

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

HISTOIRE DU DRAINAGE TARDIGLACIAIRE DE LA VALLÉE
DE LA RIVIÈRE CHAUDIÈRE ET DES RÉGIONS AVOISINANTES, QUÉBEC

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ATMOSPHÈRE

PAR
PHILIPPE XAVIER NORMANDEAU

MAI 2010

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire 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.»

REMERCIEMENTS

En premier lieu, je tiens à remercier Michel Lamothe en tant que directeur et en tant que directeur de programme pour les cycles supérieurs au département des sciences de la Terre et de l'atmosphère de l'UQÀM. Je souhaite également remercier Sébastien Huot, Magali Barré et Jeffrey Vaillancourt pour l'attention qu'ils ont portée à mon égard et leurs enseignements sur la pratique de la datation par luminescence. Aussi, les commentaires des évaluateurs Martin Roy et Serge Occhietti m'ont permis de nettement améliorer la qualité du produit final, je leur en suis très reconnaissant.

Le dévouement de Géraldine St-Pierre durant l'été 2008 et son aide sur le terrain furent indispensables. J'exprime aussi ma reconnaissance envers l'Université du Québec à Montréal pour son soutien financier.

Les conseils de chercheurs extérieurs à l'UQÀM ont aussi été d'une très grande valeur. Michel Parent et William W. Shilts ont tous deux contribué directement et volontairement au projet. Leur attention fut un privilège.

Pour m'avoir initié à la géologie, pour avoir toujours cru en moi et pour son amitié j'offre aussi mes sincères remerciements à Louise Corriveau. La patience et les encouragements d'Isabelle McMartin et de Jeanne Paquette m'ont permis de finir ce mémoire correctement avant de me lancer complètement dans mon projet actuel au doctorat à l'Université McGill.

En dernier lieu, j'offre un remerciement particulier à ma tendre épouse Danielle Couture qui, en plus de son implication directe sur le terrain, incarne par amour les sept sens possibles du mot « supporter » tel que l'on peut les lire au dictionnaire Larousse; 1. Porter par-dessous pour empêcher de tomber; soutenir 2. Endurer avec patience, courage ce qui est pénible. 3. Tolérer la présence, l'attitude de quelqu'un. 4. Prendre en charge. 5. Résister à une épreuve, à une action physique. 6. Soutenir, encourager un concurrent, une équipe. 7. Subvenir aux besoins de quelqu'un, l'avoir à sa charge.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	viii
LISTE DES TABLEAUX.....	xi
LISTE DES ABRÉVIATIONS ET DES SYMBOLES.....	xii
RÉSUMÉ.....	xiii
INTRODUCTION.....	15
Objectifs.....	16
Méthodologie.....	16
Conclusion.....	19
CHAPITRE I	
CADRE PHYSIQUE.....	20
1.1 Localisation.....	20
1.2 Physiographie.....	23
1.2.1 La plate-forme appalachienne.....	23
1.2.2 Les Monts Notre-Dame.....	23
1.2.3 La zone de transition.....	25
1.2.4 La vallée de la moyenne Chaudière.....	26
1.2.5 La haute Chaudière/lac Mégantic.....	26
1.3 Substratum rocheux.....	27
1.3.1 Le Cambro-Ordovicien.....	29
1.3.2 Le Siluro-Dévonien.....	30
1.3.3 Les intrusions dévoniennes et crétacées.....	30
1.3.4 Le Grenville.....	31
1.4 Dépôts meubles.....	31
1.4.1 Stratigraphie du Quaternaire.....	32
1.4.2 Accumulations fluvioglaciaires et juxtaglaciaires.....	34
1.4.3 Dépôts glaciolacustres.....	38
1.5 Forme actuelle du drainage.....	39

