiments avec une grande variété et complexité de faciès. La modélisation 3D a donc permis pour la première fois de visualiser et quantifier le volume total des différentes unités lithostratigraphiques présentes dans l'ensemble de la zone d'étude (figure 3.11 à 3.29).

Le modèle tridimensionnel des bassins versants de la rivière Saint-François et Chaudière a été construit essentiellement à partir d'une base de données contenant suffisamment de

données fiables pour construire un modèle représentatif de la géologie. Il est important de spécifier que le premier objectif de cette modélisation était la modélisation 3D du volume de sédiments enfouis sous le till de surface. La modélisation des bassins versants de la rivière Chaudière et de la rivière Saint-François ont été réalisées dans le cadre de projets visant la caractérisation hydrogéologique. Ces modèles incluent donc les sédiments tardiglaciaires et holocènes.

La modélisation 3D a révélé que les sédiments préservés sous le till de surface (Q) sont contraints dans les vallées tributaires et sous les plaines alluviales des deux bassins versants. Une grande partie du volume de cette unité sont représentés par les sédiments glaciolacustres de la Formation de Gayhurst. Or, la complexité de la stratigraphie et des faciès a fait en sorte que les différentes séquences n'ont pas été différenciés (e.g. Formation de Gayhurst, Till de Chaudière, la Formation de Massawippi et le Till de Johnville) dans le présent travail. Il est planifié, dans un avenir rapproché, de réaliser des modèles plus exhaustifs sur la différenciation des faciès dans les vallées enfouies. Comparativement aux Basses-Terres du Saint-Laurent, la topographie accidentée des Appalaches a contrôlé en partie la mise en place des sédiments vers les vallées. Il n'y a donc pas d'écart majeur, dans le secteur Appalachien, avec la distribution déduite des unités de surface et la distribution totale. Les sédiments glaciaires sont répandus sur l'ensemble des deux bassins, les épaisseurs variant de plus de 40 m dans certaines vallées à moins d'un mètre sur les hauts plateaux. Évidemment, les vallées enfouies et certaines plaines sont comblées par des sédiments des formations quaternaires anciennes (Q) et par des sédiments glaciaires (T) mais ce sont dans ces dépressions que sont confinés les sédiments d'origine fluvioglaciaire (Gx, Gs), glaciolacustre (LGa, LGb, LGd) et alluviale (Ap, At, Ax). Les sédiments fluvioglaciaires sont parfois confinés par des sédiments glaciolacustres notamment dans le secteur d'Ascot Corner. Les travaux de modélisation 3D n'ont toutefois pas permis de déceler des sédiments fluvioglaciaires confinés sous les sédiments glaciomarins (Mga, MGb, MGd).

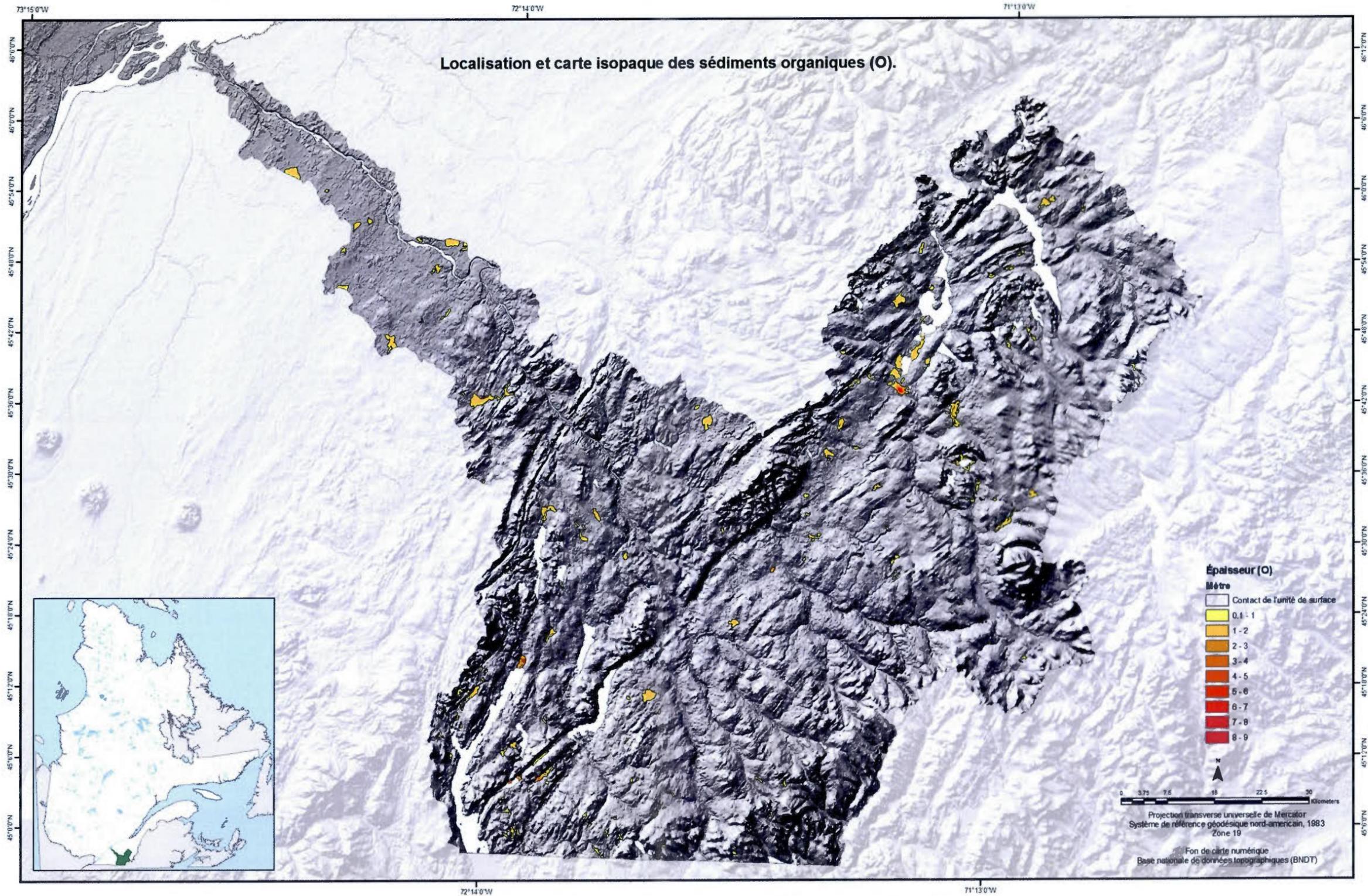


Figure 3.11 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments organiques (O).

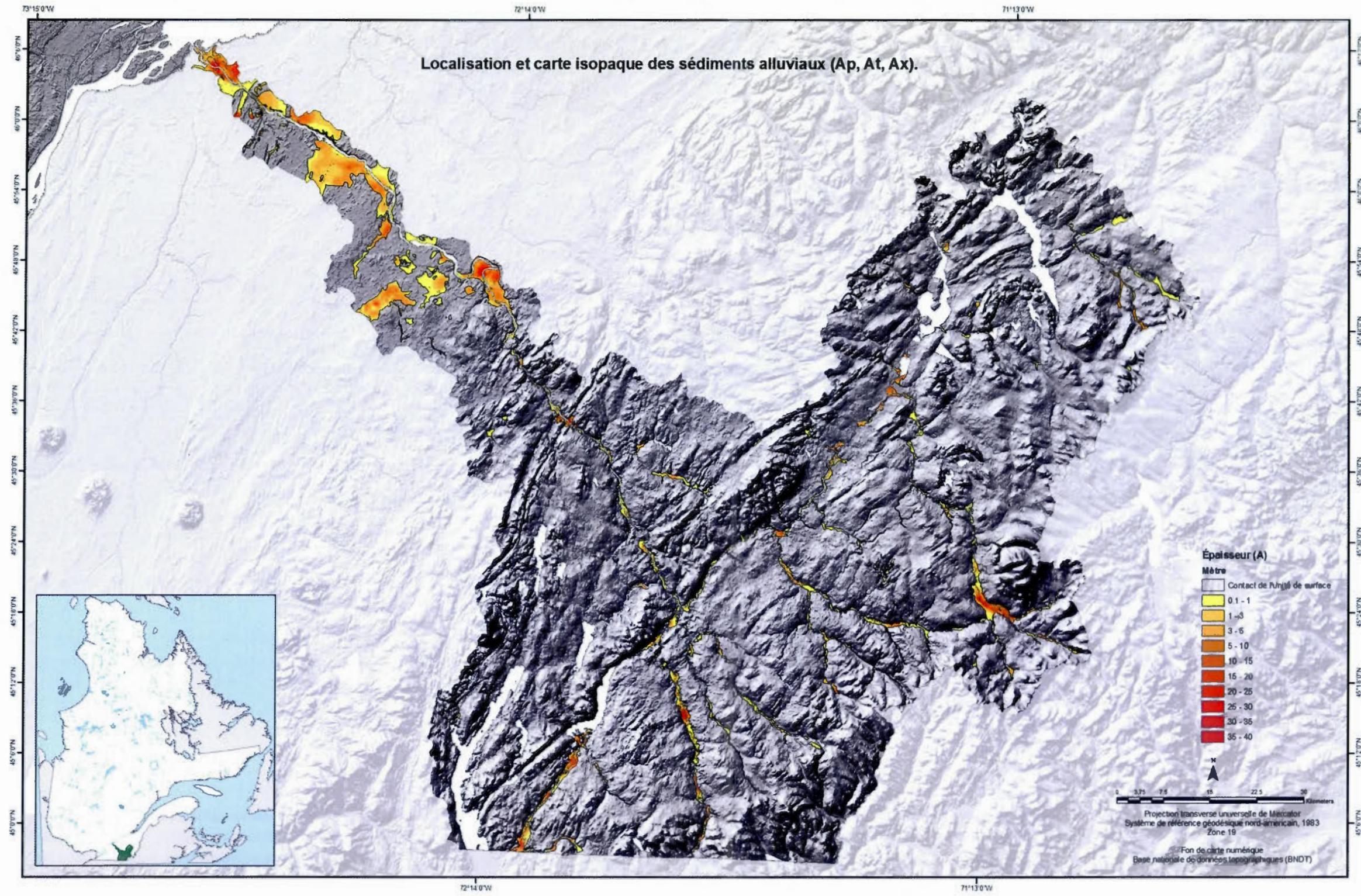


Figure 3.12 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments alluviaux (Ap, At, Ax).

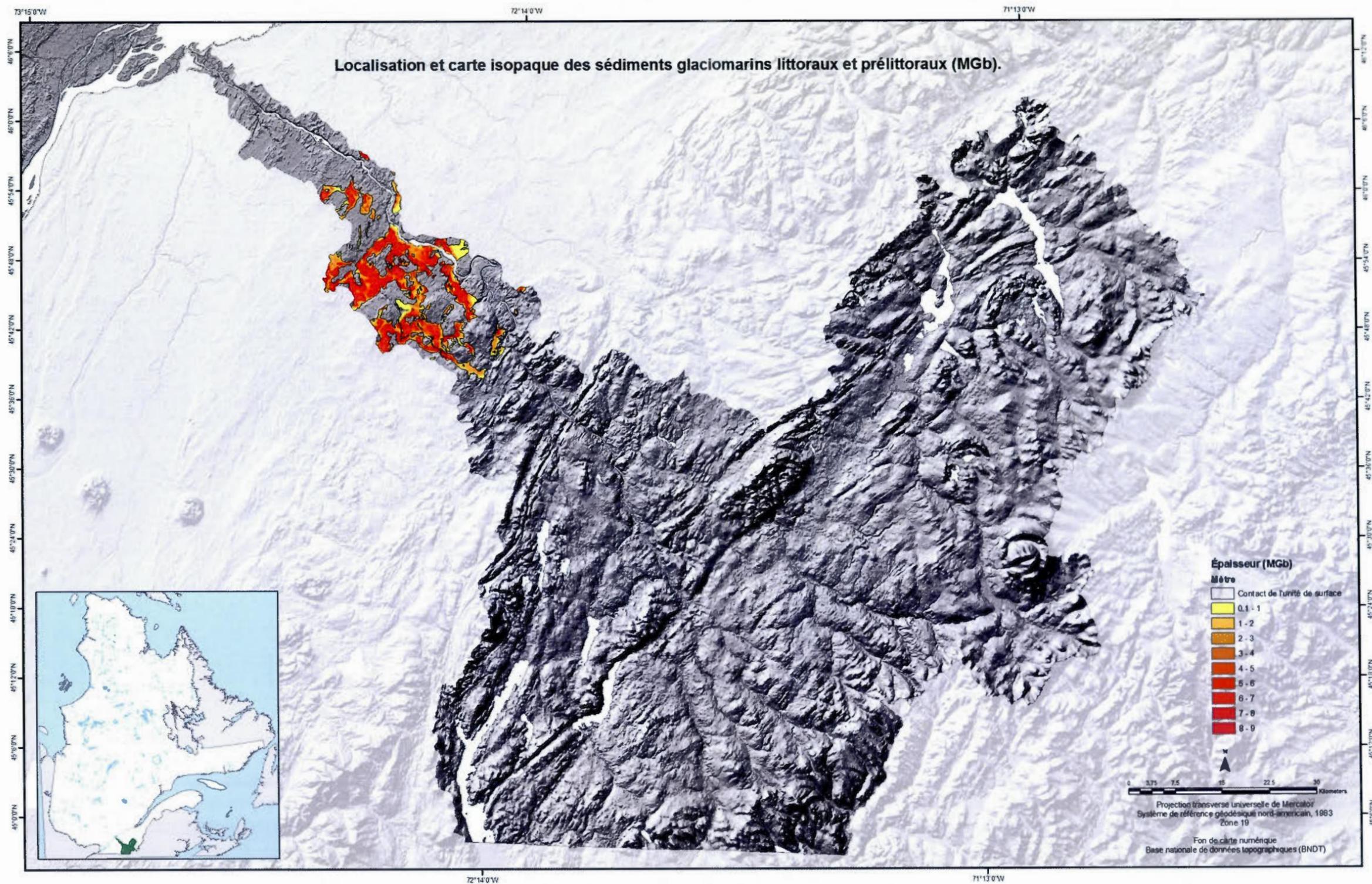


Figure 3.13 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciomarins littoraux et pré littoraux (MGb).

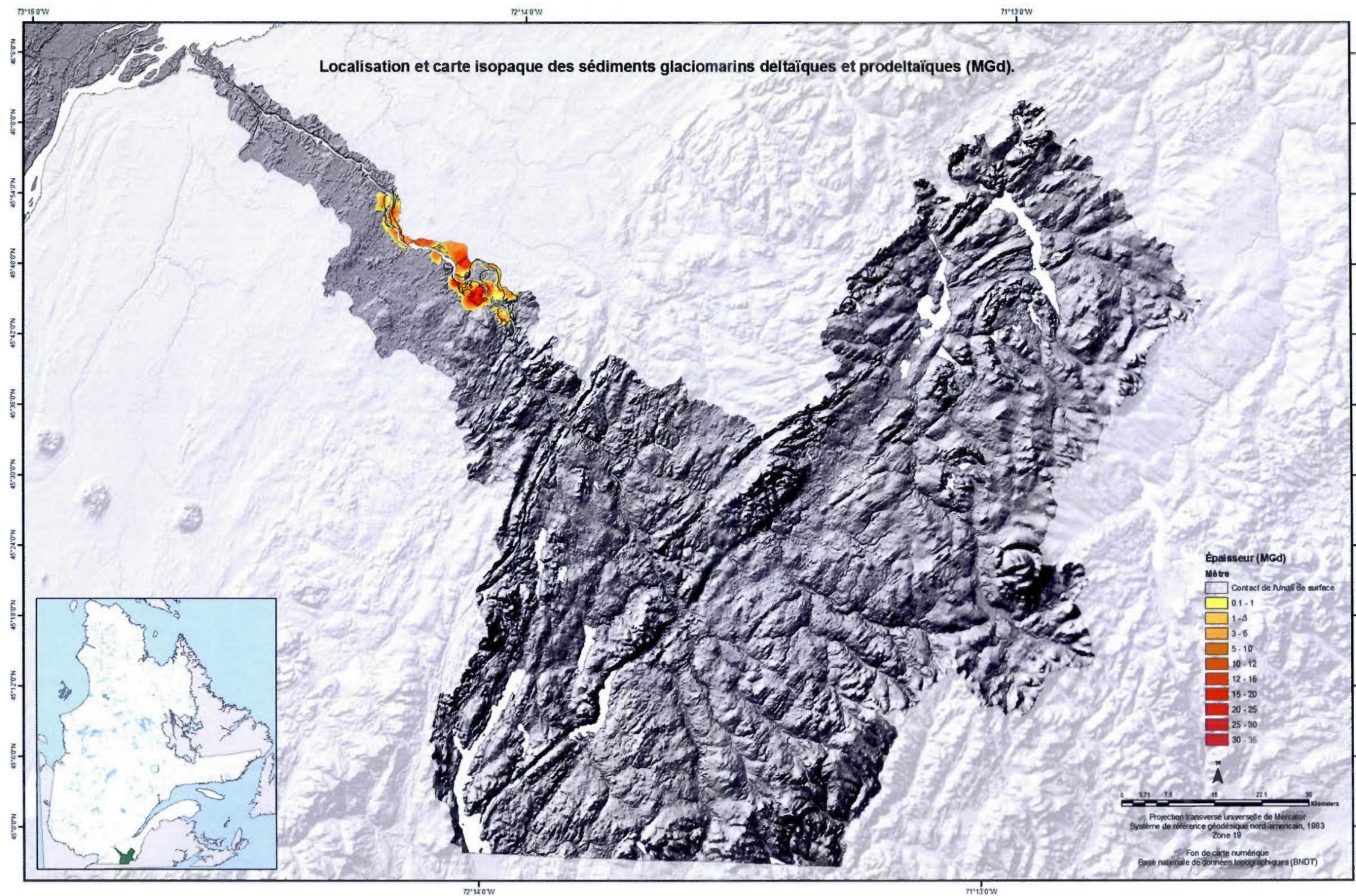


Figure 3.14 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciomarins deltaïques et prodeltaïques (MGd).

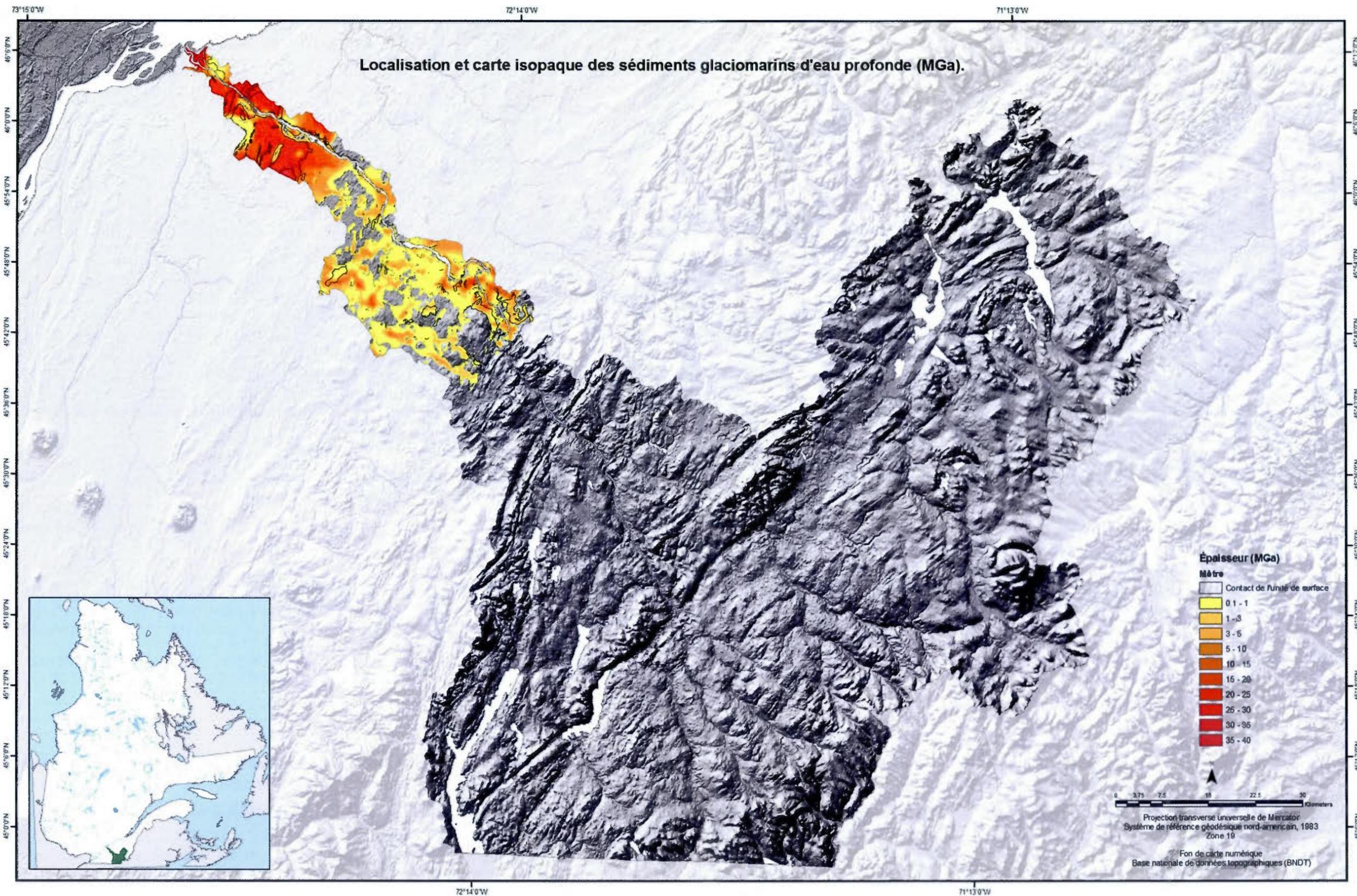


Figure 3.15 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciomarins d'eau profonde (MGa).

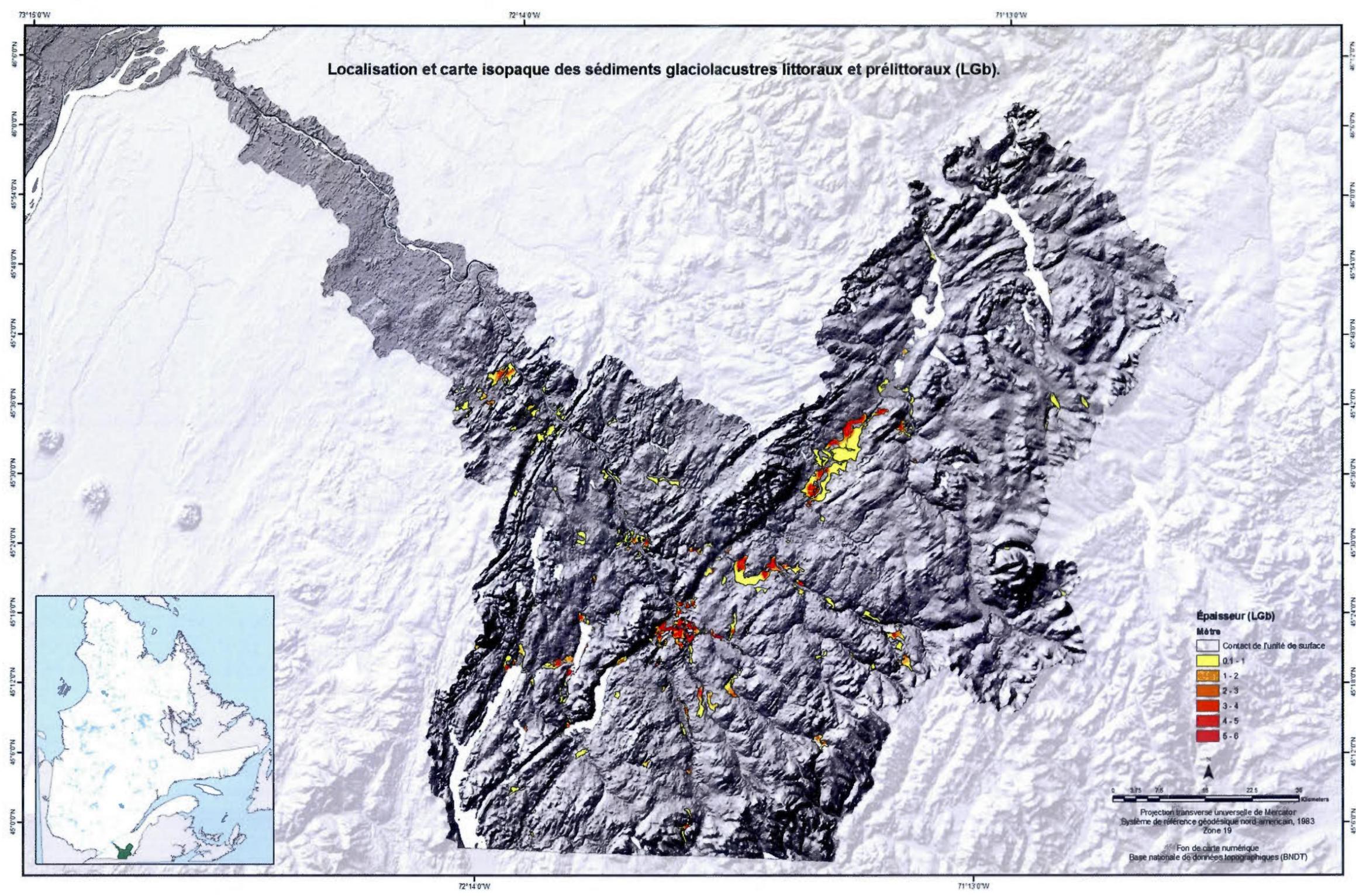


Figure 3.16 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciolacustres littoraux et pré littoraux (LGb).

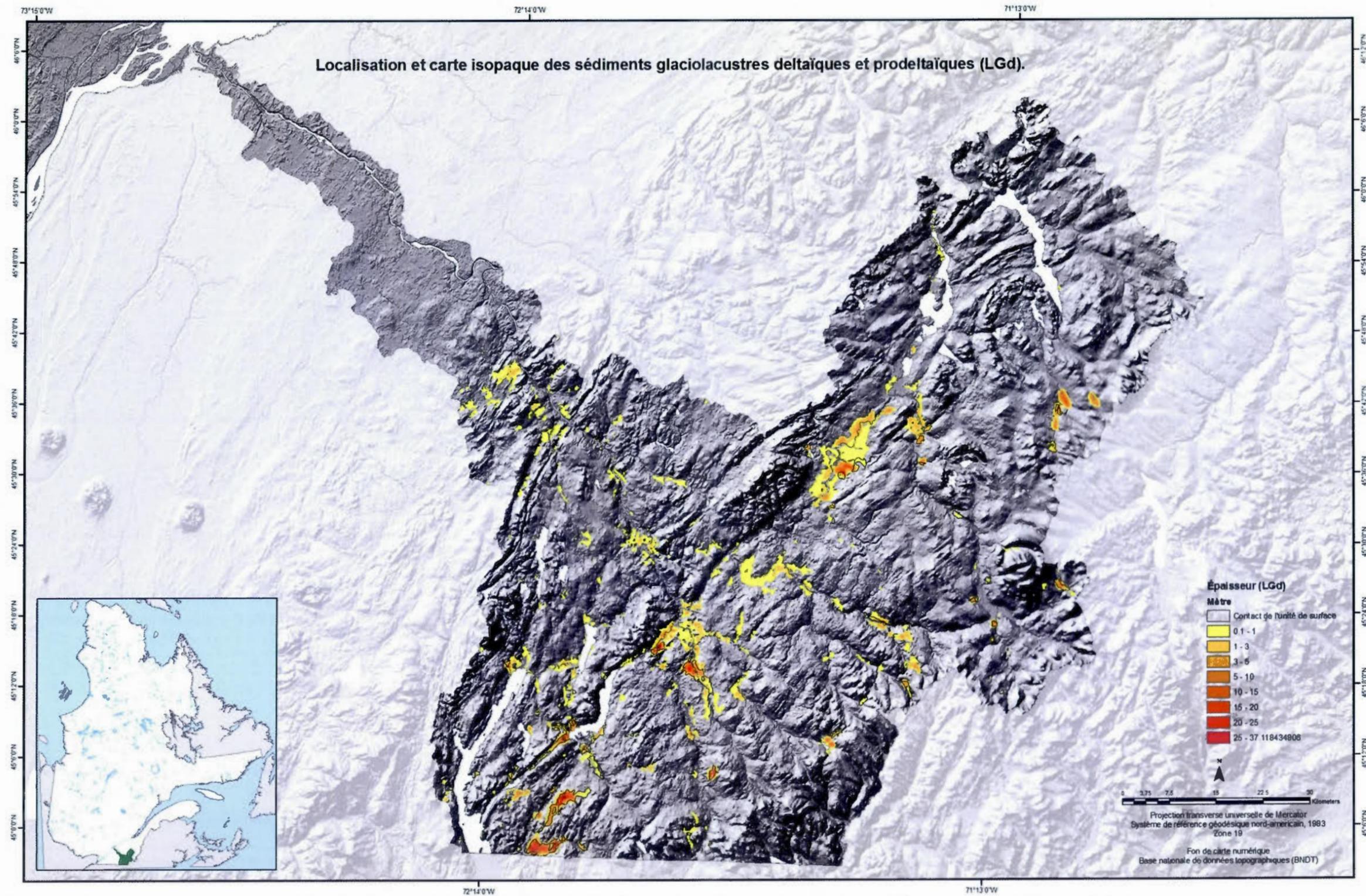


Figure 3.17 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciolacustres deltaïques et prodeltaïques (LGd).

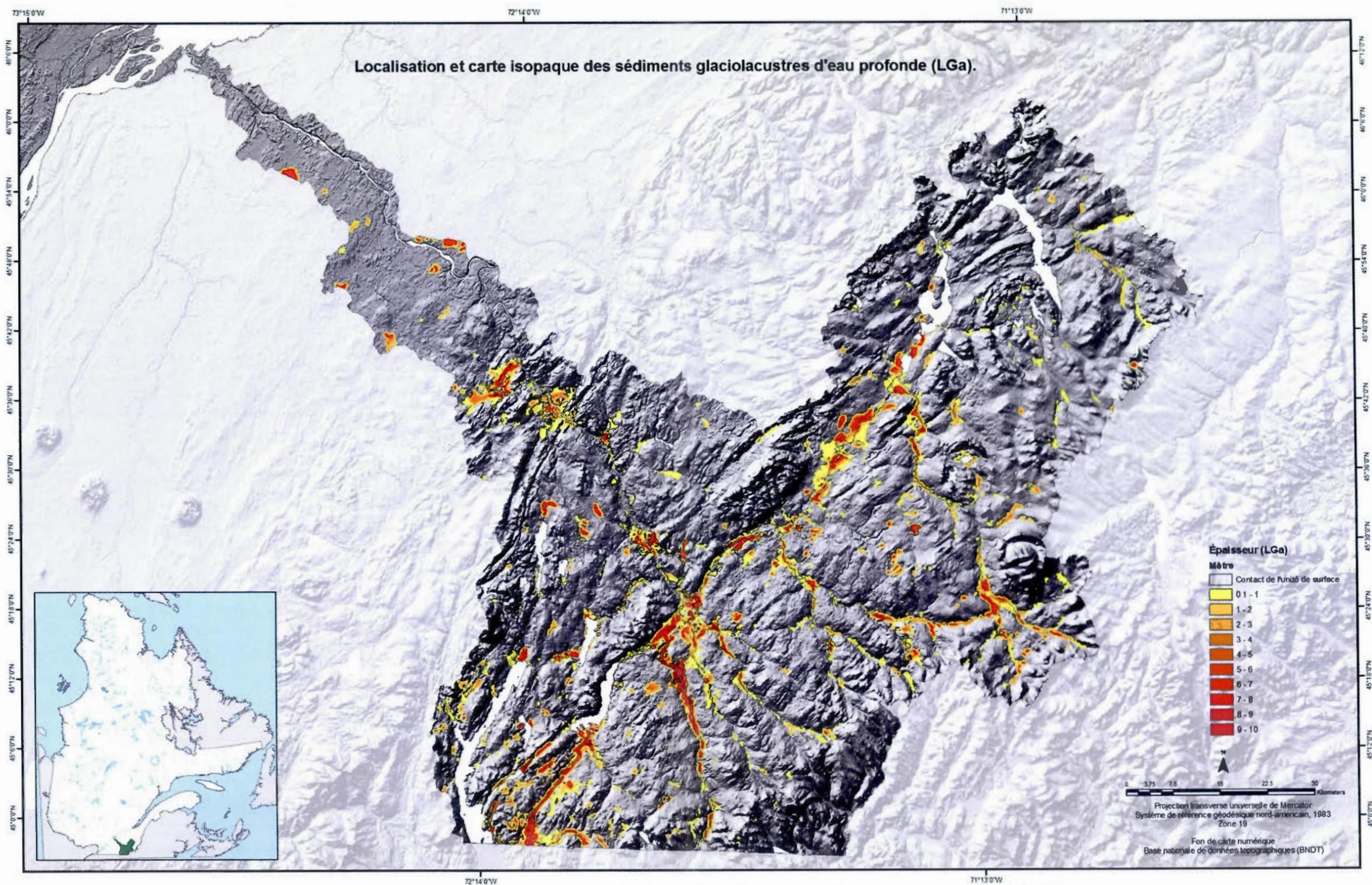


Figure 3.18 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciolacustres d'eau profonde (LGa).

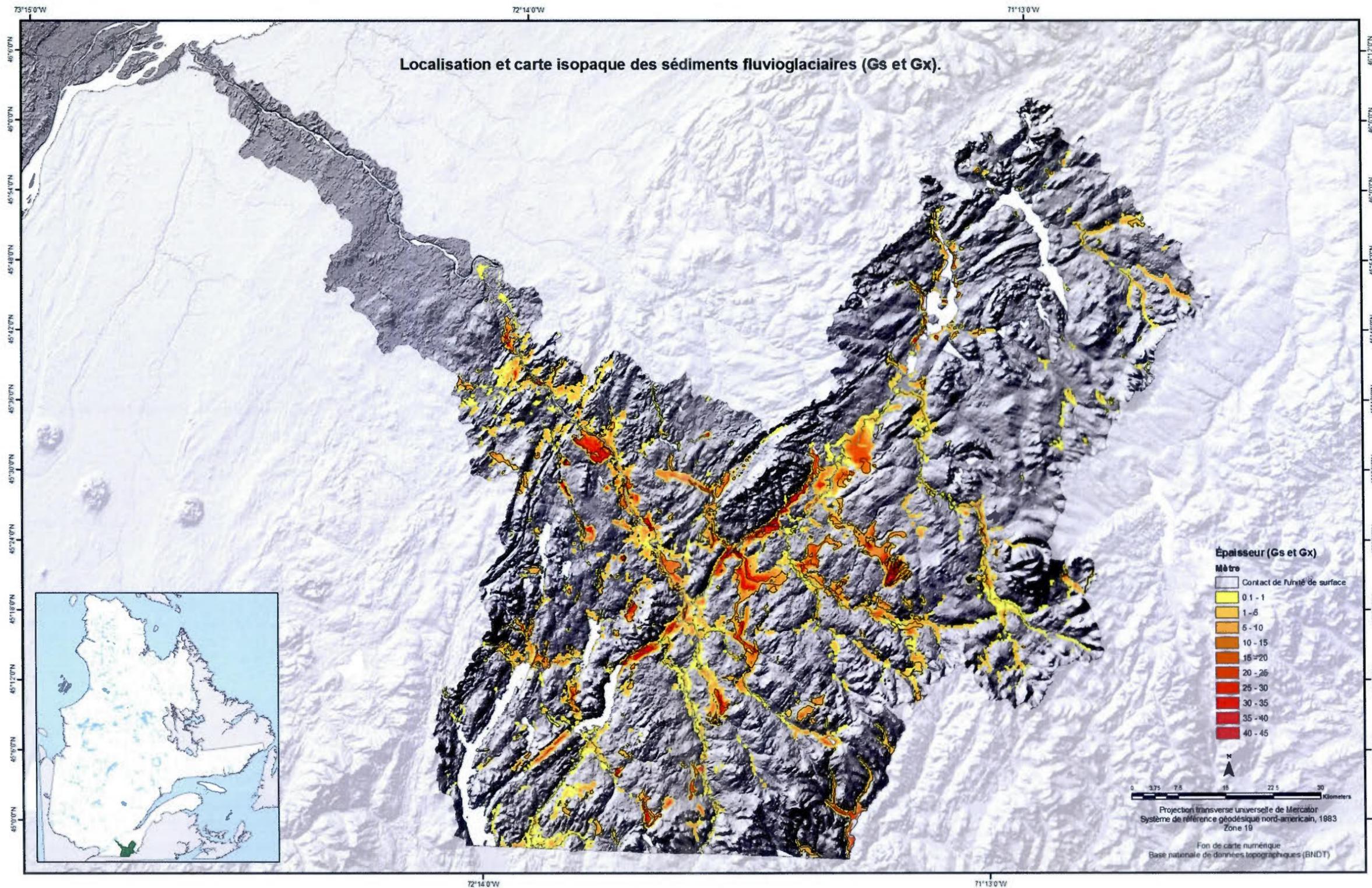


Figure 3.19 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments fluvioglaciaires (Gs et Gx).

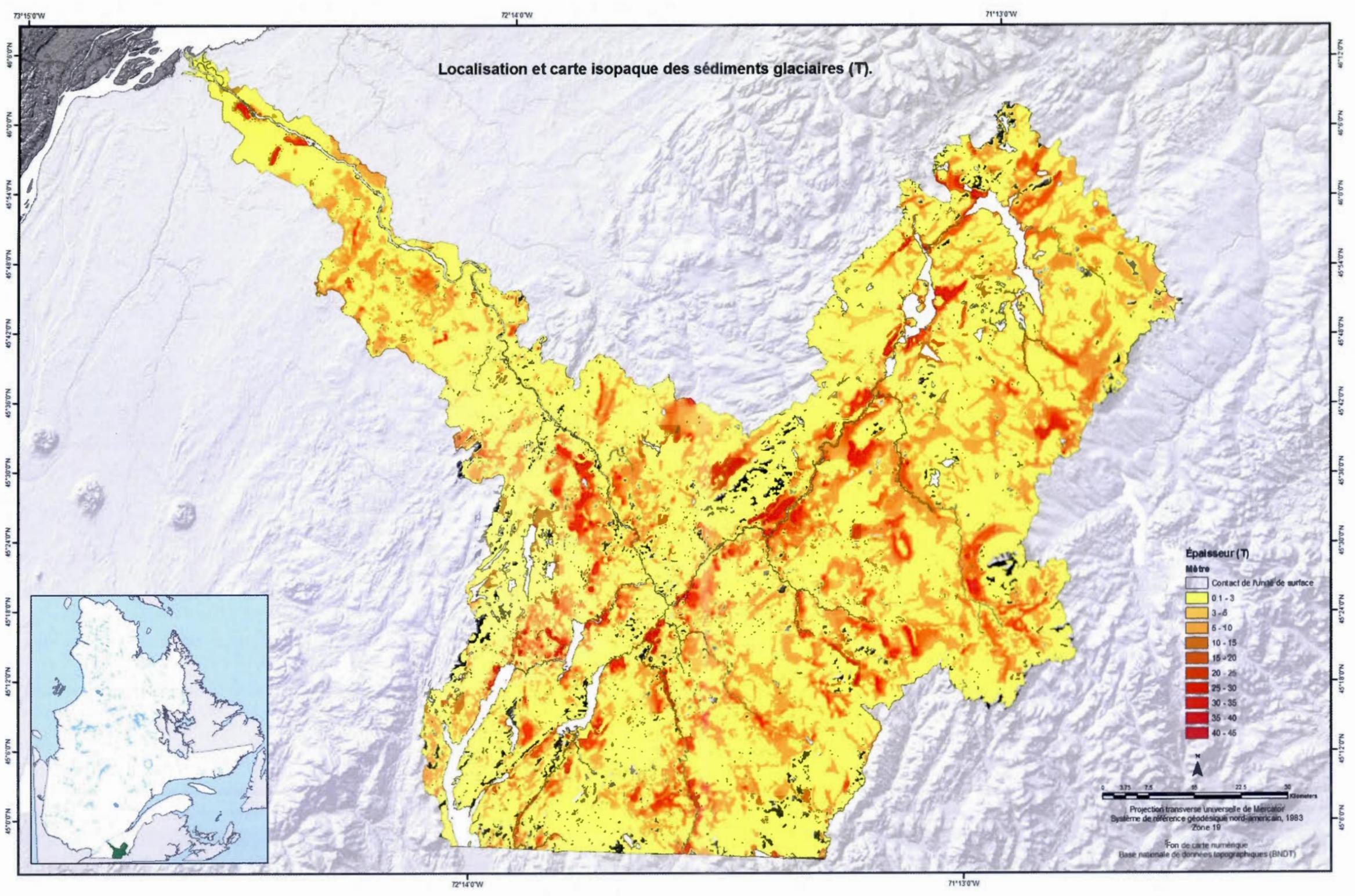


Figure 3.20 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciaires (T).

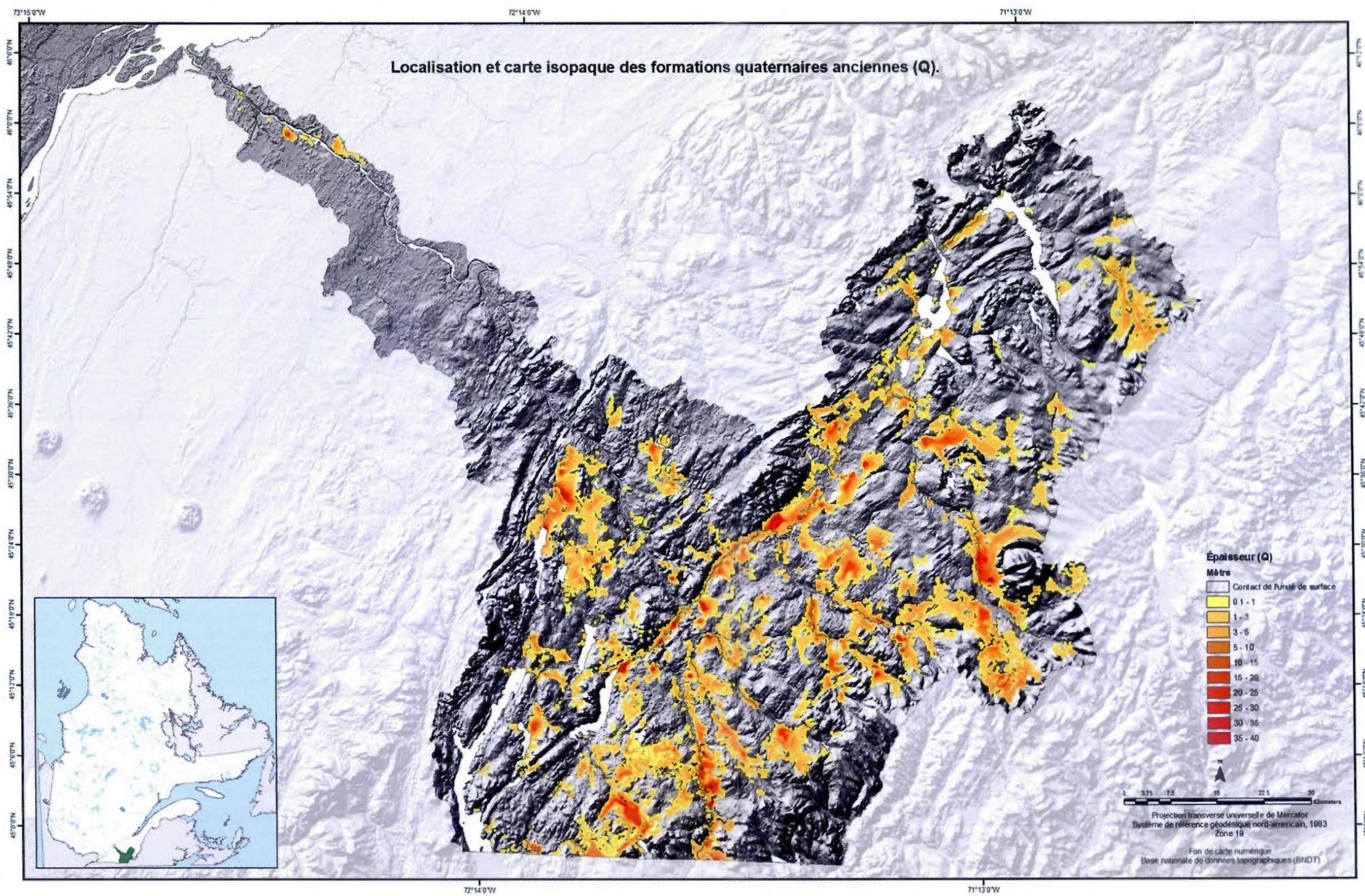


Figure 3.21 Carte de la distribution et de l'épaisseur des formations quaternaires anciennes (Q).

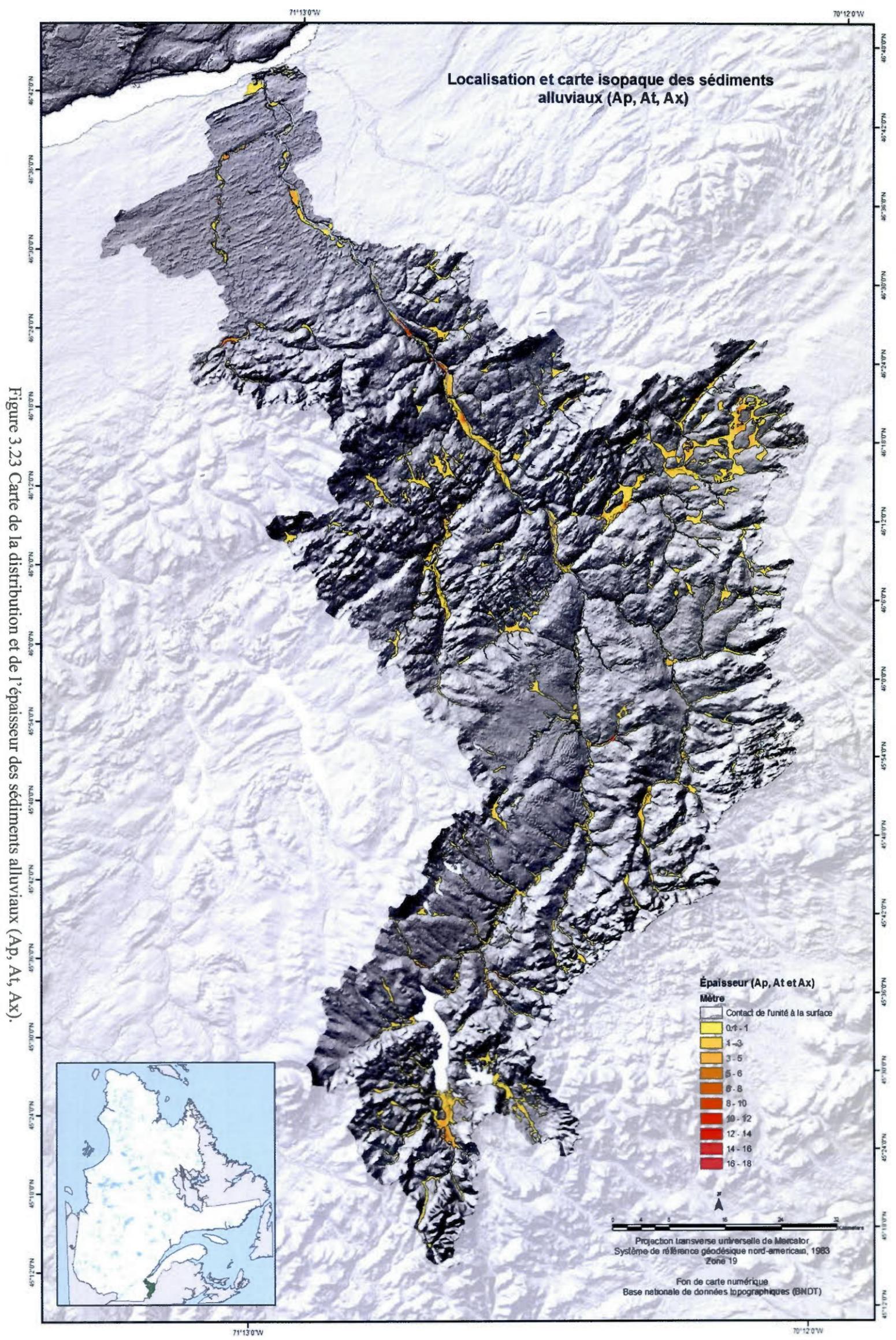


Figure 3.23 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments alluviaux (Ap, At, Ax).

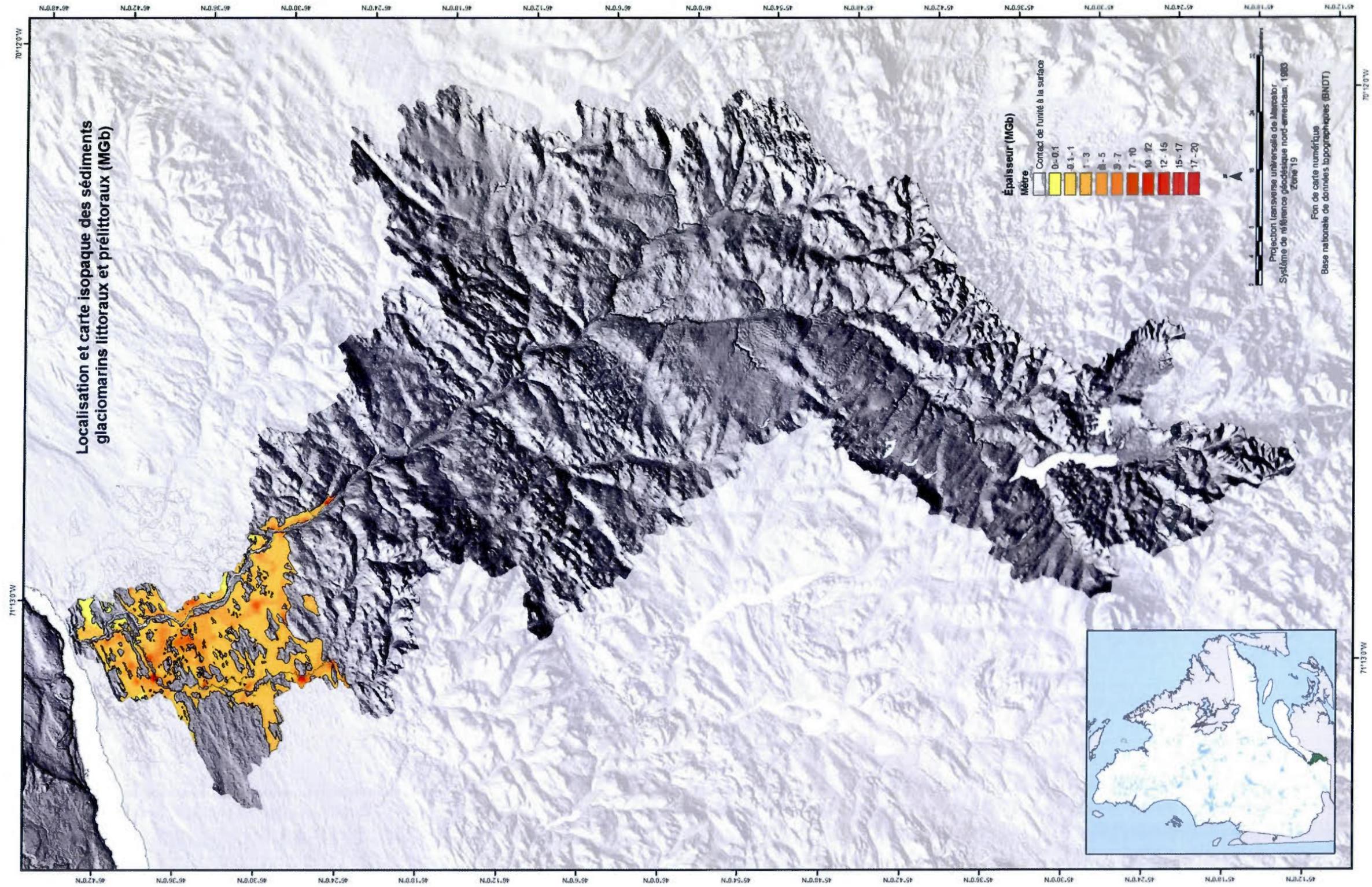


Figure 3.24 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciomarins littoraux et pré littoraux (MGb).