CHAPITRE II	
PROBLÉMATIQUE DU DÉVELOPPEMENT DES LACS PROGLACIAIRES DANS LA VALLÉE DE LA RIVIÈRE CHAUDIÈRE.....	
2.1	Introduction.....41
2.2	Travaux antérieurs.....41
2.3	Conclusion.....52
CHAPITRE III	
SÉDIMENTS GLACIOLACUSTRES ET ÉLÉMENTS GÉOMORPHOLOGIQUES ASSOCIÉS AU DRAINAGE DES LACS GLACIAIRES.....	
3.1	Introduction.....54
3.2	La haute Chaudière.....54
3.3	La région des lacs Saint-François et Aylmer.....60
3.4	Le bassin de la rivière Palmer et la région de Saint-Sylvestre.....64
3.6	Le bassin de la rivière Etchemin.....74
3.7	La région de la rivière Famine et Daaquam.....77
3.8	La région de Saint-Damien.....79
3.9	La région de Saint-Raphaël.....83
CHAPITRE IV	
CORRÉLATIONS ET PHASES GLACIOLACUSTRES.....	
4.1	Introduction.....88
4.2	Le relèvement isostatique.....88
4.3	Phases précoces et lac glaciaire Mégantic.....90
4.4	Phases intermédiaires.....92
4.4.1	Phases contrôlées par l'exutoire de Famine-Daaquam.....92
4.4.2	Phases contrôlées par les exutoires de Saint-Damien.....93
4.4.3	Niveaux glaciolacustres dans la région des lacs Aylmer et Saint-François.....99
4.5	Phases tardives et drainage final.....100
4.6	Contribution au modèle de déglaciation du sud du Québec.....101
4.7	Conclusion.....103

CHAPITRE V	
CADRE CHRONOLOGIQUE ET DATATION PAR LUMINESCENCE.....	104
5.1 Introduction.....	104
5.2 Détermination d'un âge par luminescence.....	105
5.2.1 Dose équivalente.....	106
5.2.2 Dose annuelle.....	106
5.2.3 Complications.....	107
5.3 Méthodologie.....	108
5.3.1 Échantillonnage et traitements préliminaires.....	109
5.3.2 Détermination de la dose annuelle.....	111
5.3.3 Détermination de la dose équivalente.....	112
5.3.4 Correction du phénomène de fading.....	113
5.4 Résultats.....	115
5.4.1 Dose annuelle.....	119
5.4.2 Dose équivalente.....	120
5.4.3 Taux de fading.....	122
5.4.4 Histogrammes de densité de probabilité d'âge.....	123
5.5 Discussion et conclusion.....	125
CHAPITRE VI	
DISCUSSION DES RÉSULTATS ET CONCLUSION.....	128
6.1 Problèmes en cause et recommandations.....	128
6.2 Conclusion.....	130

BIBLIOGRAPHIE.....	131
APPENDICE A	
SITES D'OBSERVATIONS DE TERRAIN.....	144
APPENDICE B	
DONNÉES RELATIVES À L'ÉCHANTILLON B.D.SABLE.....	150
APPENDICE C	
DONNÉES RELATIVES À L'ÉCHANTILLON ETCHE_A145.....	153
APPENDICE D	
CARTE DE RECONSTITUTION GLACIOLACUSTRE.....	Pièce jointe

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1: Carte de localisation principale.....	21
1.2: Géographie du territoire d'étude.....	22
1.3: Zones physiographiques du territoire d'étude.....	24
1.4: Substratum rocheux.....	28
1.5: Localisation des moraines du territoire d'étude.....	35
1.6: Carte des bassins versants du territoire d'étude.....	40
2.1: Lacs proglaciaires de la région de Mégantic selon Shilts (1981).....	43
2.2: Lacs proglaciaires de la vallée de la Chaudière selon Gauthier (1975).....	45
2.3: Lacs proglaciaires de la vallée de la Chaudière selon Blais (1989).....	46
2.4: Phase Sherbrooke du lac glaciaire Memphrémagog.....	48
3.1: Localisation des figures du chapitre 3.....	55
3.2: Accumulations fluvioglaciaires au côté est du lac Mégantic.....	56
3.3: Faciès d'exondation du till de Lennoxville dans la région de Mégantic.....	57
3.4: Carte des dépôts glaciolacustres du nord du lac Mégantic.....	58
3.5: Paléoplage au nord du lac Elgin.....	61
3.6: Coupe de la gravière du lac Elgin.....	62
3.7: Dépôts stratifiés du Complexe de Bécancour-Palmer.....	65
3.8: Morphologie de la surface du complexe de Bécancour-Palmer.....	65
3.9: Carte des dépôts glaciolacustres de la région de la rivière Palmer.....	66

3.10: Sédiments glaciolacustres dans la partie amont de la rivière Palmer.....	67
3.11: Dépôts glaciolacustres de la région de Tring-Jonction et Vallée-Jonction.....	69
3.12: Croquis de la région de Tring-Jonction.....	71
3.13: Dépôts glaciolacustres de la région de Saint-Odilon et de Saint-Malachie.....	73
3.14: Coupe du col de Saint-Odilon.....	75
3.15: Forme de paléoplages dans la région de Saint-Odilon.....	75
3.16: Delta dans la vallée de la Rivière aux Billots.....	77
3.17: Coupe de la carrière de Sainte-Rose.....	78
3.18: Carte des dépôts de surface de la région de Saint-Damien.....	80
3.19: Terrasse fluviale perchée dans le complexe de Saint-Damien.	81
3.20: Indices géomorphologiques du drainage des lacs proglaciaires de la Beauce.....	82
3.21: Croquis de la région de Saint-Raphaël.....	84
4.1: Carte des isobases utilisé.....	89
4.2: Lac Glaciaire Mégantic et Memphrémagog.....	91
4.3: Phase 1 du Lac glaciaire Chaudière-Etchemin.....	94
4.4: Phase 2 du lac glaciaire Chaudière-Etchemin.....	96
5.1: Patron d'échantillonnage utilisé.....	110
5.2: Localisation des échantillons.....	114
5.3: Distribution des rapports L_n/T_n des six échantillons.....	116
5.4: Échantillonnage de B.D.Sable.....	117
5.5: Échantillonnage de Etche_a145.....	118

5.6: Courbes de croissance des échantillons B.D.Sable et Etche_a145.....	121
5.7: Distribution des De de B.D.Sable et Etche_a145 (3 grains par disques).....	122
5.8: Taux de fading des échantillons g en % par décade.....	123
5.9: Histogramme de densité de probabilité des âges sur B.D.Sable.....	124
5.10: Histogramme de densité de probabilité des âges sur Etche_a145.....	124

LISTE DES TABLEAUX

Table	Page
1.1: Stratigraphie simplifiée du territoire d'étude.....	32
2.1: Évolution des concepts sur les modèles de déglaciation du sud du Québec.....	53
3.1: Comptage pétrographique dans la région de Saint-Raphaël.....	86
5.1: Séquence de lecture des aliquots.....	113
5.2: Liste des échantillons prélevés durant les travaux de terrains.....	114
5.3: Teneurs en eau des échantillons B.D.Sable et Etche_a145.....	119
5.4: Analyses INAA et doses annuelles.....	120
5.5: Tableau comparatif des âges de l'invasion de la Mer de Champlain.....	127

LISTE DES ABRÉVIATIONS ET DES SYMBOLES

BNDT	Base nationale de données topographiques
CAM	Central age model
Da	Dose annuelle
De	Dose équivalente
Dn ou Dx	Dose naturelle ou induite
g	Taux de fading en pourcentage de perte de signal par décade
Gy	Gray (dose de radiation, 1 Gy = 1 J/kg)
INAA	Activation neutronique
IRSL	Infrared stimulated luminescence
ka	Kiloannées
Ln ou Lx	Signal lu suite à une irradiation naturelle ou induite
OSL	Optically stimulated luminescence
SILS	Saint-Laurence Ice Stream
SNRC	Système national de référence cartographique
Tn ou Tx	Signal lu suite à une irradiation induite de test dose