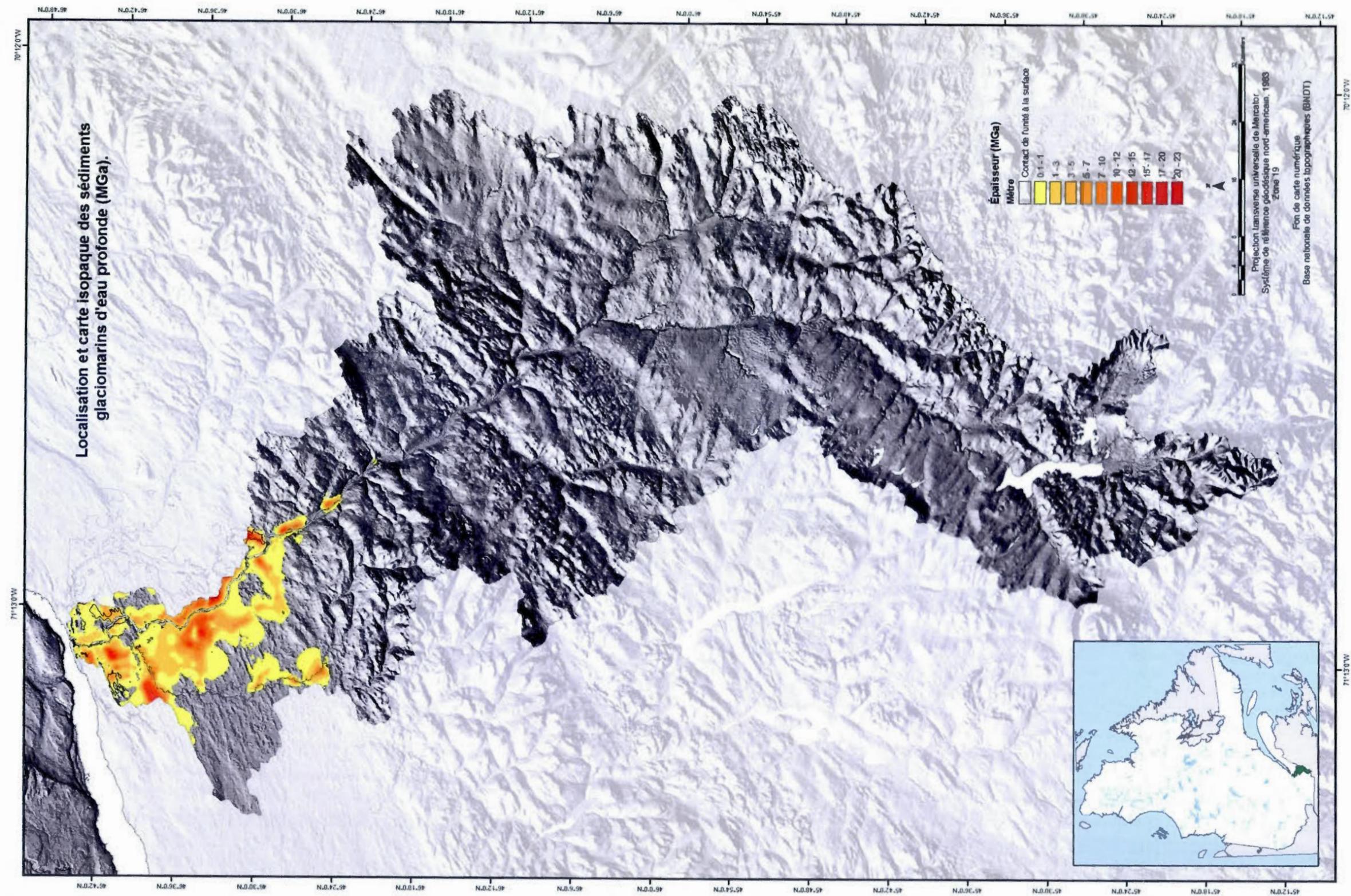


Figure 3.25 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciomarine d'eau profonde (MGa).

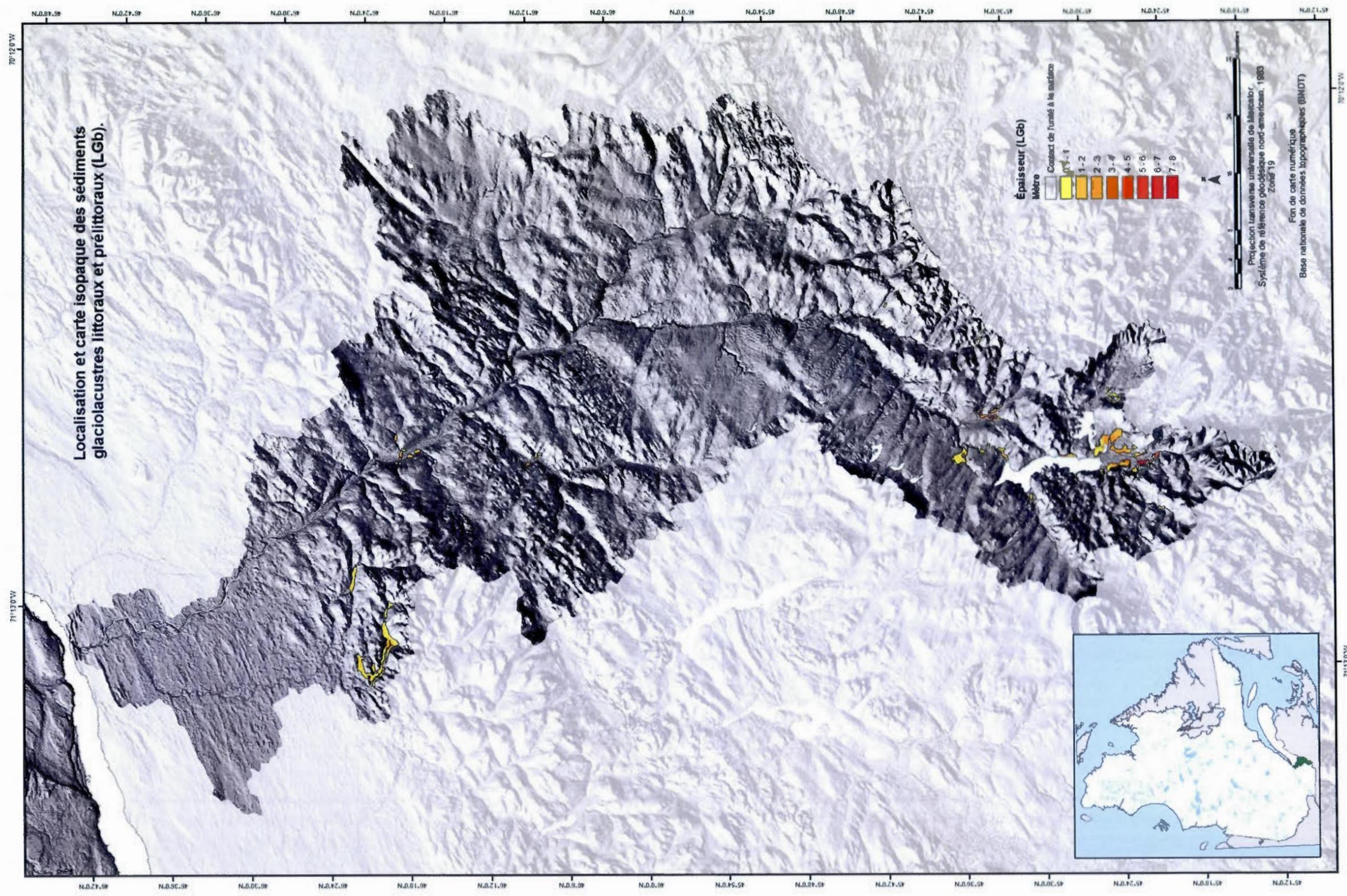


Figure 3.26 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciolacustres littoraux et pré-littoraux (LGb).

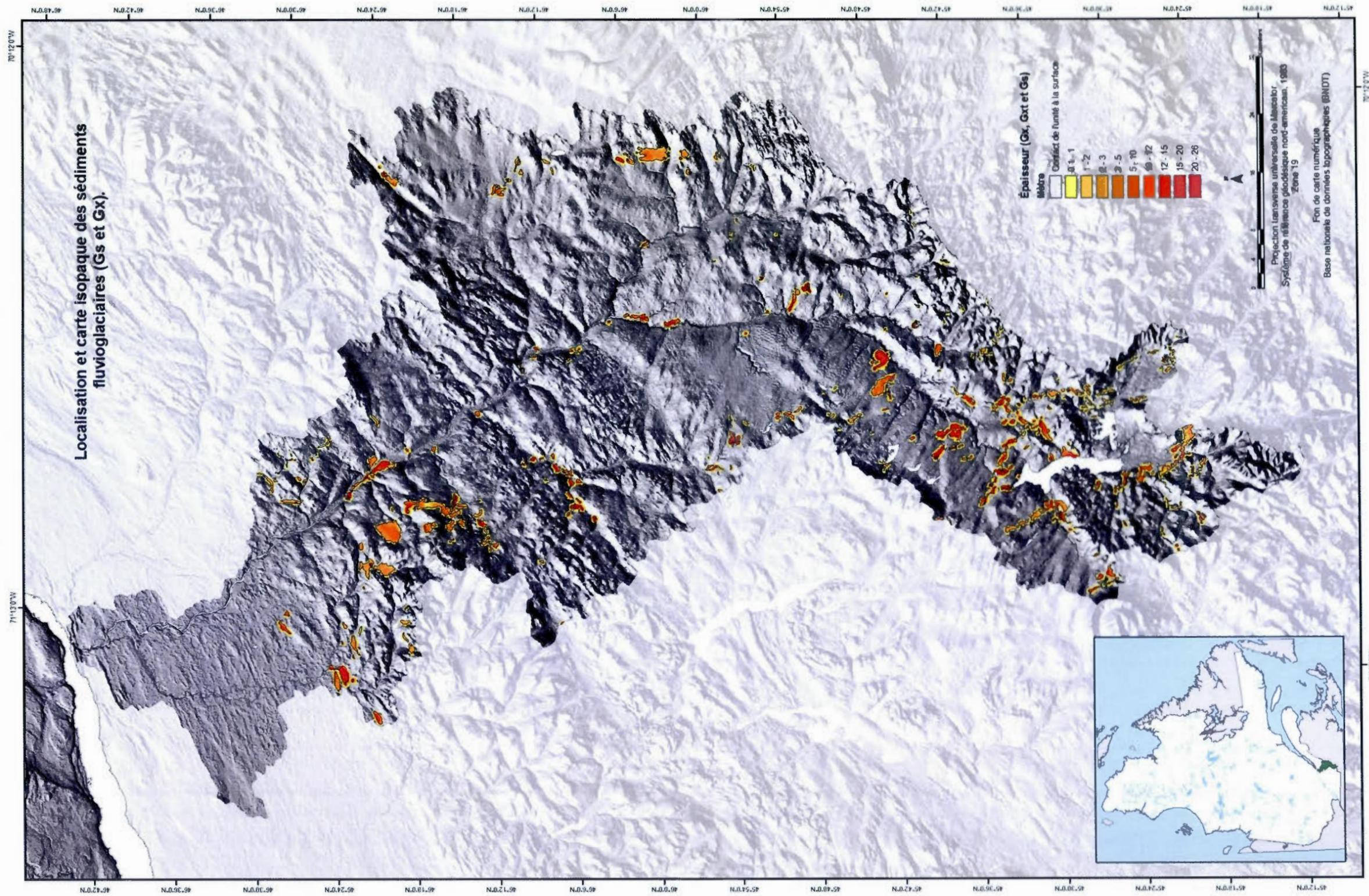
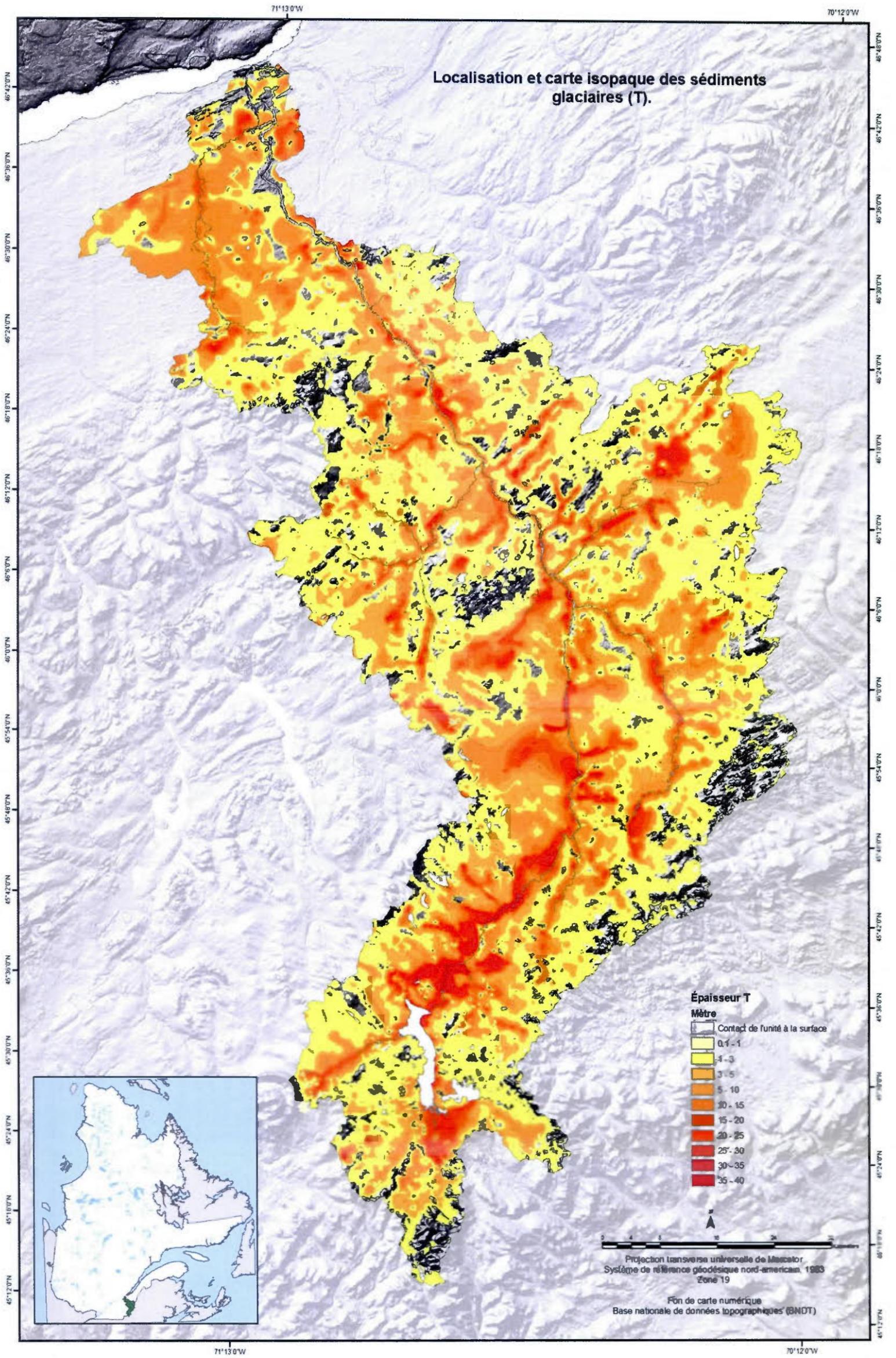


Figure 3.27 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments fluvioglaciaires (Gs et Gx).

Figure 3.28 Carte de la distribution et de l'épaisseur des sédiments glaciaires (T).



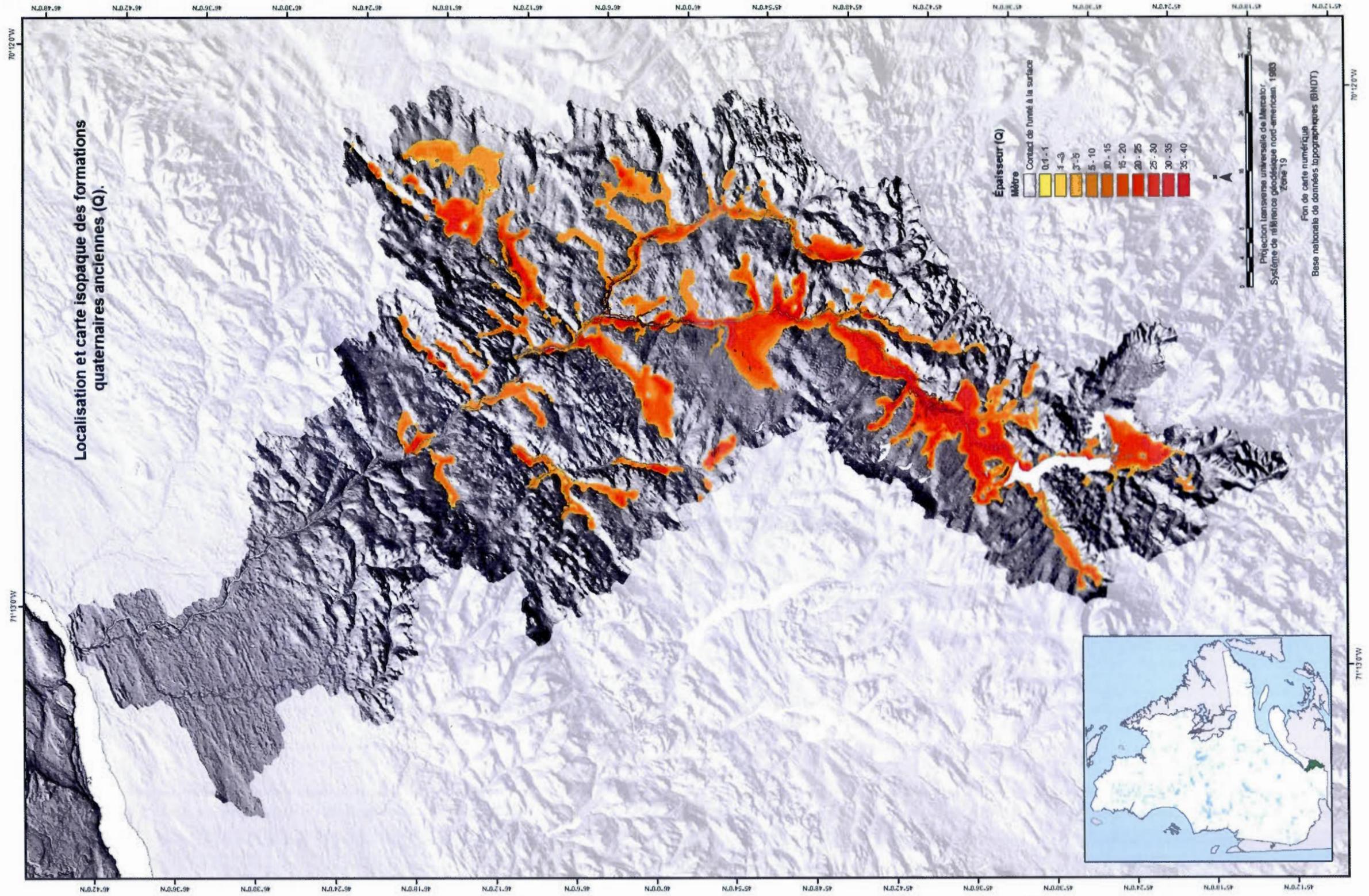


Figure 3.29 Carte de la distribution et de l'épaisseur des formations quaternaires anciennes (Q).

3.5 Conclusions

Les différents aquifères granulaires discontinus de la région comprennent les sédiments glaciaires et postglaciaires qui ont été mis en place lors des différents épisodes d'avancée et de retrait glaciaire de l'Inlandsis Laurentidien. L'ensemble du bassin versant a été recouvert par une immense masse de glace d'environ 3000 m d'épaisseur qui s'étendait jusqu'à l'emplacement actuel de la ville de New-York lors du dernier maximum glaciaire soit il y a environ 21 000 ans.

Ces sédiments quaternaires recouvrent le soubassement rocheux de l'ensemble des bassins versants de la Saint-François et de la Chaudière. Les sédiments quaternaires jouent un rôle important dans les processus hydrogéologiques. Ils sont l'éponge naturelle à travers laquelle les eaux percolent, favorisant ainsi la recharge des aquifères régionaux plus profonds. Lorsqu'ils sont imperméables, les sédiments quaternaires confinent les eaux dans les aquifères fracturés et jouent alors un rôle de protection de ces nappes d'eau profonde. Les dépôts quaternaires de faible conductivité hydraulique (till, varves, tourbes, argiles marines) protègent les aquifères fracturés de la contamination provenant de la surface. Ces aquifères profonds constituent des réservoirs fragiles où est puisée la majorité de l'eau consommée en milieu agricole. L'épaisseur moyenne des sédiments quaternaires pour l'ensemble de ce territoire est de quelques mètres. Toutefois, les épaisseurs peuvent dépasser les 100 mètres au sein d'anciennes vallées enfouies, beaucoup plus larges que les vallées récentes de surface.

L'étude de la distribution spatiale des dépôts quaternaires et de leur stratigraphie est capitale pour bien comprendre la dynamique des eaux souterraines. Le till mince et les zones d'affleurement rocheux montrent les zones où l'aquifère rocheux fracturé

est près de la surface. Les sédiments graveleux (littoraux, fluvioglaciale et alluviaux) font partie de l'unité « perméable ». Le till, les argiles marines, la tourbe et les dépôts alluvionnaires silto-argileux font partie de l'unité « imperméable ». La cartographie des présents travaux a permis de raffiner les cartes établies par McDonald (1969), ainsi que mieux définir les zones de recharge de l'aquifère ainsi que les zones où l'aquifère est le mieux protégé. L'étude de la distribution spatiale des dépôts quaternaires et de leur stratigraphie est capitale pour bien comprendre la dynamique des eaux souterraines. À l'instar des projets Portneuf (Girard, 2000), AFSSQ (Ross, 2005) et Châteauguay (Tremblay, 2007), la synthèse des informations relatives à la géologie quaternaire est réalisée sous la forme d'un modèle hydrostratigraphique en 3 dimensions. Dans le présent projet de recherche, deux couches d'information cartographique sont particulièrement utiles pour la modélisation hydrostratigraphique. La première est la carte des dépôts meubles (Appendice A.3 et A.4), qui constitue la base fondamentale à partir de laquelle s'élabore le modèle 3D. L'intégration des cartes à l'échelle régionale permet la création d'une carte hydrostratigraphique à l'échelle du bassin versant. La deuxième couche d'information géographique importante est la carte d'élévation du substratum rocheux qui, conjointement avec les données de forages et d'affleurements rocheux, permet la création d'une carte d'épaisseur des dépôts meubles la plus fidèle possible à la réalité. Cette dernière carte est la base fondamentale sur laquelle repose la modélisation hydrostratigraphique 3D, l'estimation de la recharge, la détermination de l'élévation du sommet de l'aquifère fracturé et des paramètres d'estimation pour la protection des eaux souterraines. La synthèse cartographique et la modélisation tridimensionnelle réalisées dans ce travail révèlent que le détail des séquences quaternaires anciennes enfouies sous la plaine alluviale des rivières Saint-François, Chaudière et de leurs affluents est encore sommaire, même si elle semble jouer un rôle important dans la caractérisation hydrogéologique et hydrologique du secteur d'étude.

CHAPITRE IV

GÉOCHRONOLOGIE DES SÉDIMENTS QUATERNAIRES DES BASSINS VERSANTS DE LA RIVIÈRE SAINT-FRANÇOIS ET CHAUDIÈRE

4.1 Introduction

Un des principaux objectifs de ce projet de recherche est de raffiner la chronologie des différents faciès et événements quaternaires des Appalaches. De nombreuses méthodes ont été préalablement appliquées sur les sédiments du sud du Québec notamment le radiocarbone et la luminescence optique (Lamothe et Huntley, 1988; Balescu *et al.*, 2001). L'objectif de ce programme de géochronologie vise spécifiquement la datation et corrélation par luminescence optique d'unités glaciolacustres et plus spécifiquement les sédiments associés à la Formation de Gayhurst. La méthode et les résultats sont présentés sous forme d'article.

Titre:

**IRSL AS A CORRELATION AND POTENTIAL DATING TOOL FOR
GLACIOLACUSTRINE SEDIMENTS: A CASE STUDY FROM THE
SOUTHEASTERN CANADIAN APPALACHIANS**

**IRSL AS A CORRELATION AND POTENTIAL DATING TOOL FOR
GLACIOLACUSTRINE SEDIMENTS: A CASE STUDY FROM THE
SOUTHEASTERN CANADIAN APPALACHIANS**

Caron, Olivier¹, Lamothe, Michel¹, Shilts, William. W.²

¹ *Département des sciences de la Terre et de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada.*

² *Prairie Research Institute, University of Illinois at Urbana-Champaign, 615 East Peabody Drive, Champaign, Illinois, USA.*

4.2 Abstract

The Quaternary geology of Southeastern Québec is characterized by a three-till sequence, each till being underlain and overlain by thinly laminated sediments deposited in ice-dammed lakes during glacier advance or retreat phases. Occurrences of sub-till glaciolacustrine sediments are commonly regrouped under the Gayhurst Formation, which stratigraphic position between the Chaudière and Lennoxville glacial deposits suggests a Mid-Wisconsinan age (MIS 3?).

This study evaluates utility and validity of infrared (IRSL) chronology as a correlation tool, using bulk fine grain (BFG) cuttings as a surrogate for the sediment sample. The BFG apparent IRSL ages were compared to IRSL ages measured using the classical methodology obtained from conformable sediment fluvial units. As expected the BFG IRSL ages seem to be dependent on their facies but in a first approximation, they yield relatively coherent age estimates close to stratigraphic expectation. The best results are from so-called advance and/or distal winter varve layers. Fine grains extracted from varves deposited during deglaciation carry a large residual luminescence. Results indicate that the sensitivity-corrected natural luminescence L_n/T_n is a relatively conservative parameter for varves of the same stratigraphic unit. This L_n/T_n ratio is therefore proposed as an improved correlation tool in stratigraphic analysis in glacial basin.

4.3 Introduction

Complex sequences of ice marginal and frontal deposits of Wisconsinan age have been mapped and documented in southeastern Québec. These sediments and landforms, are significant indicators of the extent of former ice-dammed lakes primarily because their elevation is intimately linked to well-documented outlets. Their stratigraphic architecture is, however, complex, and their subsurface extent poorly documented. The Late Pleistocene glacial sequence of southeastern Québec is particularly well exposed in numerous sections of the Saint-François and Chaudière River watersheds. The St-François and Chaudière Rivers and their tributaries flow to the northwest towards the St-Lawrence River, across the strike of the Appalachian terrains (figure 4.1). Current research focuses on the Pleistocene stratigraphic framework of Québec by using geochronological methods that enhance our understanding of the regional stratigraphy. This research contribution focuses on correlating and eventually dating glaciolacustrine episodes that prevailed during the Wisconsinan glaciation, using infrared stimulated luminescence (IRSL). We are particularly interested by the sediments of the Gayhurst Formation, a formal lithostratigraphic unit of Mid-Wisconsinan age, exposed in almost every Quaternary stratigraphic section in the Québec southeastern Appalachians. Hardy and Lamothe (1997) have developed successfully a correlation tool based on a sensitivity-collected natural signal, using borehole cuttings extracted from cores in Southern Québec.

The objectives of this study are 1) to test further the validity of IRSL of fine grained glaciolacustrine sediment as a correlation tool; and 2) to assess the potential of fading-corrected IRSL ages of varves as an absolute chronology for the geological history of the last glaciation cycle in Southern Québec.

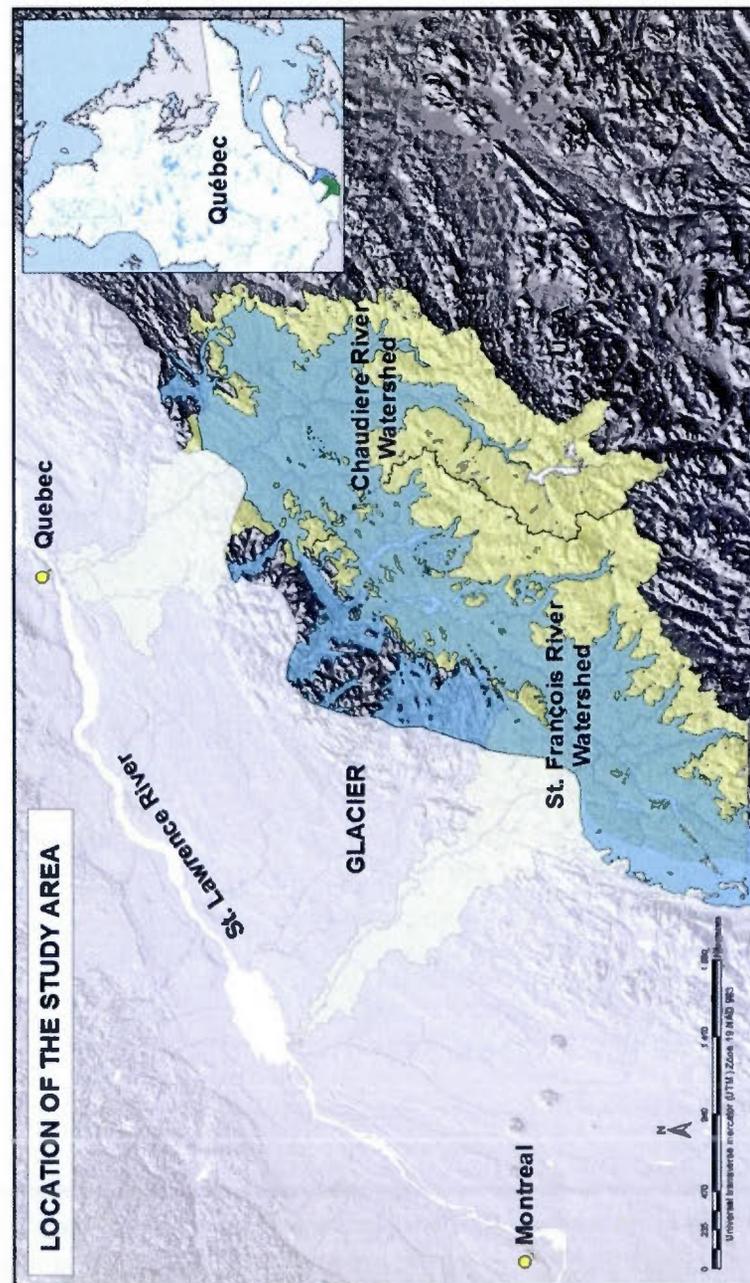


Figure 4.1 Location of the study area within a regional digital elevation model (DEM). The maximum extent of the Mid-Wisconsinan, Glacial Lake Gayhurst. As the normal drainage is from the International Border towards the St. Lawrence River, ice advance across the St-Lawrence Valley and into the Appalachians results in the development of ice-dammed lakes, either during glacial advance or northward ice retreat.

4.4 Glaciolacustrine episodes in the Appalachians of southern Québec

The description of the regional lithostratigraphy is modified herein from the synthesis of Lamothe *et al.*, (1992). This stratigraphic framework has been developed through several decades of extensive fieldwork. Three glacial advances of the Laurentide Ice Sheet (LIS) are recorded across the southeastern Appalachians of Québec and into northern New England (McDonald, 1967; Shilts, 1970; McDonald and Shilts, 1971), from oldest to youngest, by the Johnville, Chaudière, and Lennoxville tills (figure 4.2). Glacial lakes are recurrent paleoenvironments during the Quaternary period in Southern Québec as advance or retreat of glacier ice is often progressing on the topography. Drainage of the different outlets into the St-Lawrence Lowland was often blocked by ice margins and by the Boundary Mountains.

The end of the Chaudière glaciation was marked by northward retreat of Appalachian and Laurentide ice towards the Appalachian front. Glacier ice in the St-Lawrence Valley impounded glacial meltwaters in the valleys of the northward flowing Chaudière and St-Francois Rivers, resulting in the development of glacial Lake Gayhurst and the deposition of locally thick sequences of glaciolacustrine sediments. The Gayhurst Formation comprises a wide range of facies of glaciolacustrine sediments that record a nonglacial interval that occurred between the Chaudière and Lennoxville glacial phases. The low-level stage of the lake was at an elevation of about 370 ± 5 m a.s.l. The outlets associated with this event were the fluvial valleys of the Famine and Daaquam Rivers and/or through the topographic depression in the area of Island Pond (Vermont /New Hampshire). The thickness of Gayhurst Formation sediments reaches up to > 100 m in places, protecting the underlying older sediments from glacial erosion. This glaciolacustrine unit is present in most valley bottoms.

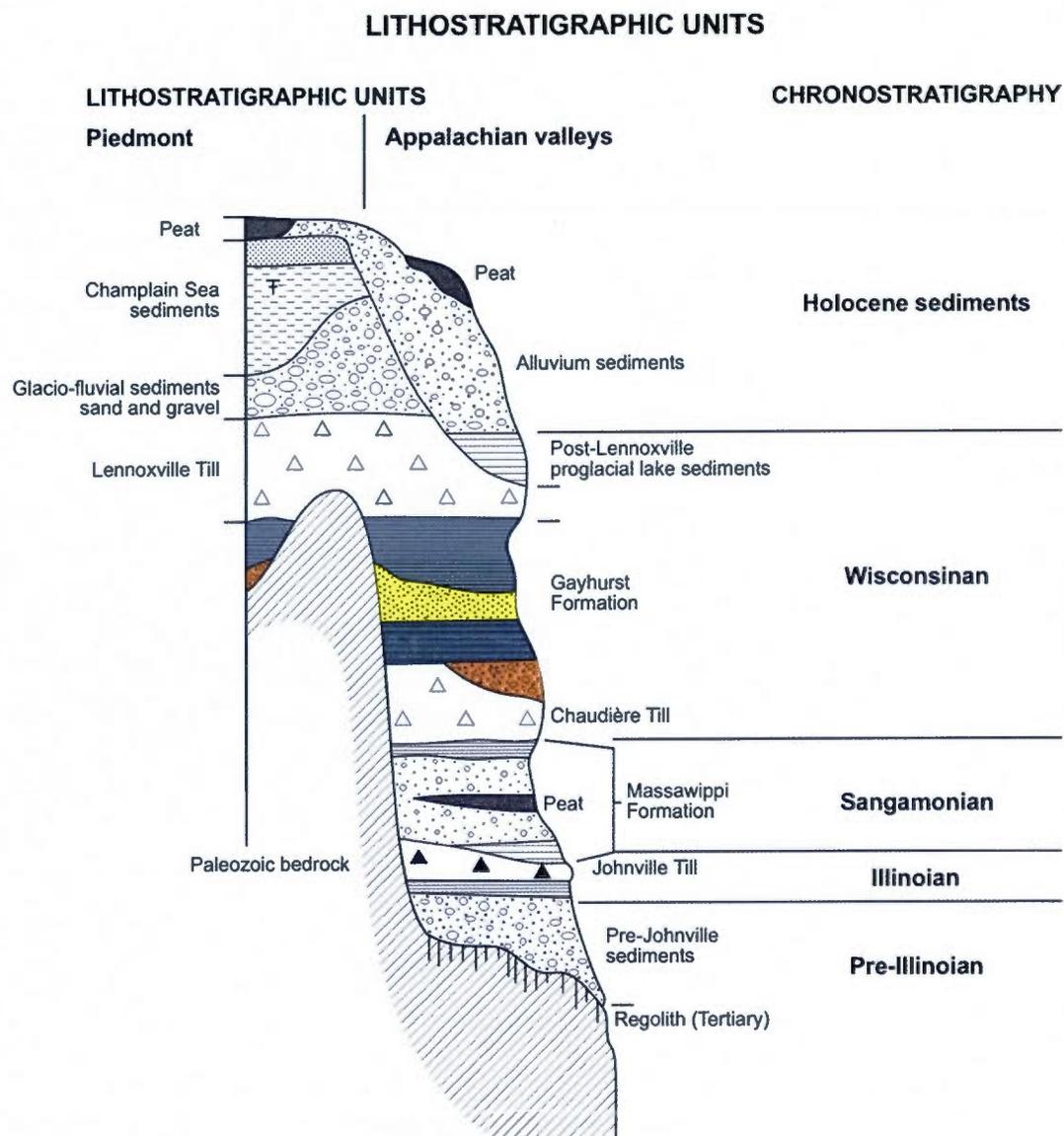


Figure 4.2 Quaternary lithostratigraphic framework for the Southeastern Appalachians of Québec, (modified from Caron and Lamothe, 2007). The elevated portion of the bedrock is a schematic representation of the Notre-Dame Mountain Anticlinorium, which marks the limit between the St-Lawrence Lowlands to the west and the Appalachians to the east.

Southeastward readvance of the Laurentide Ice Sheet from its maximum retreat position at the Appalachian front was continuous across Québec and New England.

This readvance is called the Lennoxville glaciation and represents the major late Wisconsin glacial event in the region.

There are three specific facies (see Chapter II and Chapter V) associated with the Gayhurst Formation: 1) sand and gravel associated outwash fans overlain by turbidite fined grain facies; 2) deltaic facies; 3) laminated silt and clay (deep water sediments). The upper laminae record the initiation of the Lennoxville ice readvance into the Appalachian highlands, covering Glacial Lakes Gayhurst's the low level outlets and causing the lake level to rise to about 430 m. During final deglaciation, around ± 14 ka BP (McDonald, 1967, Gadd *et al.*, 1972, Clement and Parent, 1977; Genes *et al.*, 1981; Shilts, 1981; Borns, 1985; Occhietti and Parent, 1988, 1999), the ice margin in northern New England and southern Québec retreated locally to the northeast then, regionally, towards north-west the Appalachian structures. At the end of the Sangamonian and during the Mid-Wisconsinan, proglacial lakes were in existence created following the ice retreat and glaciolacustrine sediments were deposited in the valleys.

The fundamental problem to be addressed herein is the lack of chronological control for the Wisconsin history and more specifically for the Gayhurst event. Mid-Wisconsinan and interstadial sediments are known from neighboring areas (i.e. Toronto; Barnett, 1992; St. Lawrence Lowland; Lamothe *et al.*, 1992; New Brunswick, Rappol, 1989; Lamothe, 1992), but correlations have proved difficult. The use of glaciolacustrine sediments as marker beds, however, requires a robust temporal framework. Radiocarbon dating is the widely used dating technique in the Quaternary stratigraphy. This method, however, requires the presence of well-preserved organic matter within the sediment, which is not common in former glacial lakes. Radiocarbon dating is limited to the last 50 ka because of its relatively short half-life (5730 ± 40 yr) of ^{14}C . Luminescence dating was therefore applied to these sediments, even though the problem of proper bleaching before deposition.

4.5 IRSL dating of glaciolacustrine sediments: previous work.

In recent years, luminescence dating has made significant technical and methodological progress since the initial use of thermoluminescence techniques for dating glacial sediments. Huntley *et al.*, 1985 initiated the development of optically stimulated (OSL) methods that allow the measurement of easy-to-bleach electron traps in minerals. Research in luminescence dating in glacial environments has focused on proglacial glaciofluvial, glaciolacustrine, glaciomarine, and glacioaeolian sediments (e.g. loess), which are considered more likely to be sufficiently bleached than glacial sediments and ice-contact sediments (Berger, 1985; Berger *et al.*, 1987; Berger and Easterbrook, 1993; Duller *et al.*, 1992, Forman *et al.*, 1992; Lamothe and Auclair, 1997; Hardy and Lamothe, 1997; Berger and Doran, 2001). Berger (1985) has suggested that thermoluminescence (TL) dating of glaciolacustrine sediment (varves) could be possible specifically on winter layers. He reported the thick summer layer of varves deposit did not produce the correct age, but the thick, clay-rich winter varves yielded a satisfactory apparent age. However, no correction for anomalous fading was applied. Duller *et al.*, (1992) reported the potential of the luminescence dating method on glaciolacustrine sediments applied on a continuous core. Fuchs and Owen (2008) published a review of luminescence dating of glacial and associated sediments.

Lamothe (1985) and Lamothe and Huntley (1988) reported a series of TL ages that were obtained on the waterlain units in a stratigraphic sequence in the St. Lawrence Lowlands. Different ages were obtained on the fine-grained fraction (4-11 μm) using a partial bleach technique in which the TL from light-sensitive traps was separated from total TL (Wintle and Huntley, 1980). This research led to the development of the IRSL single grain analysis technique (Lamothe *et al.*, 1994). Hardy and Lamothe (1997) have shown the potential of this new stratigraphic tool for unit correlation. As the material available for their stratigraphic research was from cuttings of borehole

cores, they developed an approach based on the measurement of bulk samples. This method can be applied to sediments that have similar sedimentary features, but different ages, including glaciolacustrine (varved) sediments. The development of a sensitive correction method known as SAR (single-aliquot regenerative-dose; Murray and Wintle, 2000) should result in an increase in measurement precision.

4.6 Geological context of the samples investigated in this study

In the present case, the geochronology of the glaciolacustrine episode is particularly important as this facies is recurrent in the regional stratigraphy, and framework because of its position and obvious "ubiquity" in stratigraphic sections. This geochronological program is an extension of earlier research initiated at this laboratory, carried out by François Hardy in the context of his MSc Thesis (Hardy, 1997; Hardy and Lamothe, 1997). The main objective of Hardy's study was to test further the validity of IRSL applied to fine-grained of deep water glaciolacustrine sediment as a correlation tool. Also, a sample of the deltaic facies of the Gayhurst Formation, from the type-section, has been included in the analysis to compare the age from fine grains with more classical luminescence age from a sandy deposit. The samples in this study have been collected in selected sections along the different tributaries of the St-François and Chaudière valleys (figure 4.3 and figure 4.4).

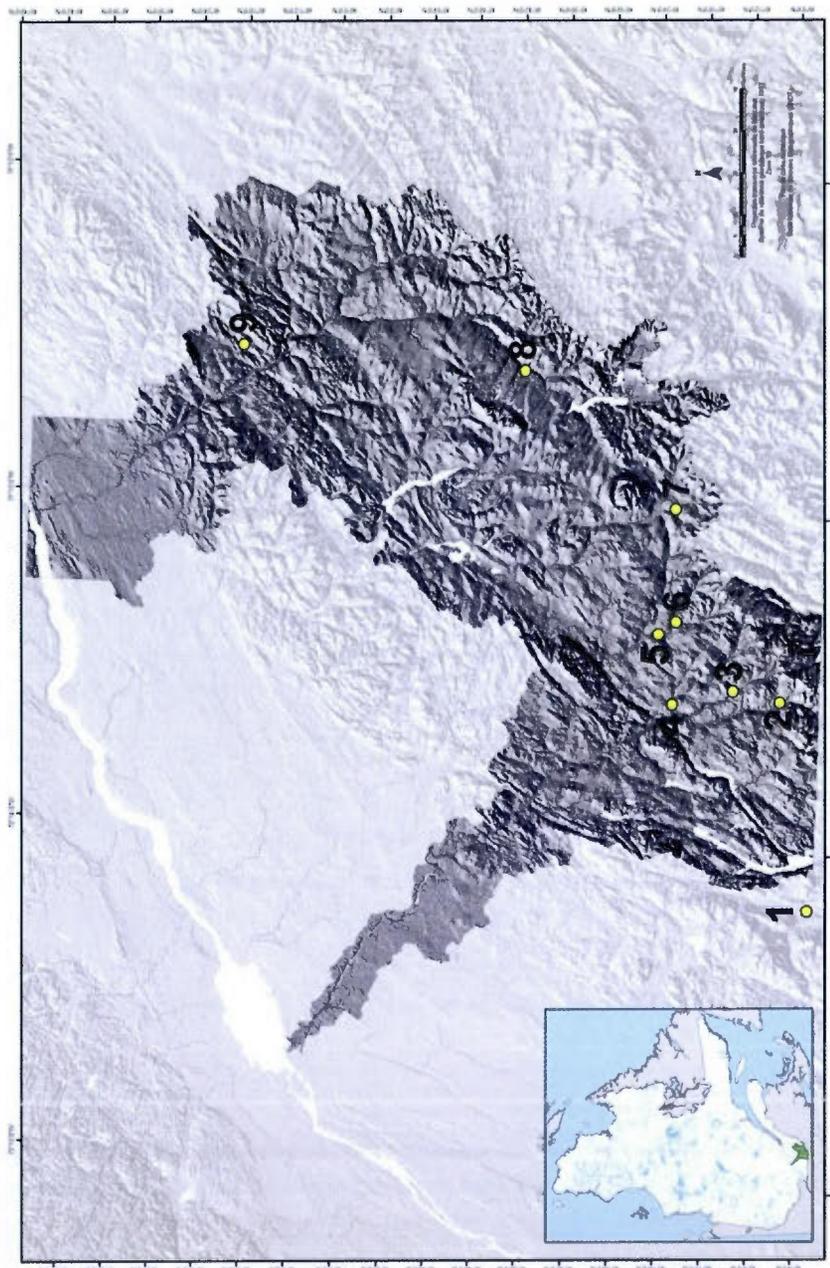


Figure 4.3 Location of the sites in the St-François and Chaudière Basins investigated in this study: 1: Missisquoi River section; 2: Grenier creek section; 3: Moe River section; 4: Ascot River section; 5: Eaton Corner section; 6: Clifton River section; 7: Ditton River section; 8: Gayhurst type-section (pelagic and deltaic facies); 9: Des Plante River section.

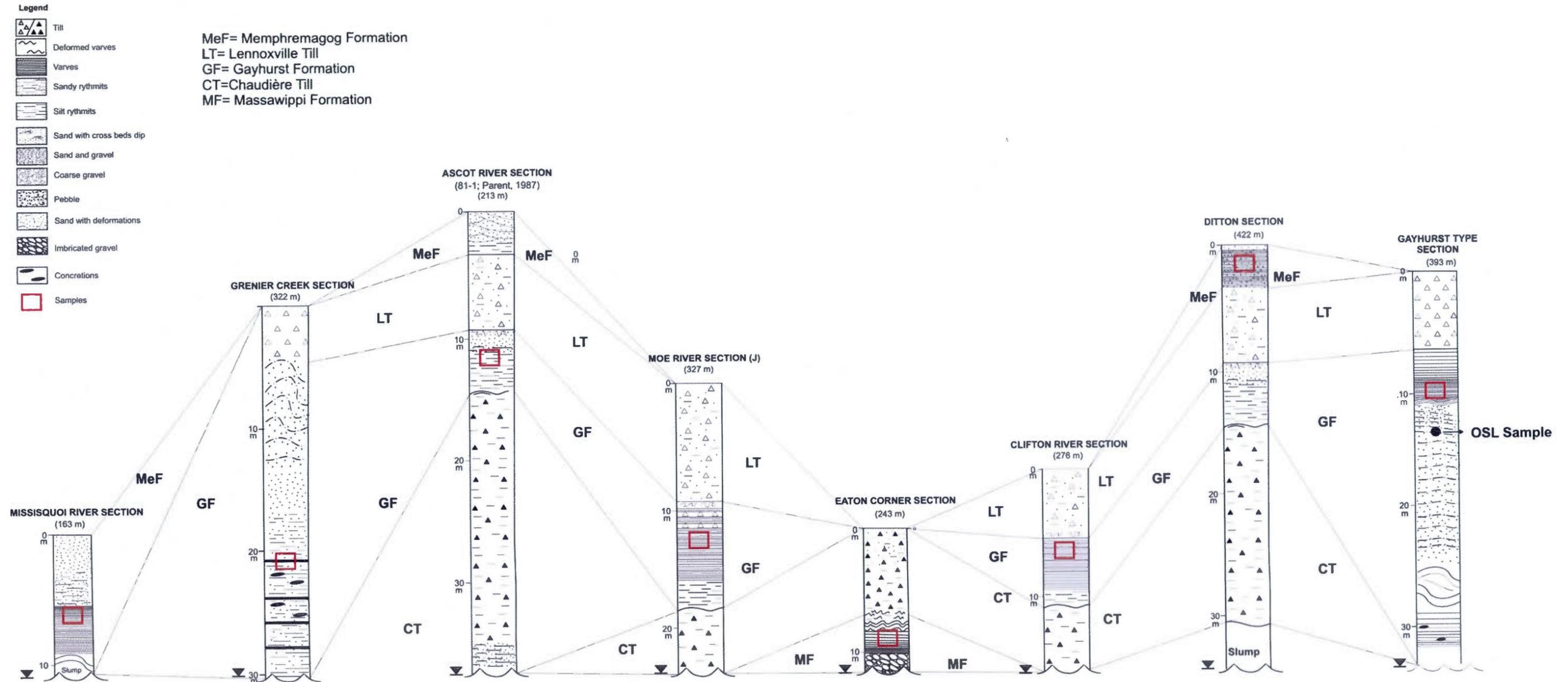


Figure 4.4 Correlations of the different lithostratigraphic units of the 8 sections with the stratigraphic framework of the Appalachian.

4.6.1 Glaciolacustrine pelagic facies

Different facies of rythmites, in different stratigraphic position, have been collected in the Saint-François and Chaudière valleys. These are: 1) last deglaciation varves of the Memphremagog Formation exposed at the Ditton River and the Missisquoi River sections, 2) The Ascot River section, the Moe River section, the Des Plante River section, the Grenier Creek section and the Clifton River section expose the Mid-Wisconsinan sediments of the Gayhurst Formation, 3) rythmites from the Eaton Corner section, deposited at the beginning of the last glaciation. The samples can be divided in two distinct facies groups (based on the classification of Ashley, 1975 and Shilts, 1981).

Group I : Turbidite facies (figure 4.5c, 4.6f and 4.6g).

Couplets deposited by retreating glaciers are thick and irregularly bedded in graded couplets of variable thickness (<1cm->10cm), and are commonly interbedded with 1cm to 2 m thick beds and lenses of diamicton. In most sections exposing the Gayhurst Formation, isolated beds, associated with subaqueous slumping or turbidity flow, are exposed. These beds are characterized by poor sorting, convolute bedding, flame structures, and flow rolls. Turbidity-current structures are common in the Gayhurst formation, and the coarse layers of silt-clay laminae are commonly complex sequences of two or more graded beds which suggest periodic turbidity flows.

The contrast in sedimentation styles is related to the predominance during retreat of density underflows, in which thin sheets of sediment-laden meltwater exited glacier conduits at or near the lake bottom and pooled, perhaps even daily, in closed, proglacial depressions near the ice front. The interbedded diamictons represent slurries of basal glacial debris, released at

irregular intervals by thawing of the nearby, deeply submerged ice front and subsequently flowing or slumping onto the lake bottom ().

Group II: Rythmites/varves (figure 4.5a, 4.5b, 4.5d, 4.5e, 4.6h, 4.6i and 4.6j).

Varves are composed of silt and clay layers of similar (approximately equal) thickness were deposited in a distal position. The thickness ratio of the couplets is dependent on the position of the glacier margin. Varves show a proximal to distal decrease in the thickness of the silt component relative to the clay, and also an overall reduction in mean grain size (Ashley, 1975). Some varves were too thin to be split accurately. Varves from this group are found only at the top of glaciolacustrine facies in the different sections, which suggests that they represent the sediment-starved final stage of the glacial lakes.

Couplets deposited in glacial lakes dammed by advancing glaciers consist of evenly laminated sequences with uniformly thin (<1cm), graded couplets containing sparse and isolated ice-rafted debris. During glacial advances, sediments were more evenly dispersed distally under overflow or interflow current, deposited some distance from the ice front. This accounts for their tendency to be draped over irregular surfaces, their uniformly thinly laminated character, their small amount of ice rafted debris, and their lack of diamictons. This facies includes jointed, graded, calcareous, grey, laminated silt or sand and clay sequences that reach a maximum observed thickness of 53 m at the Gayhurst type-section. This facies usually contains circular to amoeboid calcareous concretions. It contains less than 4 % sand and rare ice-rafted pebbles (Shilts, 1981). In terms of zeroing, it is postulated that mineral grains deposited upon ice advance may have been sufficiently exposed prior to entrainment and deposition in the lake to be dated by IRSL.

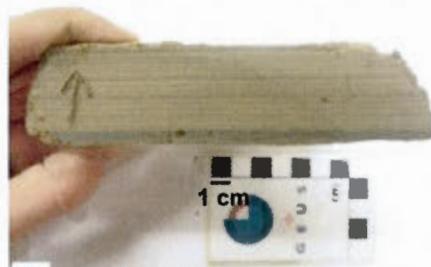
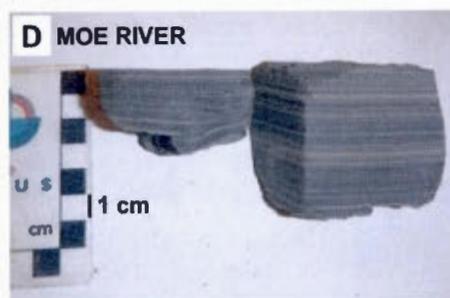
A MISSISQUOI RIVER**B DITTON RIVER****C ASCOT RIVER****D MOE RIVER****E EATON CORNER SECTION**

Figure 4.5 Fine-grained laminated sediment of the Saint-François and Chaudière watersheds: A: Missisquoi River probable varves; B: Ditton River probable varves; C: Ascot River probable varves (type-section); D: Moe River probable varves; E: Eaton Corner probable varves with high-angle reverse faulting with little deformation.

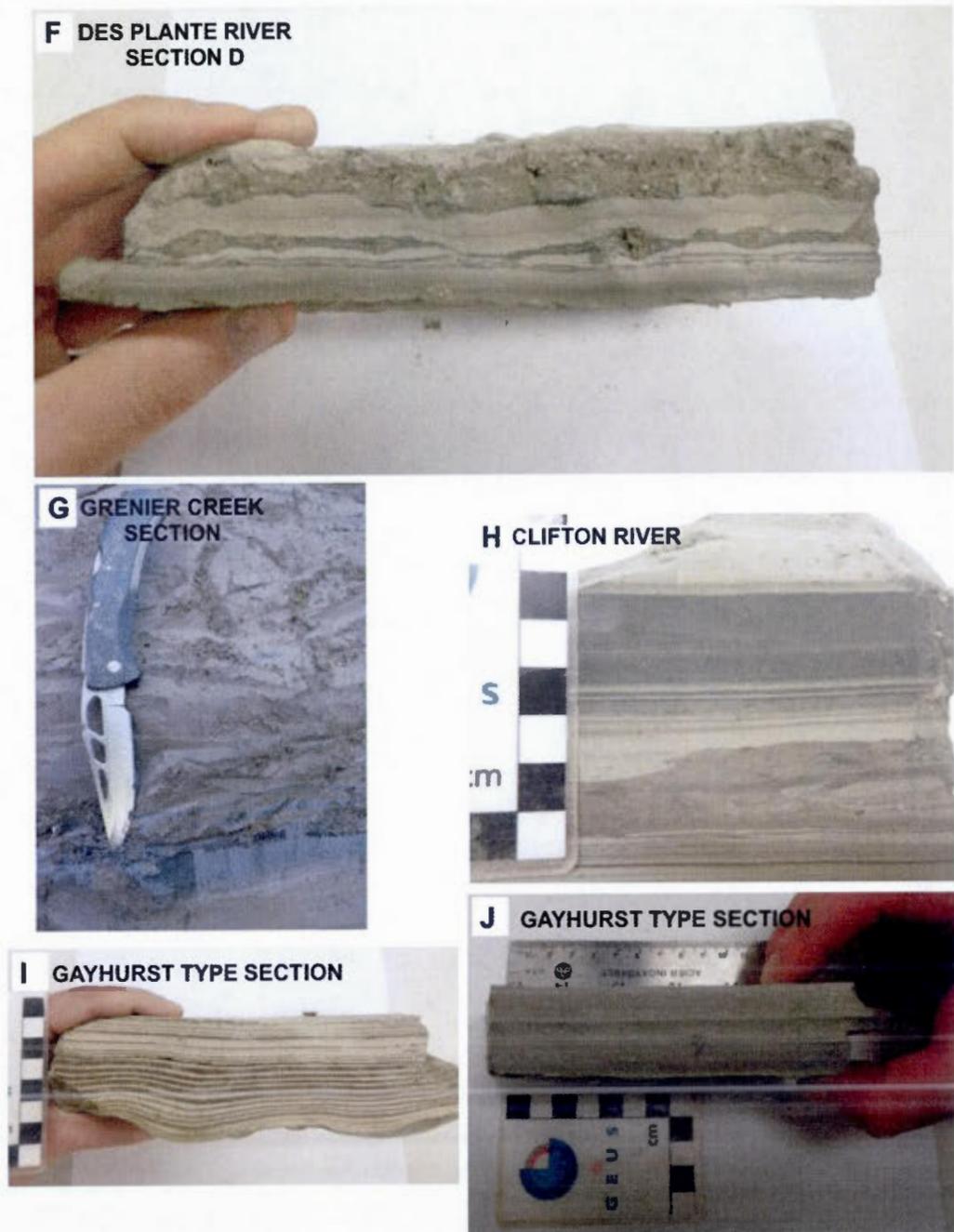


Figure 4.6 Fine-grained laminated sediment of the Saint-François and Chaudière watersheds: F: Des Plante River probable varves; G: Grenier creek probable varves; H: Clifton River probable varves; I: Gayhurst (type-section) varves (bottom of the englaciation varves); J: Gayhurst (type-section varves) (top of the englaciation varves).

4.6.2 Deltaic facies of Gayhurst Formation (type-section)

Mid-Wisconsinan deltaic sand from the Gayhurst type-section was also collected (figure 4.7). The objective of collecting the different facies is to compare the apparent ages measured on bulk samples to a more classical IRSL age from a presumably well-bleached sand sediment. This unit is exposed at the Gayhurst type-section described by Shilts (1981). There, the Gayhurst consists of superposition of A) a turbiditic and varved sequence deposited during deglaciation of the Chaudière glaciation; B) 18 m thick sand corresponding to the deltaic aggradation in a lake dammed by ice of the next (Lennoxville) glacial advance, and C) fine-grained rhythmites (varved ?) deposited in a progressively deeper water environment as the advancing ice blocked progressively higher outlets. The Drolet lentil (clay till associated by reworked of the Gayhurst sediment; Shilts, 1971) completed this stratigraphic section. The sand analysed by IRSL was collected in a delta topset, 1m below the contact with the upper varve sequence.

The sands are well sorted and the foresets indicate northward current. Asymmetrical ripple marks were observed at 1 m below the contact with the varves and suggest north-northeastward current. Deformations and *ball and pillow* structures were observed at about 2 m below the same contact. The convolute observed were similar to small rolled deformed. They are usually very abundant in the deltaic facies. The delta was protected from erosion by the overlying varves.

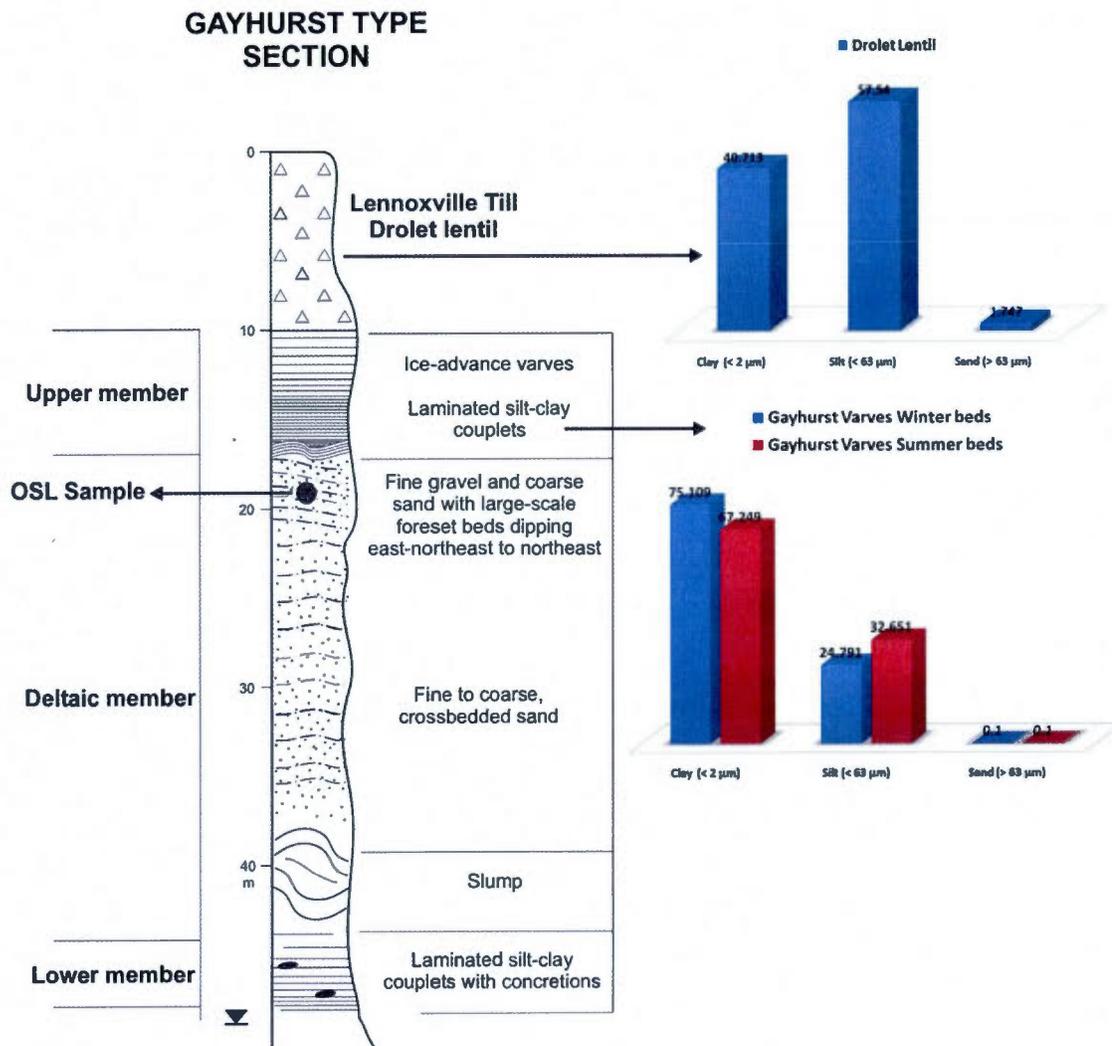


Figure 4.7 Description of the Gayhurst type-section and location of the IRSL sample.

4.7 Infrared stimulated luminescence: basic principles and methods

The physical principle of this method is based on the cumulative addition over time of electrons in defects of the crystalline lattice of minerals (Aitken, 1998). The amount of trapped electrons is a function of time of burial of the mineral and the concentration of radioactive elements in the environment (Aitken, 1998). In nature, minerals are constantly submitted to natural radiation from their surrounding environment. The decay of different radioactive isotopes (^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K) ionizes some atoms and the electrons released by the ionization will fill the mineralogical traps. Although cosmic radiation has a role in this process, its contribution to the annual dose is small and can be estimated from the latitudinal and longitudinal position of the study site. Optical excitation of a mineral results in electrons detrapping. The electrons evicted may interact at recombination centers, where photons are emitted. The production of infrared stimulated luminescence (IRSL) is achieved if the optical stimulation is from the infrared spectral region. The amount of IRSL is proportional to the amount of trapped charges which is also proportional to the time elapsed since burial. The paleodose measured should be related to time elapsed since burial, if the mineral grains were well bleached.

4.7.1 The IRSL Age is calculated using the following general equation:

$$\text{Age} = \text{Paleodose (Gy)} / \text{Annual dose (Gy/ka)}$$

The paleodose corresponds to the total amount of radiation received by a mineral since its formation or the last "zero setting" of OSL clock. A good estimation of paleodose is the equivalent dose (De). De is equal to Paleodose if the sample was well zeroed at the time of deposition, and if the luminescence is stable, i.e. there is no

fading, and if the measured luminescence is below saturation. D_e is determined in laboratory (usually with SAR protocol; Murray and Wintle, 2000; Lamothe, 2004). The annual dose, D_a , is the rate of natural radiation, in the sediment, received by the mineral in one year (from its environment and itself). The age equation is based on this parameter because the rate at which electrons are trapped in a mineral is fundamentally dependent on the radioactive flux to which is exposed the mineral. Disequilibrium in the uranium series may lead to an underestimation of the annual dose and, consequently, the overestimation of the age of the sample.

The annual dose is determined by the measure of several parameters either *in situ* (using a dosimeter) or in the laboratory. One of its parameters is the concentration of radiogenic elements, mainly uranium, thorium, and potassium, in the immediate environment. The radioactive decay of these elements represents a good proportion of the natural radiation received by the minerals. In addition, for potassic feldspars, it is important to assess the internal concentration of radiogenic elements. Some minerals such as zircon, monazite, apatite, and feldspars can sometimes have high concentrations of thorium, uranium, and potassium, which generate an internal radiation component (Aitken, 1998).

The water content of the sample is a surprisingly difficult parameter to determine with confidence. The absolute determination of this variable in the laboratory is simple, but the physical reality of the measure and its extrapolation over burial time is difficult to assess. It is clear that throughout its history, a typical sediment in the glacial environment has faced various hydrologic conditions, such as ice cover, interaction with water bodies during deglaciation and current hydrologic conditions. The uncertainty caused by this variability may be important in quantifying the annual dose. Water content is important because 1) water acts as a barrier to radiation and 2) it may leach or enrich the population of radioactive elements. Finally, we should measure the contribution of alpha particles to luminescence relative to beta and

gamma. This is because for the same amount of energy absorbed, alpha particles are less effective in inducing a luminescent signal than other types of radiation (Aitken, 1998). The measurement of the annual dose will be the sum of these components and is commonly expressed in Gy / ka.

In Canada, the luminescent signal from quartz is not strong enough to be used as a dosimeter. This present study is therefore based on feldspar IRSL.

4.7.2 Specific problems in the application of OSL-IRSL dating to glacial sediments

There are two main assumptions on which this method is based:

- 1) Luminescence of minerals is reset prior to burial.
- 2) Luminescence is measured from a stable dating trap.

The uncertainties inherent in this method are often associated with these two major assumptions. It is assumed that the traps retain electrons over a long period of time, although it is possible that some escape over time, a process known as anomalous fading (Wintle, 1973). In addition, in high-energy environments such as those associated with glaciation, it frequently happens that the material being dated is not well-bleached. To demonstrate that a sample has been completely reset remains difficult (Lamothe and Auclair, 1997). The measured paleodose, therefore, include a proportion of residual luminescence which will result in an overestimation of the age of the deposit.

Lamothe *et al.*, (1994) showed that the IRSL of single grains showed a large age scatter due to their varying bleaching history, with some grains better bleached than

others. These measurements demonstrated the great potential of measurements on single grains and small single aliquots to detect insufficient bleaching and to enable extraction of the well-bleached part of a heterogeneously bleached sample.

4.7.3 Anomalous fading of feldspar IRSL

Another source of error comes from a phenomenon commonly called "anomalous fading" (Wintle, 1973). It affects the capacity for retention of traps for some minerals, including feldspars and zircons, even though they seem to have a suitable energy depth and relatively good stability over geological time. This process results from the faster loss of charges than envisaged for the type of traps (Lamothe and Auclair, 1999). This phenomenon necessarily results in an underestimation of the age. A correction factor, called *g* value, must be measured and then applied to the equivalent dose.

The *g*-value is the loss of luminescence over a decade of time. It is deduced from the graph of the IRSL signal induced in the laboratory as a function of log time since irradiation: the *g* value is the slope of this line. Determining the *g* value is difficult, as the gradient is small, on the order of a few percent. Thermal transfer and other forms of recombination at the time of measuring the luminescence can also play a role in the underestimation or overestimation of the age of deposition.

4.7.4 Correction for fading

Several correction methods have been suggested to overcome this problem. The *fadia* approach (Lamothe and Auclair, 1999) takes advantage of variable fading rates in single grains to extrapolate to zero fading. This could not be applied to homogeneous samples like loess or, other fine grained sediments. Lamothe and Auclair (1999) successfully tested a method using several grains from which they deduced the

luminescence and equivalent dose for zero fading. Unfortunately, this method cannot be applied to single aliquots. The Huntley and Lamothe (2001) correction method is based on the measure of the loss of luminescence signal per decade (a decade where a given time is in logarithmic base 10 since the irradiation). It involves the following physical assumption:

$$I_f/I_0 = T_f/T_0$$

where I_f is the intensity of the signal affected by fading, I_0 is the intensity of luminescence before fading, T_f is the age measured, and T_0 is the true age of the system. By measuring the luminescence intensity after various time delays after irradiation, we can find the value of g , consequently the percentage of the unstable signal or lost per decade. The advantage of this method is that the anomalous fading may be corrected on a single aliquot. However, this method can be applied only to the linear part of the growth curve of a sample.

The DRC method (Dose Rate Correction) allows dispensing with the need for signal linearity. Lamothe et al. (2003) have proposed a dose rate correction method in which the percentage of stable luminescence for artificially irradiated samples is calculated as a function of the measured fading rate (g value), the effective laboratory radiation dose rate, and the environmental dose rate (Da). The Huntley and Lamothe (2001) correction has proven to be reliable for young samples, showing relatively linear growth of luminescence with dose. This correction provides a minimum age for older samples showing exponential growth curves.

4.8 Methodology

4.8.1 Sampling

The effectiveness of luminescence signal resetting is dependent on the intensity and duration of daylight exposure of the sediments, and therefore related to the geomorphic process responsible for sediment reworking. Thus, an understanding of the glacial environment is required to identify the different sample sites. The choice of the 8 different sampling sites was based on several criterias: the origin of glaciolacustrine sediments, the bleaching potential of the sediments, and sampling sites with known age. Rythmite blocks measuring 60cm x 60cm x 60cm were sampled from each selected site. The sand of GAYHURST-1 sample was collected with PVC tubes.

4.8.2 Laboratory treatments

4.8.2.1 Bulk fine grain (BFG)

In traditional luminescence dating programs, a series of laboratory treatments are carried out on the samples in order to measure the luminescence signal. Usually, granulometric as well as mineralogical separations are carried out on the raw sediments (Aitken, 1985). In the present case, the samples are blocks of varves and the total amount for each sampled level is generally less than 20 g. For each site, subsamples of the winter (clay) and summer (silt) beds were prepared, including a mixtures of the two. The only physical treatment applied to the sediment was to remove the external portion of the winter beds that had been exposed to light. After removing the external portion of the pieces of varves, the samples were gently ground and gently tapped in planchets in order to obtain a very flat and uniform surface (figure 4.8). Thirty aliquots (bulk fine grain, BFG) for each sample of varves were prepared and used for the estimation of their luminescence.

Eight samples were collected from the regional sections and units in order to create a comparative set of data. Grain-size analysis (Folk and Ward, 1957; Folk, 1966) was also carried out on the winter beds and summer beds of the different samples (Table 4.5; Appendice C.1). Measurements were performed using a Risø TL-DA-15 automated reader, fitted with an EMI 9235QA photomultiplier tube.

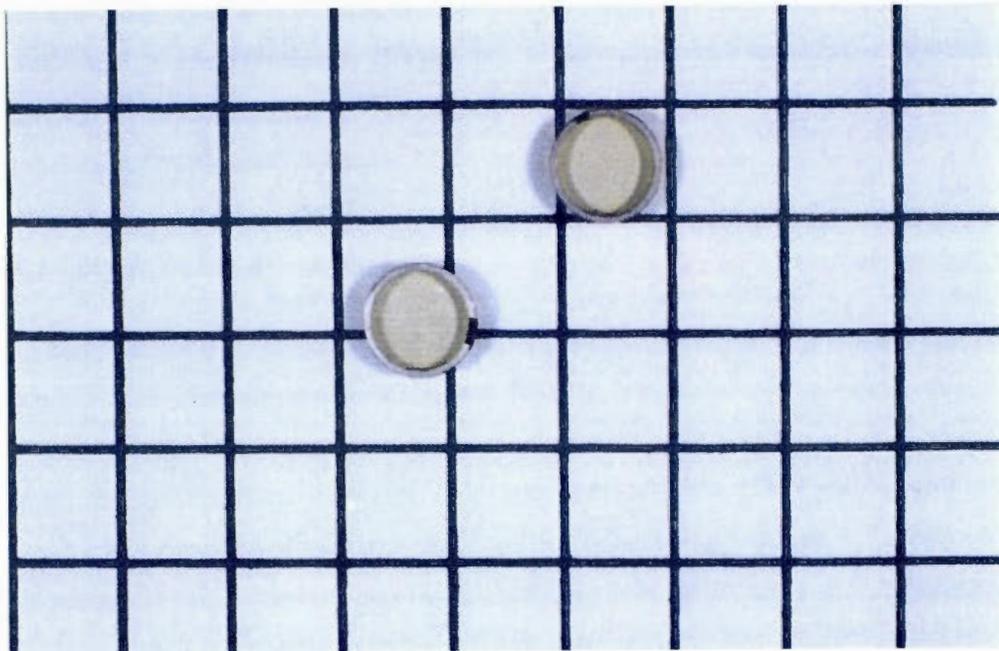


Figure 4.8 Examples of planchets for the IRSL dating program (Mesh: 1 cm; Hardy, 1997).

Table 4.1 Sedimentological results and grain-size analysis from the rythmite samples.

Age	Facies	Samples	Layers	Grain size analysis			Median Md (mm)	Graphic kurtosis Kg	Inclusive graphic standard deviation σ_i	Graphic mean Mz (mm)	Inclusive graphic skewness Sk
				Sand %	Silt %	Clay %					
Holocene	Group II	Missisquoi section	Summer	2,33	88,79	8,8	0,006	0,96	1,67	0,006	0,33
			Winter	0,3	76,12	23,58	0,008	0,96	1,52	0,008	0,07
	Group II	Dillon section	Summer	0,87	91,41	7,72	0,006	1,08	1,48	0,007	0,34
			Winter	0,1	85,05	14,85	0,007	0,98	1,45	0,007	0,17
Middle Wisconsinan	Group I	Ascot	Summer	3,64	91,12	5,24	0,006	1,05	1,52	0,006	0,27
			Winter	1,89	90,83	7,28	0,006	1	1,55	0,007	0,21
	Group II	Clifton section	Summer	0,32	85,12	14,56	0,008	1,2	1,01	0,007	0,18
			Winter	0,16	30,70	69,14	0,01	0,93	1,04	0,01	0,086
	Group I	Ruisseau Grenier	Summer	0,44	91,41	8,15	0,007	0,98	1,33	0,007	0,070
			Winter	0,19	70,01	29,80	0,008	1,02	1,21	0,008	0,03
	Group II	Gayhurst Type section	Summer	0,1	32,65	67,25	0,01	0,89	1,16	0,01	0,02
			Winter	0,1	24,79	75,11	0,01	0,87	1,12	0,01	0,01
Group II	Moe River (section J)	Summer	3,78	79,77	16,45	0,007	1,01	1,79	0,007	0,1	
		Winter	0,12	70,77	29,11	0,008	1,00	1,47	0,008	0,008	0,07
Sangamonian	Group II	Eaton Corner	Summer	0,2	89,11	10,69	0,007	1,01	1,41	0,007	0,16
			Winter	0,22	72,18	27,60	0,007	0,96	1,81	0,007	0,12

4.8.2.2 Sand deltaic sample (GAYHURST-1)

An IRSL dating program was initiated to obtain an absolute chronology on the buried delta of the type-section of the Gayhurst Formation. Preparation was carried out in a dark room under subdued red lighting the light intensity and wavelength of which does not damage the trapped electron population. The first step was to recover the material in the center of the tube to ensure that the material was not exposed to light during sampling. Then, after a number of chemical steps removed carbonates, a specific grain size (150-250 μm) was separated out, and the feldspars were isolated by density separation.

4.8.3 Measurements

4.8.3.1 Paleodose and the single-aliquot regenerative (SAR) techniques (Murray and Wintle, 2000; Lamothe, 2004)

The paleodose is obtained by interpolation of the natural luminescence and the laboratory regeneration curve. An IRSL single-aliquot regenerative (SAR) protocol (Murray and Wintle, 2000) was applied to obtain characteristic growth curves used to determine the equivalent dose (D_e). In this method, luminescence signals (L_n , L_x) are corrected for their sensitivity using their response to a test dose (T_n , T_x). The distributions of L_n/T_n values reflect the OSL age distributions, specifically for the feldspar. Preliminary tests were performed to determine very roughly the D_e value in order to determine what radiation doses used to construct the growth curve. Then, a specific growth curve was constructed for this aliquot. The D_e is obtained from projection of the natural signal on to this curve and the abscissa of the intersection point is the D_e . The protocol used (Lamothe, 2004) is found in Table 4.2 for the sand sample and in Table 4.3 for the BFG samples.

Table 4.2 Sequence of aliquot measurements for the sand sample (GAYHURST-1).

Step	Treatment	Observed
1	Give dose (0 for Natural)	-
2	Preheating at 280°C at 5°C sec ⁻¹	-
3	IRSL at 50 °C for 100 sec	Ln or Lx
4	Heat up to 279°C at 5°C sec ⁻¹	
5	IRSL at 0 °C for 60 sec	
6	Beta irradiation for 300 sec (test dose of <i>ca</i> 35 Gy).	
7	Preheating at 280°C at 5°C sec ⁻¹	
8	IRSL at 50 °C for 100 sec	Tn or Tx
9	Return to 1	

Table 4.3 Sequence of aliquot measurements for the BFG samples.

Step	Treatment	Observed
1	Give dose (0 for Natural)	-
2	Preheating at 280°C at 1°C sec ⁻¹	-
3	Break for 300 sec	
4	IRSL at 50 °C for 100 sec	Ln or Lx
5	Heat up to 279°C at 5°C sec ⁻¹	
6	IRSL at 0 °C for 60 sec	
7	Beta irradiation for 300 sec (test dose of <i>ca</i> 35 Gy).	
8	Preheating at 280°C at 1°C sec ⁻¹	
9	Break for 300 sec	
10	IRSL at 50 °C for 100 sec	Tn or Tx
11	Return to 1	

4.8.4 The annual dose

The radioactivity of the sample and its surroundings were assessed using INAA measurements and gamma spectrometry, to which is added a calculated cosmic ray contribution (Table 4.4). The water content has been measured for every varve sample and this value is believed to represent the average water content over burial time. In the case of the varves found below till, compaction is postulated to have been completed early. For the sand deltaic sample, tubes of PVC were used to estimate the saturation water content. The value used in the age equation is an average between the in situ and saturation value.

Table 4.4 Apparent IRSL ages and Ln/Tn ratios values of the 8 varves samples.

Age	Facies	Samples	Couplets	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Da (Gy/ka)	*Weighted Da (Gy/ka)	Bed thickness (cm)	*W.M. LnTn	*W.M. De (Gy)	Uncorr. Age (ka)	g _{28h} value (%/Decade)	H&I. corrected age (ka)	g _c value (%/Decade)	DRC age (ka)
Holocene	Group II	Missisquoi section	Summer	2.2	7.2	2.36	3.65 ± 0.32		0.6 to 2.4	1.82 ± 0.02	68 ± 2	18.5 ± 1.7				41 ± 4
			Winter	1.9	9.9	2.92	4.26 ± 0.35	4.19 ± 0.26	0.7 to 1.4	1.45 ± 0.03	46 ± 2	10.9 ± 1.0	6.4 ± 0.2	21 ± 2	5.6 ± 0.2	24 ± 3
			Summer/Winter	2.1	9.6	2.83	3.76 ± 0.33		1.3 to 3.8				12.3 ± 1.1			
	Group II	Ditton section	Summer	1.56	9	1.79	3.14 ± 0.30		0.3 to 0.6	1.81 ± 0.02	66 ± 2	21.1 ± 2.1	*			46 ± 5
			Winter	1.86	10.2	3.08	4.40 ± 0.36	4.31 ± 0.24	0.2 to 0.8	1.66 ± 0.06	62 ± 3	14.1 ± 1.3	6.5 ± 0.4	28 ± 3	5.7 ± 0.3	32 ± 3
			Summer/Winter	1.8	8.9	1.62	3.24 ± 0.30		0.5 to 1.4				19.2 ± 2.0			
Middle Wisconsinan	Group I	Ascot	Summer	1.2	5.6	1.22	2.19 ± 0.21		0.5 to 1.3	5.93 ± 0.07	300 ± 7	137.1 ± 13.5	*			>210
			Winter	1.7	8.4	1.75	3.10 ± 0.30	2.78 ± 0.13	0.2 to 0.4	6.11 ± 0.06	335 ± 9	108.0 ± 10.9	6.5 ± 0.4	229 ± 29	5.7 ± 0.3	
			Summer/Winter	1.7	7.3	1.42	2.32 ± 0.21		0.7 to 1.7				144.5 ± 13.8			
	Group II	Clifton section	Summer	7.91	10.1	2.67	6.44 ± 0.82		0.1 to 2.2	3.90 ± 0.05	173 ± 4	26.9 ± 3.5	*			69 ± 9
			Winter	2.79	13.2	3.73	5.60 ± 0.49	5.6 ± 0.49	0.1 to 1.5	3.46 ± 0.05	146 ± 4	26.0 ± 2.4	6.5 ± 0.4	52 ± 6	5.7 ± 0.3	55 ± 2
			Summer/Winter	4.44	9.3	2.9	6.30 ± 0.81		0.2 to 3.7				23.2 ± 3.0			
	Group I	Ruisseau Grenier	Summer	1.1	6	1.53	2.43 ± 0.21		15 to 45	4.31 ± 0.04	195 ± 4	80.0 ± 7.1	*			248 ± 27
			Winter	1.65	7.5	2	3.18 ± 0.28	3.16 ± 0.25	3 to 7.5	3.81 ± 0.04	167 ± 4	52.5 ± 4.8	6.5 ± 0.4	109 ± 13	5.7 ± 0.3	139 ± 14
			Summer/Winter	1.2	6.3	1.69	2.51 ± 0.21		18 to 52.5				66.4 ± 5.9			
	Group II	Gayhurst Type section	Summer	2	9.5	3.06	4.37 ± 0.36		0.3 to 0.6	3.18 ± 0.03	135 ± 2	30.8 ± 2.6				89 ± 8
			Winter	2.56	12.2	3.67	5.35 ± 0.45	5.35 ± 0.45	0.4 to 1.8	2.77 ± 0.05	109 ± 4	20.4 ± 1.8	7.3 ± 0.3	46 ± 5	6.3 ± 0.3	56 ± 6
			Summer/Winter	2.59	12	3.79	5.35 ± 0.45		0.7 to 2.4				20.4 ± 1.9			
Group II	Moe river (section J)	Summer	1.2	6.5	1.61	2.59 ± 0.23		0.1 to 0.5	4.40 ± 0.05	198 ± 3	76.5 ± 6.9	*			215 ± 21	
		Winter	10	48.7	11.72	18.55 [‡] ± 1.75	3.85 ± 0.23	0.1 to 0.4	4.66 ± 0.05	218 ± 4	53.8 [†] ± 3.9	6.5 ± 0.4	111 ± 11	5.7 ± 0.3	160 ± 8	
		Summer/Winter	1.6	7.6	2.07	4.06 ± 0.29		0.2 to 0.9				53.8 ± 3.9				
Sangamonian	Group II	Eaton Corner	Summer	2.11	10	2.25	3.82 ± 0.36		0.3 to 1.1	3.67 ± 0.04	162 ± 3	42.5 ± 4.2	5.6 ± 0.2	77 ± 8	5.0 ± 0.2	81 ± 4
			Winter	2.88	15.65	3.55	5.76 ± 0.54	5.70 ± 0.45	0.2 to 1	3.74 ± 0.05	172 ± 4	29.9 ± 2.9	5.6 ± 0.4	83 ± 6	5.0 ± 0.4	85 ± 2
			Summer/Winter	2.21	10.37	2.59	4.29 ± 0.39		0.5 to 2.1				40.1 ± 3.7			

[‡]problem

*weighted mean

[†]Winter age calculated with S/W Da

* Estimated from the average

Highlighted: Ages accepted

4.9 Results

A minimum of 30 aliquots were measured for each sample. The weighted mean of the L_n/T_n ratio is in a range of 1.45 (Missisquoi; winter beds) to 6.11 (Ascot winter beds; table 4.4). Except for the rythmites of the Eaton Corner, Ascot River, and Moe River sections, varves of the group II showed L_n/T_n ratios higher values for the summer layers than the winter beds. The growth curves were built respectively for every sample using 4 aliquots. Three of the most significant samples (figure 4.9) are the Missisquoi River, the type-section of the Gayhurst Formation, and the Eaton River section.

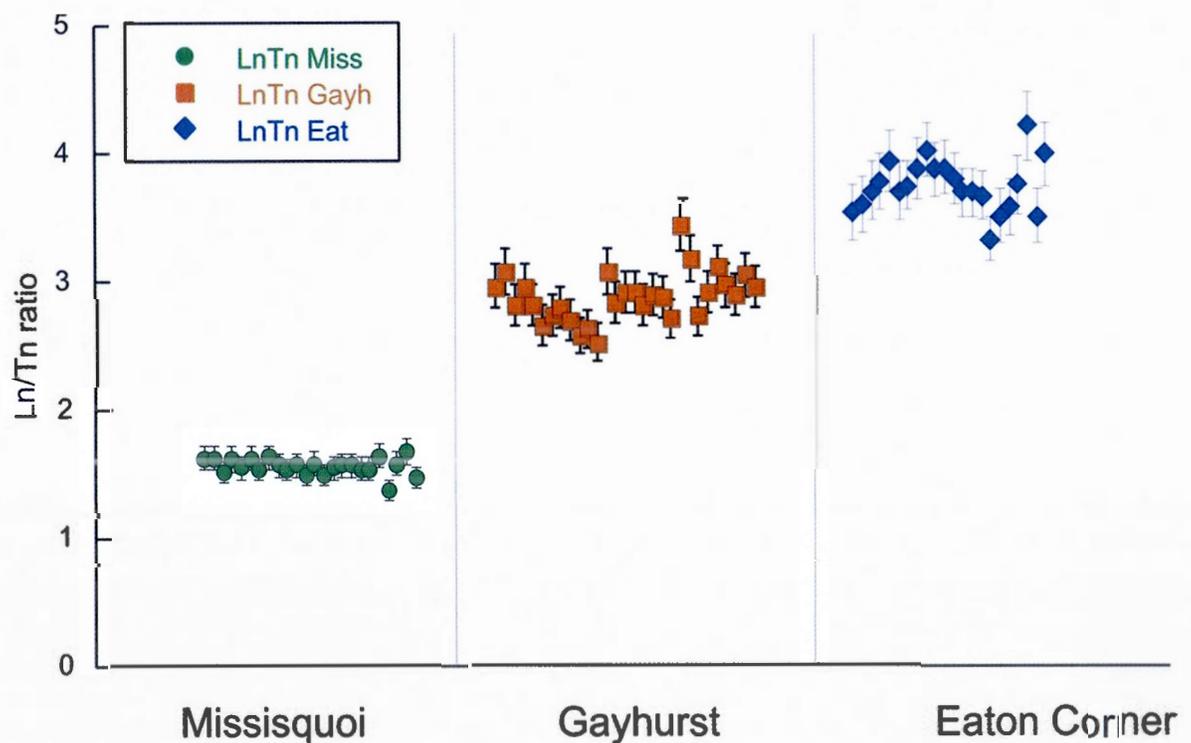


Figure 4.9 Distribution of the L_n/T_n values for the Missisquoi, Gayhurst type-section, and Eaton Corner section.

The annual dose parameters have been evaluated on 8 varves samples using the winter and summer beds of each sample (Table 4.4). The results show means values in a range of about 2.43 Gy/ka for Grenier samples (summer beds) to 5.76 Gy/ka for Eaton Corner samples (winter beds) of the St-François River watershed. The values for the Chaudière River watershed are 4.37 Gy/ka for the summer beds and 5.35 Gy/ka for the winter beds.

The absence of grain-size separation causes a smoothing of the annual dose as the luminescence depends on a range of grain sizes. However, the grain-size analysis reveals a dominance of fine silt in the samples investigated. The calculation of annual dose is therefore based on a 4-11 μm size-fraction. This smoothing is applicable to the fact that the glacial lake sediments are fine. Therefore, it is difficult to separate the signal. Fine-grained sediment, however, has the tendency to coagulate; thus the inner grains of these aggregates are shielded from light reducing their potential to be bleached. Eventually, it would be interesting to carry out the same methodology on individual grains. In this way we could also see the signal variability grain by grain, and a comparison with the planchets. The fading rate (g_{48h} value) obtained are in a range of equal to $5.6 \pm 0.2\%$ to $6.5 \pm 0.4\%$ signal loss per decade (Table 4.4). These results are close to typical values of fading rate measured in southern Québec (Huntley and Lamothe, 2001; Huot and Lamothe, 2003; Lamarche and Lamothe, 2007).

The apparent ages (figure 4.10, figure 4.11 and figure 4.12) range 1) from 24 ± 2 to 32 ± 3 ka BP for the varve samples associated with the last deglaciation, 2) from 55 ± 2 to 160 ± 3 ka BP for the varves samples associated with the Gayhurst, 3) and 85 ± 2 for the varve sample associated with the beginning of the last glaciation. The samples associated with the ice advance of the Gayhurst and Clifton yield ages 56 ± 6 ka BP. The L_n/T_n ratios from the deltaic sand are remarkably homogeneous, and the IRSL age is 45 ± 5 ka BP (figure 4.13).

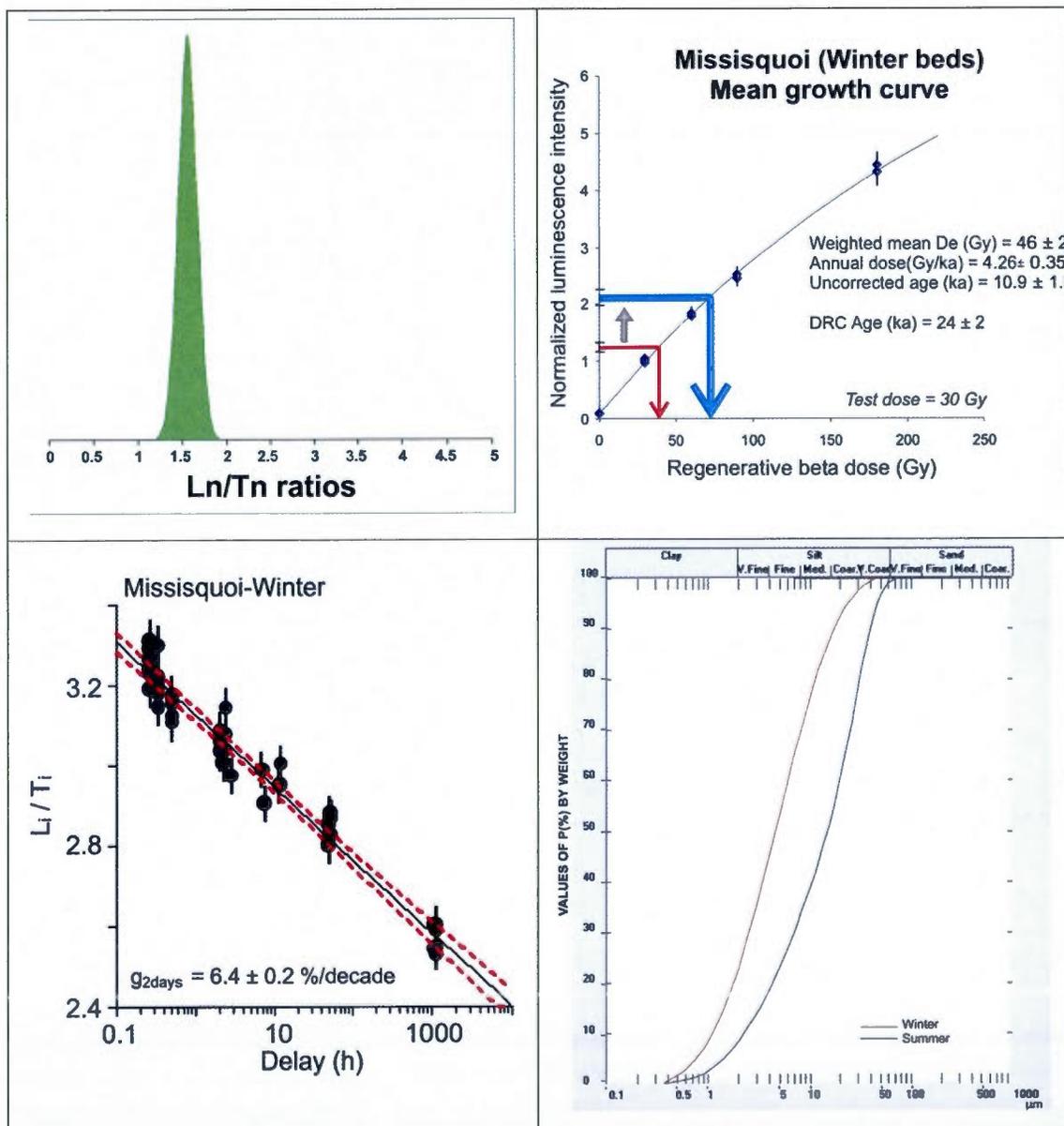


Figure 4.10 L_n/T_n ratio (winter beds) and IRSL ages measured for the sample from the Missisquoi River section and anomalous fading-corrected ages obtained with both the dose rate correction method (DRC). Fading rate (g value) used for corrections is $6.4 \pm 0.2\%$ per decade. Grains size curve for the winter and summer beds of the sample. Grain size curves of the winter beds and summer beds of the sample.

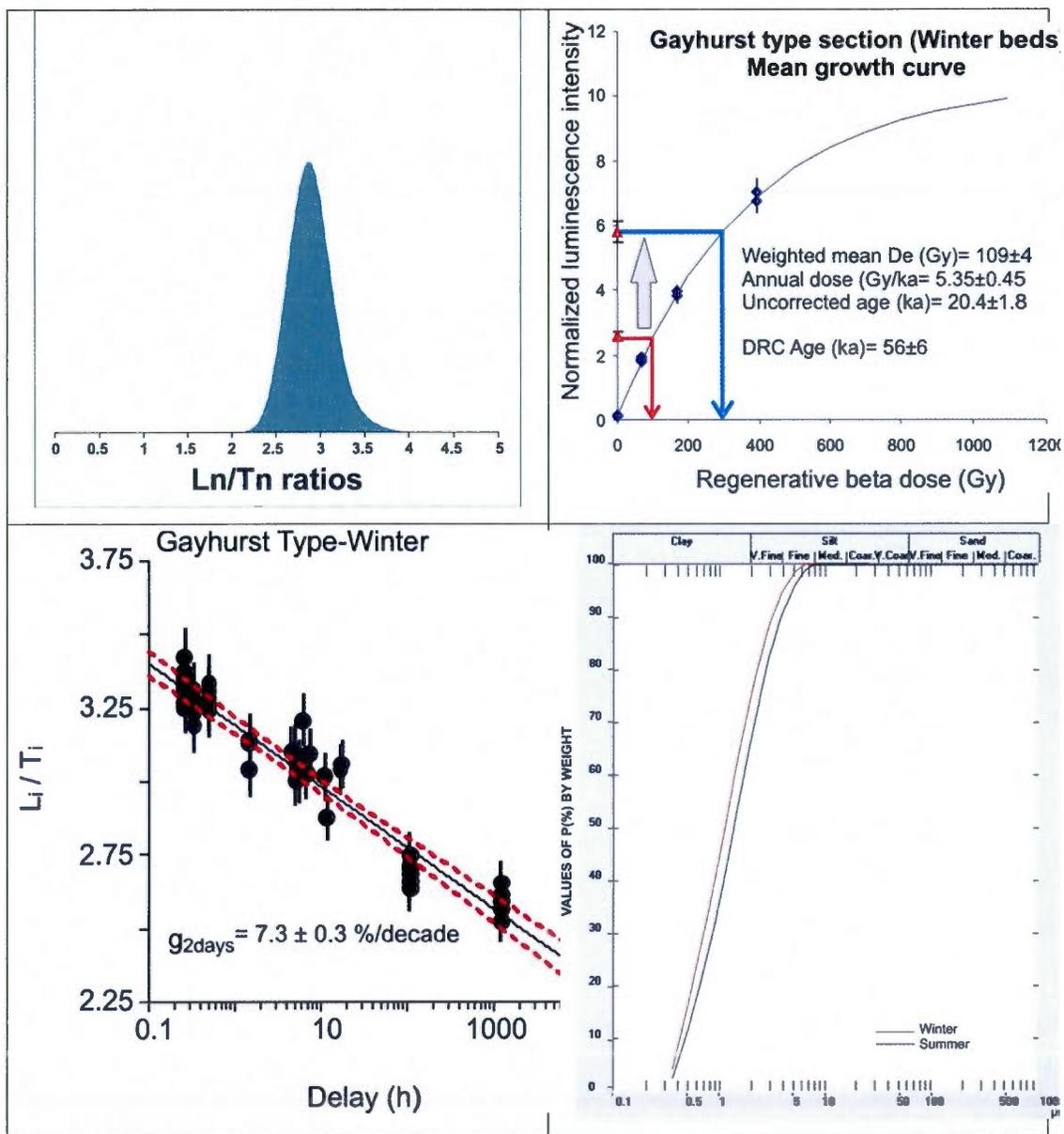


Figure 4.11 L_n/T_n ratio (winter beds) and IRSL ages measured for the samples from the Gayhurst type-section River section and anomalous fading-corrected ages obtained with both the dose rate correction method (DRC). Fading rate (g value) used for corrections is $7.3 \pm 0.3\%$ per decade. Grain size curves of the winter beds and summer beds of the sample.

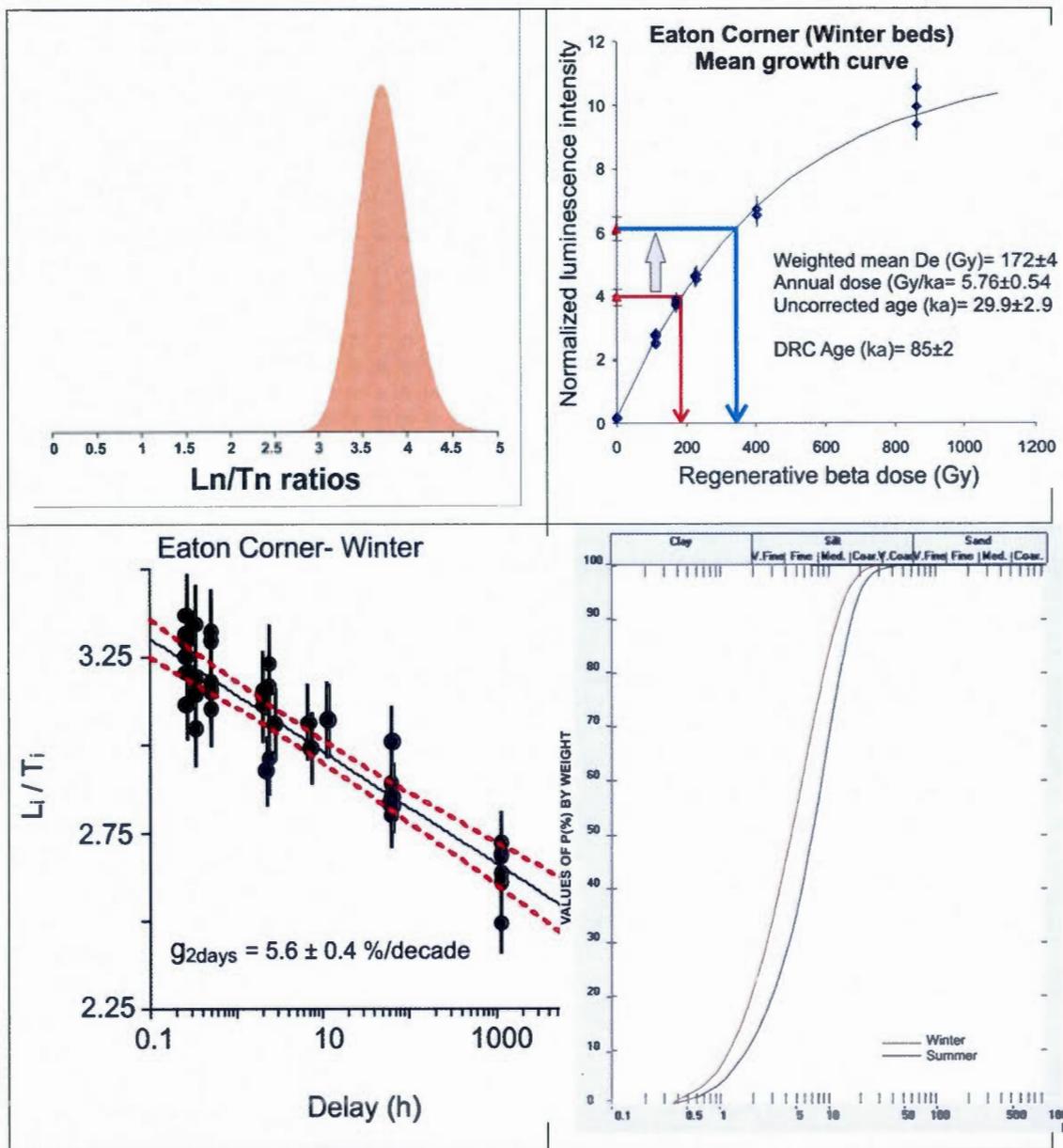


Figure 4.12 L_n/T_n ratio (winter beds) and IRSL ages measured for the samples from the Eaton Corner River section and anomalous fading-corrected ages obtained with both the dose rate correction method (DRC). Fading rate (g value) used for corrections is $5.6 \pm 0.4\%$ per decade. Grains size curve for the winter and summer beds of the sample. Grain size curves of the winter beds and summer beds of the sample.

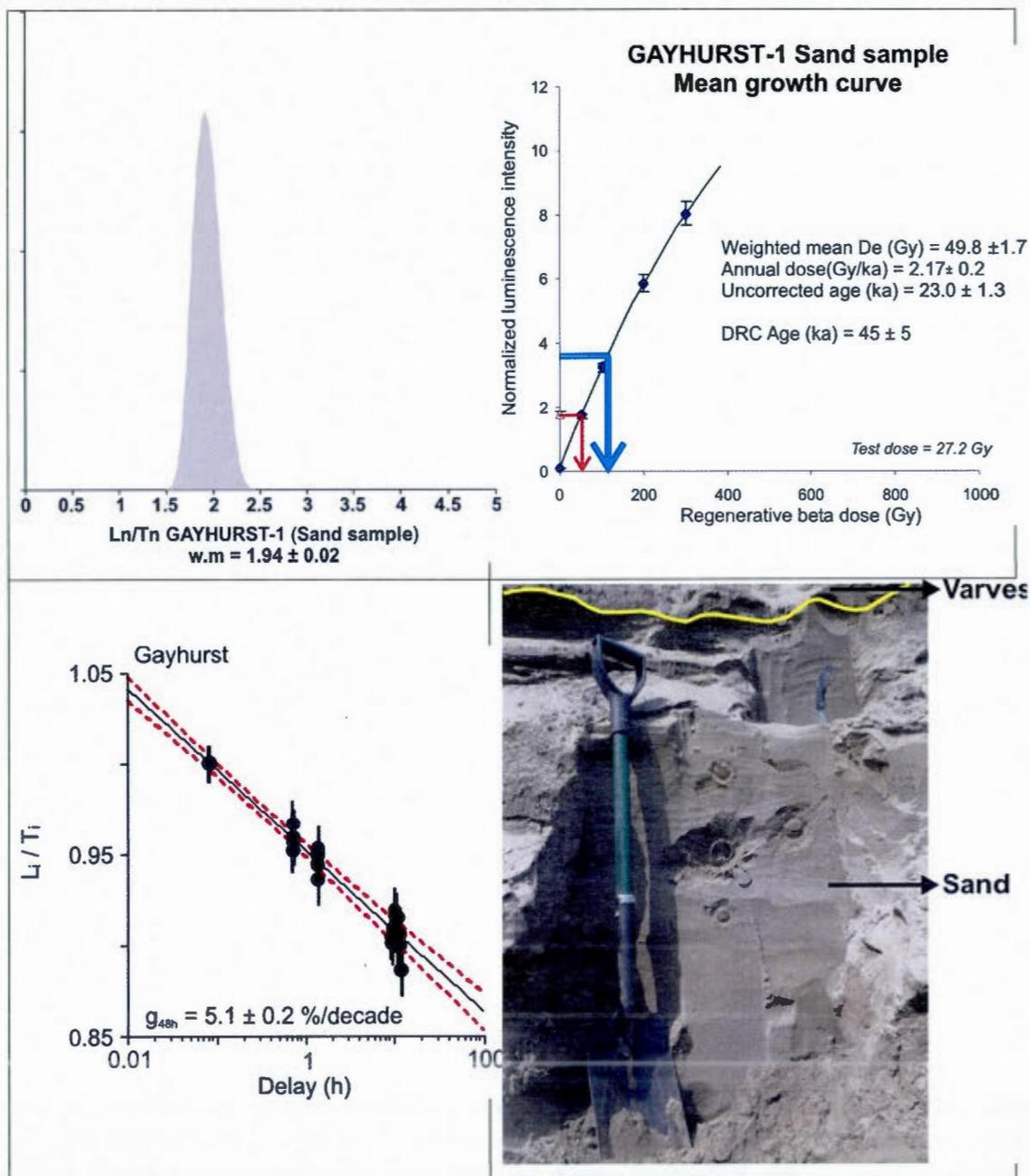


Figure 4.13 L_r/T_n ratio and IRSL ages measured for the samples GAYHURST-1 from the Gayhurst type section River section and anomalous fading-corrected ages obtained with both the dose rate correction method (DRC). Fading rate (g value) used for corrections is $5.1 \pm 0.2 \text{ \% per decade}$. Position of the IRSL sample in the Gayhurst type section.

4.10 Discussion

In general, the results of the L_n/T_n ratios showed very good reproducibility, especially for sediments deposited in a distal position or during a glacial readvance (Gayhurst type-section & Eaton Corner). For these, the reproducibility is poorer for the Ascot River section, Grenier Creek, and Clifton River. The L_n/T_n ratios are particularly revealing in several aspects. Initially, the dispersion of results on the winter beds is smaller than that of the summer beds. This confirms the hypothesis that the beds deposited in winter have a better bleaching potential. Their stratigraphic position and their composition suggest that they were deposited in proglacial lake Gayhurst during deglaciation. Therefore, these sediments do not guarantee sufficient bleaching, and in the case of glaciolacustrine proximal sediments, daylight is greatly attenuated by the water column and increased turbidity. In addition, sediment deposited by underflows and interflows is not well exposed to the light. The Missisquoi River, the type-section of the Gayhurst Formation, and the Eaton River section (figure 4.10, figure 4.11 and figure 4.12), represent key units to assess the correlation potential of this method.

The most interesting results are that the winter beds of varves appear to be proportional to their age. The weighted mean ratios L_n/T_n ratios, of different samples, including the Missisquoi River (Late Wisconsinan), Gayhurst type-section (Mid-Wisconsinan) and the Eaton Corner (Sangamonian) seems coherent with the known relative stratigraphic position (figure 4.14). As also shown by the work of Hardy and Lamothe (1997), using the method of L_n/T_n ratios is a powerful tool to obtain a relative ages. The ages obtained on the varve samples can be considered as semiquantitative. Thus this method can be used as a correlation proxy to evaluate samples with similar facies.