RÉSUMÉ

Dans les Appalaches du sud du Québec, la déglaciation du Wisconsinien supérieur s'effectuait à contre-pente, créant ainsi un contexte favorable à la formation de lacs proglaciaires. Le niveau de ces lacs s'est abaissé par palier lors de la déglaciation de cols d'altitude de plus en plus basse. Dans le bassin versant de la rivière Chaudière, les premiers exutoires d'importance, associés au lac glaciaire Mégantic, entaillent le relief des Montagnes Frontalières à une altitude de 430 mètres au sud du lac Mégantic. Les hauts reliefs des Montagnes Frontalières sont séparés des Monts Notre-Dame, plus au nord, par un plateau de plus basse altitude limité par la ligne Baie Verte - Brompton et la faille de la Guadeloupe. On y retrouve des cols à 395 mètres d'altitude vers la rivière Saint-Jean à l'est et à 310 mètres vers le lac glaciaire Memphrémagog au sud-est. Ces exutoires potentiels sont situés respectivement à la rivière Famine et aux environs de ville de la Guadeloupe. Ils ne semblent toutefois pas avoir été reliés aux différentes phases glaciolacustres d'importance ayant affecté la Beauce. Dans la région de Saint-Damien, d'autres exutoires potentiels vers le nord-est se situent à des altitudes de 375 et 305 mètres. La persistance de glaces appalachiennes dans le centre de la Beauce a permis la déglaciation des Monts Notre-Dame et le drainage par le nord-est avant la déglaciation des exutoires de la Guadeloupe et de la rivière Famine. Les exutoires de Saint-Damien sont associés à des phases glaciolacustres nommées lac glaciaire Chaudière-Etchemin phase 1 et 2. Un delta à Saint-Raphaël témoigne du drainage vers le nord-est de ce plan d'eau vers la Mer de Goldthwait par la Rivière du Sud. Des analyses géochronologiques par luminescence ont été effectuées sur des sédiments de paléorivage dans la région de Mégantic et dans la région de Saint-Odilon. Les âges obtenus sont respectivement associés à la perte d'étanchéité des masses glaciaires résiduelles du centre de la Beauce et au passage entre la phase 1 et 2 du lac glaciaire Chaudière-Etchemin. Les résultats de ces analyses datent ces événements à 14.0 ± 1.0 et 12.4 ± 0.9 ka.

Mots-clés: Géologie, Quaternaire, Géomorphologie, lacs proglaciaires, drainage, Tardiglaciaire, rivière Chaudière, Beauce, luminescence, sédiments glaciolacustres, paléorivages.

It's happened before, back when we had wars with the Frost Giants at the dawn of time. When they won, huge ice sheets would cover this part of the world. When we won – and if it took us a hundred thousand years, we always did – the ice sheets would retreat and the spring would return. But we were Gods then, not animals.

Neil Gaiman, 2009, Odd and the Frost Giants.

INTRODUCTION

La déglaciation du Wisconsinien supérieur représente un événement marquant de l'histoire du Quaternaire. Au Québec, on lui doit la mise en place de la plus grande partie des dépôts meubles et l'avènement de mers intérieures en réponse à l'affaissement isostatique continental. De plus, dans le sud du Québec, le retrait de l'inlandsis laurentidien s'effectuant à contre-pente vers le nord-ouest, le drainage normal vers le fleuve Saint-Laurent fut bloqué. Les différentes cuvettes occupées par les bassins versants des rivières actuelles étaient donc inondées par des lacs proglaciaires. Le niveau et l'étendue de ces lacs étaient contrôlés par la position du front de l'inlandsis et la topographie du territoire déglacé, permettant l'existence d'exutoires vers des chemins de drainages alternatifs.