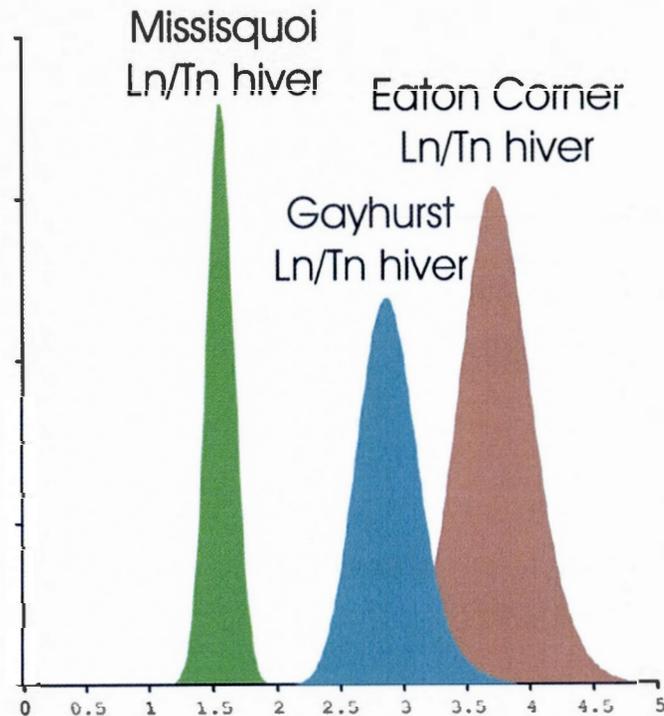


Figure 4.14 Correlation of the L_n/T_n ratios on the Missisquoi, Gayhurst and Eaton Corner samples. Note the symmetrical shape and the skewness extent of the restricted distribution.

The dating of deltaic facies of the Gayhurst type-section has proved important for assessing the link between the apparent ages of the BFG and their true depositional age. Very few coarse-grain facies with good bleaching potential have been identified specifically for the Gayhurst Formation. Therefore this sample was crucial for the validity of this BFG dating program but also crucial to derive an absolute chronology for the Gayhurst Formation. With the DRC correction method, the sample of deltaic facies yields an age of 45 ± 5 ka (Figure 4.13). From the L_n/T_n ratio, this sample is well bleached and is considered highly reliable. Recently, an age of 102 ± 12 ka has been obtained using the same methodology for the Massawippi Formation at the Rivière des Plante section (Lamothe, personal communication).

In consequence, the results for pre-Chaudière varves (85 ± 2 ka BP; figure 4.12), as well as those obtained for the Gayhurst varves (56 ± 6 ka BP; figure 4.11), seem relatively coherent with their presumed age, e.g. the end of the Last Interglacial and the Mid-Wisconsinan. Varves associated with deglaciation (e.g. Late Wisconsinan) yielded results that are too old with an age of 24 ± 2.0 ka (figure 4.10). These ages reflect the fact that some grains are not properly reset. Recent work in the Chaudière basin places this event in the range of 12.4 ± 0.9 to 14.4 ± 1 ka (St-Ondilon and Baie des Sables, Mégantic; Normandeau, 2010). The age obtained for the varves represents the upper time limit for the glaciolake. The presence of residual luminescence in the samples results in a large underestimation for these deglacial varves. At this stage of research, no methodological tool allows the isolation of the signal acquired after deposition.

Within this context, the present method may be considered as a reliable stratigraphic tool if appropriate sedimentological analysis is carried out. These results confirm the reliability of using a ratio value to quickly confirm the stratigraphic position of the Gayhurst in this area with an important reduction of preparation time in the laboratory. The value of L_n/T_n ratio is proportional to the age and therefore concordant with the stratigraphic position of the sample. Hence, determination of L_n/T_n ratio is a powerful correlation tool for stratigraphic work. Figure 4.15 shows how the different IRSL ages of the different samples can now be correlated following this study. These stratigraphic correlations can be fairly established with the apparent IRSL ages and moreover with the L_n/T_n ratios.

LITHOSTRATIGRAPHIC UNITS

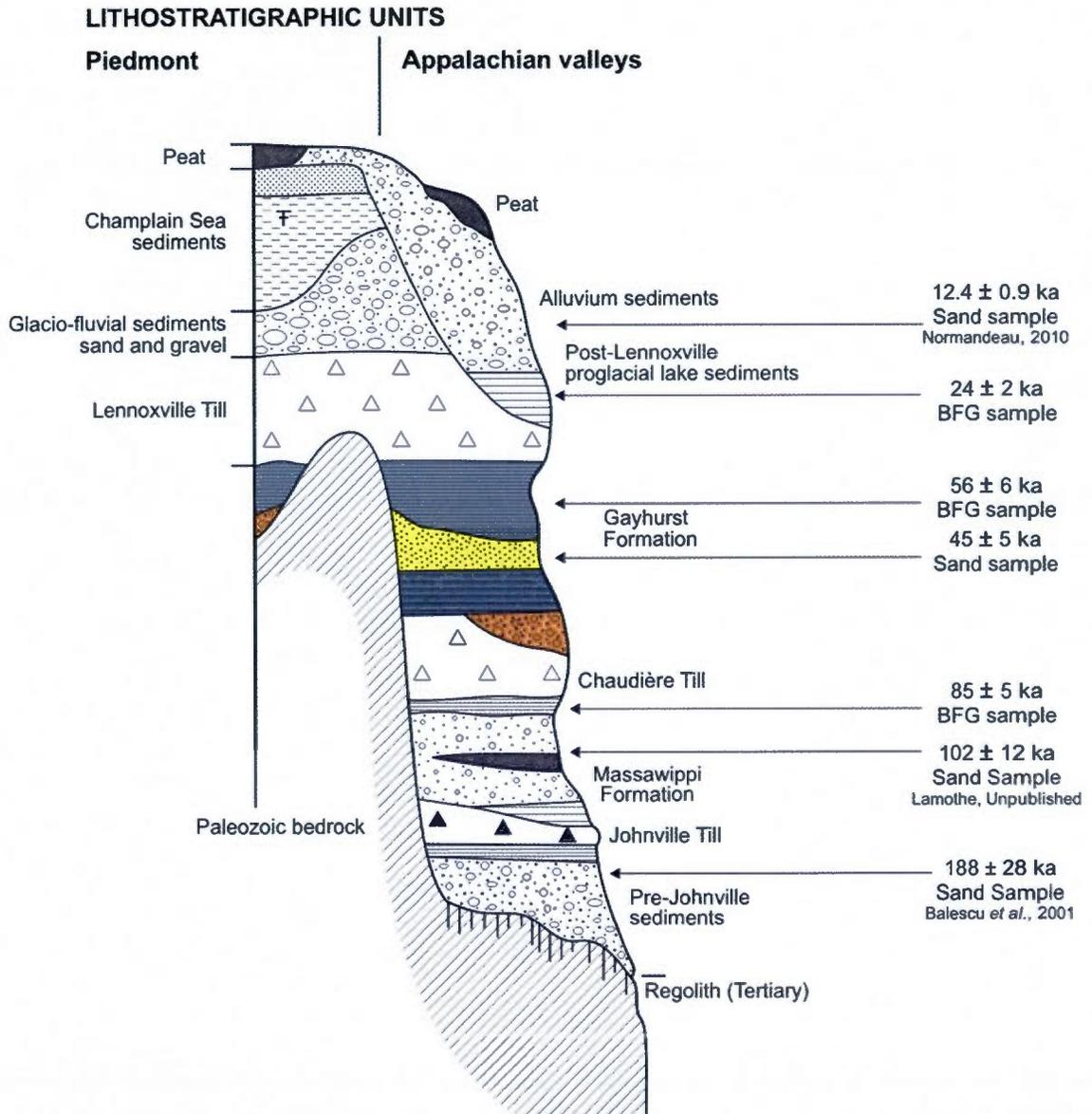


Figure 4.15 Quaternary lithostratigraphic framework for the Southeastern Appalachians of Québec, (modified from Caron and Lamothe, 2007) including the different IRSL ages of the BFG and sand samples.

Glaciolacustrine environments have therefore existed during the Early (Eaton Corner sample; 85 ± 2 ka BP), Middle (Gayhurst type-section; 56 ± 6 ka BP) and Late Wisconsinan (Missisquoi sample; $< 24 \pm 2$ ka BP). Given that the depositional age for the Gayhurst deltaic facies of 45 ± 5 ka BP and that depositional age for Des Plante River interglacial fluvial sediments (Massawippi Formation) of 108 ± 12 ka (Lamothe and Shilts, unpublished). These results bracket for the first time the time during which the Chaudiere glaciation took place and would suggest that (Chaudière/Laurentide) ice still-stand corresponding to the 370 m level occurred in the earliest part of MIS 4. Also, the result (45 ± 5 ka BP) obtained in the type-section represents a minimum age of the Lennoxville glaciation. This age, together with other feldspar AF-corrected ages for underlying Massawippi (nonglacial) sediments, is a first step towards a revised chronostratigraphic framework for the Pleistocene glacial history of Southeastern Québec.

4.11 Conclusions

This study confirms the applicability of IRSL as a correlation tool and opens a whole new field of research. Also it opens whole new fields of research specifically on the potential of correlation and dating of glaciolacustrine sediments. Paleoenvironmental interpretations for the Gayhurst Formation and the different glaciolacustrine sequences are based on, among other factors, sedimentary facies analysis, but they need a coherent time frame to be integrated into the history of the NE sector of the LIS. Consequently, glaciolacustrine environments have therefore existed at the Early (Eaton Corner sample; 85 ± 2 ka), Middle (Gayhurst type-section; 56 ± 6 ka) and Late Wisconsinan (Missisquoi sample; $< 24 \pm 2$ ka). Also this study brings new insights on the chronology of the Chaudière and Lennoxville glaciations.

CHAPITRE V

PALÉOGÉOGRAPHIE DE LA FORMATION DE GAYHURST

5.1 Introduction

La cadre stratigraphique a été établi par McDonald et Shilts (1971) dans le cadre de campagnes de cartographie dans le secteur des Cantons-de-l'Est qui se sont ensuite étendues en Beauce (Shilts, 1981). Ce cadre stratigraphique est toujours valable mais de nombreux éléments restent à être élucidés notamment sur la géochronologie des unités qui le composent. Un des principaux objectifs de ce projet de recherche est de reconstituer la paléogéographie du lac proglaciaire Gayhurst. Dans le cadre de cet article, une paléogéographie est proposée pour les événements du Wisconsinien moyen pour cette région, à partir de nouvelles données de stratigraphie, modélisation 3D et de géochronologie.

Titre:

**GLACIAL LAKE GAYHURST: CONTRIBUTION INTO THE
MIDWISCONSINAN HISTORY OF THE SOUTHEASTERN SECTOR OF
THE LAURENTIDE ICE SHEET AND THE LATE QUATERNARY
STRATIGRAPHIC RECORD OF SOUTHEASTERN QUÉBEC**

**GLACIAL LAKE GAYHURST: CONTRIBUTION INTO THE
MIDWISCONSINAN HISTORY OF THE SOUTHEASTERN SECTOR OF
THE LAURENTIDE ICE SHEET AND THE LATE QUATERNARY
STRATIGRAPHIC RECORD OF SOUTHEASTERN QUÉBEC**

Caron, Olivier¹, Lamothe, Michel¹, Shilts, William. W.² and Roy, Martin¹

¹ *Département des sciences de la Terre et de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada.*

² *Prairie Research Institute, University of Illinois at Urbana-Champaign, 615 East Peabody Drive, Champaign, Illinois, USA.*

5.2 Abstract

The southeastern sector of the Laurentide Ice Sheet experienced an important episode of ice volume reduction during transition from marine isotope stage 4 to 3, which led to the development of a large glacial lake in the northward-flowing Chaudière and St-François River valleys (Québec). This episode is associated with glacial Lake Gayhurst and is reflected by locally thick deposits of glaciolacustrine sediments. Our chronology assigns this interstadial event to a period between ca. 60 to 35 ka. The objectives of this study are to: 1) characterize the sediments and the stratigraphic architecture of the Gayhurst Formation, 2) define the physical lateral extension of the Gayhurst Formation; 3) present a new IRSL chronology of this glaciolacustrine sequence, and 4) bring additional precision to the paleogeographic reconstruction through the interpretation of the ice volume of the LIS and the evaluation of different meltwater routing scenarios through New-Brunswick, Maine and Vermont. Recent field and stratigraphic data that were acquired in the course of a groundwater/Quaternary geology mapping project in the Chaudière and Saint-François valleys will be used to answer these questions.

5.3 Introduction

The Quaternary stratigraphy of Southeastern Québec is unique in several aspects, including the exceptional preservation of sediments older than the last glaciation. The Pleistocene stratigraphy is characterized by a three-till sequence, in which each till is underlain and overlain by glaciolacustrine sediments. The geologic units are represented, from oldest to youngest, by the Johnville (Illinoian glaciation), Chaudière and Lennoxville tills (Wisconsinan glaciation). Sediments separating these tills comprise the Massawippi Formation, which consists of interglacial deposits postdating the Johnville glaciation, and the Gayhurst Formation, which comprises a wide-range of sediments deposited in an interstadial ice-dammed lake developed between the Chaudière and Lennoxville glaciations (McDonald, 1966; McDonald and Shilts, 1971; Shilts, 1981 and Parent, 1987b). This latter unit is regarded as a major period of glacial recession of the Laurentide Ice Sheet (LIS) corresponding to the Middle Wisconsinan Substage. As opposed to ocean or marine environments, continental environments are often laterally discontinuous. Development of a chronology of erosional events is complicated by the fact that units of different ages have strong similarities in terms of sedimentological features and facies. Therefore, only one criterion can be used to link the sediment with its stratigraphic position. These ambiguities support the need for geochronological constraints on given units. This situation is particularly evident with the multiple glaciolacustrine units in the Appalachians of Québec, where the extent of the associated ice recession, the subsequent glacial advance, and the degree of synchronicity of events along the Laurentide ice margin are poorly constrained.

This paper addresses these issues by re-evaluating the regional significance of some critical units forming the stratigraphic record of southeastern Québec. For this purpose, new geomodeling tools and geochronological methods are used to investigate the stratigraphy of the different buried valleys. Specifically, the authors

propose a new chronology for this area, with particular attention given to the deposition of the Gayhurst Formation and related events. The objectives of this study are to: 1) characterize the sediments and the stratigraphic architecture of the Gayhurst Formation, 2) delineate the lateral distribution of the Gayhurst Formation, 3) present a new IRSL (relative and absolute) chronology of this glaciolacustrine sequence, and 4) bring additional insights on the paleogeographic reconstructions of southeastern Québec and adjacent areas, including the evaluation of different scenarios of meltwater routes through New Brunswick, Maine, and Vermont.

This paper also brings new insights into the stratigraphic architecture of Quaternary units that have been integrated in a computer-based three-dimensional model of the study area. This model was used to define regional hydrogeologic settings of this area (Caron *et al.*, 2007a, 2007b; Caron and Lamothe, 2010). The stratigraphic and subsurface investigations combined with new IRSL geochronology will contribute to the development of a well-constrained stratigraphic framework and paleogeographic model.

5.4 Study area: physical settings and geology

The study area lies mostly within the Appalachian Geological Province and encompasses two major watersheds in southeastern Québec: the Chaudière River watershed (6 682 km²) and the St-François River watershed (10 228 km²) (figure 5.1). Most streams are tributaries of either the St-François or Chaudière Rivers, both of which flow northwest across the strike of the Appalachians to the St-Lawrence River.

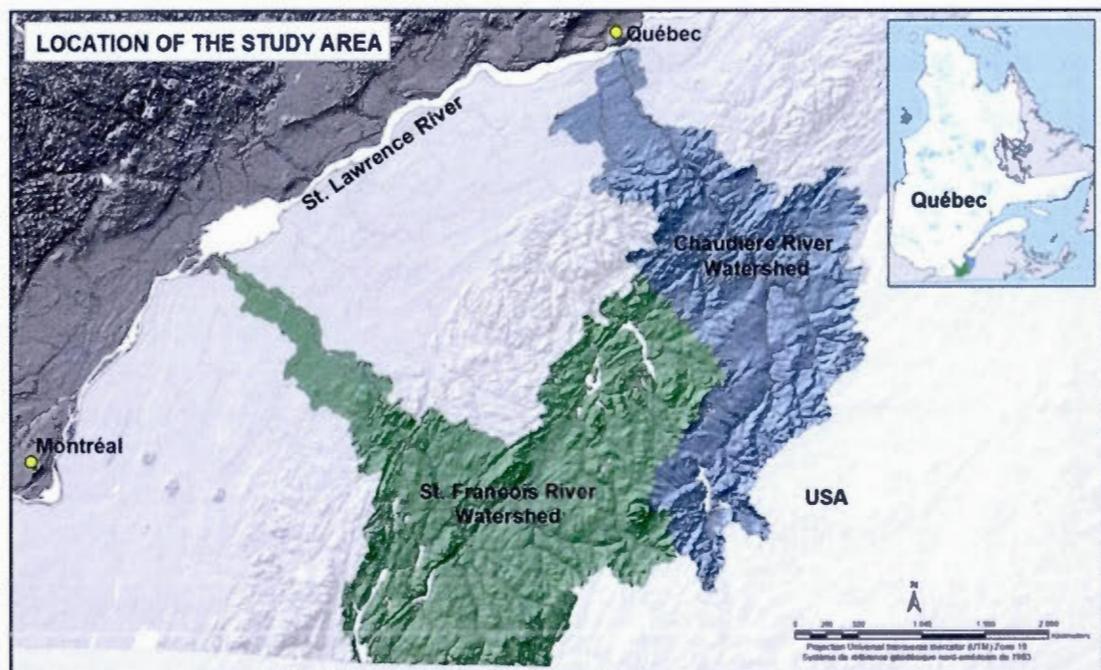


Figure 5.1 General location of the study area with a regional digital elevation model (DEM) as background.

The Appalachians of southeastern Québec are comprised of metasedimentary and metavolcanic rocks. Williams (1979) divided Cambrian-Ordovician rocks of the northern Appalachians into tectonostratigraphic zones, (figure 5.2 A), the Humber, Dunnage, Gander, Avalon, and Meguma zones (Tremblay and Castonguay, 2002). As

reported by Tremblay and Castonguay (2002): “*The Humber and Dunnage zones are remnants of the Laurentian margin and the adjacent oceanic domain, respectively. The Humber zone is subdivided into external and internal zones (St-Julien and Hubert, 1975). The external Humber zone consists of sedimentary and mafic volcanic rocks, which are deformed into a series of imbricated northwest-directed thrust nappes (Tremblay and Castonguay, 2002). The internal Humber zone is made up of greenschist to amphibolite facies rocks, the Sutton-Bennett Schist, which represents distal facies of external Humber zone units (St-Julien and Hubert, 1975). The Dunnage zone is characterized by ophiolites, mélanges, volcanic arc sequences, and marine flysch deposits. Rock fragments of inferred microcontinental (Chain Lake type) origin (Rivière-des-Plantes ophiolitic mélange of Cousineau, 1991) locally occur in Dunnage mélanges. Piercing through the rocks already described are granodioritic batholiths of late and post-tectonic Devonian (362-384 Ma; Simonetti and Doig, 1990), known as Aylmer, Winslow, Stocks and Scotstown. Mont Mégantic is formed of granite, (in the heart of the intrusion) a ring of intermediate gabbro and a syenite external zone (Bourne, 1989). It is dated at 124 Ma and therefore belongs to the late Mesozoic-age Monteregeian Hills.*”

The syenite is known locally as the nordmakite, the indicator used by McDonald (1967) and Parent (1987) to demonstrate the existence of southwestward ice-flow primarily from an Appalachian source during the early phase of the Chaudière glaciation.

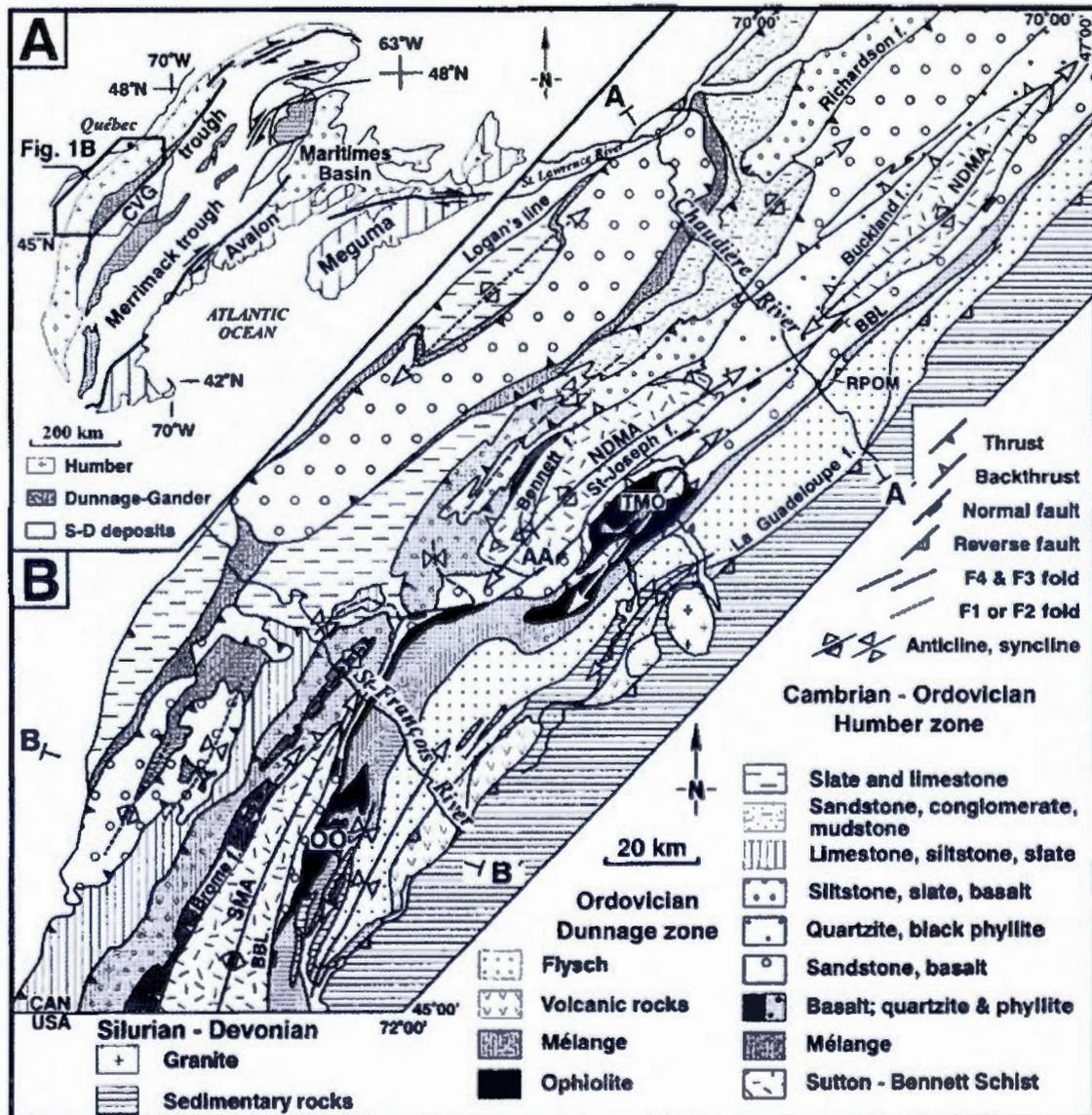


Figure 5.2 From Tremblay and Castonguay (2002): A: Tectonostratigraphic subdivisions of Appalachians in mainland Canada and New England. S-D—Silurian-Devonian, CVG—Connecticut Valley—Gaspé. B: Simplified geologic map of Laurentian margin and adjacent oceanic rocks in southern Québec. Cretaceous intrusions are omitted for clarity. SMA—Sutton Mountains anticlinorium, BBL—Baie Verte—Brompton line, NDMA—Notre Dame Mountains anticlinorium, AA—Arthabaska amphibolite, RPOM—Riviere-des-Plantes ophiolitic mélange, TMO—Thetford-Mines ophiolite, OO—Orford ophiolite.

5.4.2 Middle Wisconsinan history and previous work on the Quaternary stratigraphic framework in the Appalachians of southern Québec.

The southeastern margin of the LIS was subject to a significant reduction in volume during the middle Wisconsinan (65-53 to 35-25 ka BP; Stokes *et al.*, 2012), which translated into a large-scale retreat across the Appalachians (Flint, 1957; Forsyth, 1965; Goldthwait, 1958; Dreimanis and Karrow, 1972; Dreimanis, 1977; Dredge and Thorleifson, 1987). In the St. Lawrence Lowlands, the last non-glacial event, older than the last glaciation, is known as the Les Becquets Interstade (Lamothe, 1989; Lamothe *et al.*, 1992). This formation consists of beds of gravel, sand, clay, organic detritus and peat. The widespread nature of these deposits suggests that fluvial, lacustrine and paludal conditions prevailed over a considerable part of the lowlands, and that the St. Lawrence River drainage system was open to the sea. Lamothe (1989) reported that the organic-bearing St. Pierre Sediments, which were long assigned to a single non-glacial event, rather represented two distinct non-glacial sequences (table 5.1). These are represented by the Lotbinière sand and the St. Pierre Sediments, which are separated by the Levrard Till (Lamothe *et al.*, 1992). Wood fragments were dated at $65\,300 \pm 1400$ yr B.P. (GrN-1799; Vogel and Waterbolk, 1972). Lamothe (1985) and Lamothe and Huntley (1988) reported a series of TL ages specifically on this unit. Ages ranging from 61.2 ± 11 to 61.1 ± 9.2 ka were calculated for the St. Pierre Sediments exposed at the Pierreville section (Lamothe, 1984; Lamothe *et al.*, 1992).

Table 5.1 Generalized stratigraphic columns for Quaternary sediments of eastern Canada including the Toronto area, St. Lawrence lowland, the Québec Appalachian region, Vermont, New-Brunswick region and Maine.

ERA	HOLOCENE		Time-Stratigraphic Unit	Marine Isotopic Stages	Toronto (Dreimanis and Karrow, 1972; Eyles, 2002)	Central St. Lawrence Lowland (Gadd, 1971; Lamothe, 1989; Ferland et Ochiatti, 1990; Lamothe et al., 1992.)	Appalachians (Shits, 1981)	Vermont (Stewart and Stewart and MacClintock, 1969; Ridge, 1999)	New Brunswick Saint John Valley & Half Moon Pit (Rappol, 1989; Lamothe, 1992)	Stratford Mount Nash Stream (1985) (Koteff and Pessl, 1985)	Maine (Koteff and Pessl, 1985; Lowell, 1985)
	Age (ka)										
QUATERNARY	HOLOCENE			1		St. Lawrence River Proto-Saint-Laurent/ <i>Lampsilis</i> Lake Champlain Sea Sediments	Sédiments post-glaciaires	Postglacial sediments Lake Hitchcock Lake Winooski	Postglacial sediments Lake Madawaska sediments Late glacial Goldwait and Acadia seas sediments		
	PLEISTOCENE	WISCONSIN STAGE	Late	2	Halton Till Oak Ridges Deposits Newmarket (Northern) Till	Gentilly Till	Lennoxville Till	Burlington Drift	Late glacial till and Lake Sevoгле sediments Upper Till	Stratford Mountain Till	Upper Till
			Middle	3	Upper member of Thorncliffe Formation Meadowcliffe Till Middle member of Thorncliffe Formation Seminary Till Lower member of Thorncliffe Formation	Gray Varves	Gayhurst Formation	Outwash and lake beds deposited in tributaries impounded by advancing ice	Intertill sediments	Oxidation	Non-glacial sediments
					St. Pierre Sediments La Pérade Clay	Chaudière Till					
			Early	4	Sunnybrook Till Scarborough Formation	Lévrard Till	Deschailons Varves	Lower Till	Lower Till	Lower Till	
	Sangamonian	5	a b c d	Don Formation	Lotbinière Sand Pierreville Varves	Massawippi Formation	The West Norwich Interstade			Soil Development (> 52 000 B.P.)	
			125	e							
			130								
			Illinoian supérieur	6	York Till	Bécancour Till	Johnville Till	Bennington Till	Nash Stream Till	New Sharon Till	
			Illinoian moyen	7			Alluvial sediments of Grande-Coulée River				

In New Brunswick, glaciofluvial sediments have been identified (Rappol, 1989) and other investigations (Lamothe, 1992) provide evidence for ice-free conditions during many Wisconsinan interstadials. Oxidized organic-bearing sediments exposed at Jupiter and dated at 36 ka represent the only definite nonglacial unit of the area. Similarly, intertill sediments in Maine (Borns and Calkin, 1977; Koteff and Pessl, 1985; Lowell, 1985; Lowell *et al.*, 1986) have been assigned to the Middle Wisconsinan. In Vermont, sub-till units are present as a sedimentary-package beneath Late Wisconsinan till (Ridge, 1988, 1999, 2001). These deposits are preserved in Island Pound and in east-west trending tributaries of the Connecticut River in New Hampshire. These un-weathered fluvial and lacustrine deposits were tentatively assigned to the late Wisconsinan glacial advance, but the lack of chronological constraints prevents firm interpretation. There are few ^{14}C ages that document the first arrival of ice in this region, but most of these ^{14}C are beyond the limit of the ^{14}C dating technique on the southern coast of New England, thus making stratigraphic interpretations difficult.

The regional stratigraphic framework in southeastern Québec includes three main glacial advances across the Appalachians of southeastern Québec and into northern New England (McDonald, 1967; Shilts, 1970; McDonald and Shilts, 1971) (figure 5.3). The description of the regional lithostratigraphy is modified herein from the synthesis by Lamothe *et al.*, (1992). This Quaternary stratigraphic framework has been developed through several decades of extensive study, in particular from investigations conducted by the Geological Survey of Canada (McDonald, 1966; McDonald and Shilts, 1971; Shilts, 1981 and Parent, 1987b). The lowermost part of the Quaternary stratigraphy lies on preglacial gold-bearing sediments that are locally preserved at the bottom of buried valleys in parts of the Eastern Townships (Chalmers, 1898; Mackay, 1921; Lasalle, 1980, 1992; Boyle, 1979).

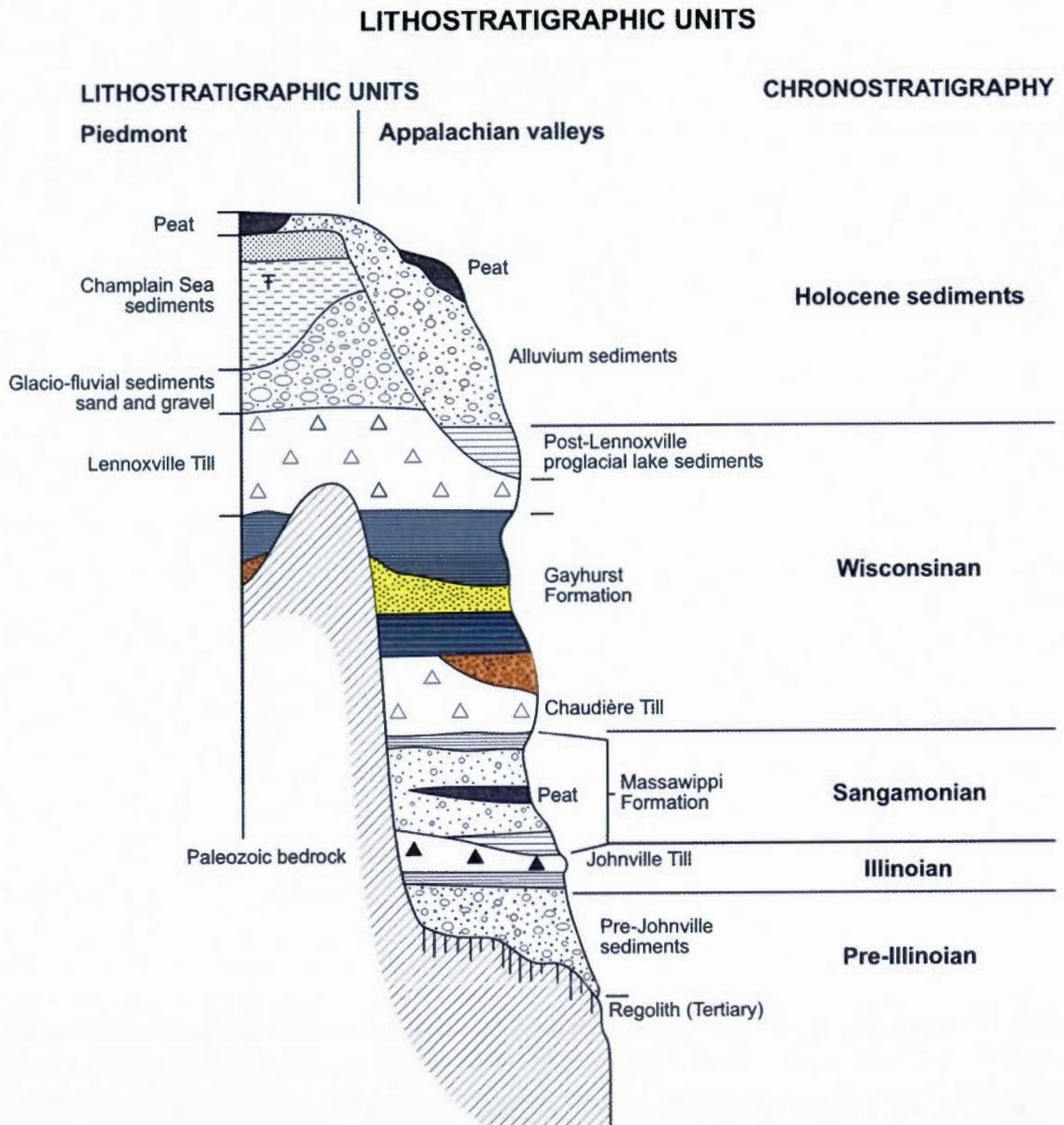


Figure 5.3 Quaternary lithostratigraphic framework for the Southeastern Québec Appalachians, (modified from McDonald and Shilts, 1971, and Caron and Lamothe, 2007). The elevated portion of the bedrock is a schematic representation of the Notre-Dame Mountain Anticlinorium, as it marks the approximate limit between the St-Lawrence Valley to the West and the Appalachians to the East.

McDonald and Shilts (1971) were the first to associate the glaciolacustrine sediments between the Chaudière and Lennoxville tills to the Middle Wisconsinan. Parent (1987b) demonstrated the Appalachian character of the Chaudière glaciation and reported a significant volume of buried glaciolacustrine sediments in many places within the St-Francois and Nicolet watersheds. More recently, field courses and graduate students at the Université du Québec à Montréal (UQAM) have outlined new stratigraphic sequences in this area (Lamothe *et al.*, 1997; Hardy, 1997; Rameseder, 2001).

Overall, previous work provided a rather complete setting of the development of glacial Lake Gayhurst (McDonald and Shilts, 1971; Shilts, 1981). The Gayhurst episode took place at the end of the Chaudière glaciation, which was marked by a short-lived retreat of Appalachian and Laurentide ice sheet towards the Appalachian front. The ice margining in the St-Lawrence Valley impounded glacial meltwaters in the northward flowing Chaudière and St-Francois river valleys, resulting in the development of an ice-damed lake and the concomitant deposition of thick sequences of glaciolacustrine sediments. The Gayhurst Formation comprises a wide range of glaciolacustrine sediments, including from deepwater to ice-proximal facies. Interpretation of the paleogeography and depositional environments of the Gayhurst Formation and of older and younger lacustrine sediments is constrained by the altitudes of possible outlets in the Chaudière River valley: 1) 427m a.s.l. southward into the Dead River basin of Central Maine; 2) 397 m mainly via Rivières Daquaam and Famine, eastward into the St. John River basin of northern Maine; and 3) westward into the St. Francois drainage basin via a col at ~305 m altitude in La Guadeloupe. One or the other of these outlets functioned each time ice advanced south of the St. Lawrence River or retreated toward it, damming northward drainage in the Chaudière and adjacent valleys. Southeastward advance of the Laurentide Ice Sheet from its maximum retreat position at the Appalachian front was continuous

across Québec and New England. This advance is called the Lennoxville glaciation and represents the major late Wisconsinan glacial event in the region. Thinly bedded varves record the initiation of this glacial advance into the Appalachian highlands, blocking the low level outlets and causing the lake level to rise to about the 430 m asl. level (Shilts, 1981).

5.4.3 Stratigraphic relations between the St-Lawrence lowlands and the Appalachian Mountains

Lamothe (1985) and Lamothe *et al.* (1992) carried out important investigations on the stratigraphy and geochronology of Quaternary sediments across the St. Lawrence Lowlands. Part of those studies focused on the stratigraphy of the St. Francois River. The main contribution of those studies was the development of a complex and comprehensive stratigraphic framework of Quaternary sequences of the Lowlands (figure 5.4). The base of the Quaternary stratigraphy within the St. Lawrence Lowlands and the Appalachians of southern Québec is correlative to the stratigraphy, sedimentology and chronology of the Chaudière–Gayhurst–Lennoxville sequence in the Beauce region described by Shilts (1981). This Quaternary stratigraphy indicates that the St. Lawrence Lowlands was covered by ice throughout this period. The proposed correlation (Lamothe *et al.*, 1992), developed from the geologic framework, is that the Gentilly Till in the St-Lawrence valley is correlative to the entire sediment sequence associated with the Gayhurst–Lennoxville episodes. This assumption is known as the hypothesis B of Lamothe *et al.* (1992, figure 5.4). However, Lamothe (1989) recognized two non-glacial periods in the lowlands, and accordingly, the existence of three glacial sequences that are represented by the Bécancour Till, the succession of the Deschaillons Varves, the Lévrard Till, and the Gentilly Till. The St. Pierre sediments are dated between 60 and 80 ka (^{14}C and TL / IRSL) and those of the St. Maurice rhythmites, which mark the Gentilly glaciation, about 45 ka (Hardy, 1997).

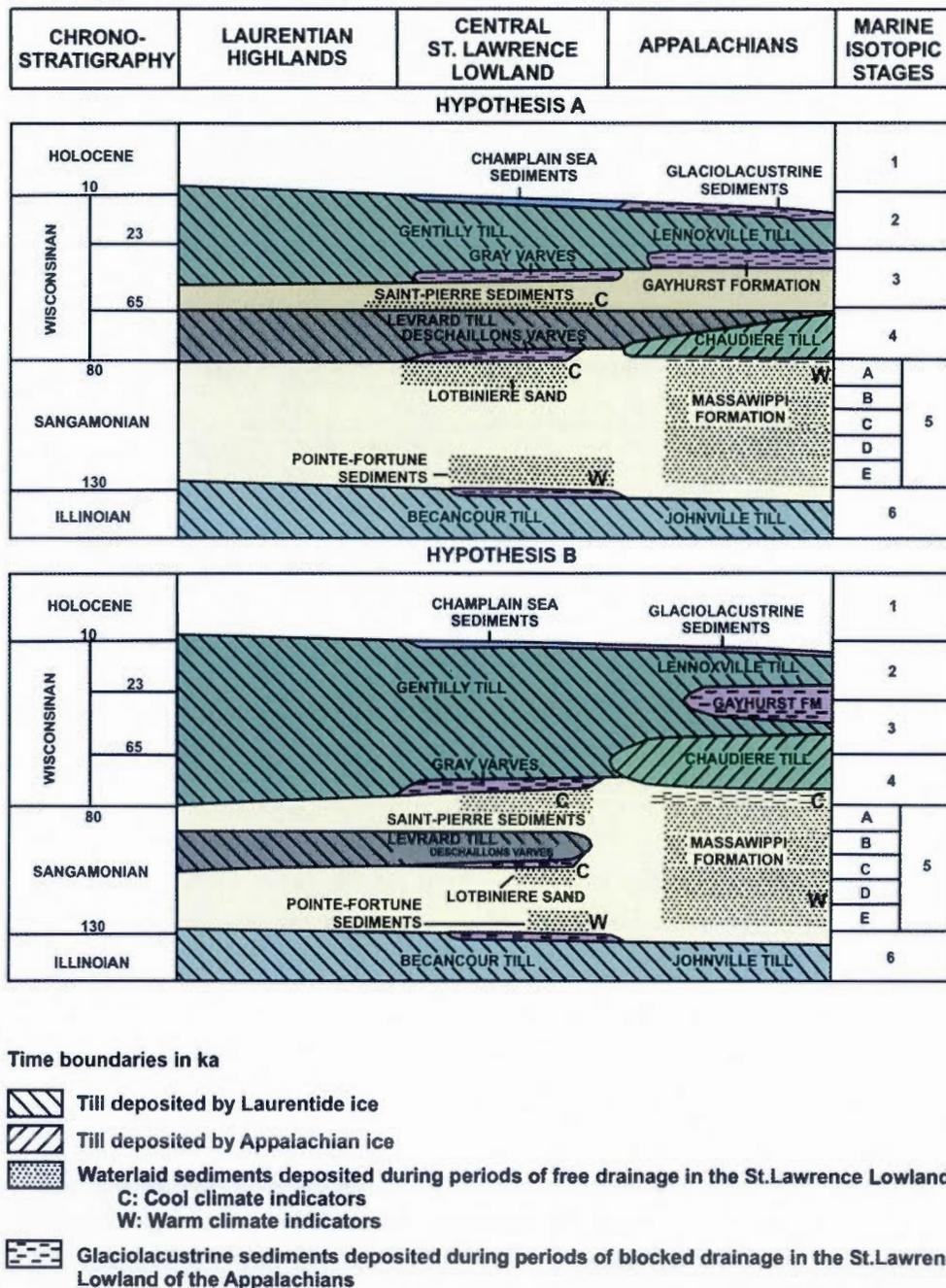


Figure 5.4 From Lamothe *et al.*, 1992: The hypothetical time-distance correlations between the Late Pleistocene depositional records of the St. Lawrence Lowland and the Appalachian of southern Québec and the marine isotope record of Shackleton (1969).

Moreover, with englaciation sediments genetically similar, Hardy (1997) obtained systematically dates around 30-40 ka for the varves associated with the Gayhurst Formation and 40-50 ka for the post-St.Pierre glaciolacustrine sediments of the St. Lawrence Lowlands. These data are not absolute ages since problems were evident that sediment may have been redistributed and exposed to light, and the stability of the luminescence signal was not settled (Lamothe and Auclair, 1997). However, this still suggests that between the end of the Chaudière glaciation and the beginning of the Lennoxville glaciation, the St. Lawrence Lowlands was free of ice, which may create a stratigraphic discontinuity within the Gayhurst-Chaudière-Lennoxville succession (hypothesis A, figure 5.4).

5.5 Methods

Extensive fieldwork was carried out on stratigraphic sections, including detailed investigations related to surficial mapping. Over fifty exposures of glacial sediments were investigated, and many gravel pits and quarries were visited. Sediment samples were collected for sedimentological and geochronological analyses. Stratigraphic analysis of the different buried facies was carried out essentially along major tributaries and directly along the Chaudière and St. Francois Rivers. Several sections investigated were described in previous studies (McDonald, 1967; Shilts, 1981; Parent, 1987b; Larocque, 1999).

Three-dimensional (3D) geomodeling of the sediment distribution was conducted to best characterize the sediment packages within buried valleys and between those valleys. The recognition of sequence boundaries which is a critical element in stratigraphical analysis could be detected at sections and extended laterally using this modeling approach. 3D geomodeling is a powerful tool used to reconstruct the subsurface architecture and to quantify the volume of the various sedimentary units. Accordingly, we developed a methodology focussing on 3-D numeric

geomodelization of surficial deposits for the two major river drainage basins. This kind of model is based on the integration of surficial sediment maps and borehole logs, combined with the use of GIS and 3D geomodeling systems. Based on this, paleogeographic reconstructions were produced and compared against potential glacial meltwater routing in New Brunswick, Maine, and Vermont. Geologic and hydrogeologic data were integrated in a database structure described by Boisvert and Michaud (1998). All records in the database are spatially referenced by UTM coordinates and where possible by elevation. The borehole data come from various archives of the provincial database (Hydrogeologic Information System, SIH), federal database (GSC) and from private firms. A total of 40 000 boreholes and 30 000 outcrops were compiled for this study. Extensive fieldwork was carried out between 2007 and 2009, including surficial mapping and detailed geologic section analyses. Over 20 maps of the Quaternary geology were validated and completed at a scale of 1: 50 000. The thickness and stratigraphic distribution of Quaternary deposits were defined based on the 3-D numeric geomodel. There was a strict coherence between surface distributions deduced from geologic maps and borehole stratigraphy. Data processing was achieved by using gOcad, which allows for the integration of a wide-range of data and has a powerful calculation capacity.

5.5.1 Sediment analysis and micropaleontology

Paleoecological investigations were conducted on six varve samples in order to gain information on the environmental conditions, and to derive paleoclimatic interpretation of the lithostratigraphic units. Macrofossils were recovered through wet sieving of approximately 250 cm³ of sediment and were subsequently identified and counted using a binocular microscope at 15 x to 40 x magnifications. Grain-size analyses were performed on 34 samples, mainly of glacial lake sediments using a laser particle sizer (Sedigraph 2100; Fritsh, 1994). Petrographic counts were used to establish the proportions of different lithologies present in the facies and to

characterize their lithologic provenance. Sediments were sieved to isolate fractions between ≥ 5 mm and 1 cm.

5.5.4 IRSL dating

The geochronological program focuses on different units of the stratigraphic framework to constrain the age of the Gayhurst Formation. Paleoenvironmental interpretations for the Gayhurst Formation are based on sedimentary facies and the topography of drainage basins, but they need a coherent time frame to be integrated into the history of the northeastern sector of the LIS. In this study, we apply new IRSL dating approaches developed in the UQAM Lux laboratory. Chapter IV describes in detail the objectives, methodology, and results of this dating program. The main objective was to further test the validity of IRSL of fine-grained glaciolacustrine pelagic sediment as a correlation tool (L_n/T_n ratios).

Since the age of the Gayhurst Formation is beyond the limit of ^{14}C , IRSL techniques were applied to a buried delta associated with a glacial lake in the Chaudière Valley. This delta was built by an ancestral Chaudière River into glacial Lake Gayhurst, which submerged the Chaudière and adjacent valleys during the time interval spanning the retreat of the Chaudière glacier and its subsequent readvance as the Lennoxville glacier. The IRSL dating protocol follows the methodology published by Lamothe (2004) and fading is corrected using the DRC method introduced by Lamothe et al. (2003). The second part of the geochronological program is an extension of earlier research initiated at the lab, and carried out by François Hardy in the context of his MSc thesis (Hardy, 1997; Hardy and Lamothe, 1997). This method is applied on blocks of varves and the total amount for each sampled level is generally less than 20 g. For each site, subsamples of the “winter” (clay) and “summer” (silt) beds were prepared, and there was a mixture of the two as well. After removing the external portion of the pieces of varves, the samples were gently ground

and gently tapped in planchets to obtain a very flat and uniform surface. Thirty aliquots (bulk fine grain, BFG) for each piece of varve were prepared and used for the estimation of their luminescence. Glaciolacustrine sediments deposited in front of retreating glaciers are generally thick and irregularly bedded as couplets of variable thicknesses. In contrast, fine-grained sediments deposited in lakes dammed by advancing glaciers consist of thin and evenly laminated sediments. In terms of zeroing, it is postulated that mineral grains deposited upon ice advance may have been sufficiently exposed prior to deposition to be datable by IRSL. In traditional luminescence-dating programs, a series of laboratory treatments are carried out on the samples to extract the luminescence signal. In the present study, the only physical treatment applied to the sediment was to remove the external portion of the winter beds of varves that had been exposed to light. The same methodology was done on different sections and units in order to create a comparative data set and to further test the method at several other sites.

5.6 Lithostratigraphy and regional stratigraphic record of the Gayhurst Formation

The Gayhurst Formation is constrained by two glacial sedimentary units represented by the Chaudière Till and the Lennoxville Till. The Chaudière glaciation forms a complex event that appears to have evolved through time. During its early phase, the "Maritime Ice Cap" phase (Shilts, 1981), local ice advanced from the east or northeast and deposited the lower portions of the Chaudière Till. In many exposures, the lower part of the Chaudière Till grades into a till with compositional characteristics (fabric, composition) resembling tills deposited by ice originating from the Canadian Shield to the north. It is thought that this transition marks the displacement of Appalachian ice by Laurentide ice (McDonald and Shilts, 1971) or, alternatively, a complex history of shifting ice flows within an Appalachian-based ice cap (Parent, 1987b). Directional and compositional data collected from the Chaudière

Till at the Rivière des Plante and Ascot River sections, as well as observations made at other localities, indicate that the onset of the Chaudière glacial phase occurred as an independent ice cap that first developed in the northeastern Appalachians, in Maine and/or New Brunswick. Evidence for southwestward ice flow prior to the subsequent (Lennoxville) ice advance also comes from Devonian granite erratics that were transported from a known source (McDonald, 1967; McDonald and Shilts, 1971). They occur as scattered surface boulders at a number of localities outside of prominent late Wisconsinan southeast-trending Lennoxville dispersal trains (Shilts, 1973; Shilts and Smith, 1989; and Parent, 1987b).

The end of the Chaudière glaciation is associated with a short-lived retreat of Appalachian and Laurentide ice to the Appalachian front, which gave rise to the development of bodies of glacial meltwaters in the northward flowing Chaudière and St. Francois valleys, and resulted with deposition of locally thick glaciolacustrine sediments that form the Gayhurst Formation (figure 5.5 and figure 5.6). The last major advance of Laurentide ice resulted in deposition of the Lennoxville Till. The dominant ice flow direction during the Late Wisconsinan was towards the southeast, as the ice margin reached the coast of New England. Dispersal trains and other evidence show that this ice flow was primarily responsible for most of the glacial transport in the area (Shilts, 1981). The retreat of the Lennoxville glacier was from south to north in the Chaudière Valley as shown by several lobate ice margin positions. Down valley from St. Georges-de-Beauce, the late glacial erosional record becomes increasingly complex. Reversal of ice flow is deduced from hundreds of striated outcrops where northward striae are cross-cutting the Late Wisconsinan southeasterly flow, this resulting from the formation of the Québec Ice Divide, an east-northeast-trending feature that extends eastward into the state of Maine, where it is called the North Maine Ice Divide (Shilts, 1981). Not much glacial transport towards the north seems to have taken place, as late glacial, northward moving ice was already loaded by dispersal trains that had been formed earlier.

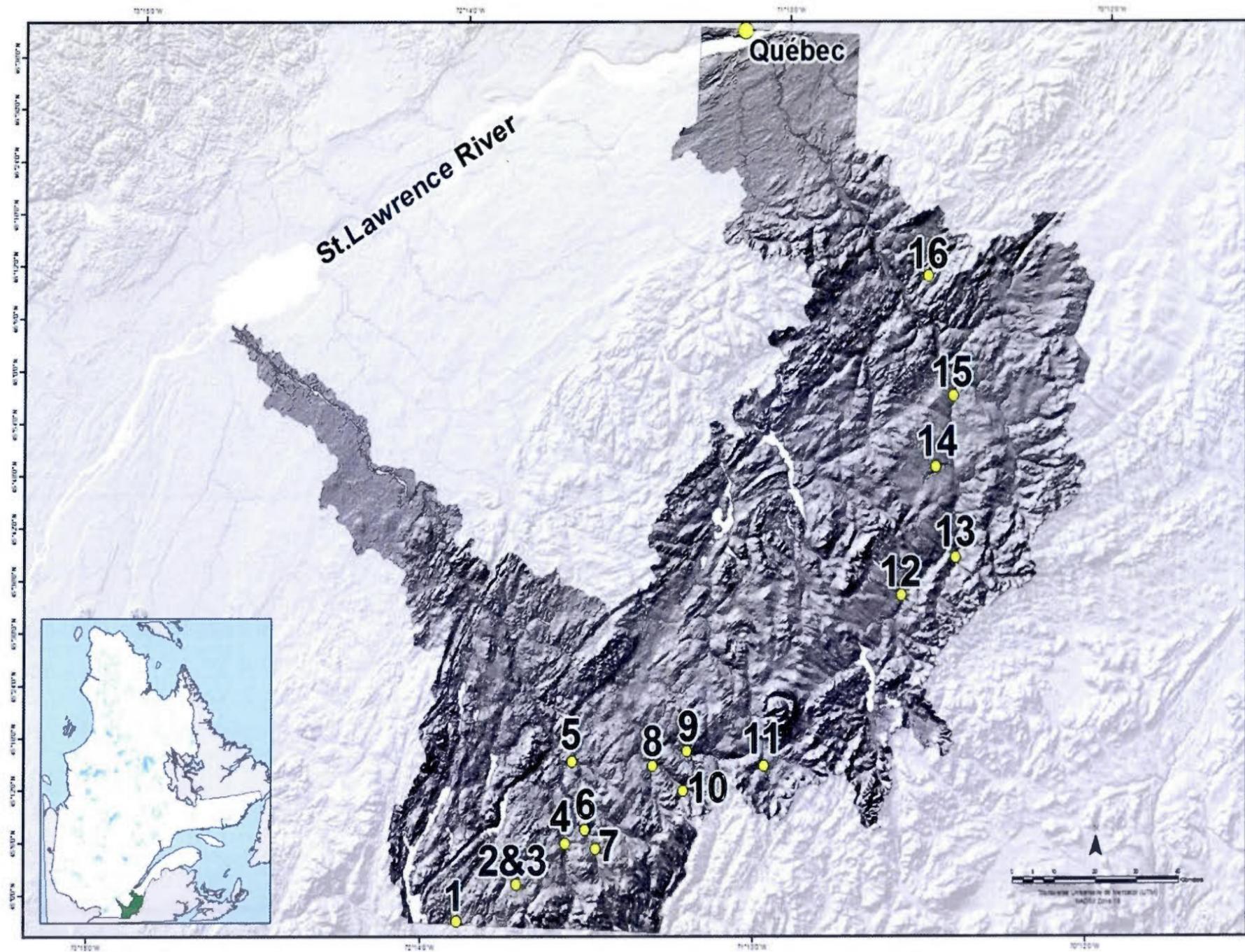


Figure 5.5 Location of sections in the St-François and Chaudière Basins investigated in this study: 1: Tomifobia (A) River section; 2 & 3: Niger sections (N6-A et N6-B); 4: Coaticook (Fruiterie) River section; 5: Ascot River section; 6: Moe River section (L); 7: Moe River section (M); 8: Clifton River section; 9: New Mexico section; 10: Eaton Sud section; 11: Ditton River section; 12: Gayhurst type section (pelagic and deltaic facies); 13: Samson River section; 14: Grande-Coulée River section; 15: St.Georges section; 16: Des Plante River section.

5.6.1 Facies groups

The volume of sediment associated with this glacial lake and preserved beneath the surface till is considerable and can exceed 100 meters in thickness in tributaries and valleys of both watersheds (figure 5.7). The sediments can be divided into three sedimentary facies according to their respective spatial relationships with the glacier: 1) glaciofluvial sediments and proximal rhythmites, 2) deltaic facies, and 3) englaciation varves. The stratigraphy of the glacial lake event is summarized in figure 5.8. This section describes the lithostratigraphy including the description of some stratigraphic sites.

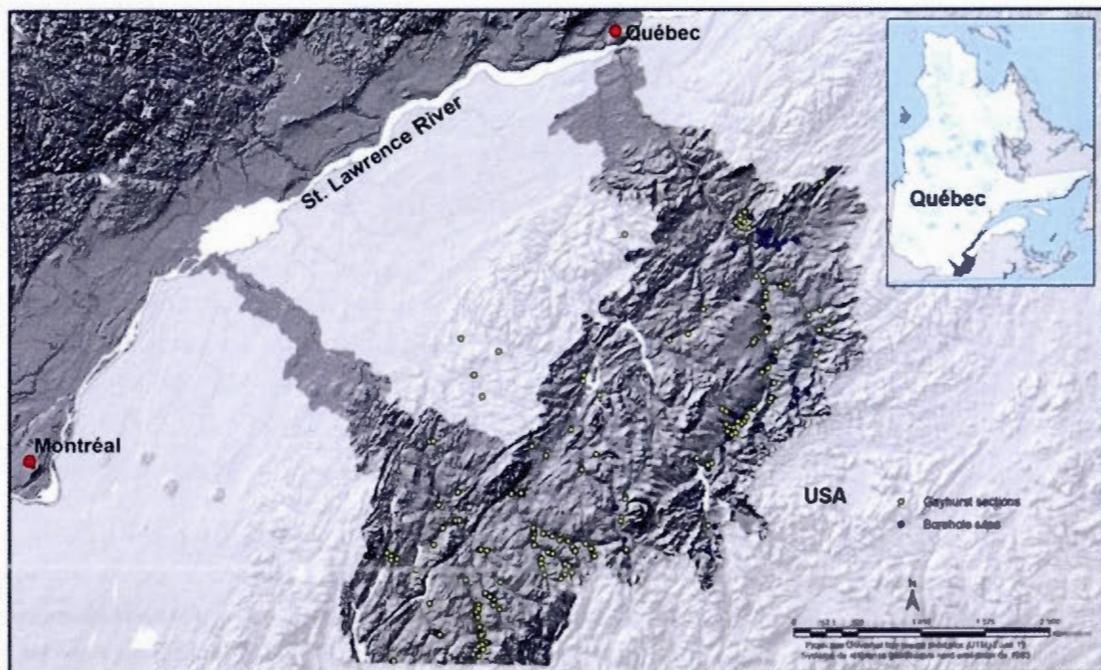


Figure 5.7 Map showing well documented Gayhurst sites and location of stratigraphic boreholes (Shilts and Smith, 1986a, 1986b).

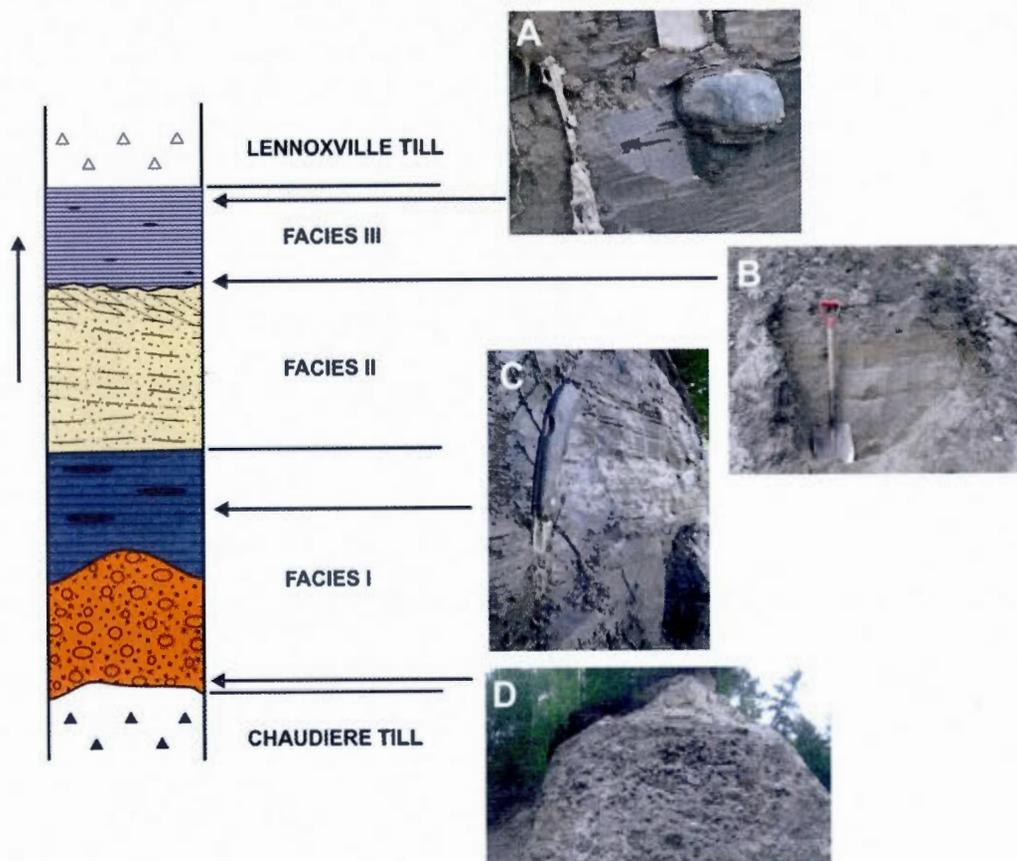


Figure 5.8 Composite section of the facies of the Gayhurst Formation. A) Varves of the facies III, Gayhurst type section; B) Contact of facies III and facies II at the Gayhurst type section; C) Rythmites of the Moe River (section J); D) Glacial fluvial sediments of the Tomifobia (section A).

5.6.1.1 Facies I

The Facies I consists of glaciofluvial sands and gravels associated with the retreat of the Chaudière glacier. Thick accumulations of glaciofluvial sediments are present at numerous stratigraphic sections including the Coaticook River, the Niger River, the Eaton River and the Tomifobia River. These sediments are typically overlain by glaciolacustrine laminations. In the Chaudiere River valley, rhythmites may reach up to 100 m and extend over distances of more than 50 m. They consist of alternating laminations of silt, clay and sand.

Couplets deposited by retreating glaciers are thick and irregularly bedded in graded couplets of variable thicknesses (<1cm->10cm), and are commonly interbedded with 1cm to 2 m thick beds and lenses of diamicton. In most sections exposing the Gayhurst Formation, isolated beds, associated with subaqueous slumping or turbidity flow, are exposed. These beds are characterized by poor sorting, convolute bedding, flame structures, and flow rolls. Turbidity-current structures are common in the Gayhurst Formation, and the coarse layers of silt-clay laminae are commonly complex sequences of two or more graded beds, which suggest episodic turbidity flows. The contrast in sedimentation styles is related to the predominance during retreat of density underflows, in which thin sheets of sediment-laden meltwater exited glacier conduits at or near the lake bottom and pooled, perhaps even daily, in closed, proglacial depressions near the ice front. The interbedded diamictons represent slurries of basal glacial debris, released at irregular intervals by thawing of the nearby, deeply submerged ice front and subsequently flowing or slumping onto the lake bottom.

5.6.2.1.1 St. Georges section

Excavation of this site has, at one time or another, exposed the complete facies I of the Gayhurst Formation (McDonald and Shilts, 1971), the interstadial glaciolacustrine deposit that lies between the Chaudière and Lennoxville Tills below an altitude of 430 m asl. The top of the section (figure 5.9) and the till plain extending west from the valley side comprise Lennoxville Till, which is about 15 meters thick in this exposure. Directly below the Lennoxville Till is a thick sequence of irregular, graded, silty clay laminae and diamicton beds, representing the deep-water sediment facies of the lower member of the Gayhurst Formation. At this site the sediments were deposited in approximately 200 m of water in Glacial Lake Gayhurst. The

interbedded diamictons represent slurries of basal glacial debris, released at irregular intervals by thawing of the nearby, deeply submerged ice front and subsequently flowing or slumping onto the lake bottom. Subaqueous fans consisting of irregularly bedded sand and gravel, often draped over coarse gravels of an esker core, were deposited at retreating conduit mouths in valleys and grade outward and upward into thick, fine-grained, laminated sequences.

At this site, all of the sediment assemblages of the Gayhurst Formation, except for the fine-grained, thinly laminated distal facies, were exposed by excavation at one time or another (figure 5.9). A substantial subaqueous fan, deposited at the mouth of a conduit in the retreating Chaudière glacier, as was its late-glacial analogue at Vallée-Jonction, draped over an esker that was deposited in the conduit and became exposed on the lake bottom as the conduit mouth(s) migrated with the northward-retreating ice front. Most of those coarse deposits have been removed for aggregate at this site, but some of the finer sand facies, interrupted by clay drapes, typical of subaqueous fan deposits, remain. Deposits of the Lennoxville Glaciation obscure the morphology of this fan, but based on exposures in sections and on borehole records, the fan is thought to extend discontinuously southward in the Chaudière Valley for 7-8 km from this site.

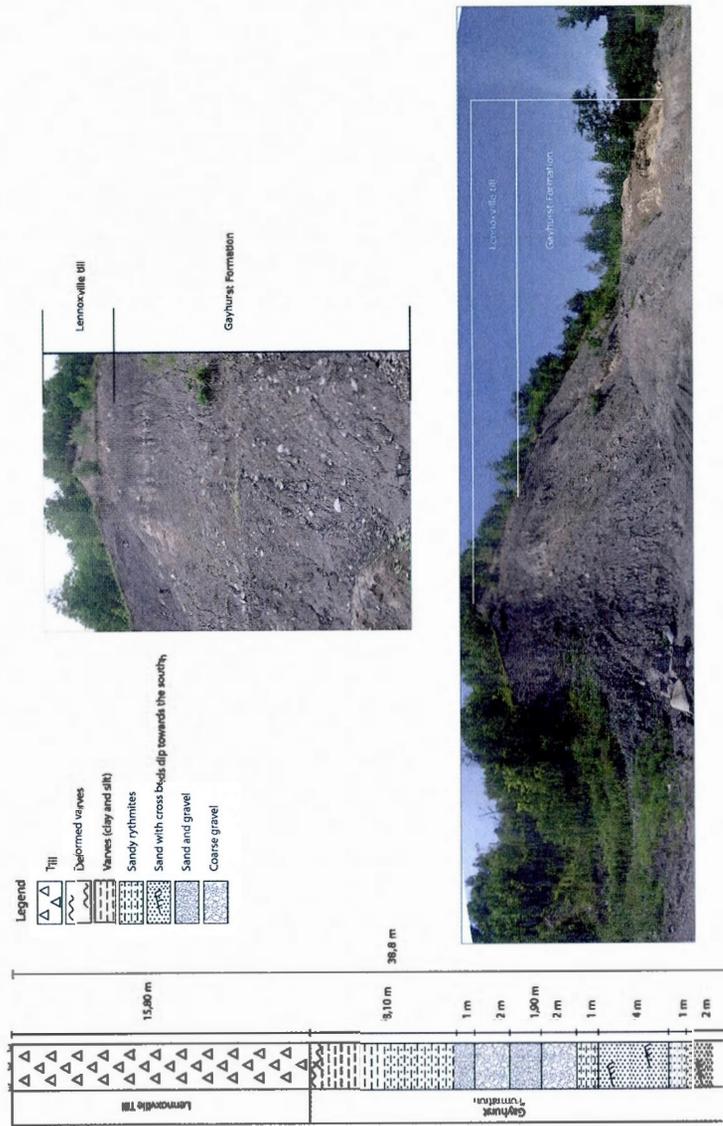


Figure 5.9 Stratigraphic log for the Gayhurst subaquatic outwash, south of St. Georges (Shilts *et al.*, 2007).

5.6.1.2 Facies II

The second facies is represented by deltaic sands. This facies has been observed earlier at the type section of the Gayhurst Formation (Shilts, 1981) and at the Drolet River, near Lac-Drolet and St-Samuel-de-Gayhurst). The thickness of Facies II may vary laterally from 22 m to 47 m in the area of the type section. The deltaic facies showed a typical coarsening upwards with fine sand at the bottom of the sequence and coarse sand including lenses of gravel at the top. Current directions in the gravels show a generally northward flow which is parallel to the present drainage.

5.6.2.2.1 The Gayhurst type section

Numerous stratigraphic sections exposed along the rivers (figure 5.7), some of which had been identified by previous work, while others represent new sections discovered in this study. Facies II is best exposed at a small hydroelectric dam (abandoned in the 60s) on the edge of the Chaudière River near the town of Lac-Drolet, where a sand accumulation belonging to a deltaic system buried under a till sheet, was first described by Shilts (1981). Several cuts and drilling sites of the dam indicate that the delta was built by a paleo-Chaudière River (figure 5.10). Evidence of the lake was retained to the south by the Appalachian relief and coastlines at an elevation greater than 400 m are visible in the valley of the Chaudière River. The ice front was at the boundary between the St.Lawrence Lowlands and the Appalachians. An elevation of 370 m is associated with its maximum and located in a first phase with relatively low deltas. An elevation and 430 m at its last phase (phase of deep water that submerged deltas) in the Lake Megantic in advance of the glacier that deposited Lennoxville (figure 5.11).



B

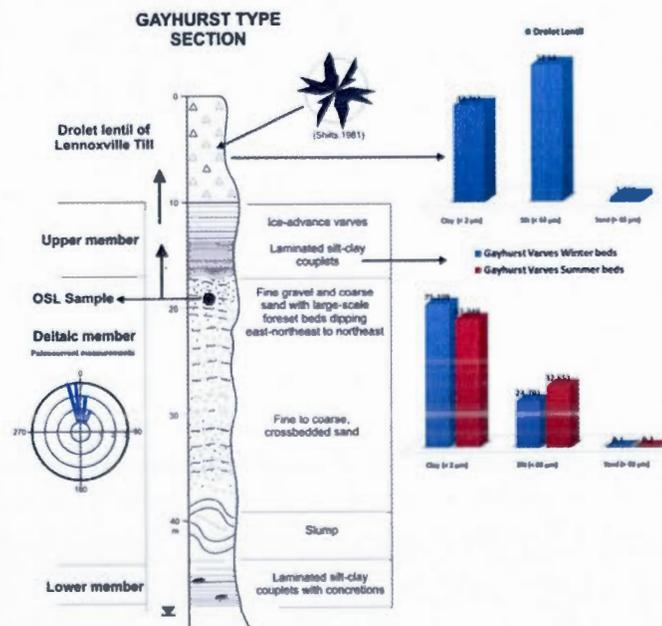


Figure 5.10 A: Reconstitution of the Delta Gayhurst and location of the type section in the upper Chaudière Valley. B: Stratigraphic log, till clast fabrics, grain-size analysis of the Gayhurst Type section.

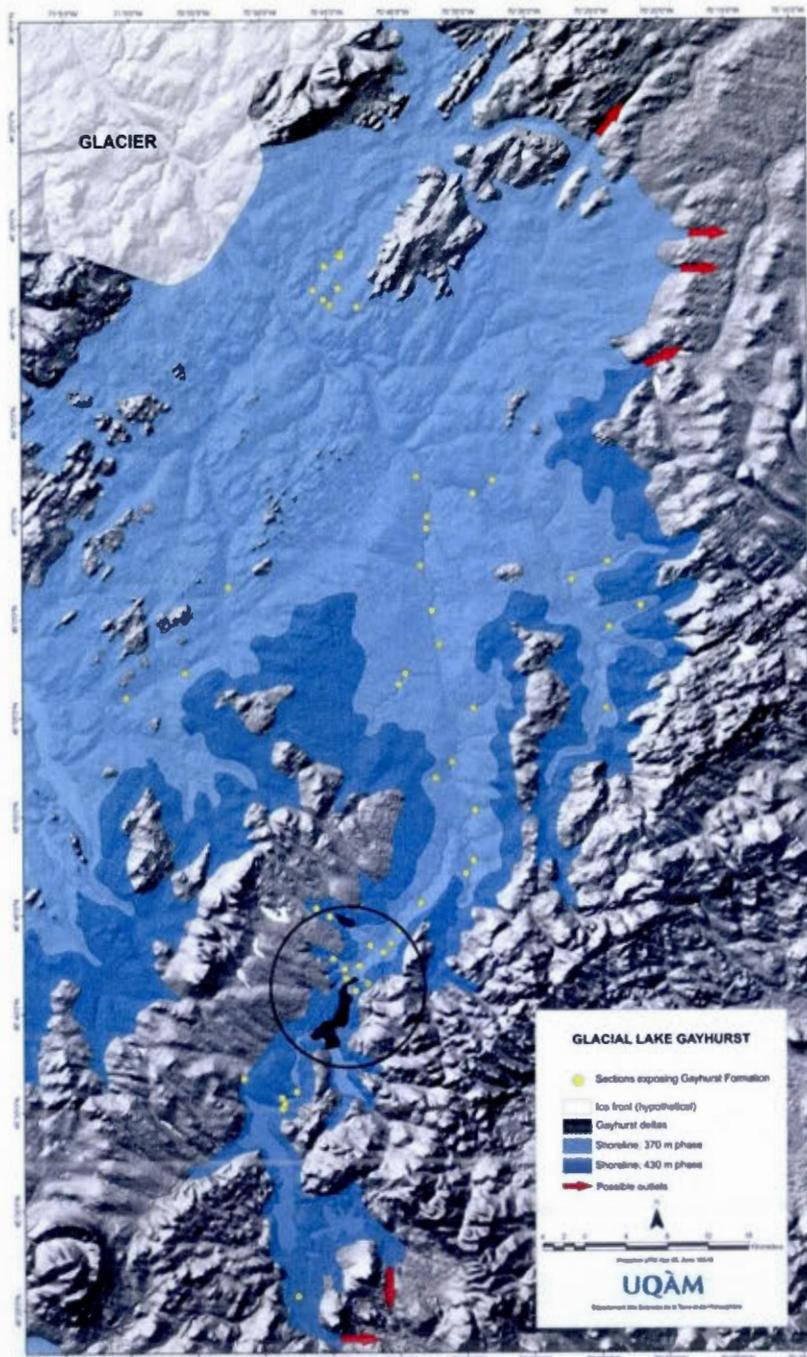


Figure 5.11 High and low level stages of glacial Lake Gayhurst in the Chaudière Basin. Note that there are three likely outlets into the Saint John River drainage for the low level stage: 1) Lac Fortin-Lac Joli; 2) Lac Veilleux; and 3) Famine-Daaquam Rivers. (modified from Shilts, 1981).

5.6.1.3 Facies III

Facies III of the Gayhurst Formation consists in deep-water deposits represented by laminated silt and clay (distal varves). These sediments were deposited during the advance of the Lennoxville glacier into the Appalachian highlands, which covered the low level outlets. The elevation of the water surface reached an altitude of approximately 430 m. This facies may sometimes contain microfauna, such as diatoms. During glacial advances, sediments are: 1) evenly dispersed distally as overflows or interflows; 2) deposited over some distance from the ice; 3) draped over uneven surfaces; and 4) characterized by thin and uniform beds without diamictic layers. Couplets deposited in lakes dammed by advancing glaciers consist of evenly laminated sequences with uniformly thin (<1cm) beds. This facies includes jointed, graded, calcareous, grey, laminated silt or sand and clay sequences that reach a maximum observed thickness of 53 m at the Gayhurst type section. This facies usually contains circular to amoeboid calcareous concretions. It contains less than 4 % sand and rare ice-rafted pebbles (Shilts, 1981).

5.7 Distribution and modelling of the buried valleys and the Pleistocene sediments

Stratigraphic drilling carried out in 1985-87 intersected glacial units that generally can be fitted into the regional stratigraphic framework (Shilts and Smith, 1986a, 1986b, 1987, 1988). In places, however, it appears that certain bedrock valleys were either filled with several metres of early Pleistocene glacial or nonglacial units (e.g., Grande-Coulée) or with an abnormal thickness of a single waterlain proglacial or subglacial unit (> 40 m of ice contact gravel, sand, and silty clay, e.g., Samson River), both of which have covered bedrock on the sides of the valley flanks. Several

subsequent glacial advances have had little effect on the valley fill. If this actually happened, each glacier may have accomplished little more in these valleys than to rework and redeposit the upper few metres of sediments. Thus, there may be a significant unconformity between the surface till and older tills and associated sediments, particularly in valleys or depressions oriented or shaped in such a way that they were protected from the glacial erosion that stripped older unconsolidated sediments from less ideally located valleys.

At present there is no way to judge how serious an impediment to correlation this situation may be (Shilts and Smith, 1986a). The Gayhurst Formation can be better understood using the concepts of sequence stratigraphy. In particular, sediment accommodation space is seen as a critical element in stratigraphical analysis. In some of these buried valleys, the thickness of Gayhurst Formation sediments reaches > 100 m in places. In many of these buried valleys in the upper St. François and Chaudière River drainages, the sediment fill comprises substantial thicknesses of silty clay (Facies I and Facies III) deposited in glacial Lake Gayhurst. The Gayhurst Formation sediment package comprises fine-grained, rhythmically laminated sequences that vary in thickness from 0 to >100 m over short distances and thick (>50 m) sequences of sand and/or gravel deposited in subaqueous fans or deltas. Modeling was performed on all the units. The undifferentiated Pleistocene (older than the last glaciation) sediments have been simplified into a single unit shown in figure 5.12. Thus, this unit includes all sediments associated with the Gayhurst Formation, the Chaudière Till, the Massawippi Formation, the Johnville Till and the pre-Johnville sediments. In the St. François watershed, the buried valleys are mainly concentrated in the drainages of the Tomifobia, Coaticook, Saumon, and Eaton Rivers and along the valleys associated with the Guadeloupe fault (figure 5.12). In the Chaudière basin, north of Saint-Ludger, Gayhurst sediments are relatively thin because of glacial erosion or lower rates of deposition than south of Saint-Ludger where > 90 m of laminated silt and clay were encountered in several boreholes, particularly near Drolet (figure 5.12).

There are also some buried valleys associated with the Rivière des Plante, Rivière Gilbert, Rivière Noire, and Riviere Famine. The area of Saint-Georges-de-Beauce is also characterized by important volumes of Gayhurst sediments, mostly along the Linière River, on the west bank of the Chaudière River, and of the Pozer River area. There is a clear decrease in the volume of Gayhurst sediment in the sector of Notre-Dame Monts. The Gayhurst sediment thickness in the area of des Rivière des Plante, Perry Creek, and north of the city of Sherbrooke is about 1 m or less. The cross-sectional profile of the valley shows that Quaternary units are discontinuous and highly variable in thickness over short distances, thus indicating a complex erosional and depositional history (figure 5.13 and 5.14).

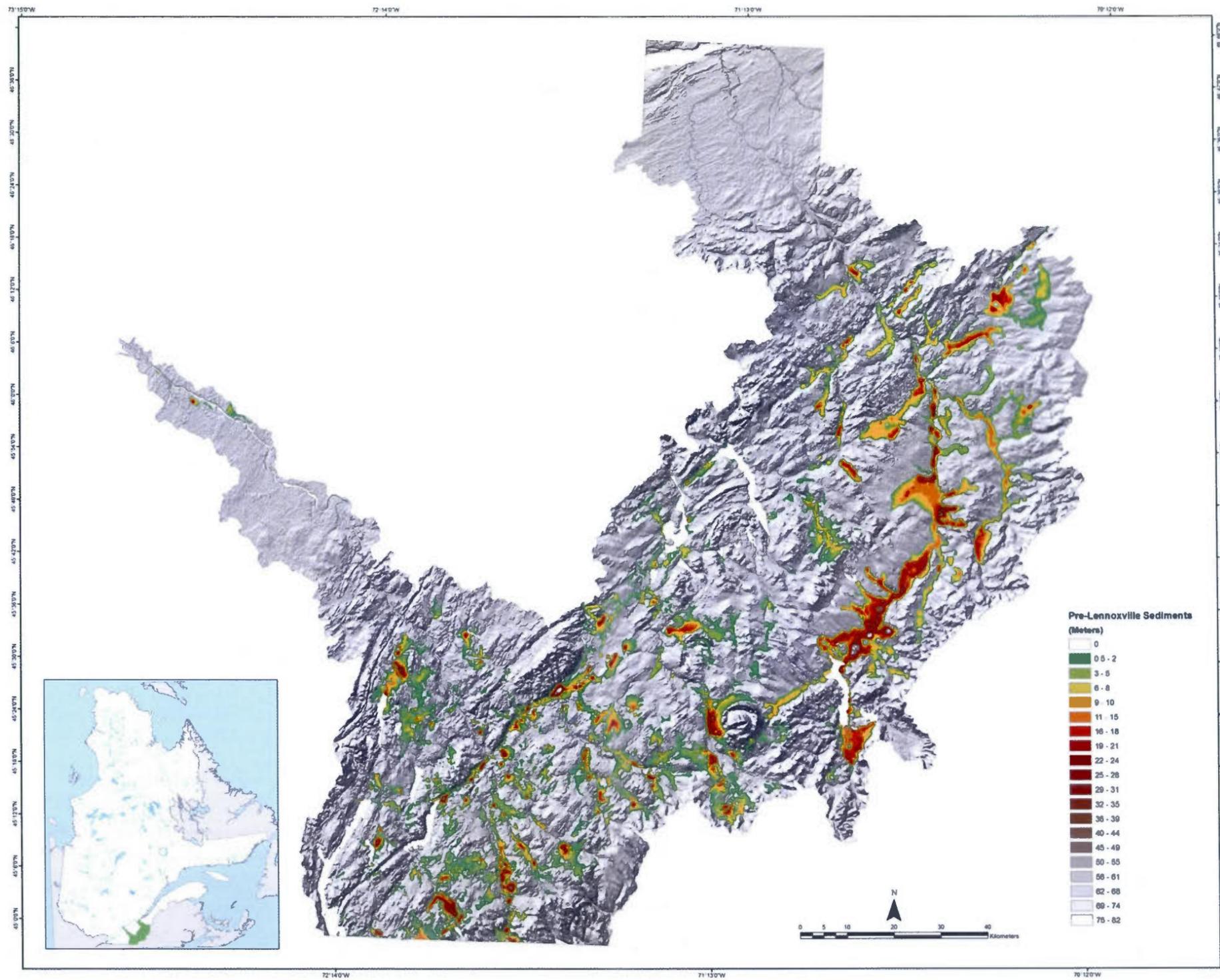


Figure 5.12 Location and thickness map of the Pre-Lennoxville sediments in the St. François and Chaudière watershed.

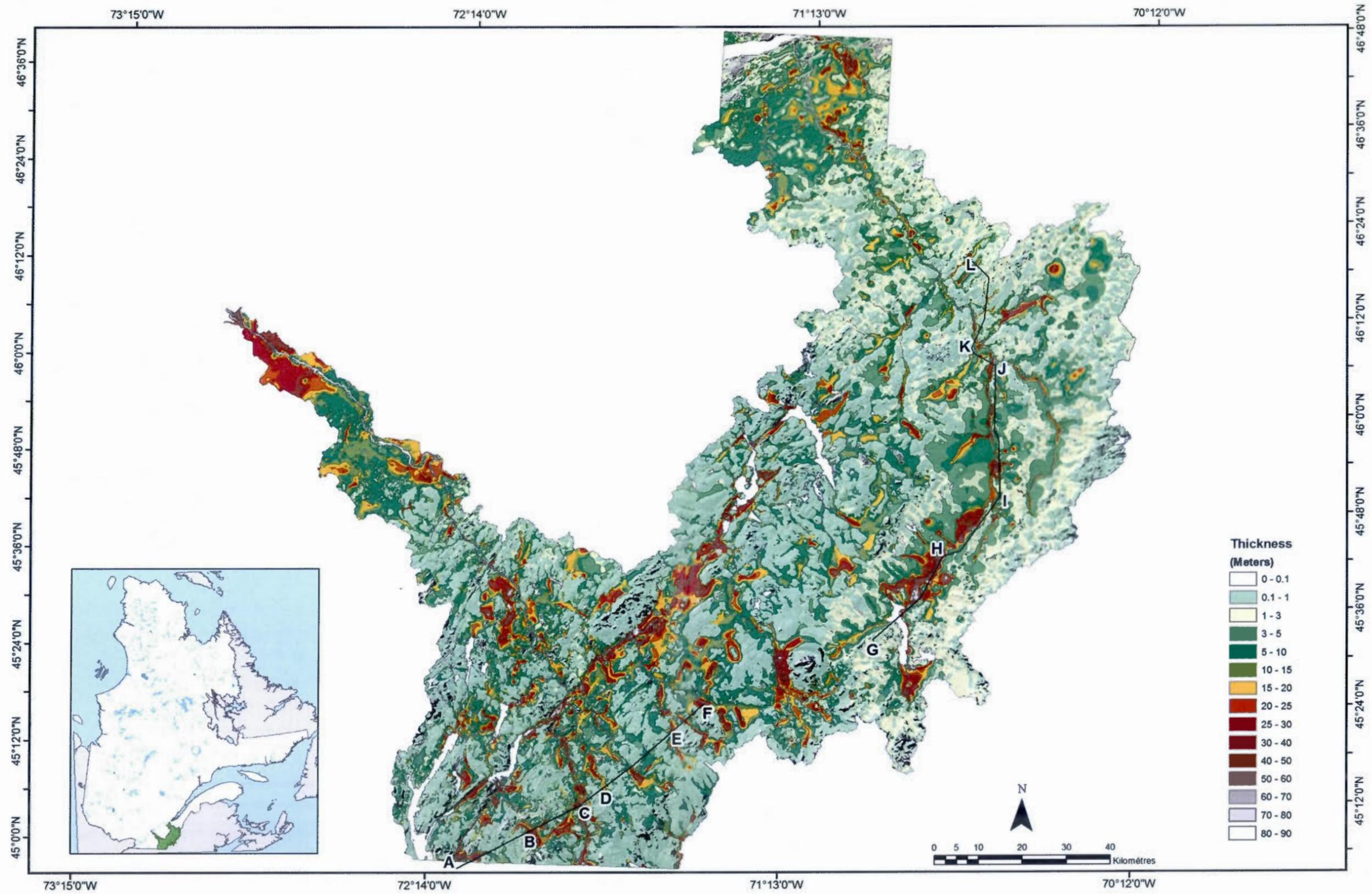


Figure 5.13 Location of the cross section and thickness map of the Quaternary sediments in the St.Francois and Chaudiere River watershed.

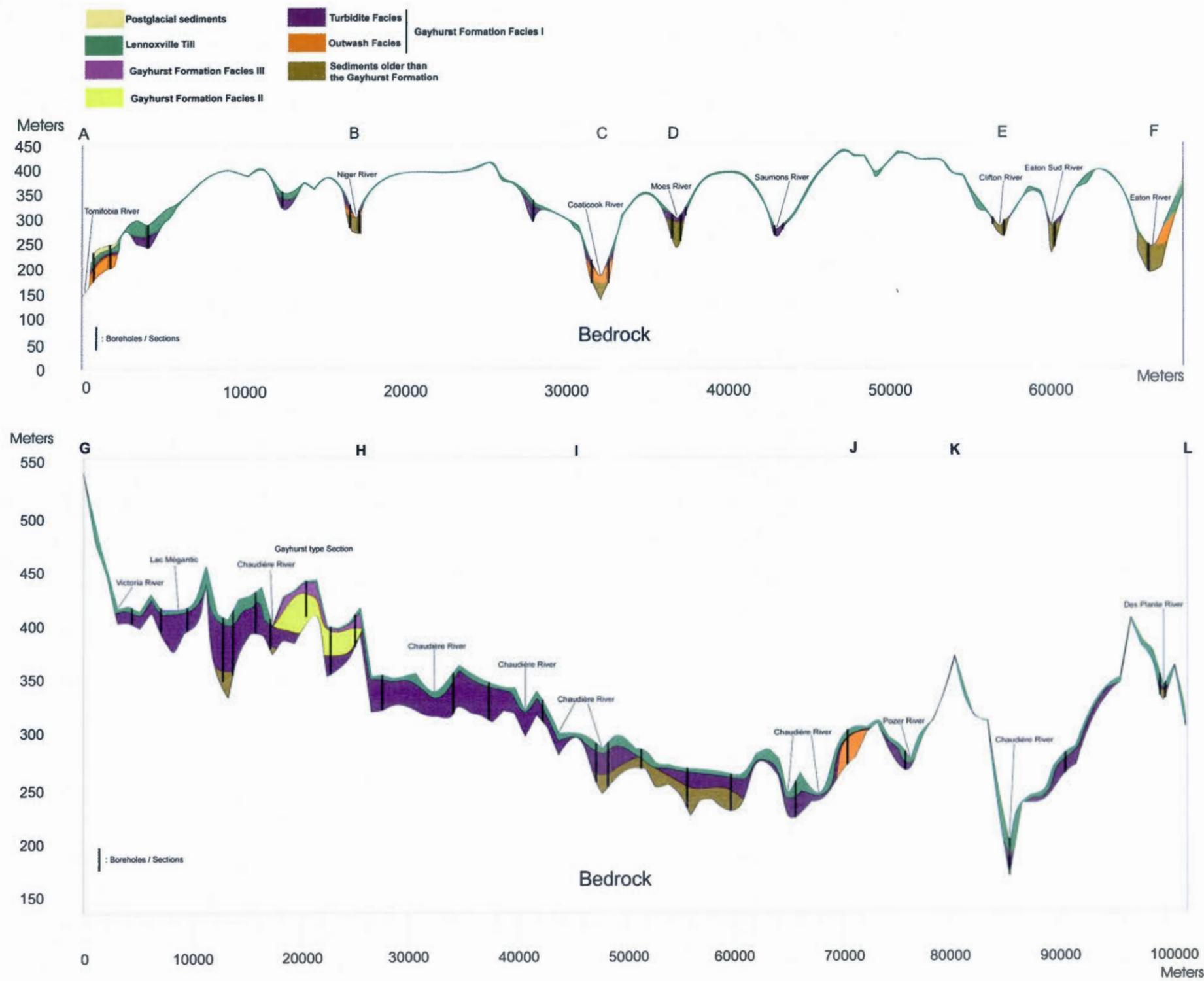


Figure 5.14 Schematic cross section of the St-Francois and Chaudiere River watersheds. Cross section building was very helpful in solving many such problems in the 3D model.

5.8 Geochronology

In general the IRSL results showed very good reproducibility, especially for sediments deposited in a distal position or during a glacial advance (Gayhurst type section). The reproducibility is poorer for the Ascot River section, Grenier Creek, and Clifton River. The L_n/T_n ratios are particularly revealing in several aspects (see Chapter IV). Initially, the dispersion of results on the winter beds is smaller than that of the summer beds. This confirms the hypothesis about the winter beds having a better bleaching potential. Their stratigraphic positions and their compositions suggest that they were deposited in Proglacial Lake Gayhurst during deglaciation. Therefore, these sediments do not guarantee sufficient bleaching, and in the case of glaciolacustrine proximal sediments, daylight is greatly attenuated by the water column and high turbidity. In addition, sediment deposited by underflows and interflows are not well exposed to light.

Winter beds of varves appear to have L_n/T_n ratios proportional to their age. The weighted mean ratios L_n/T_n ratios of different samples, including the Missisquoi River (Late Wisconsinan), Gayhurst type section (Middle Wisconsinan), and the Eaton Corner section (Sangamonian) samples seem to reflect their known relative stratigraphic position (figure 5.15). As also shown by the work of Hardy and Lamothe (1997), using the method of L_n/T_n ratios, is a tool that allowed them to obtain a relative age. The ages obtained on the varve samples can be addressed as semiquantitative. Thus this method can be used as a correlation proxy to evaluate the relative stratigraphic significance of similar appearing samples.

The dating of the deltaic facies of the Gayhurst type section has proved important for assessing the link between the apparent ages of the BFG and their true depositional age. Very few coarse-grained facies with good bleaching potential have been

identified specifically for the Gayhurst Formation. Therefore, this sample was crucial for the validity of this BFG dating program, but also crucial to derive an absolute chronology for the Gayhurst Formation. The sample of deltaic facies yields an age of 45 ± 5 ka (figure 5.15). From the L_n/T_n ratio, this sample is well bleached and is considered highly reliable. Recently, an age of ca 50 ka (Facies II) for the Gayhurst Formation at the New Mexico section (Lamothe *et al.*, 2000) and an age of 102 ± 12 ka for the Massawippi Formation at the Rivière des Plante section (Lamothe, personal communication) have been obtained using the same methodology. The sections at New Mexico and along the Moe River (M) present facies similar to facies II of the Gayhurst type section. Preliminary results (ca. 50 ka) indicate the grains are properly reset like the deltaic samples.

The results for pre-Chaudière “varves” (85 ± 2 ka BP), as well as those obtained for the Gayhurst “varves” (Facies III; 56 ± 6 ka BP), seem relatively coherent with their presumed age, e.g. the end of the Last Interglacial and the Middle Wisconsinan, respectively. However, varves associated with deglaciation (e.g. Late Wisconsinan) yielded results that are too old with an age of 24 ± 2.0 ka BP. These ages reflect the fact that some grains are not properly reset. Recent work in the Chaudière basin places this event between the range of 12.4 ± 0.9 to 14.4 ± 1 ka (St-Ondilon and Baie des Sables, Mégantic; Normandeau, 2010). The ages obtained represent the upper time limit for the glaciolacustrine invasion. The presence of a residual luminescence in the samples results in a large age underestimation for these deglacial varves. At this stage of research, no methodological tool allows for the isolation of only the signal acquired after deposition.

LITHOSTRATIGRAPHIC UNITS

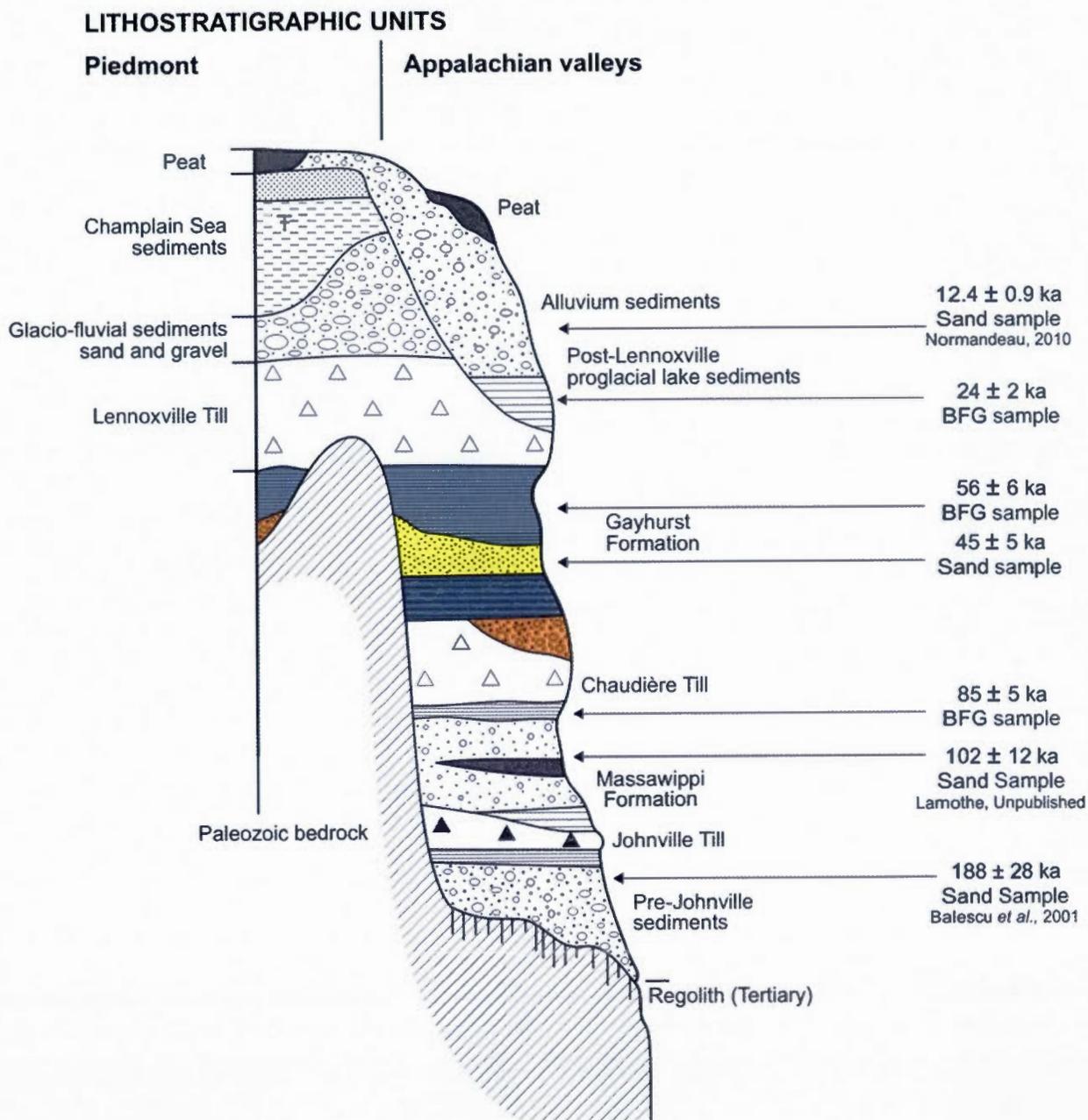


Figure 5.15 Quaternary lithostratigraphic framework for the Québec southeastern Appalachians, (modified from Caron and Lamothe, 2007) including the different IRSL ages of the BFG and sand samples.

5.9 Paleogeographic interpretation

The stratigraphic record described here suggests a reappraisal of some of the regional geologic events. Although age control on the Pleistocene units in the Appalachians remains at a coarse resolution, the new chronological constraints presented here refine the stratigraphic framework. The following discussion pertains to units that are stratigraphically between the Massawippi Formation (Sangamonian) and the Lennoxville Till (Late Wisconsinan).

5.9.1 Pre-Wisconsinan events

5.9.1.1 The Sangamonian and the Massawippi Formation

The Massawippi Formation, a nonglacial sequence overlying the Johnville Till (Illinoian Stage), represents a period of free northward drainage in the Appalachians. The facies associated with this unit consist of fluvial sand and gravel and organic horizons representing a wide range of nonglacial climates, from boreal to tundra conditions (McDonald and Shilts, 1971, Matthews *et al.*, 1987, LaSalle *et al.*, 1979, LaSalle, 1984). The Massawippi Formation, at the Eaton Corner section and at its type section on the Grande-Coulée River section, exposes imbricated gravels indicating free drainage towards the St. Lawrence River. The glaciolacustrine sediments overlying the Chaudière Till at the Eaton Corner section and the Grande-Coulée section recorded a glacial advance across the study area. The “varves” have been dated using IRSL, and the apparent age of 85 ± 2 ka BP assigns the facies to the end of the last interglacial (Sangamonian), specifically to the onset of Marine Isotope Stage (MIS) 4 Early Wisconsinan). These results indicate the development of a glacial lake over the study area immediately following the last interglacial, and also provide a constraint on the onset of the Chaudière glaciation.

5.9.2 Wisconsinan events

5.9.2.1 Wisconsinan ice advance and the Chaudiere Glaciation

During the Chaudière glaciation, ice which initially advanced west-southwestward from a postulated maritime source was subsequently overwhelmed by Laurentide ice moving southeastward. Moreover, petrographic analysis and till fabrics confirm previous work (Parent, 1987b) suggesting an ice flow phase towards the west. Some erratics of nordmakite, from Mont Mégantic, were observed along the Eaton River as described by McDonald (1967, 1969).

5.9.2.2 Middle Wisconsinan and the Gayhurst Formation

The section on the Tomifobia River (A) contains a thick accumulation of sand and gravel which seems to be associated with an esker and/or outwash. This facies is draped by glaciolacustrine sediments of sand and silt rythmites (Facies I). Preliminary IRSL measurements on the glaciofluvial and the rythmites facies showed that sediments have not been properly reset indicating deposition near the ice margin. The large volume of sediment suggests a significant retreat of the Chaudiere glacier. The regional distribution of glaciofluvial sediments suggests that a channelized subglacial meltwater system developed in the late stage of the Chaudière glacier deglaciation and were focused along the southwest-trending buried valleys of the region (e.i., Niger River valley, Coaticook River Valley, Eaton River Valley, Samson River Valley, and Chaudière River Valley). The Chaudière glacier front apparently retreated across the St.François and Chaudière valleys from south or southeast to north or northwest (figure 5.16 A).

According to previous paleogeographic reconstructions (Shilts and McDonald, 1971), the ice retreated to the limit to the Appalachian front until the final readvance that led to the deposition of the Lennoxville Till. This maximum retreat stage represents the low level of the lake with an altitude of about 370 ± 5 m a.s.l., for which our IRSL measurements on deltaic sands at the Gayhurst type section suggest a depositional age of 45 ± 5 ka. The absence of large foreset beds seem to be attributed to the fact that the delta was formed by aggradation over a low-gradient lake bottom similar to the modern delta being built by the Arnold River into the south end of Lac Megantic. Thus, if the graded silt-clay couplets of the Facies I and III are regarded as annual deposits of the Gayhurst Formation, this episode represents a minimal time span of 3000 to 4500 ka. In many sections, 1000 to 2000 couplets have been recorded in the St-Francois watersheds at the section J of the Moe River. Water flooded different river valleys of both watersheds. Deltaic complexes were formed by ancient rivers in the upper valleys, and IRSL samples show that the sediments of this facies (II) have been fairly well bleached. The ages obtained yielded ca. 50 ka for both sections. Although there is probably a small residual signal in each sample, these IRSL data and geological context suggest that this phase of the Gayhurst episode occurred between 40 and 50 ka.

The southeastward readvance of the LIS associated with the Lennoxville glaciation from its maximum retreat position at the Appalachian front was continuous across Québec and New England. Thinly bedded varves record the initiation of this ice advance into the Appalachian highlands, covering low level outlets and causing the lake level to rise abruptly to 430 m (figure 5.16 B). No ostracodes and organic matter have been identified in the upper varves at the Gayhurst type section. If we compare with the varves of englaciation (the end of the Sangamonian) at the Eaton Corner section, pollen, leaf fragments, and a few ostracods were identified. The absence of organic matter and microfossils indicate that a sterile environment prevailed at the end of the Middle Wisconsinan, despite a major reduction in ice volume.

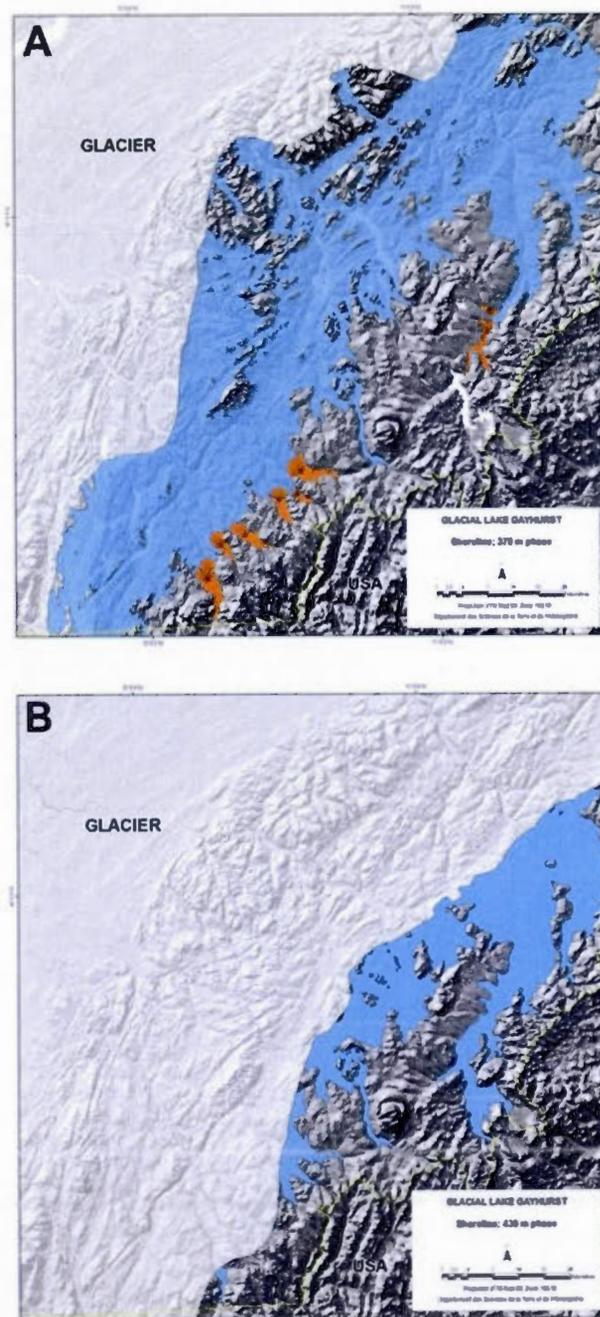


Figure 5.16 A) Paleogeographic reconstruction for the earliest phase of the Middle Wisconsinan readvance (phase 370 m). B) Paleogeographic reconstruction of the high level (430 m) phase of Glacial Lake Gayhurst.

Comparisons of glaciolacustrine deposits of the Gayhurst Formation with depositional environments of older and younger glaciolacustrine sediments, yield insights on the location and altitudes of possible outlets in the Chaudière River valley: 1) 427m a.s.l. southward into the Dead River basin of Central Maine; 2) 397 m mainly via the Daquaam and Famine Rivers, eastward into the St. John River basin of northern Maine; and 3) westward into the St. Francois drainage basin via a col at ~305m altitude in La Guadeloupe. With the presumption of that the St. Lawrence Lowland had to be blocked by ice during all of the Middle Wisconsinan, the only outlets that could have carried outflow from the lake are major channels such as the Famine-Daaquam Rivers / Saint John River in New Brunswick, Coburn Gore in Maine, and by the topographic depression formed by Island Pond and by the Connecticut River Valley in Vermont/New Hampshire (figure 5.17).

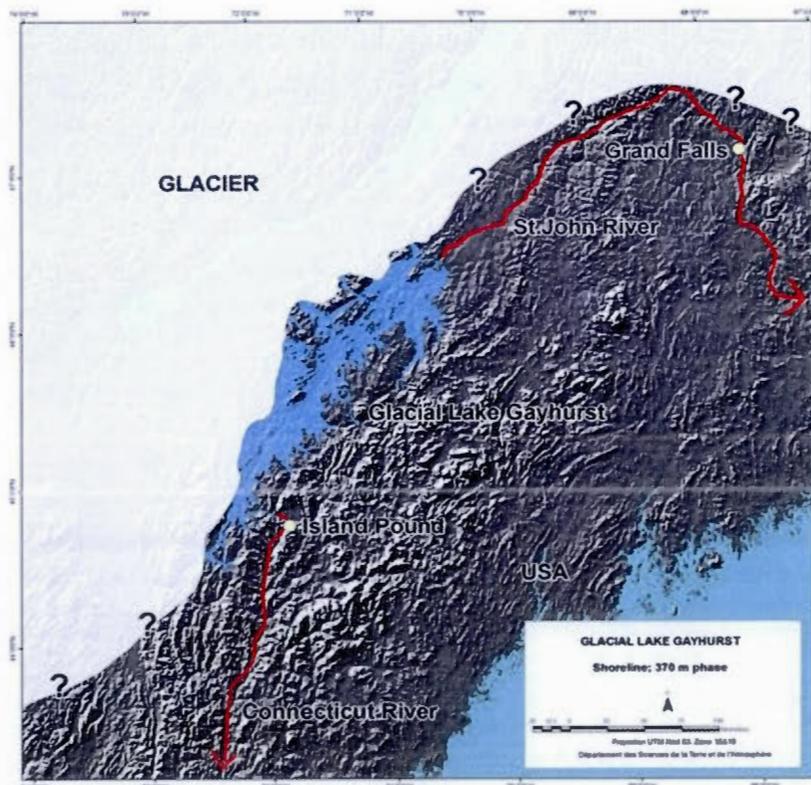


Figure 5.17 The potential routing of meltwaters from Glacial Lake Gayhurst in neighbouring New Brunswick and New England.

5.9.2.3 Late Wisconsinan and the Lennoxville Glaciation

The last regional Wisconsinan ice advance deposited first the Drolet lentil in the upper part of the Chaudière River Valley and then the Lennoxville Till, the surface till of the region. During the waning phase of the Lennoxville Glaciation, an ice divide extended roughly northeast-southwest through the north-central part of the Eastern Townships (Lamarche, 1971; Gadd *et al.*, 1972, Parent, 1987b), documented by northward or northeastward striae north of the divide.

5.10 Discussion

Hypothesis “A” presented by Lamothe *et al.*, (1992) suggests partial correlation between the upper part of the St. Pierre Sediments (Gray Varves) and the Gayhurst Sediments during MIS 3. This hypothesis involves a severe reduction of the ice volume, i.e., a complete deglaciation of the Appalachian region, which would have allowed drainage of the glacial lakes into the St. Lawrence valley. Many observations obtained in the course of this investigation, the 3D modeling, and the dating program supports this hypothesis. Recent work (Godbout and Lamothe, 2011) carried out in the St. Lawrence Lowlands, more specifically in the watershed of the Becancour River, identified and dated sediment at ca. 44 ± 8 ka. These results indicate similar ages as the samples of the deltaic facies (45 ± 5 ka) of the type section. The substantial thickness of sand and gravel preserved below surface till in the Island Pond area (Vermont) would seem to identify this outlet as a major component of the drainage system associated with the Gayhurst. This outlet deserves more investigation.