La détermination des limites des lacs proglaciaires est un outil puissant de reconstitution de la déglaciation d'une région. L'étude des lacs proglaciaires du sud du Québec inclut les lacs glaciaires Memphrémagog (Hitchcock, 1907; Thorn, 1965; McDonald, 1967, 1968; Clément et Parent, 1977; Parent et Occhietti, 1999; Boissonnault et Gwyn, 1983; Gadd, 1984), Mégantic (Shilts, 1970, 1981; Larocque, 1999), les 'étangs frontaliers' (Larocque et Gwyn, 1983; Larocque, 2003), le Lac Candona (Parent et Occhietti, 1988; Parent et Occhietti, 1999), ainsi que différents niveaux glaciolacustres dans le haut Saint-François et la rivière au Saumon (McDonald, 1967, 1969; Larocque, 1999.). L'idée d'un lac proglaciaire en Beauce a été introduite dans les débuts de l'étude du Quaternaire dans le sud du Québec (Gadd, 1964). Sa présence était basée sur les faciès subaquatiques de déposition vers le sud des accumulations fluvioglaciaires de la vallée de la rivière Chaudière. Au cours de l'évolution de la compréhension de la déglaciation régionale, son existence ne fut jamais remise en cause et joua le rôle d'une contrainte dans tous les concepts avancés. Pourtant, aucune étude ne lui a été spécifiquement consacrée. L'étendue, la durée et le drainage de ces plans d'eau sont donc, jusqu'à ce jour, absents des modèles de déglaciation.

Objectifs

Le premier objectif de cette étude est de définir les différents niveaux glaciolacustres ayant affecté la vallée de la rivière Chaudière et ses environs lors du Tardiglaciaire. Elle cherche à préciser les exutoires ayant été utilisés et à cartographier l'extension des lacs proglaciaires et la distribution des dépôts y étant associées. L'étude a ensuite pour but d'établir un cadre chronologique entourant le développement des différentes phases glaciolacustres cartographiées. La méthode de datation utilisée est la luminescence. Son utilisation dans le présent contexte est un exercice novateur. Cette étude comporte donc des retombées au niveau de l'application méthodologique de la datation par luminescence en explorant ses limites et possibilités d'application à l'étude du Tardiglaciaire dans le sud du Québec. Ultimement, l'atteinte de ces objectifs permettra d'insérer les lacs proglaciaires de la vallée de la rivière Chaudière dans un modèle de l'évolution paléogéographique régional. Dans une moindre mesure, ces connaissances permettront d'apporter des précisions qualitatives concernant les masses glaciaires appalachiennes tardives en Beauce et dans les Cantons de l'Est, ainsi que sur la séquence complexe des événements liés à l'invasion de la Mer de Champlain dans les Basses Terres du Saint-Laurent.

Méthodologie

La première étape du travail fut l'élaboration d'hypothèses plausibles des différentes phases glaciolacustres conforme aux données et au modèle existant. Afin d'y parvenir, une revue de littérature, une analyse des données disponibles de dépôt de surface et une analyse de cartes topographiques de la base nationale de données topographiques (BNDT) à l'échelle du 1: 50 000 et de photographies aériennes de différentes échelles de la photocartotheque québécoise furent réalisées. Trois hypothèses en sont ressorties. Elles se distinguent par le chemin de drainage principal ayant été utilisé. Ces hypothèses sont directement reliées à l'orientation des travaux. La première, supportée par la littérature (Gadd, 1964 ; Gadd et al., 1972 ; Gauthier, 1975), est un drainage vers le l'est par les rivières Famine et Daaquam vers la rivière Saint-Jean. La seconde, repose sur l'utilisation d'un exutoire dans la région de La Guadeloupe vers le sud-ouest et implique la coalescence du drainage tardiglaciaire de la

Beauce et des Cantons de l'Est. Finalement, le contrôle du drainage par le nord-est fut considéré.

Le traçage des niveaux relatifs à chaque exutoire possible, fut exécuté à l'aide du logiciel Mapinfo 8.5 et en tenant compte d'un patron de gauchissement isostatique élaboré selon les données de Clément et Parent (1977) et de Parent et Occhietti (1988). Ces tracés préliminaires ont permis d'orienter une campagne de terrain effectuée en 2008. Cette campagne fut basée sur la reconnaissance de paléorivages, deltas, remaniements lacustres, chenaux et exutoires. La cartographie fut principalement réalisée à partir des routes et routes rurales. Certaines courtes traverses ont été effectuées dans les secteurs inaccessibles par voiture et le long de rivières et ruisseaux.