The alternative interpretation (Hypothesis “B”), that the Chaudière-Gayhurst-Lennoxville sequence is correlated with the Gentilly Till, implies that glacial Lake

Gayhurst never drained during the interval between the Chaudière/Lennoxville glaciations (McDonald and Shilts, 1971). This interpretation is based on the lack of clear physical break (discordance) in the deposition of the Gayhurst sediments and lack of any evidence of soil formation or weathering of the Chaudière Till or Gayhurst Formation, except for one exposure above an altitude of 430 m (Shilts, 1981). Although present information suggests that Hypothesis A is most likely, Hypothesis B still remains a possibility, until additional sedimentological work and further dating of new buried facies in the St. Lawrence Lowlands is completed.

5.11 Conclusions

Classical geological mapping and modern 3D hydrostratigraphic analysis has generated a definite lithosome geometry for the Gayhurst Formation. The Quaternary successions in buried valleys of the St. François and Chaudière watersheds contain an important volume of sediment associated with the Gayhurst Formation. The glaciolacustrine sediments of this event were deposited between the Chaudière and Lennoxville glaciations. The present study shows that IRSL can provide unique information about the depositional age and processes, as well as securing the physical correlation of units with similar luminescence characteristics. In this study, we apply new IRSL dating approaches developed in the UQAM Lux laboratory. The IRSL age (45 ± 5 ka) obtained on the deltaic facies of the type section confirms, for the first time, that the sequences of the Gayhurst Formation were deposited during the Middle Wisconsinan. The glaciolacustrine facies and the subsurface stratigraphic architecture of this area suggest an important reduction of the glacier volume during this stage. The absence of any observed weathering or a physical break (*e.g.*, disconformity) in the Gayhurst succession does not support a correlation between the stratigraphic frameworks of the Appalachian Mountain deposits with those of the St. Lawrence Lowlands.

CHAPITRE VI

CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

6.1 Conclusions générales

Cette recherche a été entreprise afin 1) de cartographier et de réaliser une modélisation tridimensionnelle des formations quaternaires sur un territoire de plus de 17 000 km² au sud-est du Québec et couvrant les bassins versants des rivières Saint-François et Chaudière; 2) définir la nature, l'origine et l'architecture stratigraphique des formations quaternaires anciennes; 3) définir un cadre géochronologique et l'âge des différentes séquences glaciolacustres (datation par IRSL) à partir de sédiments remis à zéro ou partiellement; 4) définir la paléogéographie des différentes phases de l'épisode glaciolacustre Gayhurst.

Pour répondre à ces problématiques/objectifs, diverses méthodes d'analyse géologique ont été employées, notamment la cartographie et la modélisation géologique assistée par ordinateur, l'analyse de coupes stratigraphiques, la sédimentologie, la micropaléontologie et la modélisation 3D géologique assistée par ordinateur. Les résultats, en particulier le modèle 3D, ouvrent la voie à d'autres applications notamment pour l'hydrogéologie (Ross *et al.*, 2005). Elle propose une procédure d'analyse des formations quaternaires d'une région allant de la prise de données et de leur interprétation (i.e. stratigraphie, paléogéographie) à la production d'un modèle 3D et à la géochronologie. Cette recherche présente également des faits nouveaux et de nouvelles contributions notamment pour la géochronologie des séquences quaternaires des bassins versants des rivières Saint-François et Chaudière.

6.1.1 La cartographie et la stratigraphie des formations quaternaires.

Intégrée à l'effort des travaux de cartographie et de modélisation, l'élaboration de cette synthèse s'est révélée une contribution pour la géologie du Quaternaire au

Québec. Les travaux de terrain ont permis de redéfinir la cartographie de certains secteurs et de bonifier le niveau de détail pour l'ensemble du territoire couvert. Les campagnes de terrain ont permis la découverte de plusieurs nouvelles coupes stratigraphiques, notamment dans les secteurs de la rivière Tomifobia à Stanstead, de la rivière Moe et de la rivière Niger. L'une des découvertes significative est la coupe M de la rivière Moe. Elle représente un site significatif puisque cette coupe expose la trilogie Lennoxville-Gayhurst-Chaudière, mais aussi, à la base de la rivière, un diamicton qui semble corrélatif du Till de Johnville (Massawippi ?), et qui est surmonté d'une séquence sableuse. Pour la première fois, un important volume de sédiments fluvioglaciaire Chaudière (MIS 4) a été identifié dans le bassin versant de la rivière Saint-François, le long des rivières Tomifobia, Niger et Coaticook. Auparavant, l'interprétation de cette séquence (Boissonnault, 1983) associait le till de surface à une récurrence locale ce qui signifie que les trois ensembles (sédiments fluvioglaciaire / sédiments glaciolacustres / till de surface) ne correspondaient qu'à la déglaciation finale de la région. Les travaux de géochronologie, particulièrement sur les varves, ont démontré que ces sédiments sont antérieurs au Wisconsinien supérieur. Cette thèse présente également une nouvelle subdivision lithostratigraphique des sédiments de la Formation de Gayhurst en 3 membres appelés respectivement Faciès I, II et III. Le Faciès I représente les sédiments fluvioglaciaires associés au retrait du glacier Chaudière et les sédiments glaciolacustres rythmés déposés au fond du lac proglaciaire lors du retrait de la marge glaciaire. Le Faciès II représente les séquences deltaïques qui résultent d'un accroissement progressif du niveau lacustre. Le Faciès III de la Formation Gayhurst est représenté par des sédiments rythmés de silt/argile (varves) distaux mis en place lors de l'avancée du glacier Lennoxville. Outre les sédiments fluvioglaciaires, les sédiments glaciolacustres deltaïques similaire à la coupe type ont été identifiés à la coupe de New Mexico et à la coupe M de la rivière Moe. Ces faciès sableux sont situés entre le Till de Lennoxville et le Till de Chaudière, et les résultats obtenus dans le cadre du programme de datation indiquent une excellente remise à zéro des

sédiments. Ces nouvelles données ont permis de combler en partie un vide dans la connaissance permettant ainsi d'améliorer le modèle paléogéographique régional, notamment pour la compréhension de la paléogéographie de la Formation de Gayhurst. Un grand nombre de nouvelles données sur des coupes stratigraphiques connues ont aussi compilées.

6.1.2 La modélisation géologique régionale

Une modélisation 3D des formations quaternaires a été réalisée pour les unités lithostratigraphiques des deux bassins versants. La méthodologie proposée a été inspirée de plusieurs travaux antérieurs (Ross, 2005; Tremblay, 2007) et consistait à intégrer les données de surface et de sous-surface. La construction du modèle incluait des données de diverses origines telles que des données de forages, des affleurements rocheux, des coupes stratigraphiques et de la construction de coupe géologiques. Le modèle issu du travail de thèse a permis de mieux comprendre les différentes relations géométriques et stratigraphiques entre les unités quaternaires et le roc sous-jacent. Une attention particulière a été portée sur les vallées tributaires. La modélisation 3D a révélé que les sédiments préservés sous le till de surface (Q) sont contraints dans les vallées tributaires et sous les plaines alluviales des deux bassins versants. Une grande partie du volume de cette unité est représentée par les sédiments glaciolacustres de la Formation de Gayhurst. Or, la complexité de la stratigraphie et des faciès a fait en sorte que les différentes séquences n'ont pas été différenciés (e.g. Formation de Gayhurst, Till de Chaudière, la Formation de Massawippi et le Till de Johnville) dans le présent travail. La modélisation 3D à grande échelle de cette région représente une contribution significative qui pourra servir d'intrant à une future modélisation hydrogéologique particulièrement pour le bassin versant de la rivière Saint-François.

6.1.3 La géochronologie

Les principaux objectifs des travaux de géochronologie étaient de tester l'applicabilité et la validité de la chronologie établie par datation par luminescence optique et d'utiliser ces résultats comme un outil de corrélation stratigraphique sur des aliquots multi-grains de sédiments fins glaciolacustres. Des travaux antérieurs avaient confirmés que les sédiments glaciolacustres subissent un remise à zéro assez uniforme, particulièrement dans le cas des lits d'hiver (Lamothe, 1985; Berger *et al.*, 1985; Duller *et al.*, 1992). Cette méthodologie a par la suite été comparée avec des âges obtenus, par la méthode IRSL dite classique, sur un faciès deltaïque.

Les chronologies relatives obtenues par les ratios L_n/T_n ont permis de confirmer que la remise à zéro des lits d'hiver est beaucoup plus uniforme que sur les lits d'été. De plus, les varves mises en place en position distale de la glace démontrent un potentiel de remise à zéro beaucoup plus élevé que les rythmites proximales. L'âge de 24 ± 2 ka obtenu sur les varves tardiglaciaires de la rivière Missisquoi démontre bien que la remise à zéro est partielle et que l'âge est surestimé d'environ 10 ka. L'inexactitude engendrée par une mauvaise remise à zéro ainsi que les différences de résultats entre les niveaux d'hiver et d'été, montrent l'importance de connaître les caractéristiques sédimentologiques des échantillons à dater. Les âges obtenus sur les niveaux d'hiver (56 ± 6 ka BP) des varves d'englaciation Gayhurst (de la coupe type) et du faciès deltaïque (45 ± 5 ka BP) nous permettent de croire que ce protocole de datation s'avère valable en terme d'outil de corrélation stratigraphique notamment pour les varves distales. Ces deux résultats similaires soulèvent aussi un questionnement sur la provenance et sur les conditions de sédimentation des grains bien remis à zéro lorsque la glace avance. Nous croyons que dans le cas présent un apport de sédiments détritiques, bien exposé au rayonnement solaire, provenant du bassin permet d'obtenir d'aussi bons résultats. Finalement, les âges sur les varves de la fin du Sangamonien (Eaton Corner, 85 ± 2 ka BP), du Wisconsinien moyen (Gayhurst

coupe type, 56 ± 6 ka BP) et du Wisconsinien supérieur (Missisquoi, 24 ± 2 ka BP) ont situé les séquences glaciolacustres à l'intérieur des cycles connus (stades, interstades et interglaciaires) qui sont eux-mêmes basés sur des postulats (stratigraphie isotopique océanique et stratigraphie continentale).

6.1.4 La paléogéographie

Une révision du cadre stratigraphique a été proposée principalement sur une étude de cas de la Formation de Gayhurst. Les résultats de cette thèse démontrent pour la première fois, et ce basée sur une chronologie absolue, que la Formation de Gayhurst est associée au Wisconsinien moyen. De plus, les nouvelles données obtenues dans le cadre du programme de datation nous renseignent sur l'âge de l'avancée de la glaciation Chaudière (Eaton Corner, 85 ± 2 ka BP) et sur l'âge de l'avancée glaciaire Lennoxville (Gayhurst coupe type, 56 ± 6 ka BP). Les âges obtenus sur le faciès deltaïque du delta Gayhurst (45 ± 5 ka BP) indique un âge maximum pour cet événement.

Le drainage du lac est un élément qui reste à être débattu. Il est difficile d'évaluer les exutoires actifs, avec les faciès préservés et les données disponibles, surtout du côté américain. Or, l'important volume de sédiments granulaires préservés sous le till de surface dans le secteur d'Island Pond au Vermont laisse croire que qu'un exutoire vers la vallée de rivière Connecticut a pu être actif. Des âges (ca. 50 ka) obtenus récemment en luminescence optique (Godbout et Lamothe, non publié), sur des sédiments des Basses-Terres du Saint-Laurent, suggèrent qu'entre la fin de la glaciation Chaudière et le début de la glaciation Lennoxville, les Basses-Terres du Saint-Laurent aient été libre de glace et qu'une pause a eu lieu dans le dépôt de la succession Chaudière-Gayhurst-Lennoxville. L'important volume de sédiments fluvioglaciaires, retrouvé dans les différentes vallées indique une réduction significative du volume de glace à cette période. Cette hypothèse conjointement avec

les résultats obtenus dans les Appalaches, laisserait présager une ouverture et donc un possible drainage graduel du lac proglaciaire vers les Basses-Terres du Saint-Laurent. Toutefois, en raison de l'absence d'une discordance physique apparente dans les Appalaches, la corrélation entre les Basses-Terres du Saint-Laurent et les Appalaches demeure non résolue.

6.1.5 Travaux futurs

Au niveau stratigraphique, plusieurs coupes sont encore méconnues. Dans la présente thèse, plusieurs nouvelles coupes ont été identifiées sur la rivière Moe et dans la vallée de la rivière Coaticook mais plusieurs d'entre elles sont toujours méconnues. Des analyses plus poussées devront être réalisées, notamment sur les faciès du Gayhurst. Il est important de revisiter les coupes à chaque année puisqu'en raison des crues printanières et des glissements de terrain ces dernières évoluent continuellement. Il serait d'ailleurs intéressant d'effectuer des analyses plus poussées sur les sédiments glaciolacustres déformés par glaciotectonisme à East-Angus (Hardy, 1997). Au niveau paléogéographique, le drainage du Gayhurst est toujours une interrogation. L'influx d'eau douce est important dans la mesure où il a probablement engendré un impact significatif sur la circulation océanique dans l'Atlantique Nord et, par conséquent, sur le climat de l'hémisphère Nord. Or, le chemin emprunté par les eaux de fonte, de même que l'ampleur de la décharge ne sont pas encore bien définis. Il serait intéressant d'initier dans campagnes de forage stratigraphiques dans le Vermont et dans le secteur de la rivière Saint-John au Nouveau-Brunswick afin d'élucider ce problème.

D'autres aspects de la géologie quaternaire pourraient faire le sujet d'une analyse plus poussée en termes de modélisation 3D, dans le contexte où l'intrant géologique est critique. On pense, entre autres, aux volumes de sédiments granulaires stratigraphiquement situés sous le Till de Lennoxville, à leur connectivité potentielle

avec le roc sous-jacent, à l'étendue du faciès argileux du Till de Lennoxville et à la complexité de l'architecture 3D de sédiments fluvioglaciaires enfouis sous le till de surface dans les bassins de la haute Saint-François et de la haute Chaudière. D'ailleurs, le détail des séquences quaternaires anciennes enfouies sous la plaine alluviale est encore sommaire, même si elle semble jouer un rôle important dans la caractérisation hydrogéologique et hydrologique du secteur d'étude. L'architecture de la sous-surface demeure donc schématique pour plusieurs secteurs dans les Appalaches. L'obtention de ce niveau de détails passe par une analyse des données de surface et de sous-surface à une échelle beaucoup plus fine. Il serait également intéressant de réaliser la modélisation tridimensionnelle des 3 faciès Gayhurst, si la densité des données le permet.

En ce qui concerne les travaux de géochronologie, il serait intéressant d'étendre le programme de datation sur d'autres coupes stratigraphiques avec des faciès similaires afin de valider ce protocole de recherche. De plus, des récents travaux ont démontré qu'un certain type de feldspath (Lamothe *et al.*, 2012; Barré *et al.*, 2012) n'est pas affecté par *l'anomalous fading* (voir Chapitre IV). Ainsi, il serait pertinent de refaire des âges sur des sédiments qui ont préalablement été analysés dans les Appalaches et dans les Basses-Terres du Saint-Laurent.

APPENDICE A

A.1 Couverture des travaux cartographiques quaternaires pour le bassin versant de la rivière Saint-François.

A.2 Couverture des travaux cartographiques quaternaires pour le bassin versant de la rivière Chaudière.

A.3 Cartographie des formations superficielles du bassin versant de la rivière Saint-François.

A.4 Cartographie des formations superficielles du bassin versant de la rivière Chaudière.

A.5 Coordonnées UTM des coupes stratigraphiques des bassins versants de la rivière Chaudière et Saint-François.

A.6 Description de la Lentille de Drolet.

Voici une description exhaustive, à l'échelle du bassin versant de la rivière Saint-François, des travaux cartographiques antérieurs, par feuillet de la Base nationale de données topographiques (BNDT) à l'échelle du 1 : 50 000.

Feuillets BNDT :	Sources cartographiques :
21E03	McDonald, B.C., 1969, Surficial Geology of La Patrie-Sherbrooke Area, Québec; Including Eaton River Watershed, GSC, Ottawa, Paper 67-52. Maps 18-1967.
21E04	McDonald, B.C., 1969, Surficial Geology of La Patrie-Sherbrooke Area, Québec; Including Eaton River Watershed, GSC, Ottawa, Paper 67-52. Maps 18-1967.
21E05	McDonald, B.C., 1969, Surficial Geology of La Patrie-Sherbrooke Area, Québec; Including Eaton River Watershed, GSC, Ottawa, Paper 67-52. Maps 18-1967.
21E06	McDonald, B.C., 1969, Surficial Geology of La Patrie-Sherbrooke Area, Québec; Including Eaton River Watershed, GSC, Ottawa, Paper 67-52. Maps 18-1967.
21E10	Shilts, W.-W., 1981, Surficial Geology of Lac Mégantic Area, Québec, GSC, Ottawa; Memoir 397, Map 1494-A.
21E11	Tremblay, G., 1975, Quaternaire, Régions de Drummondville, Dudswell, Scotstown et Coaticook; MRN, Québec, DPV-434.
21E12	McDonald, B.C., 1966, Surficial Geology, Géologie des dépôts meubles Richmond-Dudswell; CGC, Ottawa, Carte 4-1966. Parent, M., 1978. Géomorphologie quaternaire de la région de Stoke-Watopéka, Québec. M.Sc. thesis, Université de Sherbrooke, 206 p.
21E13	Chauvin, L., 1979 Géologie des dépôts meubles, Région d'Asbestos-Disraëli, MRN, Québec DPV-716.
21E14	Chauvin, L., 1979, Géologie des dépôts meubles, Région d'Asbestos-Disraëli, MRN, Québec DPV-

	716.
21E15	Shilts, W.-W., 1981, Surficial Geology of Lac Mégantic Area, Québec, GSC, Ottawa; Memoir 397, Map 1494-A.
21L03	Chauvin, L., 1979, Dépôts meubles de la région de Thetford Mines-Victoriaville, MRN, Québec, DPV-622.
31H01	Cloutier, M., 1982, Géologie et géomorphologie quaternaire de la région de Cowansville-Knowlton-Sutton; UQAM, Montréal, thèse de maîtrise, 143 p. Boissonnault, P., 1983, Géomorphologie et lithostratigraphie à l'est du lac Memphrémagog. Mémoire de M.Sc., Département de géographie, Université de Sherbrooke, 150 p. Dubé, C., 1983, Géomorphologie quaternaire et déglaciation à l'ouest de lac Memphrémagog. Mémoire de M.Sc., Département de géographie, Université de Sherbrooke, 139 p.
31H08	Lasalle, P., 1982, Documents manuscrits, MER, Québec. Doiron, A., 1981. Les dépôts quaternaires de la région de Granby-Waterloo, Québec, cartographie, sédimentologie et stratigraphie; UQAM, Montréal; Thèse de maîtrise, 100 p.
31H09	McDonald, B.C., 1966, Surficial Geology, Géologie des dépôts meubles Richmond-Dudswell; CGC, Ottawa, Carte 4-1966.
31H10	Lasalle, P., 1982, Documents manuscrits, MER, Québec
31H15	Gadd, N.-R., 1960, Géologie d'Upton, Québec (dépôts meubles); CGC, Ottawa; Étude 60-27, Carte 15-1960.
31H16	Tremblay, G., 1975, Quaternaire, Régions de Drummondville, Dudswell, Scotstown et Coaticook; MRN, Québec, DPV-434.
31I02	Gadd, N.R., 1971, Pleistocene Geology of the Central St-Lawrence Lowlands; GSC, Ottawa, Memoir 359 153, Map 1197-A.

Voici une description exhaustive, à l'échelle du bassin versant de la rivière Chaudière, des travaux cartographiques antérieurs, par feuillet de la Base nationale de données topographiques (BNDT) à l'échelle du 1 : 50 000.

Feuillets BNDT :	Sources cartographiques :
21E06	McDonald, B.C., 1969, Surficial Geology of La Patrie-Sherbrooke Area, Québec; Including Eaton River Watershed, GSC, Ottawa, Paper 67-52. Maps 18-1967.
21E07	Shilts, W.-W., 1981, Surficial Geology of Lac Mégantic Area, Québec, GSC, Ottawa; Memoir 397, Map 1494-A.
21E09	Shilts, W.-W., 1981, Surficial Geology of Lac Mégantic Area, Québec, GSC, Ottawa; Memoir 397, Map 1494-A.
21E10	Shilts, W.-W., 1981, Surficial Geology of Lac Mégantic Area, Québec, GSC, Ottawa; Memoir 397, Map 1494-A.
21E11	Tremblay, G., 1975, Quaternaire, Régions de Drummondville, Dudswell, Scotstown et Coaticook; MRN, Québec, DPV-434.
21E15	Shilts, W.-W., 1981, Surficial Geology of Lac Mégantic Area, Québec, GSC, Ottawa; Memoir 397, Map 1494-A.
21E16	Shilts, W.-W., 1981, Surficial Geology of Lac Mégantic Area, Québec, GSC, Ottawa; Memoir 397, Map 1494-A.
21L01	Blais, A, Shilts, W. W., 1992. Surficial geology of the Ste-Justine and St-Zacharie areas, Québec. Commission géologique du Canada, Dossier public 2536; 2 cartes, 21L/08; 21L/01SW; 21L/01NW, échelle 1: 50 000.
21L02	Blais, A., Shilts, W. W., 1992. Surficial geology of the St-Joseph and beauceville areas, Québec. Commission géologique du Canada, Dossier

	public 2537; 2 cartes, 21L/07; 21L/02, échelle 1: 50 000.
21L03	Chauvin, L., 1979, Dépôts meubles de la région de Thetford Mines-Victoriaville, MRN, Québec, DPV-622.
21L06	Gadd, N.R., 1978. Surficial geology of Saint-Sylvestre map-area, Québec. Geological survey of Canada, Paper 77-16.
21L07	Blais, A., Shilts, W. W., 1992. Surficial geology of the St-Joseph and beauceville areas, Québec. Commission géologique du Canada, Dossier public 2537; 2 cartes, 21L/07; 21L/02, échelle 1: 50 000.
21L08	Blais, A, Shilts, W. W., 1992. Surficial geology of the Ste-Justine and St-Zacharie areas, Québec. Commission géologique du Canada, Dossier public 2536; 2 cartes, 21L/08; 21L/01SW; 21L/01NW, échelle 1: 50 000.
21L09	Données cartographiques inédites, Shilts W.W.
21L10	Données cartographiques inédites, Shilts W.W.
21L11	Bolduc, A.M., 2003. Géologie des formations superficielles, Charny, Québec. Commission géologique du Canada, Dossier public 1776, échelle, 1: 50 000.

**A.3 Cartographie des formations superficielles du bassin versant de la rivière
Saint-François.**

EN POCLETTE

**A.4 Cartographie des formations superficielles du bassin versant de la rivière
Chaudière.**

EN Pochette

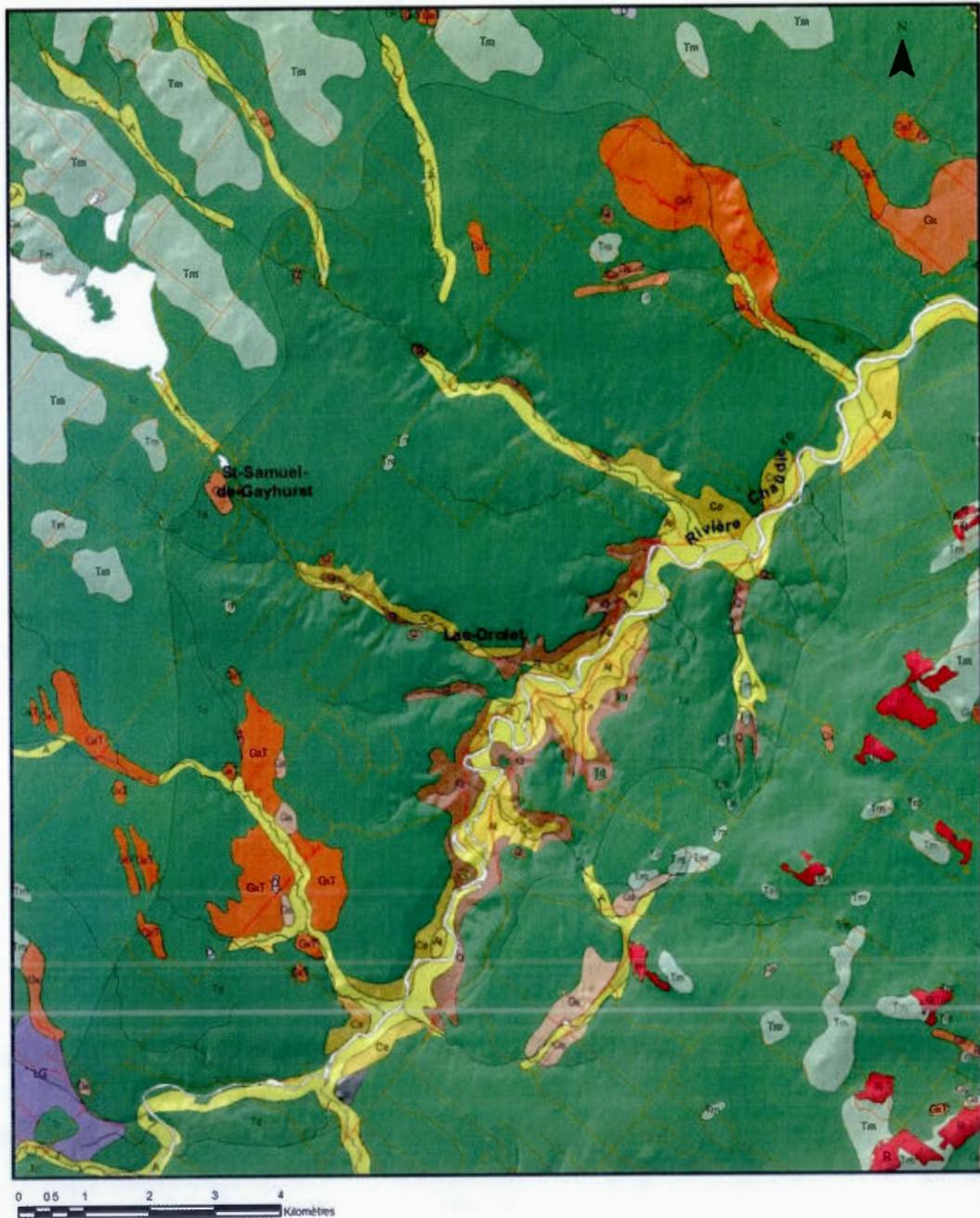
A.5 Coordonnées UTM des coupes stratigraphiques des bassins versants de la rivière Chaudière et Saint-François.

Coupes stratigraphiques	Codification des coupes	X	Y	Fuseau	Elevation (M)
Ruisseau Lyon A	OC_12_1	310697	5023571	19	342
Ruisseau Lyon B	OC_12_2	310702	5023642	19	330
Eaton Sud	OC_12_3	308142	5017771	19	395
Tomifobia A	OC_12_4	726561	4988234	18	295
Tomifobia B	OC_12_5	726698	4988204	18	299
Tomifobia C	OC_12_6	727085	4988217	18	292
Eaton Corner	OC_12_7	297664	5026990	19	236
New Mexico	OC_12_8	308686	5026053	19	290
Gayhurst Coupe Type	OC_12_9	359871	5060096	19	396
Rivière Des Plante A	OC_12_10	364883	5127978	19	248
Rivière Des Plante B	OC_12_11	365060	5128061	19	280
Rivière Des Plante C	OC_12_12	365136	5127886	19	275
Rivière Des Plante D	OC_12_13	365295	5128077	19	275
Rivière Des Plante E	OC_12_14	365201	5128172	19	273
Rivière Des Plante F	OC_12_15	365369	5128410	19	273
Rivière Grande-Coulée	OC_12_16	367801	5087605	19	320
Rivière Moe A	OC_12_17	282420	5009986	19	282
Rivière Moe B	OC_12_18	282626	5010016	19	258
Rivière Moe C	OC_12_19	282936	5009773	19	328
Rivière Moe D	OC_12_20	283392	5009372	19	309
Rivière Moe E	OC_12_21	283468	5009177	19	309
Rivière Moe F	OC_12_22	283566	5009210	19	316
Rivière Moe G	OC_12_23	283866	5008931	19	318
Rivière Moe H	OC_12_24	284164	5009029	19	329
Rivière Moe I	OC_12_25	284260	5008839	19	329
Rivière Moe J	OC_12_26	284354	5008800	19	317

Coupes stratigraphiques	Codification des coupes	X	Y	Fuseau	Elevation (M)
Rivière Moe K	OC_12_27	284264	5008607	19	327
Rivière Moe L	OC_12_28	285325	5007995	19	327
Rivière Moe M	OC_12_29	286959	5004843	19	365
Rivière Niger N-1	OC_12_30	268520	4996757	19	362
Rivière Niger N-2	OC_12_31	268392	4996834	19	351
Rivière Niger N-3	OC_12_32	268170	4997063	19	351
Rivière Niger N-4	OC_12_33	268087	4997005	19	352
Rivière Niger N-5	OC_12_34	268074	4997079	19	355
Rivière Niger N-6	OC_12_35	267833	4997118	19	350
Rivière Niger N-7	OC_12_36	267621	4997365	19	334
Rivière Niger N-8	OC_12_37	267512	4997596	19	334
Rivière Niger N-9	OC_12_38	267353	4997545	19	335
Rivière Niger N-10	OC_12_39	267335	4997665	19	335
Rivière Niger N-11	OC_12_40	267082	4997791	19	335
Coupe Camping Coaticook	OC_12_41	280062	5002562	19	237
Coupe Fruiterie Coaticook	OC_12_42	279539	5005932	19	240
Coupe Clifton	OC_12_43	300680	5022771	19	278
Coupe NADCAR	OC_12_44	371738	5103004	19	226
Coupe Ditton	OC_12_45	327738	5023251	19	422
Coupe Flanders	OC_12_46	300828	5028403	19	225
Coupe Ruisseau Grenier A	OC_12_47	281803	4997224	19	316
Coupe Ruisseau Grenier B	OC_12_48	281927	4997381	19	315
Coupe Rivière Pozer	OC_12_49	368697	5108065	19	200
Coupe Ruisseau Perry Coupe A	OC_12_50	326724	5121197	19	362
Coupe Ruisseau Perry Coupe B	OC_12_51	326876	5121163	19	365
Rivière Ascott A	OC_AS_A	280883	5023418	19	220
Rivière Ascott B	OC_AS_B	280948	5023352	19	220
Rivière Ascott C	OC_AS_C	281073	5023554	19	220

A6. Description de la Lentille de Drolet.

La Lentille de Drolet est une unité qui a été cartographiée dans la vallée de la rivière Chaudière au nord de la ville de Lac-Mégantic par Shilts (1981). Sa distribution et ses limites sont comprises dans le secteur des petites localités de Saint-Samuel-de-Gayhurst, Lac-Drolet et Saint-Ludger. Cette lentille s'étend sur une superficie de 89,53 km² (figure 2.4). Elle représente un diamicton glaciaire qui diffère du till régional en raison de sa composition pétrographique et de ses caractéristiques sédimentaires. La classification des tills repose sur les paramètres relatifs à la structure, à la texture et à la composition sont particuliers à chaque site ou à la région. Généralement seule la composition nous permet d'identifier clairement les divers faciès du till. Dans le cas de ce secteur, on ne retrouve aucune anomalie en éléments ultramafiques (Ni, Cr, Co, minéraux magnétiques, serpentine, etc.) typique du Till de Lennoxville en raison de l'écoulement et de l'érosion glaciaire sur la ceinture ultramafique de Thetford Mines. Cette lentille représente une avancée glaciaire précoce d'un petit lobe au-delà des petits Monts Mégantic de l'Inlandsis Laurentidien lors du Wisconsinien moyen. Il n'y a donc pas eu d'apport en minéraux lourds, provenant du NO dans le till de ce secteur. La matrice de ce till est caractérisée par une granulométrie beaucoup plus fine (figure 2.5) que le till régional (environ 58,7% argile, 34,1 % silt et 7,2% sable; figure 2.2) essentiellement en raison du remaniement des sédiments fin préalablement déposé. On retrouve un till similaire dans le secteur des municipalités de Bury et d'East-Angus dans le bassin versant de la rivière Saint-François.



A.6.1 Localisation de la lentille de Drolet (vert foncé) dans le secteur de la rivière Chaudière et de la municipalité de Lac-Drolet.

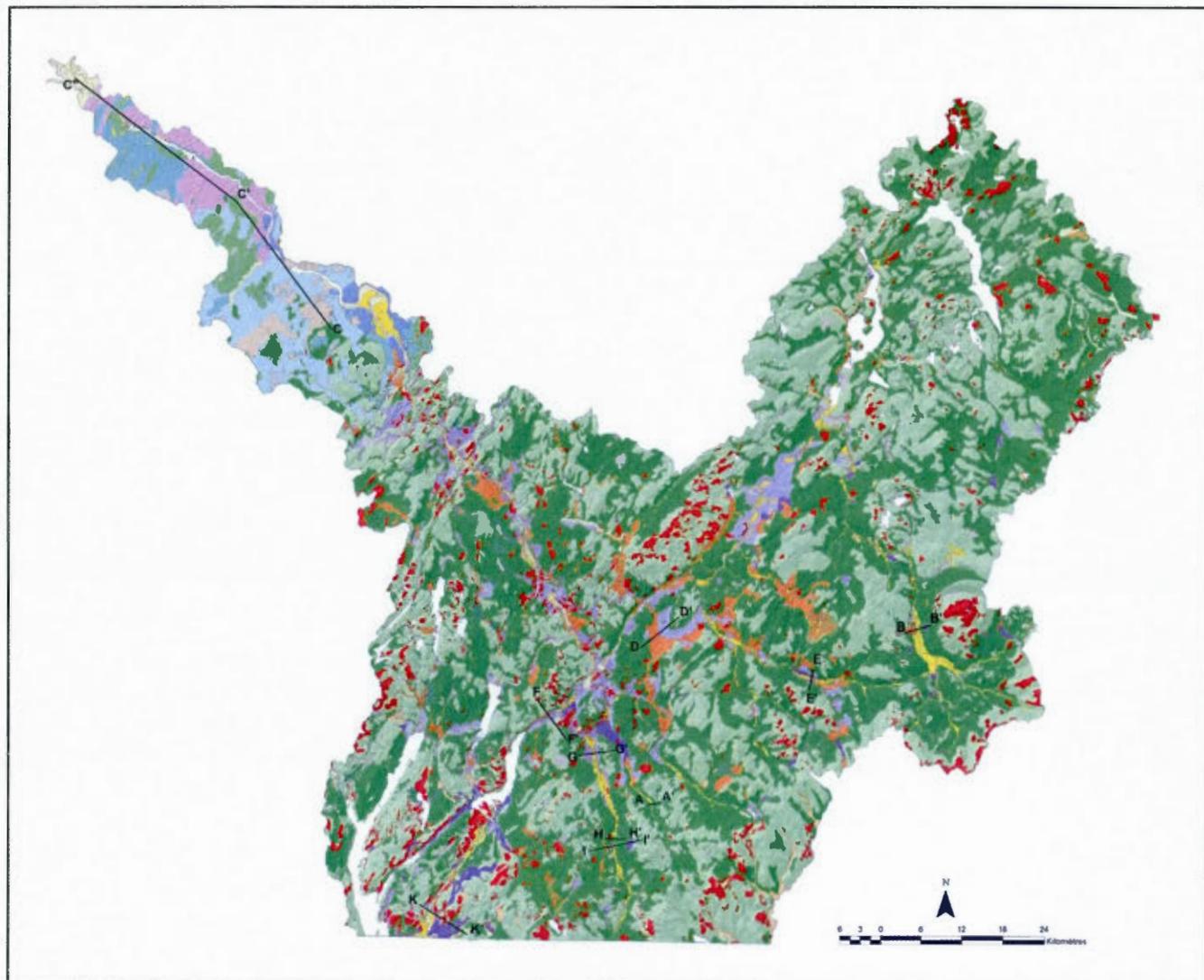


A.6.2 Till de surface associé à la Lentille de Drolet à la coupe type Gayhurst, coupe 16A (Shilts, 1981).

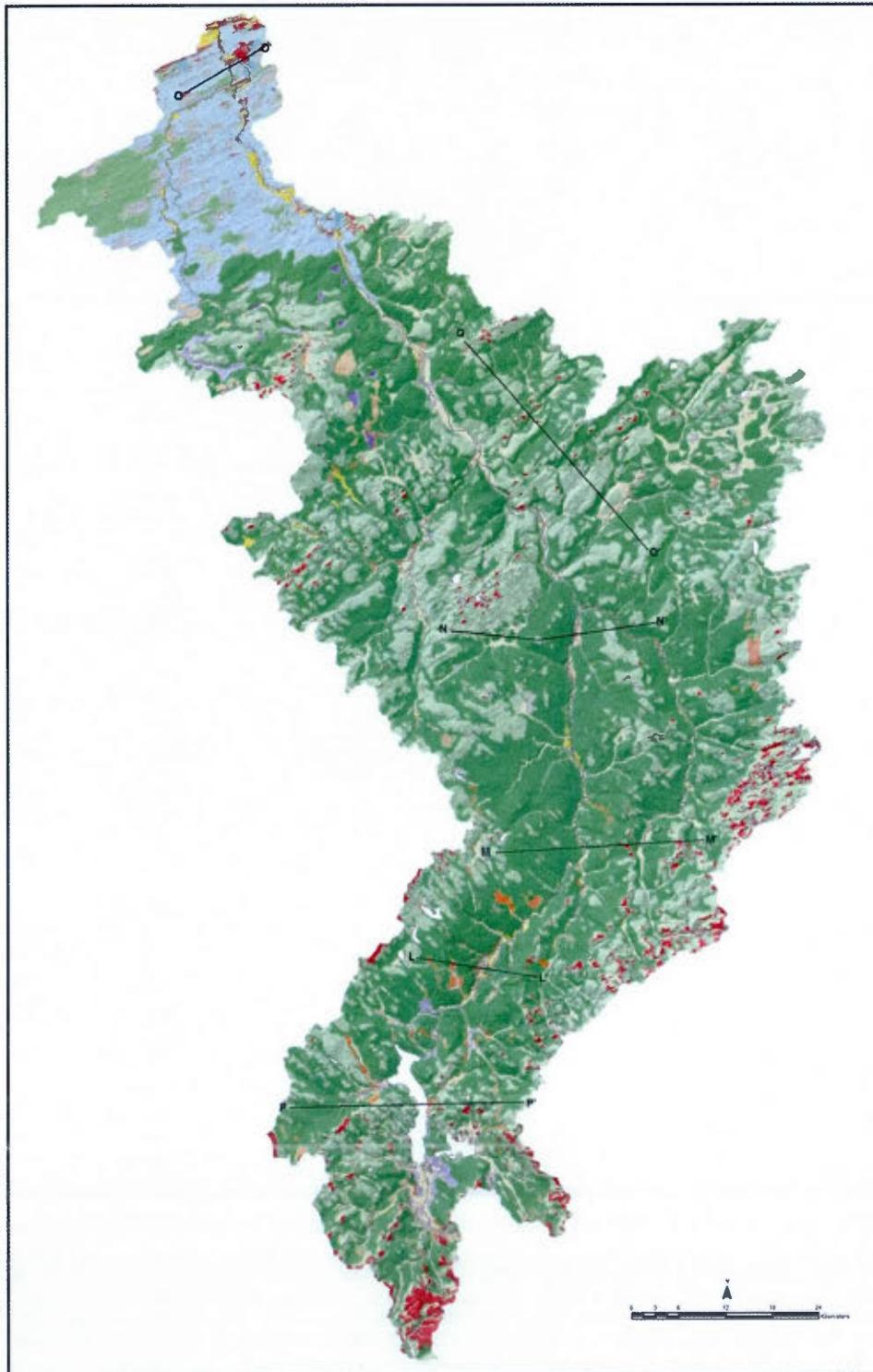
APPENDICES B

B.1 Localisation des coupes topo-géologiques utilisées dans le cadre de la modélisation 3D.

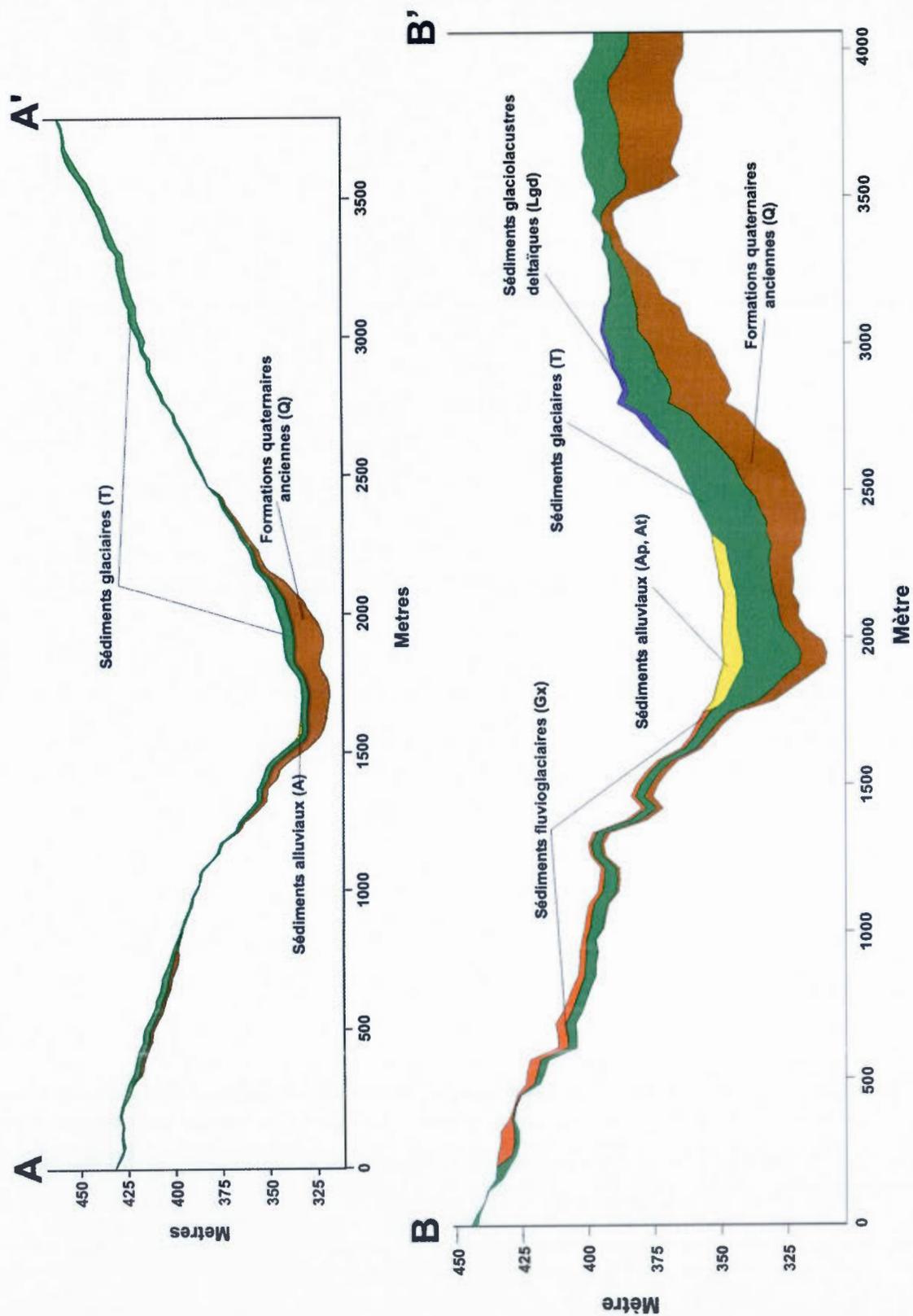
B.2 Coupes topo-géologiques



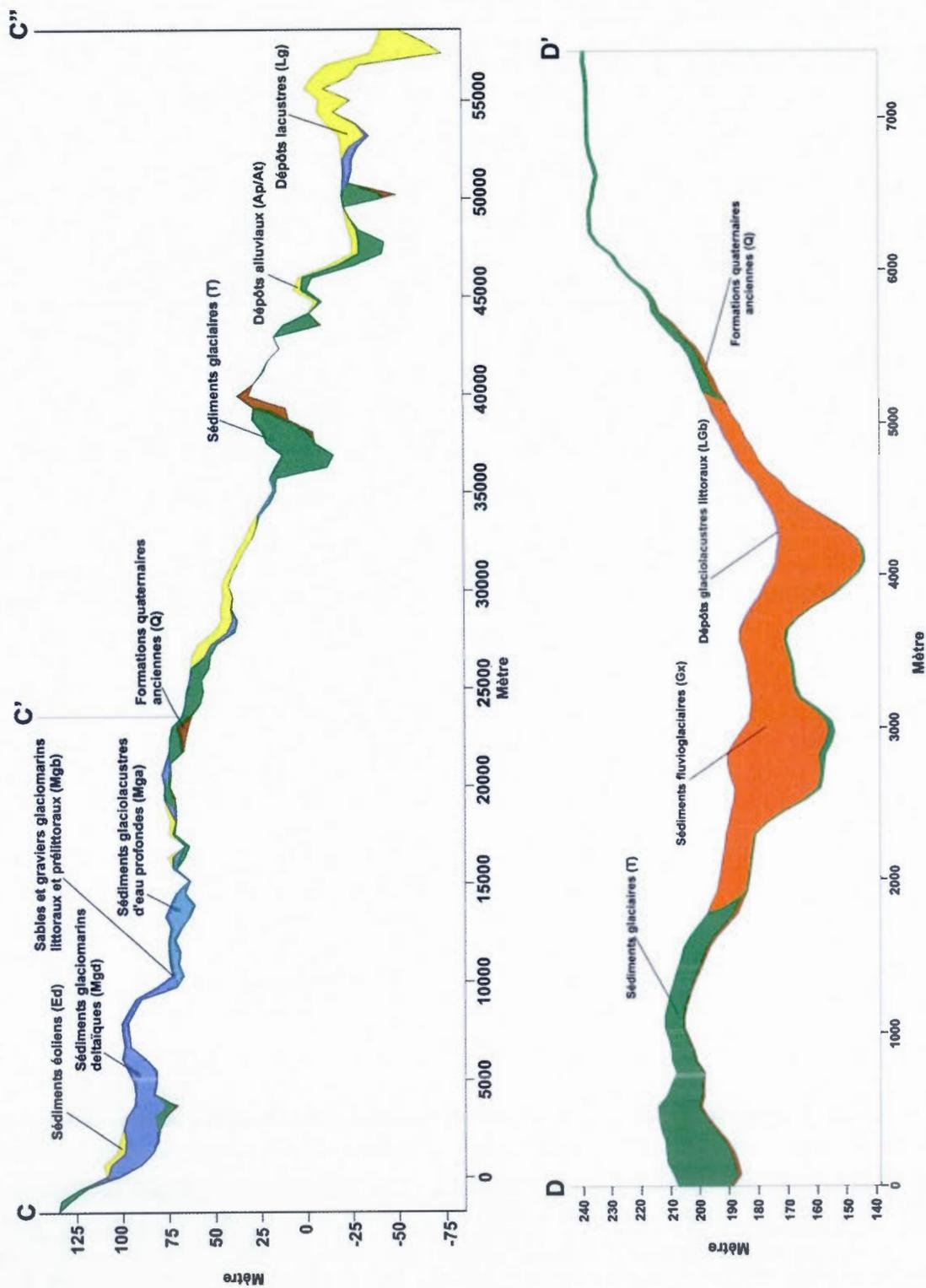
B.1.1 Localisation des coupes topo-géologiques du bassin versant de la rivière Saint-François.



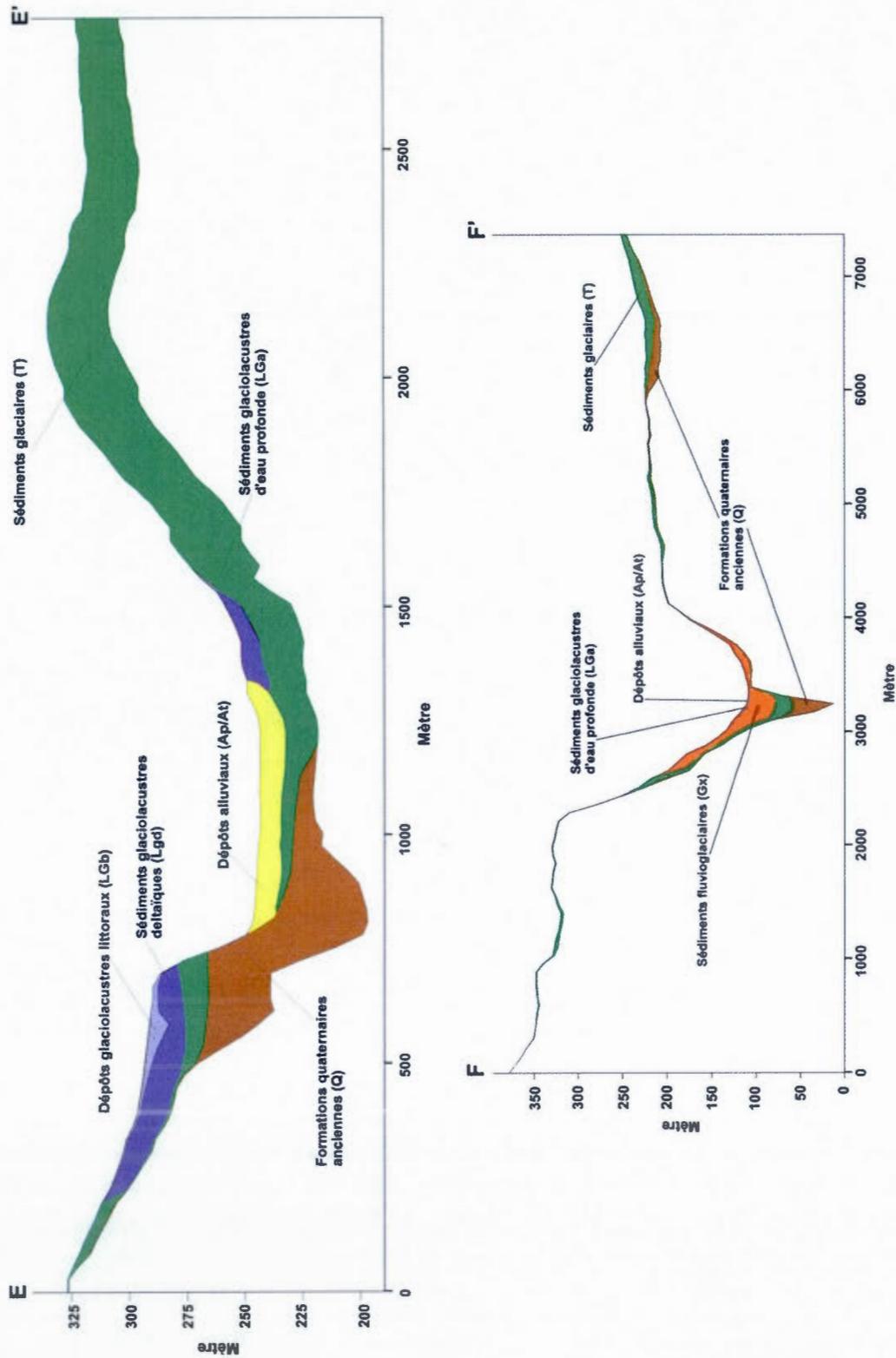
B.1.2 Localisation des coupes topo-géologiques du bassin versant de la rivière Chaudière.



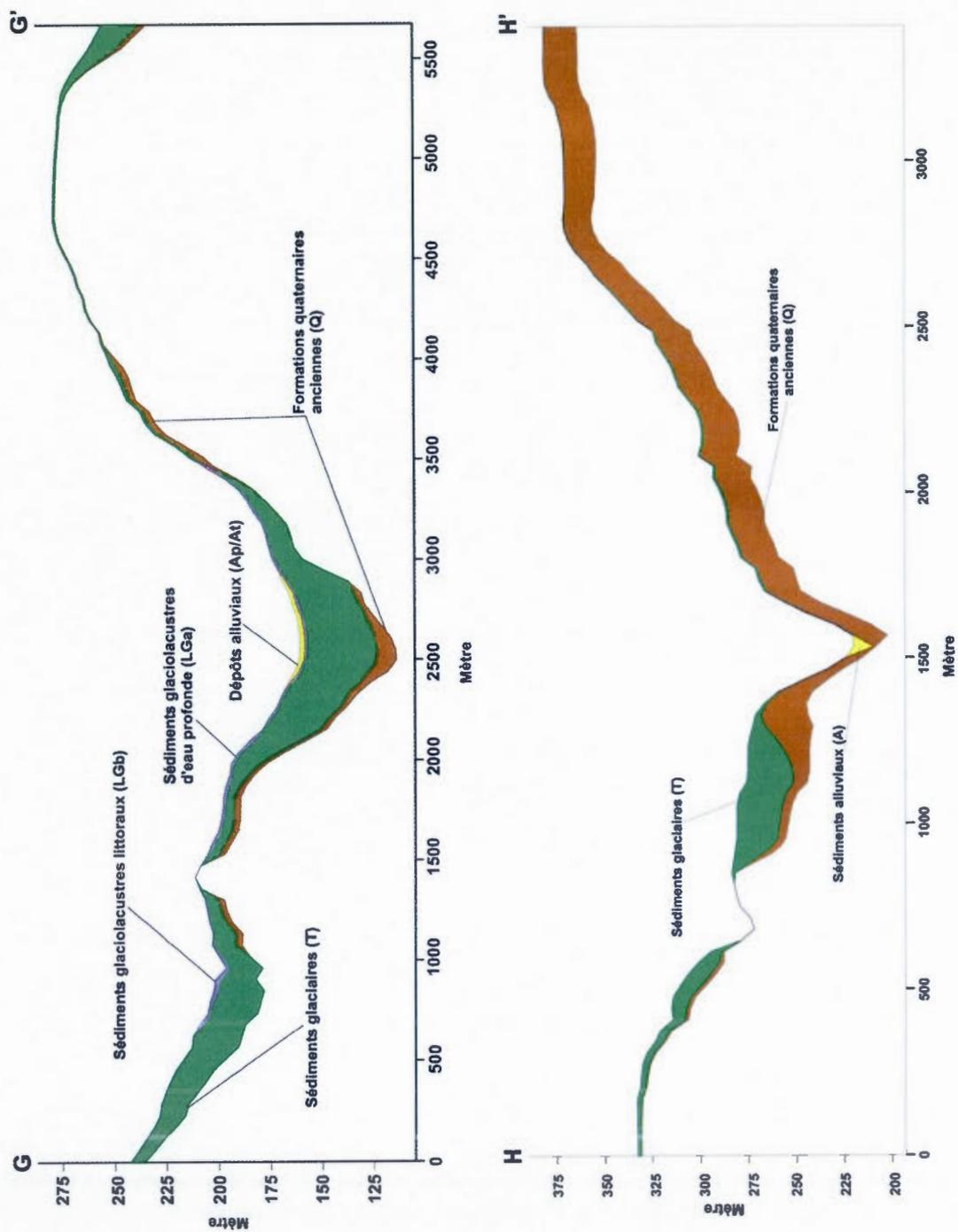
B.2.1 Coupes topo-géologiques A et B du bassin versant de la rivière Saint-François.



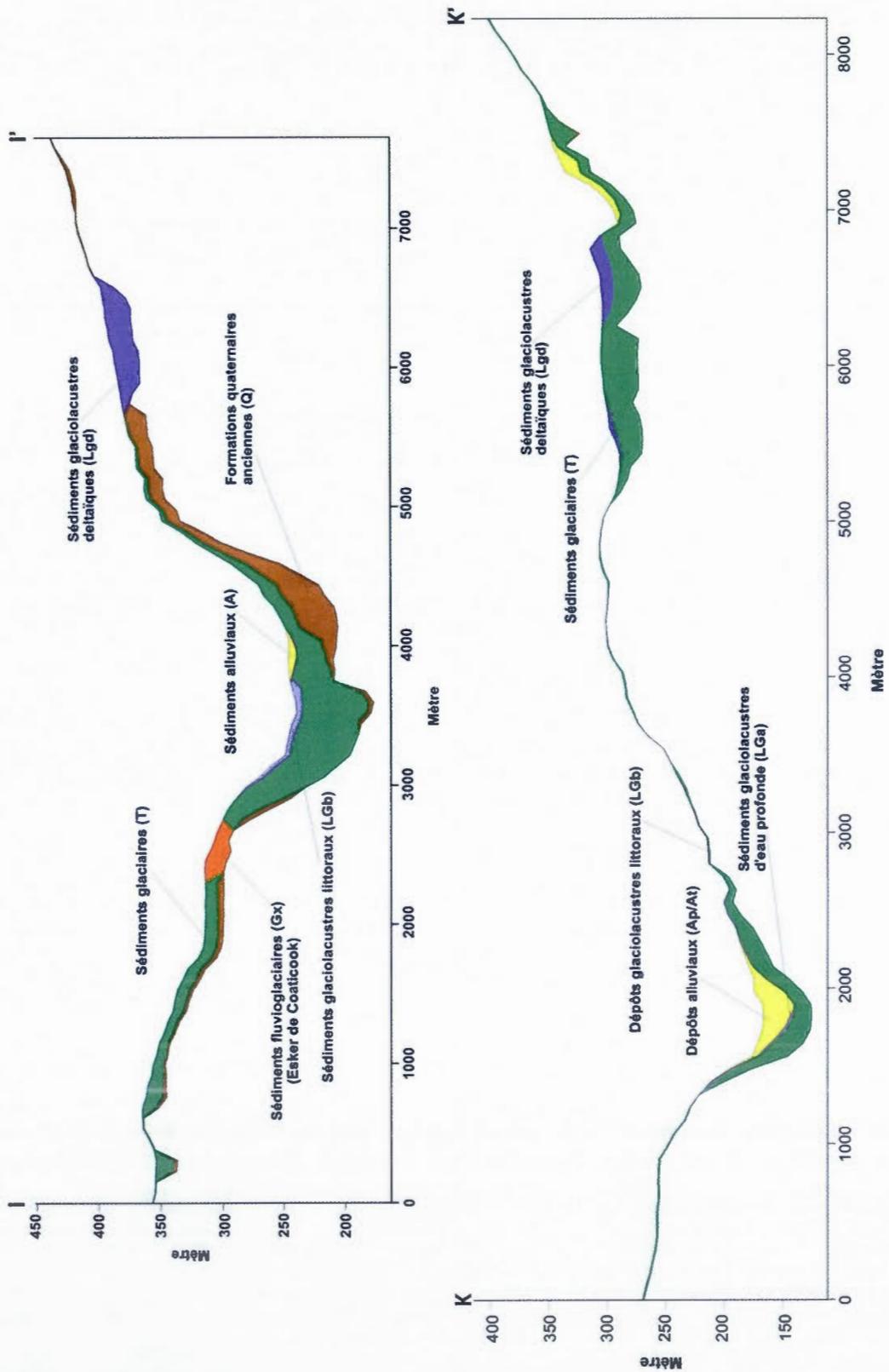
B.2.2 Coupes topo-géologiques C et D du bassin versant de la rivière Saint-François.



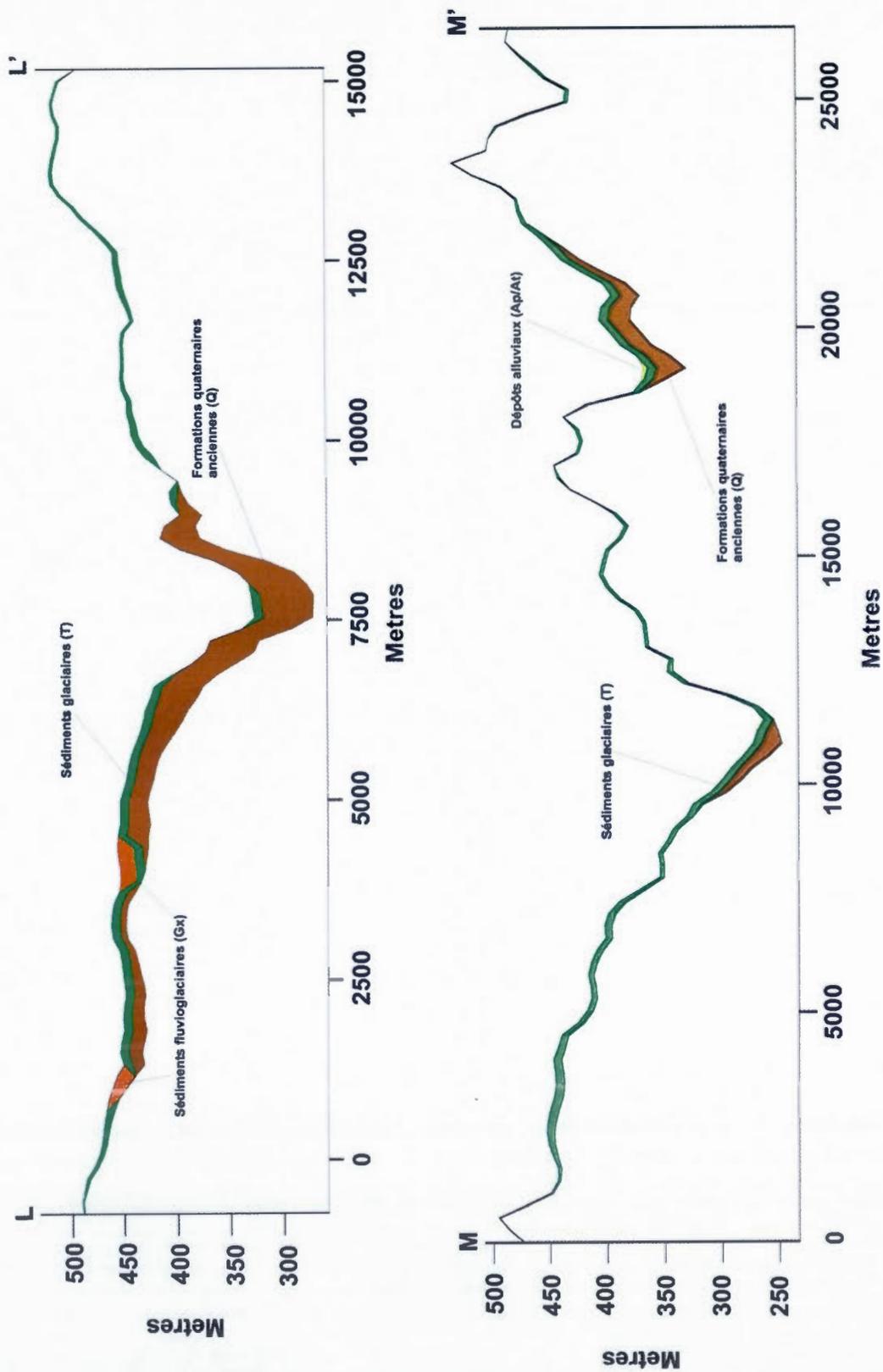
B.2.3 Coupes topo-géologiques E et F du bassin versant de la rivière Saint-François.



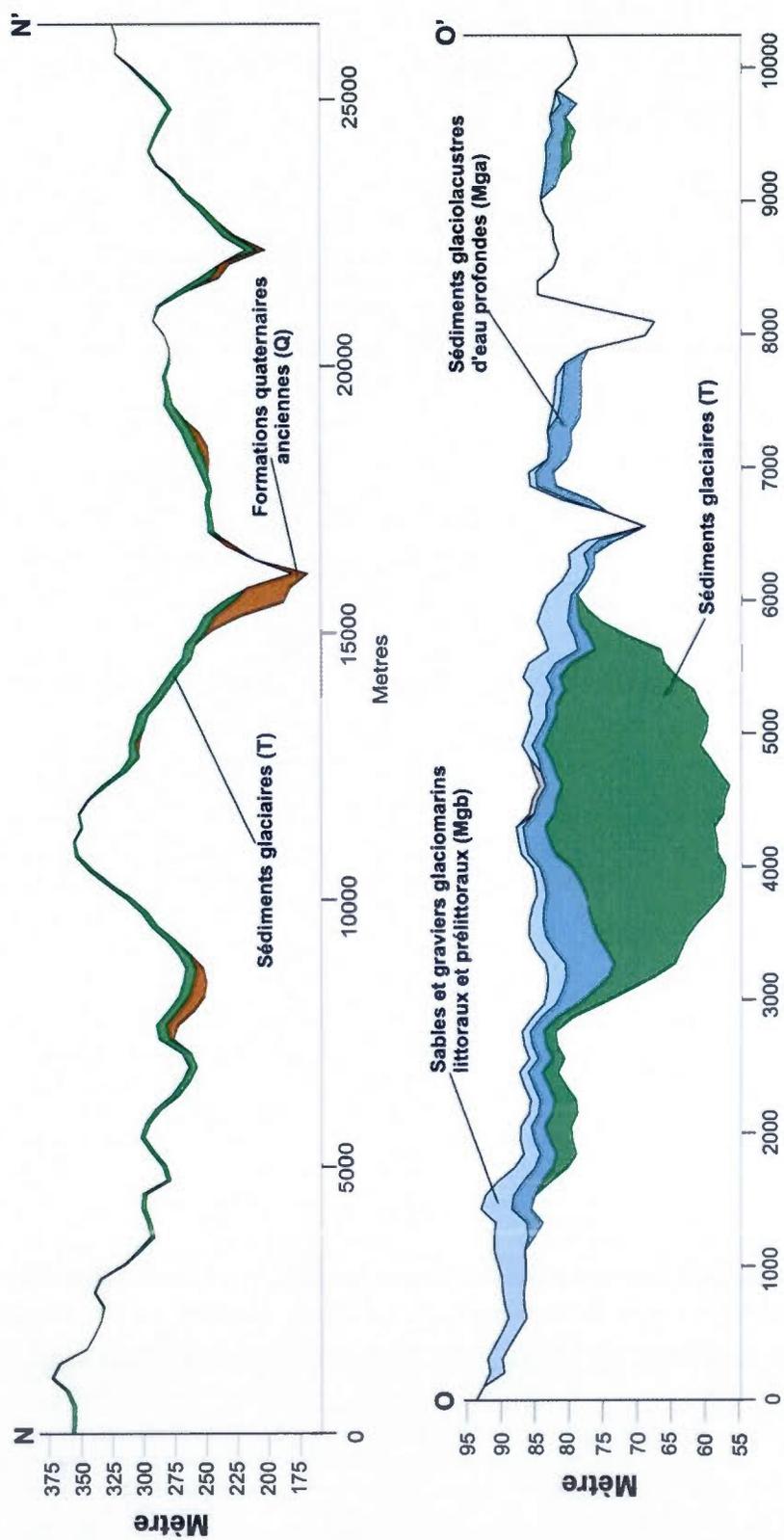
B.2.4 Coupes topo-géologiques G et H du bassin versant de la rivière Saint-François.



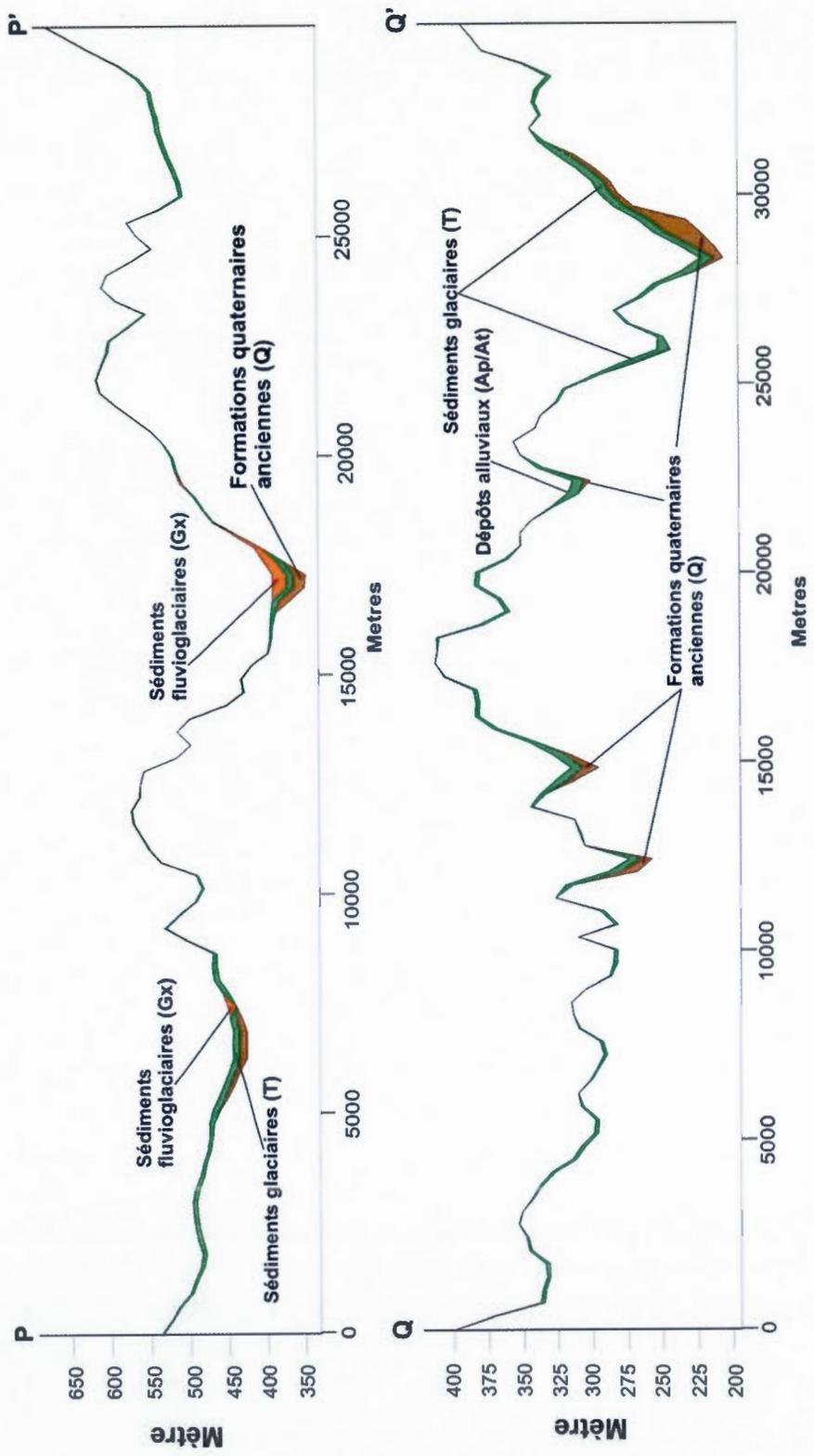
B.2.5 Coupes topo-géologiques I et K du bassin versant de la rivière Saint-François.



B.2.6 Coupes topo-géologiques L et M du bassin versant de la rivière Chaudière.



B.2.7 Coupes topo-géologiques N et O du bassin versant de la rivière Chaudière.



B.2.8 Coupes topo-géologiques P et Q du bassin versant de la rivière Chaudière.

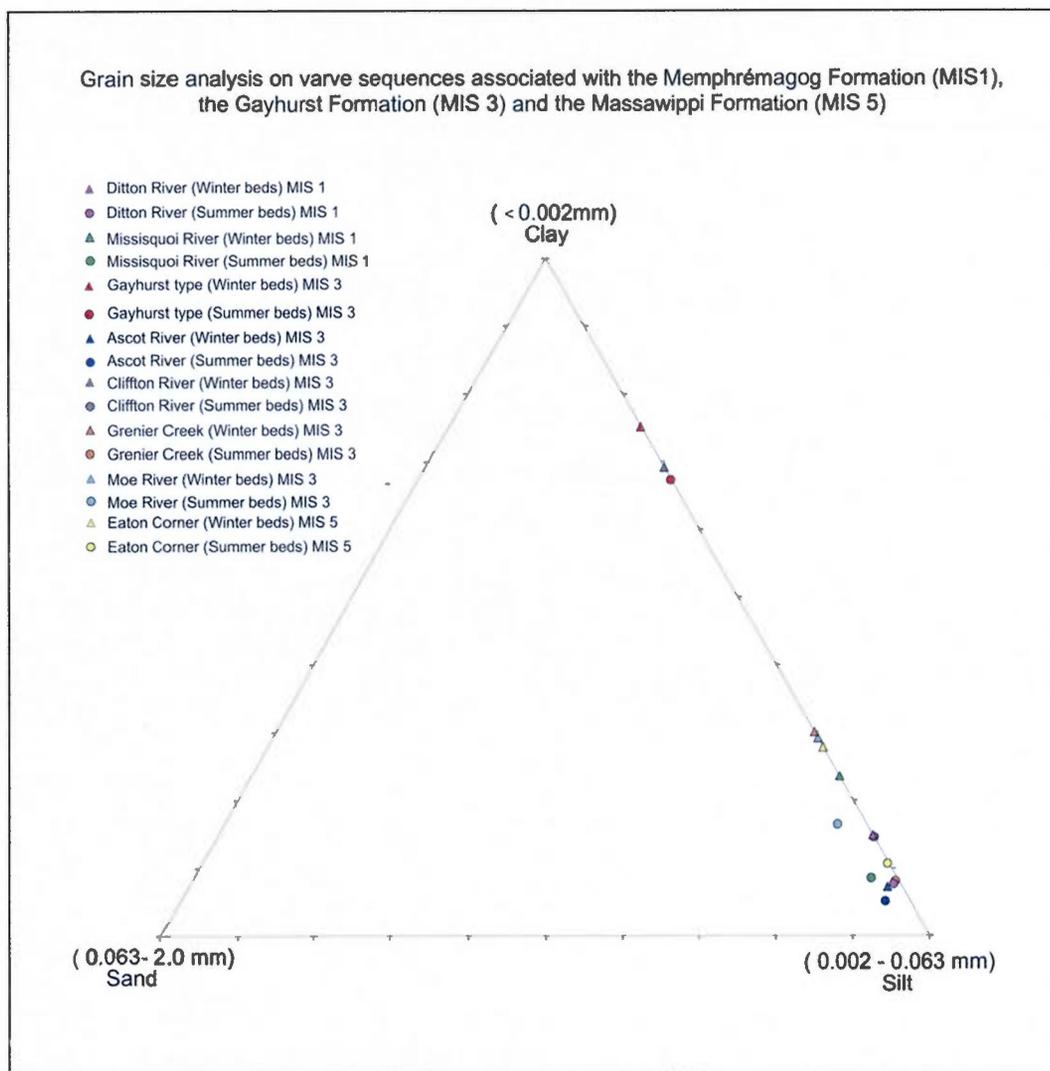
APPENDICE C

C.1 Courbes granulométriques des échantillons de varves.

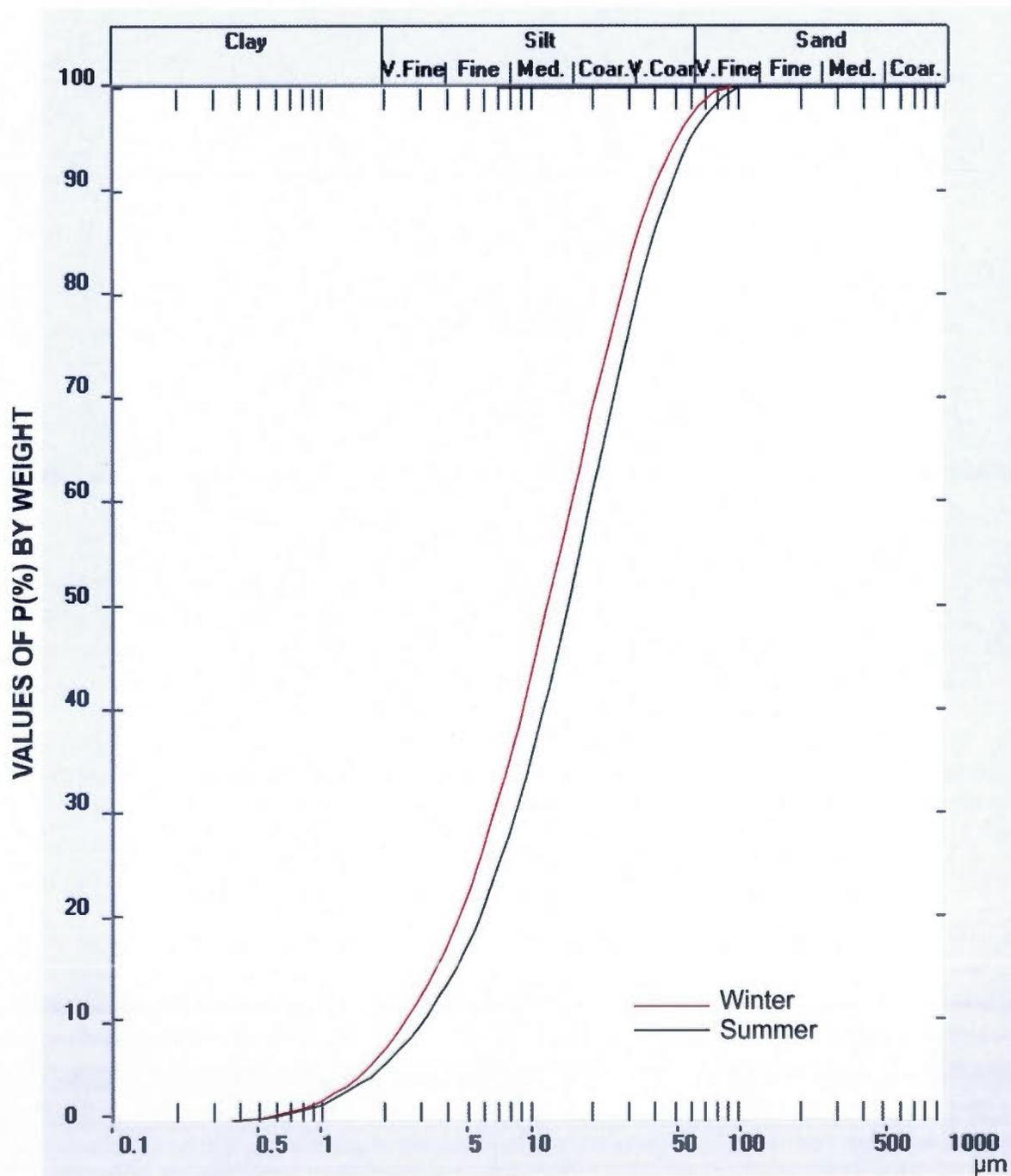
C.2 Distribution des rapports L_n/T_n des échantillons glaciolacustres.

C.3 Courbes de croissance des échantillons glaciolacustres

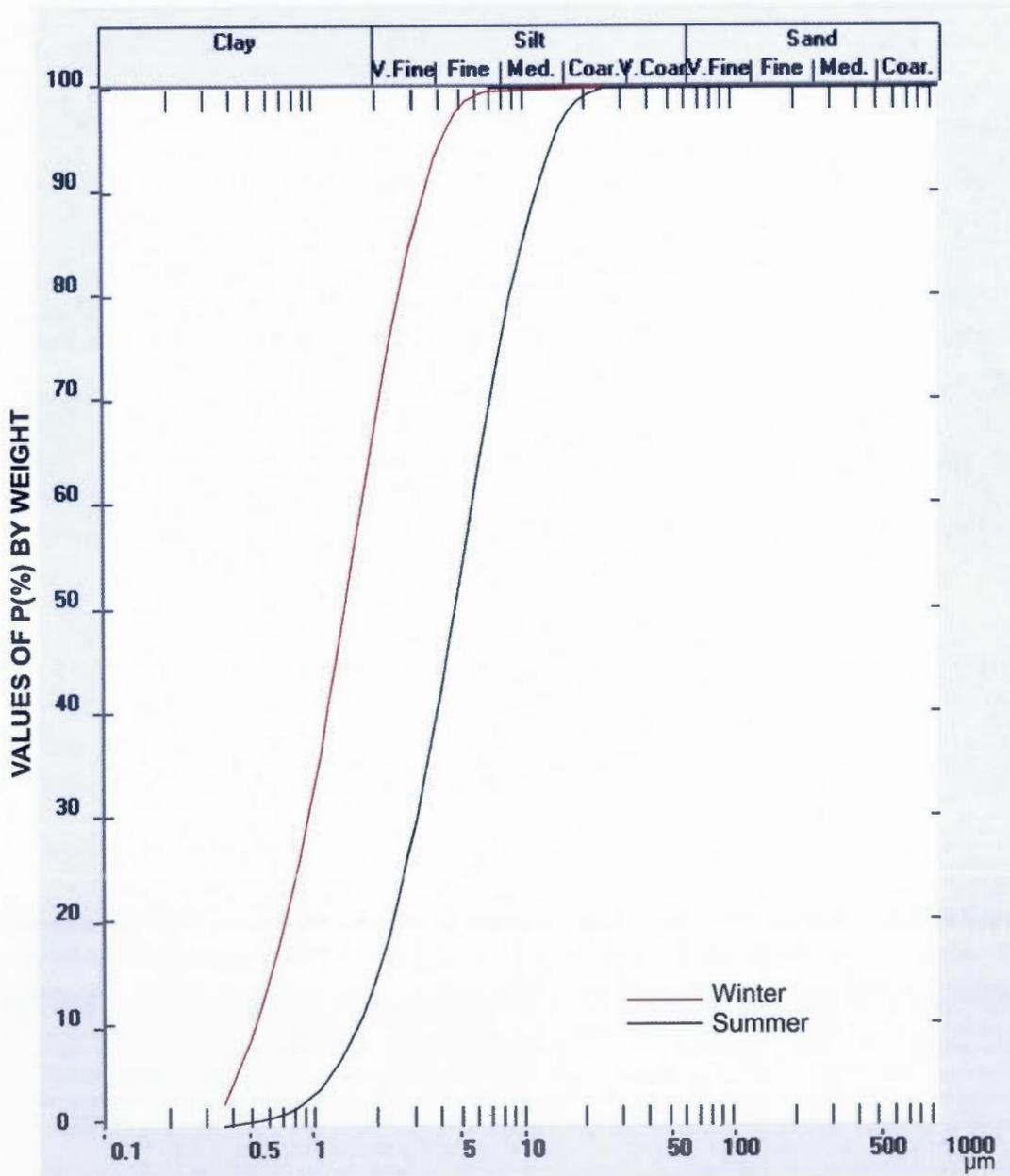
C.1 Courbes granulométriques des échantillons de varves.



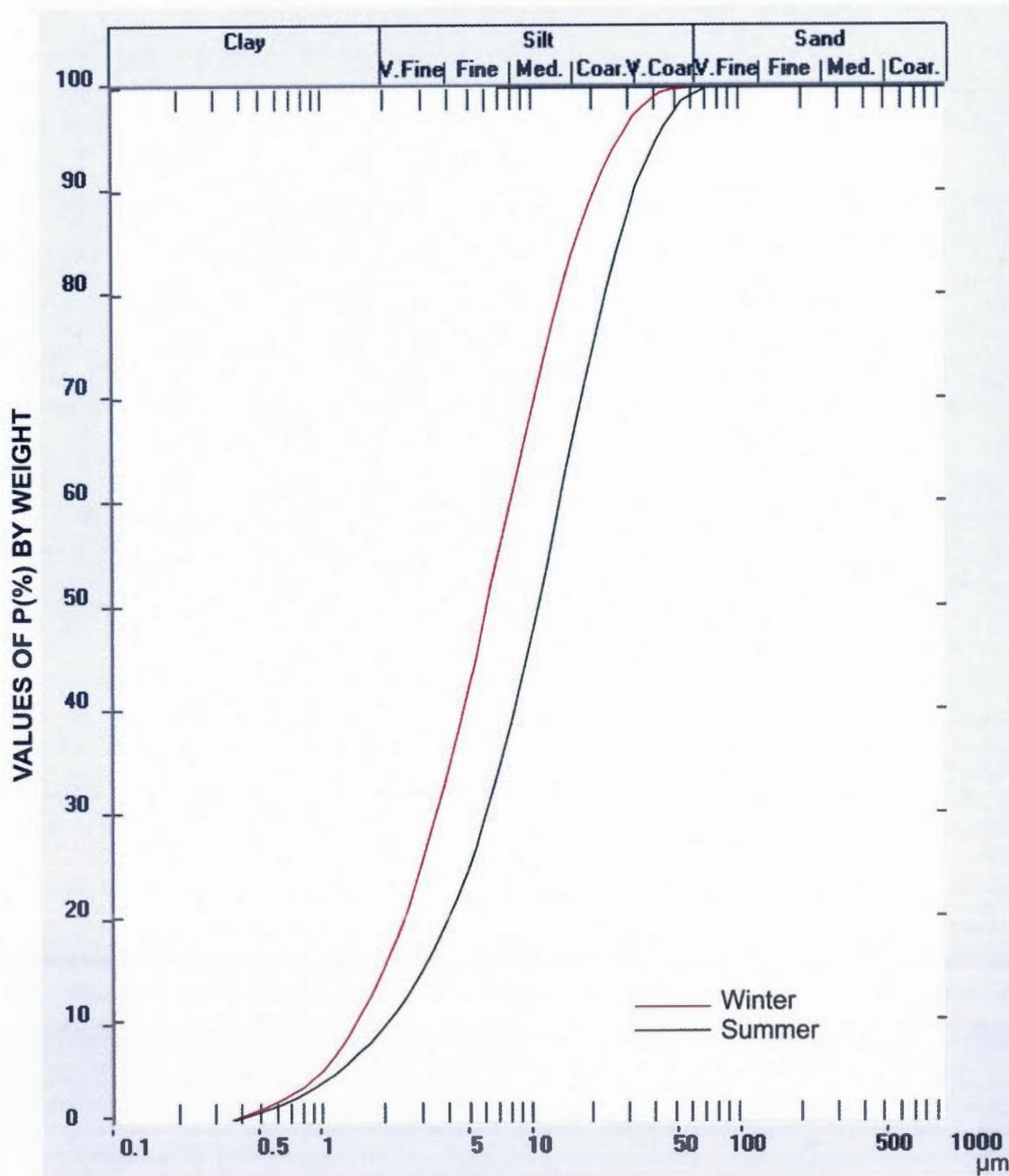
C.1.1 Analyses granulométriques sur les niveaux d'hiver et les niveau d'été sur le 8 sites d'échantillonnages.



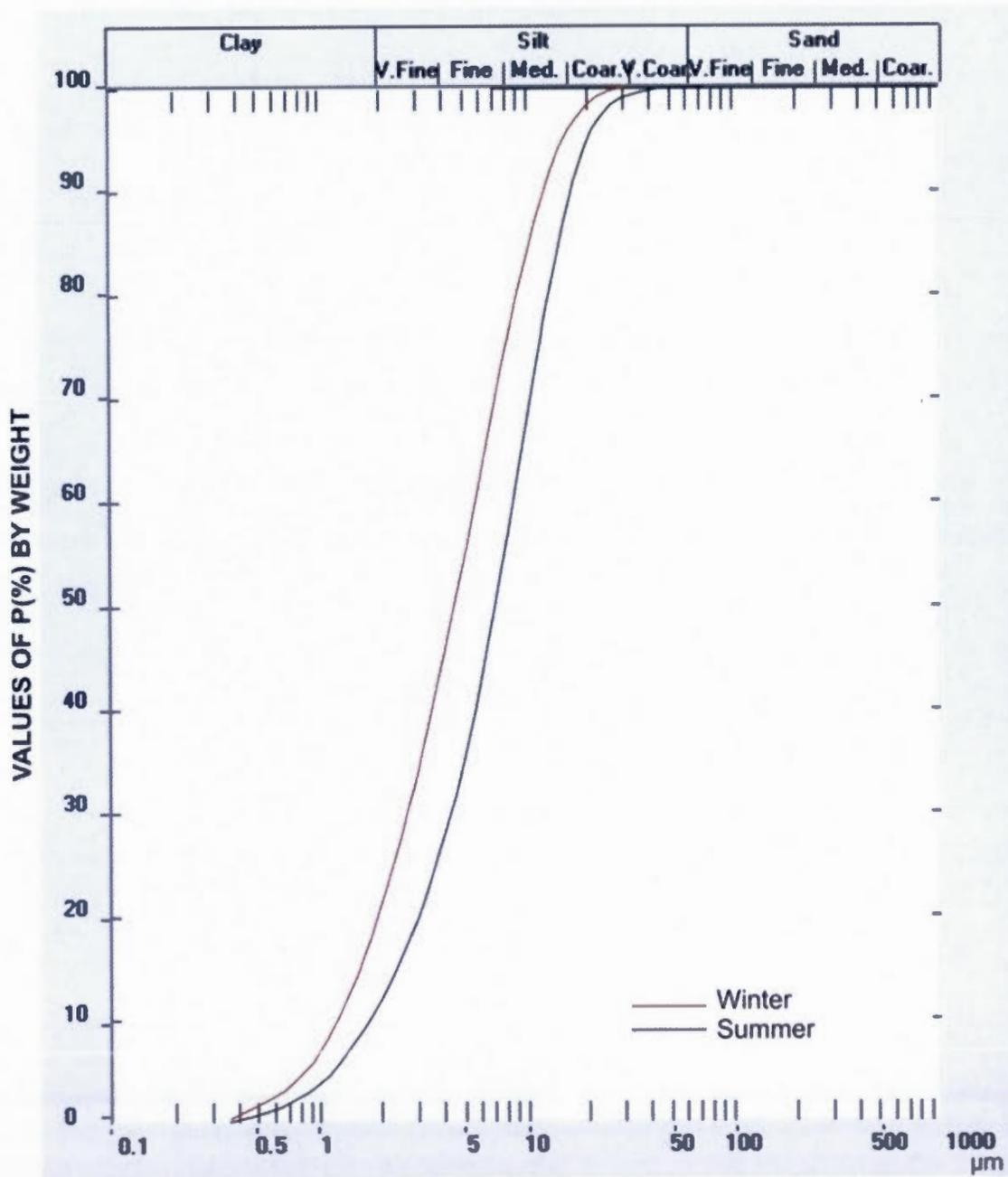
C.1.2 Grain size distribution curve for the Ascot river section.



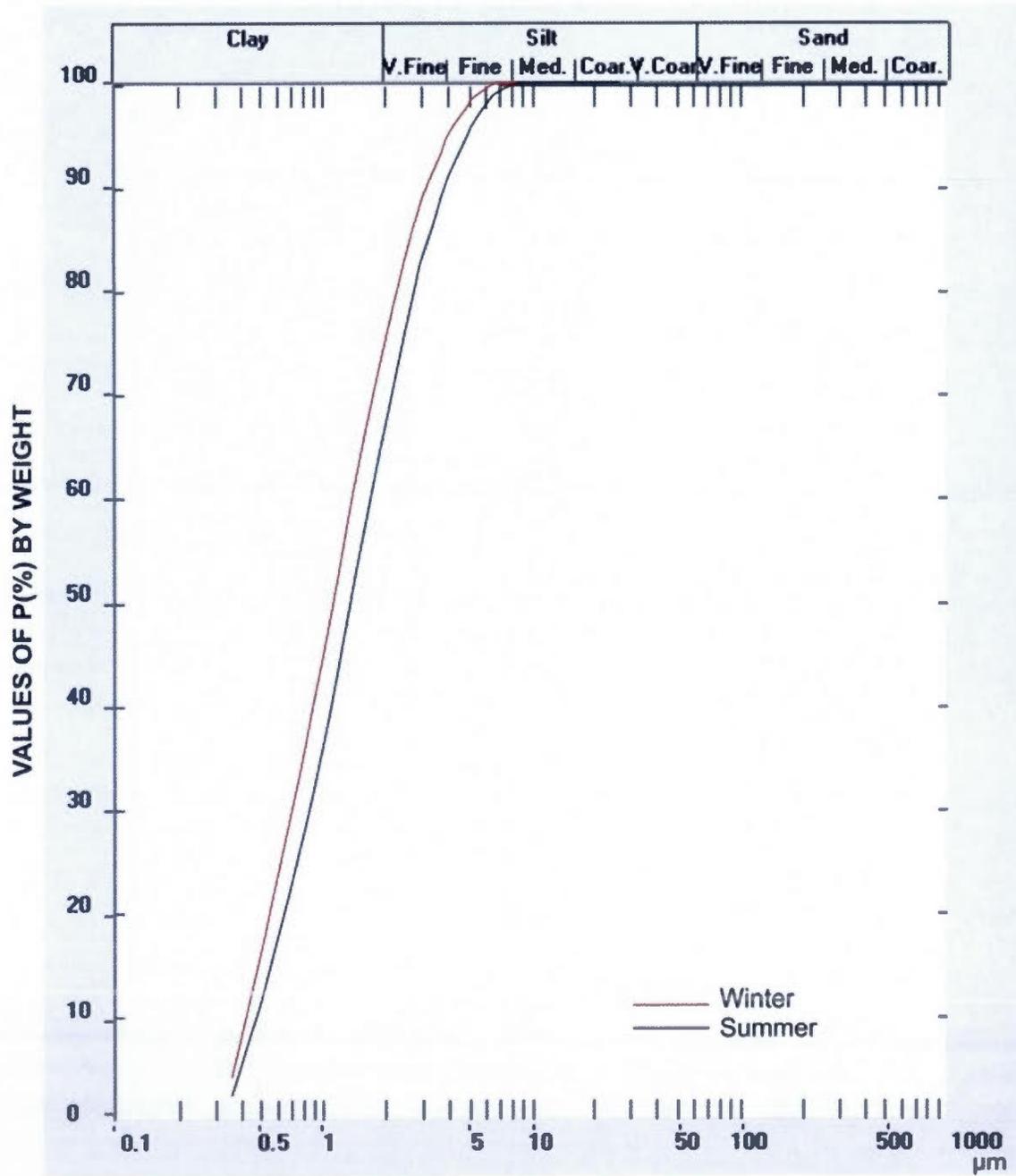
C.1.3 Grain size distribution curve for the Clifton river section.



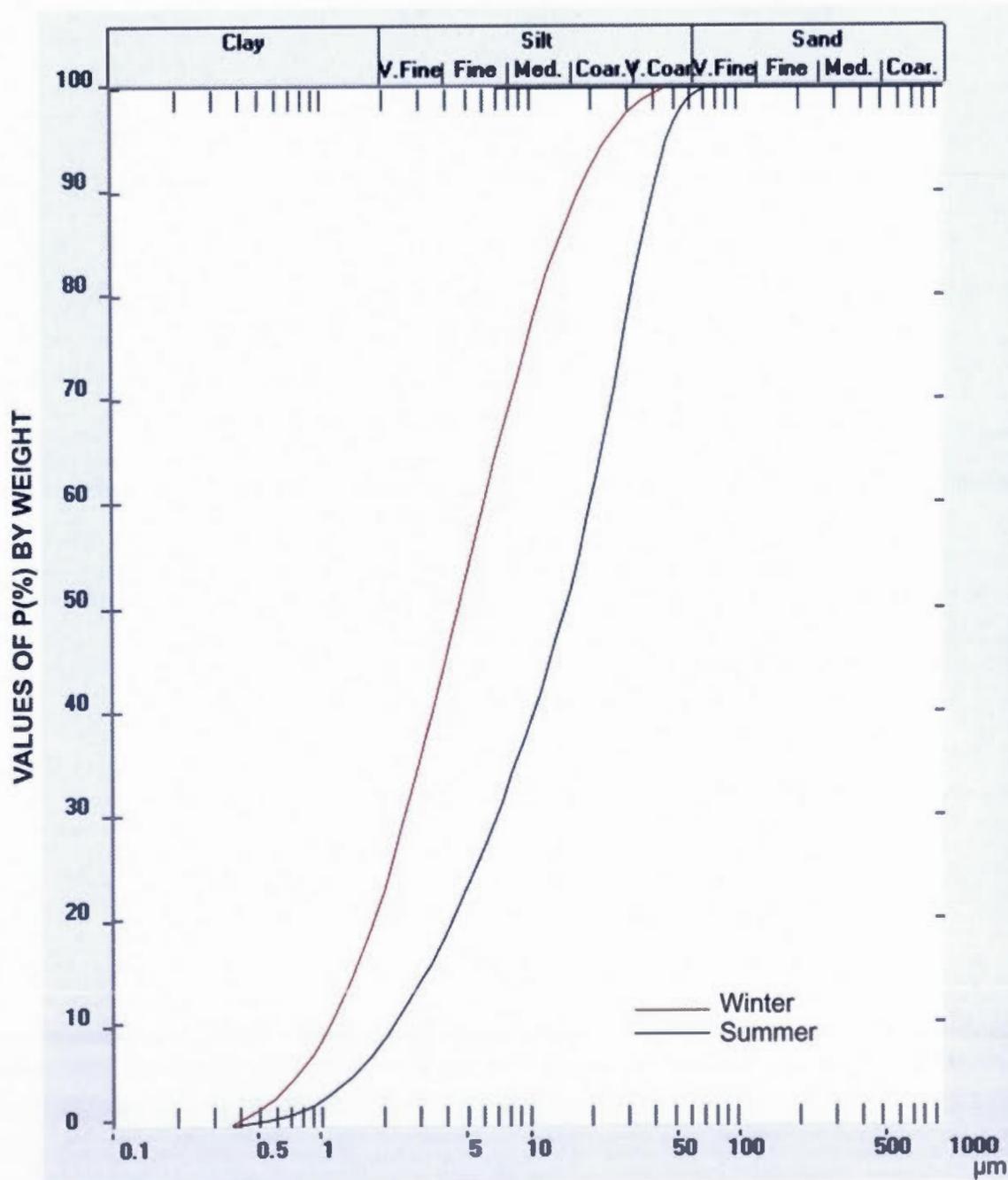
C.1.4 Grain size distribution curve for the Ditton river section.



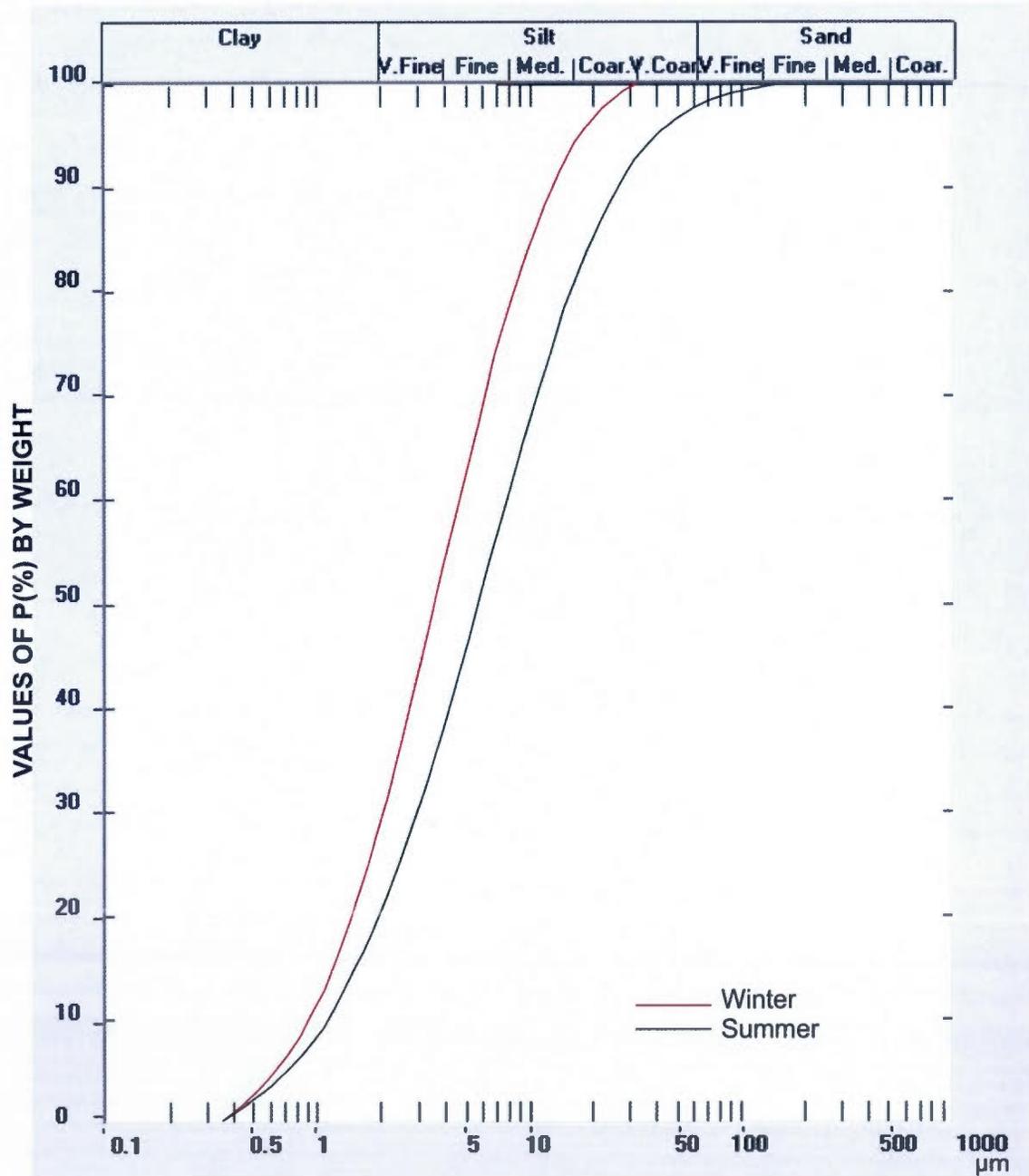
C.1.5 Grain size distribution curve for the Eaton Corner section.



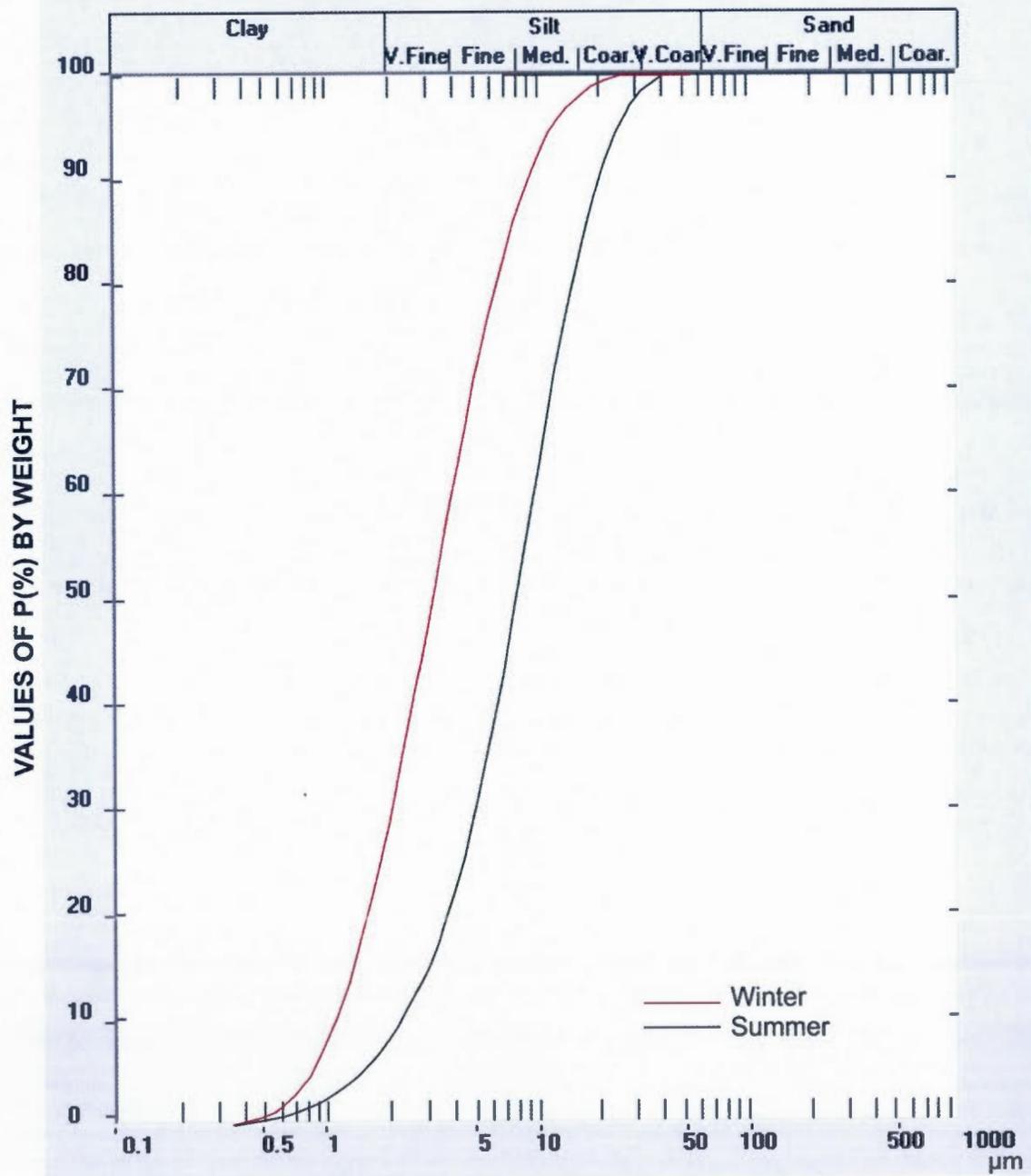
C.1.6 Grain size distribution curve for the Gayhurst river section.



C.1.7 Grain size distribution curve for the Missisquoi river section.

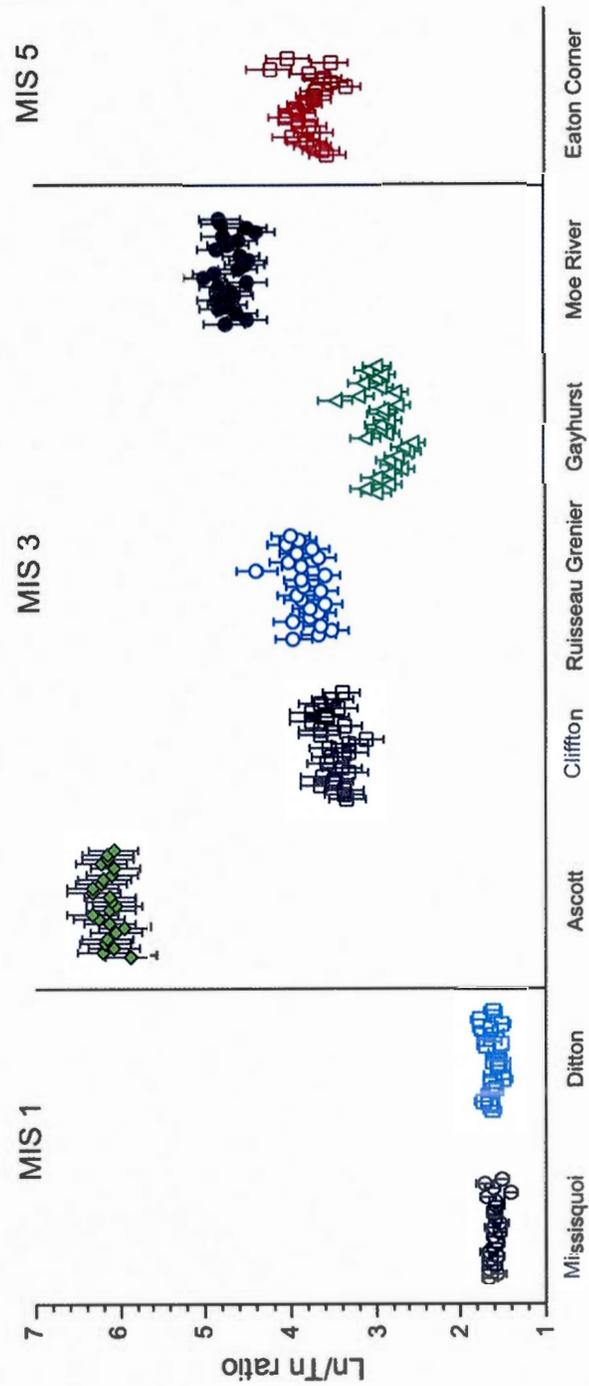


C.1.8 Grain size distribution curve for the Moe river section.