Les journées de terrain furent planifiées de manière à suivre les lignes de niveau, cols et chenaux abandonnés à mesure que les niveaux glaciolacustres étaient identifiés. Il fut aussi nécessaire de valider ces hypothèses par de nombreux arrêts à des altitudes supérieures et inférieures aux niveaux glaciolacustres présumés. Les sites d'exploitation de dépôts meubles, cordons de plage, deltas et chenaux identifiés à partir des cartes topographiques et photographies aériennes furent priorités lorsque possible. Certains deltas et formes de terrains ondulants potentiellement attribuables à des lignes de paléorivage ont été photographiés à distance faute de permission des propriétaires terriens, leur altitude fut estimée à partir du point d'observation. L'ensemble des points d'observations a atteint un total de plus de 327 arrêts (appendice A).

Selons les objectifs de l'étude, les observations furent concentrées sur les formes géomorphologiques et les unités dattant de la déglaciation. Les principales considérations furent la détermination du faciès de déposition du till de surface (subaquatique, subaérien, remanié), l'identification et la détermination du sens de déposition de dépôts fluvioglaciaires et météoriques associées aux phases glaciolacustres. Une attention particulière fut portée à l'identification d'argile à des altitudes supérieures à la limite marine, l'identification de remaniement en paléoplages d'accumulations glaciaire, la recherche de faciès d'exondation et de délavage, de terrasses et de colluvions. Les méthodes statistiques telles que les fabriques

de till ne furent pas priorisées étant donné leur temps d'exécution et leur faible intérêt à la présente étude. Seuls quelques comptages pétrographiques furent effectués lorsque pertinents. Ces comptages ont été faits sur 100 à 300 clastes de 2 à 5 centimètres.

La première phase des travaux de terrain consista en une cartographie systématique sur trois semaines de la partie centrale du territoire d'étude. Elle permit d'abandonner l'idée que les phases glaciolacustres principales de la Beauce furent drainées vers le sud-est par la rivière Daaquam vers la rivière Saint-Jean.

Trois autres sorties de quelques jours à une semaine ont ensuite ciblé certaines zones clés durant la fin de l'été et au cours de l'automne 2008. La première fut effectuée dans le sud du territoire dans la région du lac Mégantic afin de déterminer l'étendue maximale de la première phase glaciolacustre. La seconde, à l'extrémité ouest, dans la région du lac Aylmer et Saint-François permit d'éliminer la seconde hypothèse en infirmant la coalescence du drainage tardiglaciaire des vallées de la rivière Chaudière et Saint-François. Une troisième sortie a donc été effectuée vers la limite nord-est du territoire, dans la région de Saint-Damien et Saint-Raphaël afin d'obtenir plus de données sur la possibilité du drainage vers le nord-est. Des analyses de photo-interprétation supplémentaires ont été effectuées préalablement et suivant chaque expédition de terrain. Un patron de gauchissement isostatique ainsi que le traçage final des lacs proglaciaires furent ensuite effectués selon l'ensemble des données recueillies.

Au cours de ces campagnes, six échantillons ont été collectés afin d'atteindre les objectifs reliés au cadre chronologique du développement des lacs proglaciaires. Un échantillonnage propre à la luminescence fut utilisé. L'ensemble de la méthodologie entourant la datation IRSL sera abordé au chapitre 6. Des analyses préliminaires durant l'automne 2008 ont permis de déterminer que seuls 2 échantillons pourraient se prêter à la détermination d'un âge exacte. Il en résulte que les données chronologiques ont été ajoutées au modèle glaciolacustre sans pouvoir être un outil fondamental à son élaboration. Ce dernier fut tracé uniquement à partir des données cartographiques.

Conclusion

Le présent mémoire présente le résultat de cette étude de reconstruction glaciolacustre d'échelle régionale dans le bassin versant de la rivière Chaudière. On y retrouve d'abord une description du territoire permettant de faire le lien entre la physiographie, le substratum rocheux, la stratigraphie du Quaternaire et l'évolution du drainage tardiglaciaire. Une brève revue de la littérature présente le contexte de l'étude. Les différents indices de présence glaciolacustre tardiglaciaire sont ensuite décrits par région. La corrélation de ces observations permet le traçage de différents niveaux glaciolacustres. Un programme de datation par luminescence vient placer ces lacs glaciaires dans un cadre chronologique. En dernier lieu, l'analyse des données obtenues est intégrée au modèle chronologique de déglaciation du sud du Québec.

CHAPITRE I

CADRE PHYSIQUE

L'évolution du drainage tardiglaciaire résulte de la physiographie de la région et du mode de recul glaciaire. Une description physiographique du territoire d'étude sera donc présentée en premier lieu. La géologie du substratum rocheux étant directement liée à la physiographie, une présentation de ses principales unités suivra. Une revue des dépôts quaternaires précède aussi le corps de la présente étude. Par contre, les dépôts associés au Tardiglaciaire n'y figurent que brièvement, ceux-ci faisant intimement partie des chapitres suivants. Une analyse des limites actuelles des bassins versant entourant le territoire d'étude permet ensuite d'identifier les exutoires possibles dans un contexte de drainage bloqué par un front glaciaire. Ces descriptions ont pour but de fournir une mise en contexte exhaustive et de faciliter une compréhension globale de l'ensemble des phénomènes reliés directement ou indirectement à l'évolution du drainage tardiglaciaire.

1.1 Localisation

La vallée de la rivière Chaudière représente le centre de la région étudiée. Elle se retrouve principalement en Beauce à l'exception de la haute Chaudière au sud faisant partie de l'Estrie. Centrée à Saint-Joseph-de-Beauce, la Beauce se situe dans la région administrative de Chaudière-Appalaches, à environ 230 kilomètres à l'est-nord-est de Montréal et à 65 kilomètres au sud-ouest de Québec. On y retrouve les villes de Sainte-Marie et de Saint-Georges. Le territoire étudié s'étend à l'ouest de la Beauce dans la région de la ville de Thetford Mines ainsi que d'une partie de la rivière Bécancour. Du côté est, l'étude s'étend dans la région de la rivière Etchemin et d'une partie de la Rivière-du-Sud. On y retrouve les villes de Saint-Malachie et Saint-Raphaël. Au sud, le territoire d'étude couvre l'extension orientale de la région administrative de l'Estrie, on y retrouve les villes de Mégantic et de Woburn (figure 1.1).

1.1: Carte de localisation principale.