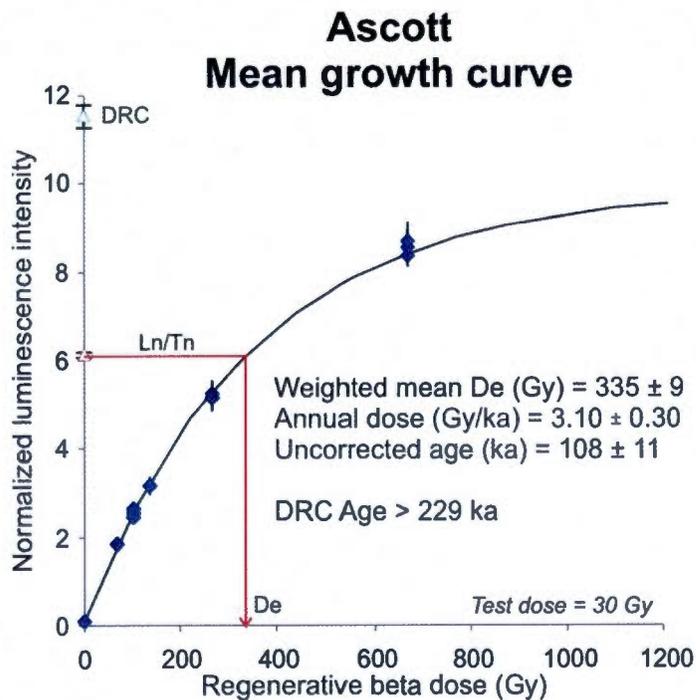


C.1.9 Grain size distribution curve for the Grenier creek section.

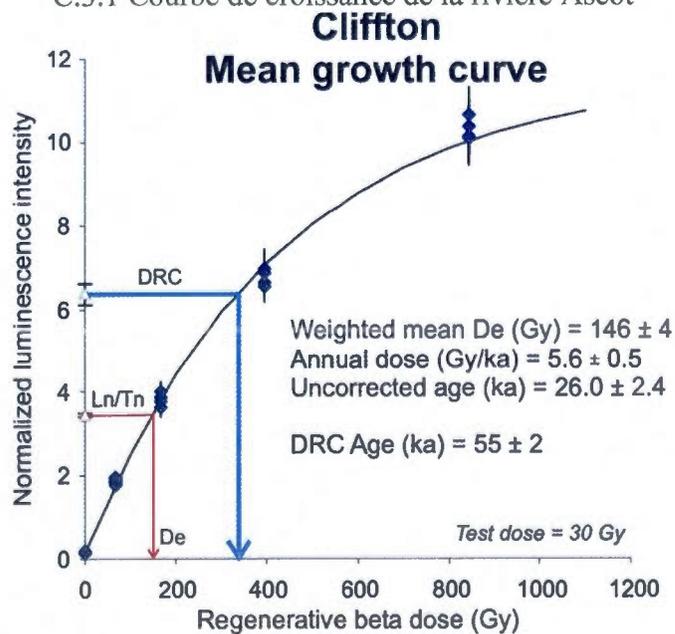
C.2 Distribution des rapports Ln/Tn des différents échantillons glaciolacustres selon leurs âges connus.



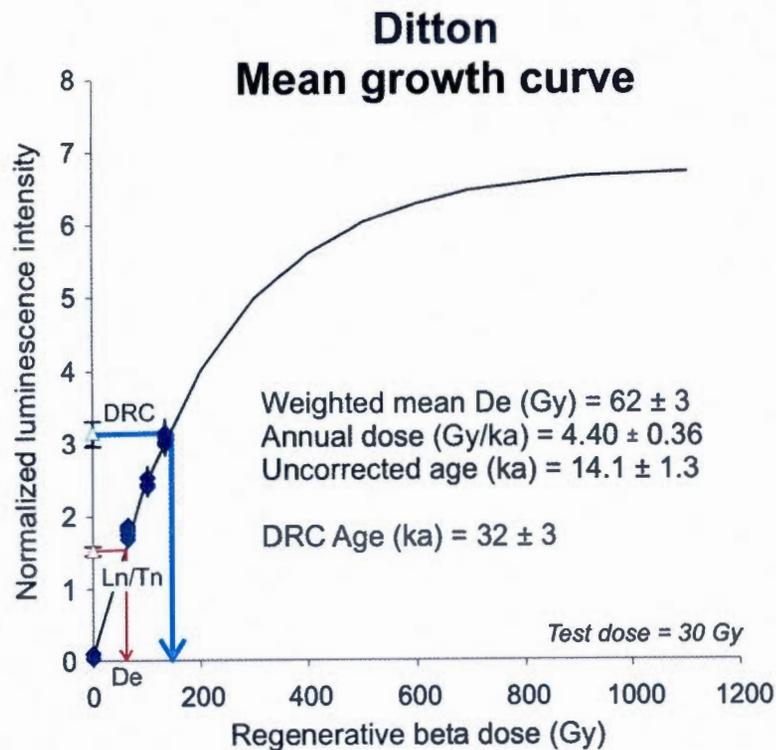
C.3 Courbes de croissance des échantillons glaciolacustres



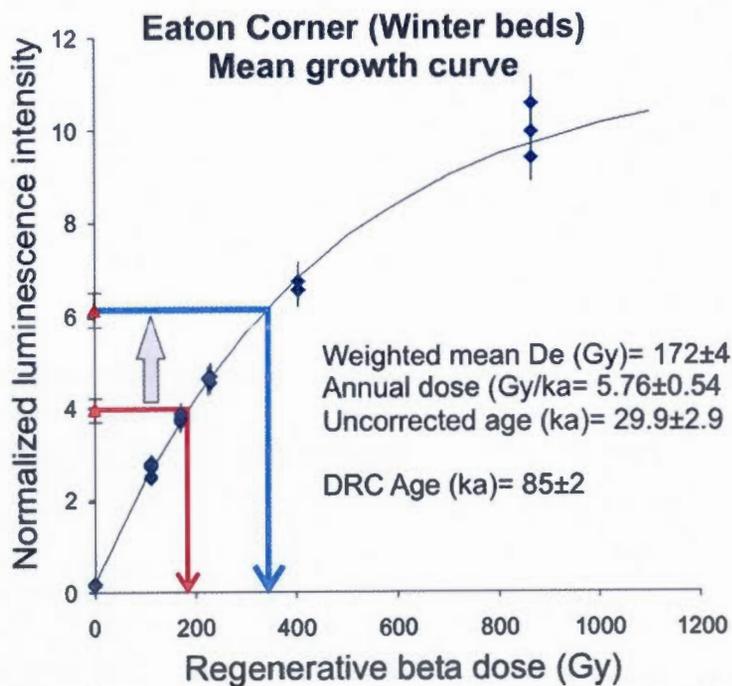
C.3.1 Courbe de croissance de la rivière Ascot



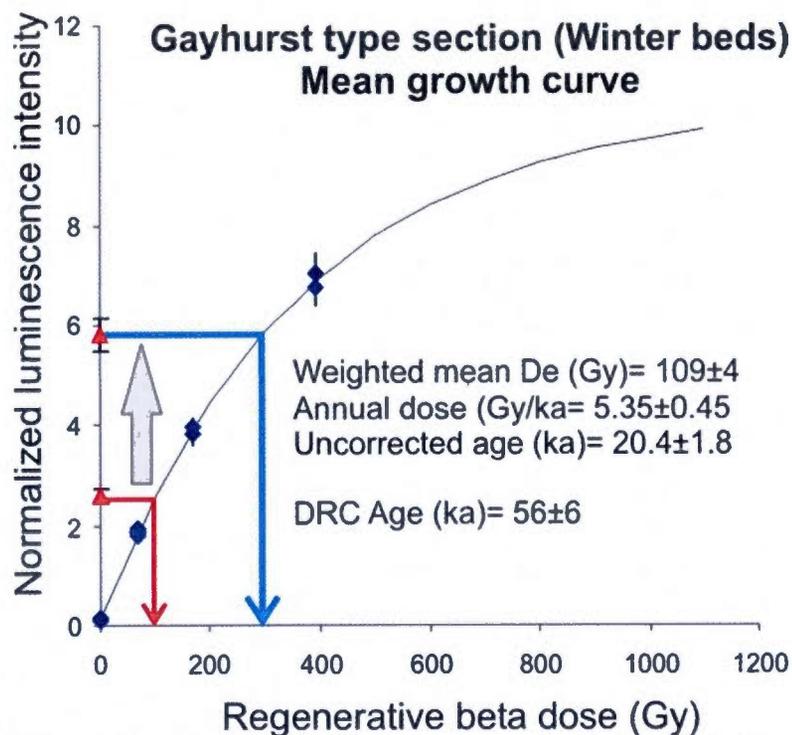
C.3.2 Courbe de croissance de la rivière Clifton



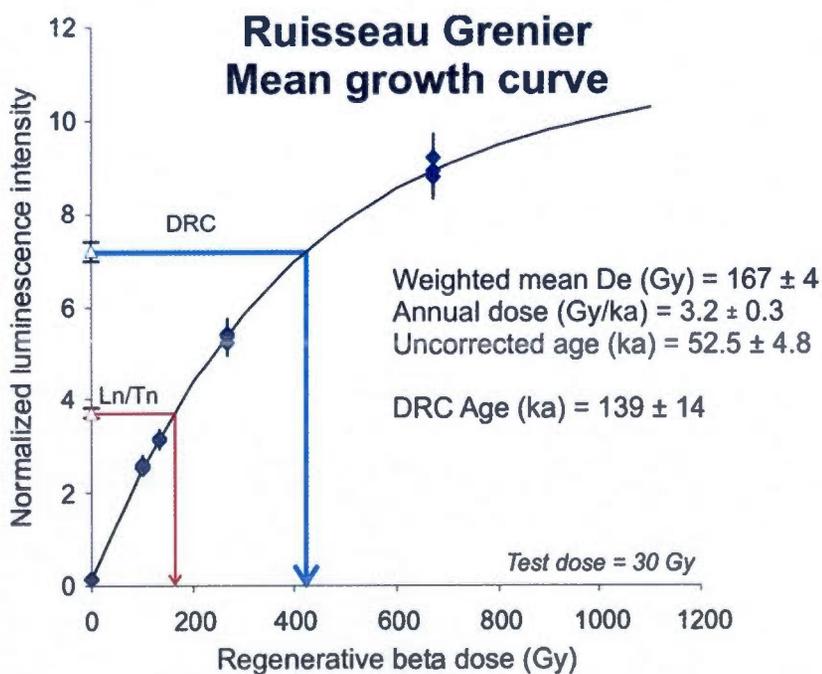
C.3.3 Courbe de croissance de la rivière Ditton



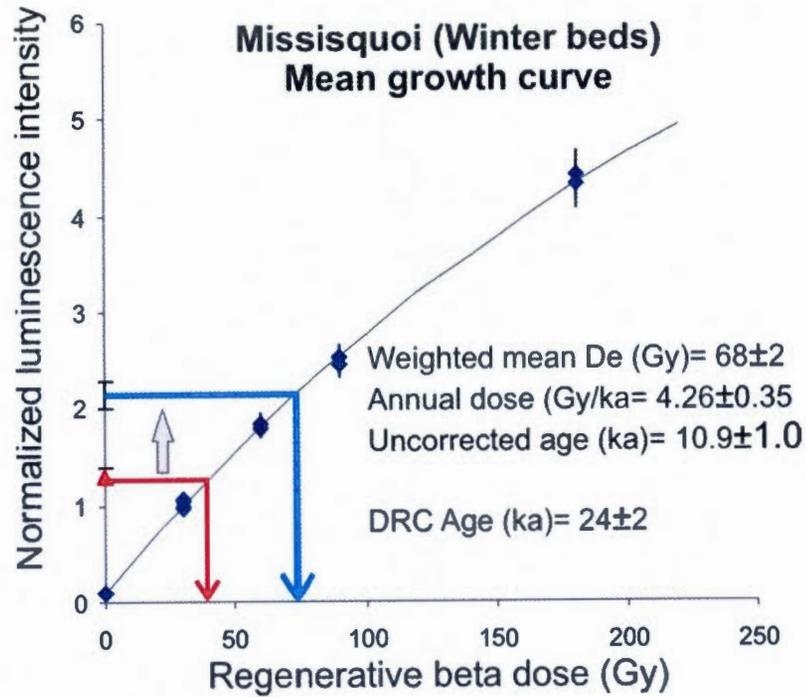
C.3.4 Courbe de croissance des varves de la coupe d'Eaton Corner



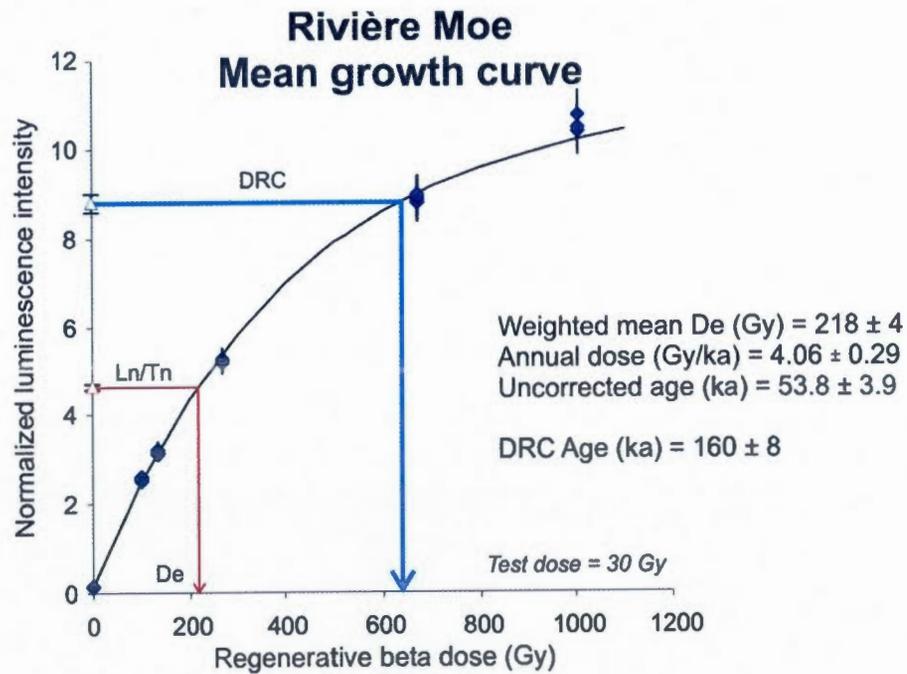
C.3.5 Courbe de croissance de la coupe type de la Formation de Gayhurst



C.3.6 Courbe de croissance du ruisseau Grenier



C.3.7 Courbe de croissance de la rivière Missisquoi



C.3.8 Courbe de croissance de la rivière Moe

APPENDICE D

D.1 DVD du modèle 3D et d'autres produits

Le Tableau D.1 présente la liste des dossiers et des fichiers du disque compact, ainsi qu'une brève description de leur contenu.

Tableau D.1: Liste des dossiers et des fichiers du disque compact (en pochette).

Dossier (3 niveaux)	Fichier	Type
Modèle_3D de la Rivière Saint- François	3d_StFrancois.pdf StFrancois_3D.cvs	PDF 3D CVS
Modèle_3D de la Rivière Chaudière	3d_Chaudiere.pdf Chaudiere_3D.cvs	PDF 3D Format : .cvs
Carte des dépôts de surface de la rivière Saint-François	Chaudiere_Quatenaire	Format Tiff (.tif)
Carte des dépôts de surface de la rivière Chaudière	St_Francois_Quatenaire	Format Tiff (.tif)

RÉFÉRENCES

- Aitken, M.J. 1998. An introduction to optical dating. Oxford University Press, Oxford, UK.
- Andrews, J.T., W. Shilts, and G.H. Miller, 1983. Multiple deglaciations of the Hudson Bay Lowlands, Canada, since deposition of the Missinaibi (Last-interglacial?) formation. *Quaternary Research*, v. 19, p. 18-37.
- Ashley, G.M., 1975. Rhythmic sedimentation in Glacial Lake Hitchcock, Massachusetts–Connecticut. In: Jopling, A.V., McDonald, B.C. (Eds.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. SEPM Special Publication No. 23, pp. 304–320.
- Auclair, M., Lamothe, M., Huot, S., 2003. Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiation Measurements* 37, 487–492.
- Balescu, S., Lamothe, M., Auclair, M. et Shilts, W.W. 2001. IRSL dating of Middle Pleistocene interglacial sediments from southern Québec (Canada) using multiple and single grain aliquots. *Quaternary Science Reviews*, vol. 20, December 2001, p. 821-824.
- Banerjee, I. et McDonald, B.C. 1975. Nature of esker sedimentation. Dans Jopling, A.V. et McDonald B.C. (Éd.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. SEPM Special Publication 23, p.132-154.
- Barnett, P.J., 1992. Quaternary Geology of Ontario, In *Geology of Ontario*, Ontario Geological Survey, Special Volume 4, part 2, p.1011-1090.
- Barré, M., Lamothe, M. and Backwell, L. (accepted). A comparative study of two luminescence dosimeters from a Middle Stone Age site in South Africa. *Quaternary Geochronology*– LED2011 special issue.

- Beaudry, P. 1987. Rapport technique des travaux d'exploration, Automne 1986 et Hiver 1987, Propriété du syndicat Mon Tour, Cantons de l'Est, Québec. Tertiary Consultants Inc., GM-45293, 65 p.
- Berg, R.C., Bleuer, B.E., Jones K.A., Kincare R.R., Stone B.D., 2000. Mapping the glacial geology of the Central Great Lakes region in three dimensions, A model for State-Federal Cooperation. US Geological Survey, Open-File Report 99-349.
- Berg, R.C., Mathers, S.J., Kessler, H., Keefer, D.A., 2011. Synopsis of Current Three-dimensional Geological Mapping and Modeling in Geological Survey Organizations, Illinois State Geological Survey and British Geological Survey, Circular 578, 92 p.
- Berger, G. W. 1985: Thermoluminescence dating applied to a thin winter varve of the glacial South Thompson silt, south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 22, 1736–1739.
- Berger, G. W., Clague, J. J. & Huntley, D. J. 1987: Thermoluminescence dating applied to glaciolacustrine sediments from central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 24, 425–434.
- Berger, G. W. & Easterbrook, D. J. 1993: Thermoluminescence dating tests for lacustrine, glaciomarine and floodplain sediments from western Washington and British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 30, 1815–1828.
- Berger, G. W. & Doran, P. T. 2001: Luminescence-dating zeroing tests in Lake Hoare, Taylor Valley, Antarctica. *Journal of Paleolimnology* 25, 519–529.
- Berti, A., 1971. Palynology and stratigraphy of the Mid-Wisconsin in the eastern Great Lakes Region, North America, unpublished Ph.D. thesis, University of Western Ontario, London, Ontario.
- Berti, A., 1975. Paleobotany of Wisconsin interstadials, Eastern Great Lakes Region, north America *Quaternary Research*, Vol. 5, pp. 591-619.
- Blais, A., 1989. Lennoxville glaciation of the middle Chaudiere and Etchemin valleys, Beauce region, Québec, MSc. Memoir, Carleton university, Ontario, Canada, 124 p.

Blais, A., Shilts, W. W., 1992a. Surficial geology of the St-Joseph and beauceville areas, Québec. Commission géologique du Canada, Dossier public 2537; 2 cartes, 21L/07; 21L/02, échelle 1: 50 000, Dossier public 2537; 2 cartes.

Blais, A, Shilts, W. W., 1992b. Surficial geology of the Ste-Justine and St-Zacharie areas, Québec. Commission géologique du Canada, Dossier public 2536; 2 cartes, 21L/08; 21L/01SW; 21L/01NW, échelle 1: 50 000, Dossier public 2536; 2 cartes.

Boissonnault, P. 1983. Géomorphologie et lithostratigraphie quaternaire à l'est du lac Memphrémagog. Mémoire de Maîtrise, Université de Sherbrooke, Département de Géographie, 151 p.

Boisvert, É., Michaud, Y., 1998. Gestion des données de forage à l'aide d'une approche topologique : application au projet de cartographie hydrogéologique du piémont laurentien, Québec. (Managing borehole data using a topologic approach) In : Current Research 1998-E, Geological Survey of Canada, pp 117-124.

Bolduc, A.M., 2003. Géologie des formations superficielles, Charny, Québec. Commission géologique du Canada, Dossier public 1776, échelle, 1: 50 000.

Bolduc, A.M., S.J. Paradis, M.-N. Riverin, T. Lefebvre, and Y. Michaud, 2005. A 3D esker geomodel for groundwater research: The case of the Saint-Mathieu-Berry esker, Abitibi, Québec, Canada, in H. Russell, R.C. Berg, and L.H. Thorleifson, eds., Three-dimensional geological mapping for groundwater applications, Workshop extended abstracts: Geological Survey of Canada, Open File 5048, p. 17-20.

Borns, H.W., 1985. Changing models of deglaciation in Northern New England and adjacent Canada. In: H. W. Borns, P. Lasalle et W.B. Thompson, dir., Late Pleistocene history of Northeastern New England and adjacent Québec, Geological Society of America, Special paper no 197, pp. 135-138.

Borns, H. W., Jr. and Calkin, P. E. 1977. Quaternary glaciation, west-central Maine, *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 88, p. 1773-1784.

Bostock, H.S (1969) Physiographic Regions of Canada. Ottawa, Geological Survey of Canada, carte 1254 A.

Bourne, J. 1989. *Pétrographie et géochimie des plutons granitiques d'âges dévonien et crétacé de l'Estrie*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 88-07, 119p.

Boyle, R.W., 1979. *The geochemistry of gold and its deposits (with a chapter on geochemical prospecting for gold)*, Geological survey of Canada, Bulletin 280, 584 p.

Brasier, M.D., 1980. *Microfossils*. George Allen & Unwin Publishers. 193 p.

Caron, O., Lamothe, M., et Tremblay, T., 2007a. *Géologie des formations superficielles du bassin versant de la Rivière Chaudière*, Québec, Université du Québec à Montréal, 21E06, 21E07, 21E09, 21E10, 21E11, 21E14, 21E15, 21E16, 21L01, 21L02, 21L03, 21L06, 21L07, 21L08, 21L09, 21L10, 21L11, 1 : 100 000, 3 cartes, 3p.

Caron, O., Lamothe, M., et Tremblay, T., 2007b. *Synthèse cartographique des formations superficielles du bassin versant de la rivière Chaudière*, Québec. Rapport final et cartes de la géologie de surface, Université du Québec à Montréal, Rapport, 31 p.

Caron, O., Lamothe, M., 2010. *Surficial geology of Saint-François river watershed*, Québec, Québec Natural Resources Ministry, 1 : 100 000, 2 maps, 46 p.

Chalmers, R. 1898. *Surface geology and auriferous deposits of southeastern Québec*. Geological Survey of Canada, Annual Report, V. 10, pt. V, 160 p.

Chauvin, L., 1979a. *Dépôts meubles de la région Thetford-Mines – Victoriaville*. Ministère de l'énergie et des ressources, direction générale de la recherche géologique et minérale, DPV-622, 21L03, échelle 1: 50 000, Québec.

Chauvin, L., 1979b. *Géologie des dépôts meubles, région d'Asbestos-Disraeli*. Ministère de l'énergie et des ressources, direction générale de la recherche géologique et minérale, DPV-716, Québec.

Chauvin, L., Martineau, G., et LaSalle, P., 1985. *Deglaciation of the lower St. Lawrence region, Québec*. In: Borns, H.W., LaSalle, P., et Thompson, W.B., dir., *Late Pleistocene history of Northeastern New England and adjacent Québec*, Geological Society of America, Special Paper no 197, pp. 111-124.

Clément, P. et M. Parent, 1977. Contribution à l'Étude de la déglaciation Wisconsinienne dans le Centre des Cantons de l'Est. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, pp. 217-228.

Cousineau, P.A., 1991, The Rivière des Plantes ophiolitic mélange: Tectonic setting and mélange formation in the Québec Appalachians: *Journal of Geology*, v. 99, p. 81-96.

Cronin, T.M., Manley, P.L., Brachefeld, S., Manley, T.O., Willard, D.A., Guilbault, J.P., Rayburn, J.A., Thunell, R. et Berke, M. 2008. Impacts of post-glacial lake drainage events and revised chronology of the Champlain Sea episode 13-9 ka. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 262, p. 46-60.

Dredge, L., Thorleifson, H., 1987. The Middle Wisconsinan History of the Laurentide Ice Sheet, *Géographie physique et Quaternaire*, Vol. 41, No. 2, p. 215-235.

Dreimanis, A., 1977. Correlation of Wisconsin glacial events between the eastern Great Lakes and the St. Lawrence Lowlands. *Géographie physique et Quaternaire* 31 (1-2), 37-51.

Dreimanis, A., Terasmae, J., McKenzie, G.D., 1966. The Port Talbot Interstade of the Wisconsin Glaciation. *Canadian Journal of Earth Sciences* 3, 305-325.

Dreimanis, A., Karrow, P.F., 1972. Glacial history of the Great Lakes – St. Lawrence Region, the classification of the Wisconsin(an) Stage, and its correlatives. *Proceedings International Geological Congress, 24th Session, Section 12, Quaternary Geology, Ottawa, Canada, 5-15.*

Dubé, C., 1983, *Géomorphologie quaternaire et déglaciation à l'ouest de lac Memphrémagog*. Mémoire de M.Sc., Département de géographie, Université de Sherbrooke, 139 p.

Duller, G.A.T., Li, S.H., Musson, F.M and Wintle, A.G., 1992. Use of Infrared Stimulated Luminescence Signal For Scanning Sediment Cores. *Quaternary Science Reviews*, 11 (1.2): 115-119.

Ells, R.W. 1887. Report on the geology of a portion of the Eastern Townships, relating more especially to the counties of Compton, Stanstead, Beauce, Richmond, and Wolfe, *Geological Survey of Canada, Ann. Rept., 2, pt J.*

- Ferland P. et Occhietti S. 1990. Révision du stratotype des Sédiments de Saint-Pierre et implications stratigraphiques, vallée du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 44 (2), 147-158.
- Flint, R.F, 1951. Highland centers of former glacial outflow in northeastern North America; *Geological Society of America Bulletin*, Volume 62, p. 21-38.
- Flint, R.F, 1957. *Glacial and Pleistocene geology*; John Wiley and Sons, Inc., New York, 553 p.
- Folk, R.L., 1966. A review of grain size parameters. *Sedimentology*, no. 6, p. 73,93.
- Folk, R.L., et Ward, W.C., 1957. Brazos river bar : A study in the significance of grain size parameters. *J. of Sediment. Petrol.*, vol. 27, no. 1, p.3-26.
- Forman, S.L., Bettis, E.A.I., Kemmis, T., Miller, B.B., 1992a. Chronologic evidence for multiple periods of loess deposition during the late Pleistocene in the Missouri and Mississippi River Valleys, U.S.: implications for the activity of the Laurentide Ice sheet. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 93, 71-83.
- Forsyth, J.L., 1961. Dating Ohio's glacier; Ohio Division of the Geological Survey, Information Circular no.30, 9 p.
- Fritsh, 1994. Manufactures of laboratory Instruments, Operating Instructions, Analysette 22 Compact; laser particle sizer, 34 p.
- Fuchs, M., and Owen, L.A., 2008. Luminescence dating of glacial and associated sediments: review, recommendations and future directions. *Boreas* 37(4): 636-659.
- Gadd, N.R., 1955. Pleistocene geology of the Becancour map-area, Québec. (Ph.D. thesis): Urbana, University of Illinois, 191 p.
- Gadd, N.R., 1960. Surficial geology of Bécancour map-area, Québec, Geological Survey of Canada, Paper 59-8, 34 p.
- Gadd, N.R., 1964a. Surficial geology of Beauceville map-area, Québec, Geological Survey of Canada, Paper 64-12, 3 p.

Gadd, N.R., 1964b. Moraines in the Appalachian region of Québec, Geological Society of America Bulletin, volume 75, p. 1249-1254.

Gadd, N.R., 1965. Surficial geology, Chaudière River valley, in Report of Activities, Geological Survey of Canada, Paper 65-1, p. 115-117.

Gadd, N.R., 1967. The pattern of glacial recession in southeastern Québec (Abstract); Geological Society of America, Northeastern Section Annual Meeting, p.28-29.

Gadd, N.R. 1971. Pleistocene geology of the central St. Lawrence Lowland (with selected passages from an unpublised manuscript "The St. Lawrence Lowland", by J.W. Goldthwait). Geological Survey of Canada, memoir 359.

Gadd, N.R., 1978. Surficial geology of Saint-Sylvestre map-area, Québec. Geological survey of Canada, Paper 77-16.

Gadd, N.R., McDonald, B.C. et Shilts, W.W. 1972. Deglaciation of Southern Québec, Geological Survey of Canada Paper 71-47, 19 p.

Gadd, N.R., P. Lasalle, J.C. Dionne, W. W. Shilts et B.C. McDonald, 1972. Quaternary Geology and Geomorphology, Southern Québec. 24^e Congrès Géologique International, Excursion A44-C44, 69 p.

Gauthier, M., 1976. Déglaciation d'un secteur des rivières Chaudière et Etchemin, thèse de M.A inédite, Université McGill, Montréal, 180 p.

Genes, A.N., W.A. Newman et T.B Brewer, 1981. Late Wisconsinan glaciation model of northern maine and adjacent Canada. Quaternary Research, vol. 16. 48-65.

Géophysique G.P.R. International INC., 1986. Campagne de forage – 1986 – Rivière Moe, Rapport présenté à l'intention de Exploration Minière Appalaches INC., Novembre 1986, M-86681, L4, 34 p.

Girard, F., 2000. Architecture et hydrostratigraphie d'un complexe morainique et deltaïque dans la région de Portneuf, Québec. Mémoire de maîtrise, INRS-Géoresources, Université du Québec.

Goldthwait, R.P., Dreimanis, A., Fortsyth, J.L., Karrow, P.F., and White, G.W. 1965. Pleistocene deposit of the Erie Lobe; in *The Quaternary of the United States*, ed. H.E. Wright and D.G. Frey; Princeton university Press, Princeton, N.J., p.85-97.

Hardy, F. 1997. Datation par photoluminescence de sédiments glaciolacustres du sud du Québec et corrélations stratigraphiques par déblais de forage. Mémoire de maîtrise, Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, UQAM, 128 p.

Hardy, F., and Lamothe, M., 1997. Quaternary basin analysis using infrared stimulated luminescence on borehole cores and cuttings, *Quaternary Science Reviews (Quaternary Geochronology)*, V. 16. p. 417-426.

Hillaire-Marcel, C., 1977. Les isotopes du Carbone et de l'Oxygène dans les mers postglaciaires du Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, pp. 81-106.

Hillaire-Marcel, C., 1988. Isotopic composition (^{18}O , ^{13}C , ^{14}C) of biogenic carbonates in Champlain Sea sediments. In: N.R. Gadd, dir., *The Late Quaternary development of the Champlain Sea basin*, Geological Association of Canada, Special Paper no 35, pp. 177-194.

Hugues, T.J., 1987. Ice dynamics and deglaciation models when ice sheet collapsed, In: Ruddiman, W.F., et Wright, H.E., dir., *North America and adjacent oceans during the last deglaciation*, Geological Society of America, Decade of North American Geology, vol. K-3, pp. 183-220.

Huntley, D.J., Godfrey-Smith D.I., and Thewalt M.L.W., 1985. Optical dating of sediments. *Nature* 313(5998): 105-107.

Huntley, D.J., and Lamothe, M., 2001. Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Can. J. Earth Sci.*, Vol.38, pp.1093-1106.

Huot, S., 2003. Étude détaillée de la luminescence de feldspaths de sédiments fluviatiles holocènes, Université du Québec à Montréal, Mémoire de maîtrise, 180 p.

Huot, S., Dufour, C., Juillet, I., Auclair M. et Lamothe, M. 2000. Apport de la luminescence optique à la datation de terrasses fluviales holocènes du Haut Saint-François. IXème congrès de l'AQQUA. Recueil des résumés, p. 56.

Karrow, P.F., 1967. Pleistocene geology of the Scarborough area, Toronto. Ontario Department of mines, geological Report no 46, 108 p.

Karrow, P.F., 1984. Sedimentation in a large lake: A reinterpretation of the late Pleistocene stratigraphy at Scarborough Bluffs, Ontario, Canada. *Comment. Geology*, 12: 185.

Koteff, C. and Pessl, F., 1985. Till stratigraphy in New Hampshire: correlations with adjacent New England and Québec. In H.W. Borns, Jr., P. LaSalle and W.B. Thompson, eds., *Late Pleistocene history of northeastern New England and adjacent Québec*. Geological Society of America Special Paper 197: 1-12.

Lamarche, R.Y., 1971. Northward moving ice in the Thetford Mines area of southern Québec, *American Journal of Science*, volume 271, number 4, pp. 383-388.

Lamarche, R.Y., 1974. Southeastward, northward and westward ice movement in the Asbestos area of southern Québec, *Geological Society of America Bulletin*, volume 85, pp. 465-470.

Lamarche, L., 2011. Évolution paléoenvironnementale de la dynamique quaternaire dans la région de Québec: application en modélisation tridimensionnelle et hydrogéologique, thèse de doctorat, INRS, 219 p.

Lamarche L., 2005. Histoire géologique holocène du Lac Saint-Pierre et de ses ancêtres, mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 212 p.

Lamothe, M., 1985. Lithostratigraphy and geochronology of the Quaternary deposits of the Pierreville and St. Pierre les Becquets areas, Québec. Ph.D. thesis, University of Western Ontario, London, Ontario.

Lamothe, M., 1988a. Thermoluminescence dating of Late Pleistocene sediments, St. Lawrence Lowland, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 42, pp. 33-44.

Lamothe, M., 1988b. Dating till using thermoluminescence, *Quaternary Science Reviews*, Volume 7, Issues 3-4, Pages 273-276.

Lamothe, M. 1989. A new stratigraphic framework for the Pleistocene sediments of the St. Lawrence Lowland, Southern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43, 119-129.

Lamothe, M., 2004. Optical dating of pottery, burnt stones, and sediments from selected Québec archaeological sites. *Canadian Journal of Earth Sciences* v. 41, 659-667.

Lamothe, M. et Auclair, M. 1997. Assessing the datability of young sediments by IRSL using an intrinsic laboratory protocole. *Radiation Measurements*, 27, 107-117

Lamothe, M., Auclair, M., 1999. A solution to anomalous fading and age shortfalls in optical dating of feldspar minerals. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 319-323.

Lamothe, M., and Auclair, M., 2000. The fadia method: a new approach in luminescence dating using the analysis of single feldspar grains. *Radiation Measurements*, Vol.32, pp.433-438.

Lamothe, M., Auclair, M., Hamzaoui, C., Huot, S., 2003. Towards a prediction of long-term anomalous fading of feldspar IRSL. *Radiation Measurements*, v. 37, 493-498.

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

Lamothe, M. et D.J. Huntley. 1988. Thermoluminescence dating of Late Pleistocene sediments, St. Lawrence Lowland, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 42, no 1, p. 33-44.

Lamothe, M., Parent M. et W.W. Shilts, 1992. Sangamonian and Early Wisconsinan events in the St. Lawrence Lowland and Appalachians of Southern Québec, Canada, *in* P.U. Clark and P.D. Lea, eds.: *The Last Interglacial-Glacial Transition in North America*, Geological Society of America, Special Paper 270, p. 171-184.

Lamothe, M., Rameseder, B., Auclair, M., Juillet, I., Gagné, S., Dufour, C., et Gratton, R., 2000. La stratigraphie du Quaternaire des bassins des rivières Eaton et au Saumon, Excursion géologiques en Estrie, Université du Québec à Montréal, 43 p.

Lamothe, M. et al., (accepted). The dependence of anomalous fading in single grains of K-feldspar on their natural luminescence sensitivity. *Radiation Measurements – LED2011 special issue*.

Landry, B. et Mercier, M., 1992. *Notions de géologie*, 3^{ème} Édition, Modulo, Québec, 565 p.

Larocque, A. 1999. *La déglaciation d'une partie du Haut Saint-François, Estrie, Sud du Québec*. Thèse de PhD non publiée, Université de Montréal, 272 p.

Larocque, A., Dubois, J.-M.M. et Leblon, B., 2002. Characteristics of late-glacial dammed lakes reconstructed in the Appalachians of southern Québec. *Quaternary International* 99-100, p.73-88.

Larocque, A., Dubois, J.-M.M. et Leblon, B., 2003. A methodology to reconstruct small and short-lived ice-dammed lakes in the Appalachians of Southern Québec. *Quaternary International* 99-100, p.59-71.

LaSalle, P., 1980. *L'or dans les sédiments meubles: formation des placers, extraction et occurrences dans le sud-est du Québec*; Ministère de l'Énergie et des Ressources, DPV-745, 26 p.

LaSalle, P., 1992. *L'or dans les sédiments meubles: formation des placers, extraction et occurrences dans le sud-est du Québec*; Ministère de l'Énergie et des Ressources, DPV-745, 26 p.

LaSalle, P., Martineau, G., Chavin, L., 1977. *Morphologie, stratigraphie et déglaciation dans la région de Beauce-Monts Notre-Dame- Parc des Laurentides*, Ministère des Richesse naturelles, direction générale des Mines, DPV-516, Québec.

LaSalle, P., Martineau, G., Chavin, L., 1979. Lits de bryophytes du Wisconsinien moyen, Vallée-Jonction, Québec *Morphologie*, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1979, 16:(3) 593-598.

LaSalle, P. et Shilts, W.W. 1993. Younger Dryas-age readvance of Laurentide Ice into the Champlain Sea, *Boreas*, v. 22, 25-37.

Lelliott, M. R., M.R. Cave, and G.P. Wealthall, 2009. A structured approach to the measurement of uncertainty in 3D geological models: *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, v. 42, p. 95–106.

Lortie, G., 1975. Direction d'écoulement des glaciers du Pléistocène des Cantons de l'Est, Québec; in: Report of Activities, Part A. ; Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, pp. 415-416.

Lortie, G., 1976. Les écoulements glaciaires wisconsinien dans les Cantons de l'Est et de la Beauce, Québec, Thèse M.A., non publiée, Université McGill, Montréal, 219 p.

Lowell, T.V., 1985. Late Wisconsin ice-flow reversal and déglaciation, northwestern Maine. In: Late Pleistocene History of Northeast New England and Adjacent Québec (ed. H.W. Borns, Jr., P. LaSalle & W.B. Thompson), 71-83. *Geol. Soc. Am. Special Paper* 197.

Lowell, T.V. & Kite, J.S., 1986. Glaciation style of northern Maine. In: Contributions to the Quaternary Geology of Northern Maine and adjacent Canada (ed. by J.S. Kite, T.V. Lowell & W.B. Thompson), 53-69. *Maine Geological Survey Bull.* 37.

MacKay, B.R., 1921. Beauceville map-area, Québec, Geological Survey of Canada, *Memoir* 127, 105 p.

Mallet, J.L., 2002. *Geomodeling. Applied geostatistics.* Oxford University Press, New York.

Matthews, J.V. Jr. 1987. Macrofossils of insects and plants from Southern Québec, in : Lamothe M., ed. : Pleistocene stratigraphy in the St. Lawrence Lowland and the Appalachians of Southern Québec: a field guide, *Coll. U de M.*, 4, 166-181.

McCormack, R., 1979. Étude hydrogéologique du bassin de la Saint-François. Ministère de l'environnement du Québec, Services des eaux souterraines, Programme de connaissances intégrées, Québec, 1 carte, E.A.-16, 55 p.

McCormack, R., 1982. Étude hydrogéologique du bassin de la Chaudière. Ministère de l'environnement du Québec, Services des eaux souterraines, Programme de connaissances intégrées, Québec, 1 carte, EI,-1, 82 p.

McDonald, B.C., 1966. Pleistocene geology studies, Richmond –Sherbrooke region, southeastern Québec; in: Report of Activities; Geological Survey of Canada, Paper 66-1, p. 167.

McDonald, B.C., 1967. Pleistocene events and chronology in the Appalachian region of southeastern Québec, Canada, unpublished Ph.D. dissertation, Department of Geology, Yale University, 161 p.

McDonald, B.C., 1968. Deglaciation and differential postglacial rebound in the Appalachian region of southeastern Québec, *Journal of Geology*, volume 76, pp. 664-677.

McDonald, B.C., 1969. Surficial geology of La Patrie-Sherbrooke area, Québec, including Eaton River watershed, Geological Survey of Canada, Paper 67-52, 21 p.

McDonald, B.C. and Shilts, W.W., 1971. Quaternary stratigraphy and events in southeastern Québec. *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, 683-692.

Mesollela, J. A., Matthews, R. K., Broeker, W. S. and Thurber, D. L (1969): The astronomical theory of climatic change: Barbados data. *Journal of Geology*, Vol. 77, p. 250-274.

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

MDDEP (2007). Données hydrogéologique. Région administrative de Saint-Jean-Christophe, <http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/sih/index.htm>.

Normandeau, 2010. Histoire du drainage tardiglaciaire de la vallée de la rivière Chaudière et des régions avoisinantes, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 154 p.

Occhietti, S. C.; Hillaire-Marcel, C.; Cournoyer, M.; Cumbaa, S.L.; Harington, C. Richard. 2001. Paléoenvironnement de la mer de Champlain dans la région de Québec, entre 11 300 et 9750 BP: le site de Saint-Nicolas. *Géographie physique et Quaternaire*. Vol 55, no. 1, p. 23-46.

Ostiguy, R., 1974. Étude comparative des éléments traces et des minéraux lourds contenus dans le till glaciaire de la région de Thetford-Mines. Unpublished B.Sc. thesis, École Polytechnique de Montréal, Montréal, 41 p.

Pagé, P., 1999. Les grandes glaciations : l'histoire et la stratigraphie des glaciations continentales dans l'hémisphère Nord. 2^e édition, Montréal, Guérin, 492 p.

Parent, M., 1978. Géomorphologie quaternaire de la région de Stoke-Watopéka, Québec. M.Sc. thesis, Université de Sherbrooke, 206 p.

Parent, M., 1987a. The Asbestos-Valcourt and Sherbrooke area ; in : Pleistocene Stratigraphy in the St. Lawrence Lowlands and the Appalachians of southern Québec : a field guide ; Collection Environment et Géologie, volume 4, p. 102-139.

Parent, M., 1987b. Late Pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos-Valcourt region, southeastern Québec, unpublished Ph.D dissertation, Department of Geology, University of Western Ontario, London, 320 p.

Parent, M. et Occhietti, S. 1988. Late Wisconsinian deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence Valley, Québec. Géographie physique et Quaternaire, vol. 42, p. 215-246.

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, n° 1, p. 177-135.

Parent, M; Michaud, Y; Boisvert, E; Bolduc, A M; Fagnan, N; Fortier, R; Cloutier, M; Doiron, A., 1998. Cartographie hydrogéologique régionale du piémont laurentien dans la MRC de Portneuf : géologique et stratigraphie des formations superficielles; Geological Survey of Canada, Open File 3664a, 1998, 1 sheet.

Paul, J., 1987. Character and Provenance of Lennoxville Till as exposed in two sections on Riviere des Plante, southeastern Québec, Unpublished B.Sc. thesis, University of Waterloo, Waterloo, 66 p.

Poliquin, I., 1987. Stratigraphic and sedimentological studies of sections from Rivière des Plante, southeastern Québec, Unpublished B.Sc. thesis, University of Ottawa, Ottawa, 60 p.

Rameseder, B., 2001. Le rôle de la dispersion glaciaire dans la formation des placers d'or de l'Estrie, Québec. Mémoire de maîtrise, Département des Sciences de la Terre, UQAM, 129 p.

Rappol, M., 1989. Glacial history and stratigraphy of the northwestern New Brunswick. *Geographie Physique et Quaternaire* 43, 191–206.

Reineck, H.E. et Singh, I.B. 1980. *Depositional Sedimentary environments*. 2^{ème} éd. Springer-Verlag, Berli. 553 pp.

Richard, P.J.H. et S. Occhietti. 2004. Déglaçiation et invasion marine champlainienne au Mont Saint-Hilaire, Québec : nouvelles données chronologiques et implications paléogéographiques. 72^e Congrès de l'Acfas, Université du Québec à Montréal, présentation orale.

Ridge, J.C., 1988, The Quaternary geology of the upper Ashuelot River, lower Cold River, and Warren Brook Valleys of southwestern New Hampshire, in Bothner, W.A., ed Guidebook for field trips in southwestern New Hampshire, southeastern Vermont, and north-central Massachusetts (80th Annual Meeting of the New England Intercollegiate Geology Conference): Keene, New Hampshire, p. 176-208.

Ridge, J.C., 1999, Surficial Geologic Map of the Bellows Falls Quadrangle (7.5 x 15-minutes), Cheshire and Sullivan Counties, N.H. and Windham and Windsor Counties, Vt.: New Hampshire State Geological Survey Open-file Report, 2 map sheets.

Ridge, J.C., 2001, Surficial Geologic Map of part of the Springfield Quadrangle (7.5 x 15-minutes), Sullivan County, N.H. and Windsor County, Vt.: New Hampshire State Geological Survey Open-file Report, 3 map sheets.

Rodrigues, C.G. et S.H. Richard, 1986. An echostratigraphic study of Late Pleistocene sediments of the Western Champlain Sea Basin, Ontario and Québec. Geological Survey of Canada, Paper 85-22, 33 p.

Ross, M., 2005. Stratigraphie et architecture des formations quaternaires au nord-ouest de Montréal - applications en géologie régionale, Thèse de doctorat, INRS - Eau, Terre et Environnement, Université du Québec, 319 p.

Ross, M., Aitssi, L., Martel, R. et Parent, M., 2005, From geological to groundwater flow models : An example of inter-operability for semi-regular grids. In H., Russel, RC., Berg, LH., Thorleifson (convenors), Three-dimensional geologic mapping for groundwater applications. Workshop extended abstracts, Geological Society of America meeting, Salt Lake City, Utah, October 15, 2005, published in Geological Survey of Canada, Open File 5048, pp. 67-70.

Ross, M., Parent, M., and R. Lefebvre, 2005, 3D geologic framework models for regional hydrogeology and land-use management: A case study from a Quaternary basin of southwestern Québec, Canada: *Hydrogeology Journal*, v. 13, p. 690–707.

Schroetter, J.M., 2004. Caractérisation structurale et stratigraphique du complexe ophiolitique de Thetford-Mines: implication géodynamique pour la zone de Dunnage du sud du Québec, Canada. Institut national de recherche scientifique, Eau, Terre et Environnement, Université du Québec, 254 p.

Sharpe, D.R., Dyke, L.D., Hinton, M.J., Pullan, S.E., Russel, H.A.J., Brennand, T.A., Barnett, P.J., and Pugin, A., 1996: Groundwater prospects in the Oak Ridges moraine area, Southern Ontario: application of regional models; in current Research 1996-E; Geological Survey of Canada p. 181-190.

Sharpe, D.R., M.J. Hinton, H.A.J. Russell, and A.J. Desbarats, 2002, The need for basin analysis in regional hydrogeological studies: Oak Ridges Moraine, southern Ontario: *Geoscience Canada*, v. 29, no. 1, p. 3–20.

Shilts, W.W., 1970. Pleistocene geology of the Lac Mégantic region, southeastern Québec, Canada [PhD Thesis]: Syracuse University, 154 p.

Shilts, W.W., 1973a. Drift prospecting; geochemistry of eskers and till in permanently frozen terrain: District of Keewatin; Northwest Territories. *Geol. Surv. Can.*, Paper 72-45, p. 34.

Shilts, W.W., 1973b, Glacial dispersal of rocks, minerals and trace elements in Wisconsinan till, Southeastern Québec, Canada. *Geological Society of America Memoir* 136, p, 189-219.

Shilts, W.W. 1978. Detailed sedimentological study of till sheets in a stratigraphic section, Samson River, Québec; Geological Survey of Canada, *Bulletin* 285, 30p.

Shilts, W.W., 1981. Surficial Geology of the Lac Mégantic area, Québec. Geological survey of Canada, Memoir 397, 102 p.

Shilts, W.W., Caron, O., et Lamothe, M., 2007. Late Pleistocene glaciation and deglaciation in the Beauce area, from Saint-Georges to Vallée-Jonction. 99th Annual Meeting NEIGC, 5-7 October 2007, Guide d'excursion, p.53-78.

Shilts, W. W. and Smith, S. L., 1986a. Stratigraphy of placer gold deposits: overburden drilling in Chaudière valley, Québec. Geological Survey of Canada, Current Research, part A, paper 86-1 A: 703-712.

Shilts, W. W. and Smith, S. L., 1986b. Stratigraphic setting of buried gold-bearing sediments, Beauceville area. Québec. Geological Survey of Canada, Current Research, part B, paper 86-1B: 271-278.

Shilts, W. W. et Smith, S. L., 1987. Pleistocene stratigraphy in the Appalachians of southern Québec, p. 72-101. In M. Lamothe, edit., Pleistocene stratigraphy in the St. Lawrence Lowland and the Appalachians of southern Québec: A field guide. Collection Environnement et Géologie (sous la direction de C. E. Delisle et M. A. Bouchard), vol. 4, 201 p.

Shilts, W.W. et Smith, S.L. 1988. Glacial geology and overburden drilling in prospecting for buried gold placer deposits, southeastern Québec; in Peter Rogers ed., Prospecting in areas of glaciated terrains-1988, CIM-IMM, 141.169.

Simard, G. 1970. Levé hydrogéologique East-Angus, Ministère des Richesses Naturelles, H.G.-2, 1 carte, 28 p.

Simard, G. 1971. Étude hydrogéologique du bassin de la rivière Eaton, Ministère des Richesses Naturelles, H.G.p.-5, 25 p.

Simonetti, A. et Doig, R. 1990. U-Pb and Rb-Sr geochronology of Acadian plutonism in the Dunnage Zone of the Southeastern Québec Appalachians, Canadian Journal of Earth Sciences, 27, 881-892.

Stewart, D.P. and MacClintock, P. 1964. The Wisconsin stratigraphy of northern Vermont. American Journal of Science, v. 262, p. 108901097.

St-Julien, P. et Hubert, C. 1975. Evolution of the Taconian orogen in the Québec Appalachians, *American Journal of Science*, 275-A, 337-362.

Thorleifson, L.H., Wyatt, H., Warman, T.A., 1993. Quaternary stratigraphy of the Severn and Winisk drainage basins, Northern Ontario. Geological Survey of Canada Bulletin 442, 59 pp.

Thornes, J.B. 1964. The late-glacial geomorphic evolution of the Coaticook and Moe River Valleys, Southern Québec, unpub. MSc. Thesis, 211 p.

Tremblay, A., Castonguay, S., 2002. Structural evolution of the Laurentian margin revisited (southern Québec Appalachians): Implications for the Salinian orogeny and successor basins. *Geology*, vol. 30, p. 79-82.

Tremblay, G., 1975, Quaternaire, Régions de Drummondville, Dudswell, Scotstown et Coaticook; MRN, Québec, DPV-434.

Tremblay, T., 2008. Hydrostratigraphie et géologie du quaternaire dans le bassin-versant de la rivière Châteauguay, Québec, Mémoire. Montréal, Québec, Canada, Université du Québec à Montréal, Maîtrise en sciences de la terre, 224 p.

Tremblay, T., et Lamothe, M., 2005. Géologie des formations superficielles du bassin-versant de la Rivière Châteauguay, rapport final et carte de la géologie de surface, Université du Québec à Montréal.

Tremblay, T.; Nastev, M.; and Lamothe, M., 2010. Grid-based hydrostratigraphic 3D modelling of the Quaternary sequence in the Chateauguay River Watershed, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35(4), p. 377-398.

Vogel, J.C. and Waterbolk, H.T. 1972. Groningen radiocarbon dates X. *Radiocarbon* 14 (1), 6-110.

Williams, H., 1979, The Appalachian orogen in Canada: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 16, p. 792-807.

Williams, H., and St-Julien, P., 1982, The Baie Verte-Brompton line: Early Paleozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians, *in* St-Julien, P., and Béland, J., eds., Major structural zones and faults of the Northern Appalachians: Geological Association of Canada Special Paper 24, p. 177-208.

Wintle, A. G., 1973, Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples, *Nature*, 245, 143-4.

Wintle, A. G. & Huntley, D. J. 1980: Thermoluminescence dating of ocean sediments. *Canadian Journal of Earth Sciences* 17, 348-360.