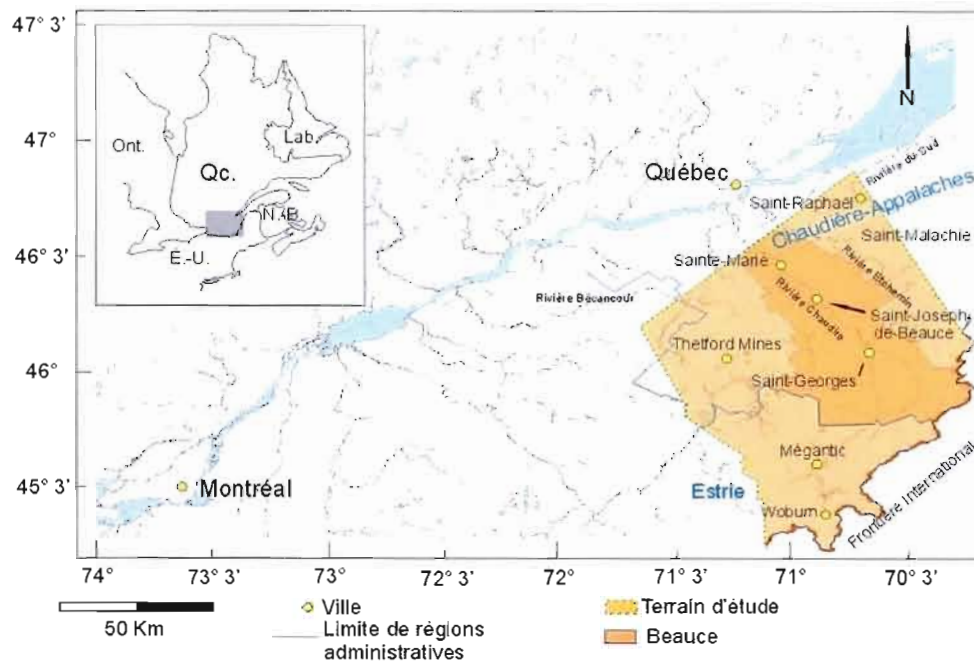


Figure 1.1: La région encadrée représente l'ensemble du territoire d'étude. Il est limité au sud-est par la frontière internationale et au nord-ouest par la région physiographique des Basses Terres du Saint-Laurent. Les limites nord-est et sud-ouest ont été définies au cours des travaux de manière à couvrir les différents cheminements de drainage possible ayant affecté la vallée de la rivière Chaudière, située au centre du territoire d'étude, durant le Tardiglaciaire.

L'ensemble du territoire d'étude s'étale sur 13 feuillets à l'échelle 1:50 000 du système national de référence cartographique (SNRC), soient les feuillets 2, 3, 4, 6, 7, 9, 10 et 15 de la région 21L et 7, 10, 14 et 15 de la région 21E. Il est limité au sud-est par la frontière internationale et au nord-ouest par les Basses Terres du Saint-Laurent. Sa superficie totale est d'un peu moins de 10 000 kilomètres carrés. Il est compris entre les latitudes 45°13' et 46°52' nord et les longitudes 71°40' et 70°24' ouest (figure 1.2).

1.2 Physiographie

Le territoire d'étude se trouve dans la province physiographique des Appalaches (Bostock, 1964). La physiographie de cette région est contrôlée par sa structure tectonique d'alignement sud-ouest nord-est. Plusieurs zones physiographiques peuvent y être distinguées (Dubois, 1989). Du nord-ouest au sud-est, on retrouve d'abord la plate-forme appalachienne puis les Monts Notre-Dame. Ensuite, le relief s'affaisse dans une zone transitoire associée à d'importantes failles structurales pour remonter graduellement vers la zone de la haute Chaudière/Lac-Mégantic (figure 1.3).

1.2.1 La plate-forme appalachienne

La plate-forme appalachienne est limitée au nord-ouest par la faille de Logan. Il s'agit d'une frontière géologique et non physiographique. À l'ouest de Québec, cette région est en contact avec les Basses Terres du Saint-Laurent et avec le fleuve Saint-Laurent à l'est. Elle est constituée d'un terrain légèrement vallonneux ascendant vers les Monts Notre-Dame et d'élévation maximum d'environ 200 mètres. Outre quelques collines où le roc affleure, elle est généralement recouverte des sédiments de la Mer de Champlain dans son ensemble et de dépôt glaciaire au piémont des Monts Notre-Dame. Dans la région de Saint-Raphaël, la limite entre les Monts Notre-Dame et la plate-forme appalachienne est marquée par une importante accumulation deltaïque.

1.2.2 Les Monts Notre-Dame

Les Monts Notre-Dame se présentent comme des crêtes arrondies d'orientations sud-ouest nord-est et d'altitude variant de 500 à 600 mètres. Vers le nord-est, l'altitude des crêtes s'élève graduellement pour atteindre 917 mètres au Mont Saint-Magloire, quelque peu à l'extérieur du territoire. Le relief est marqué de vallées transversales très encaissées.

1.3: Zones physiographiques du territoire d'étude.

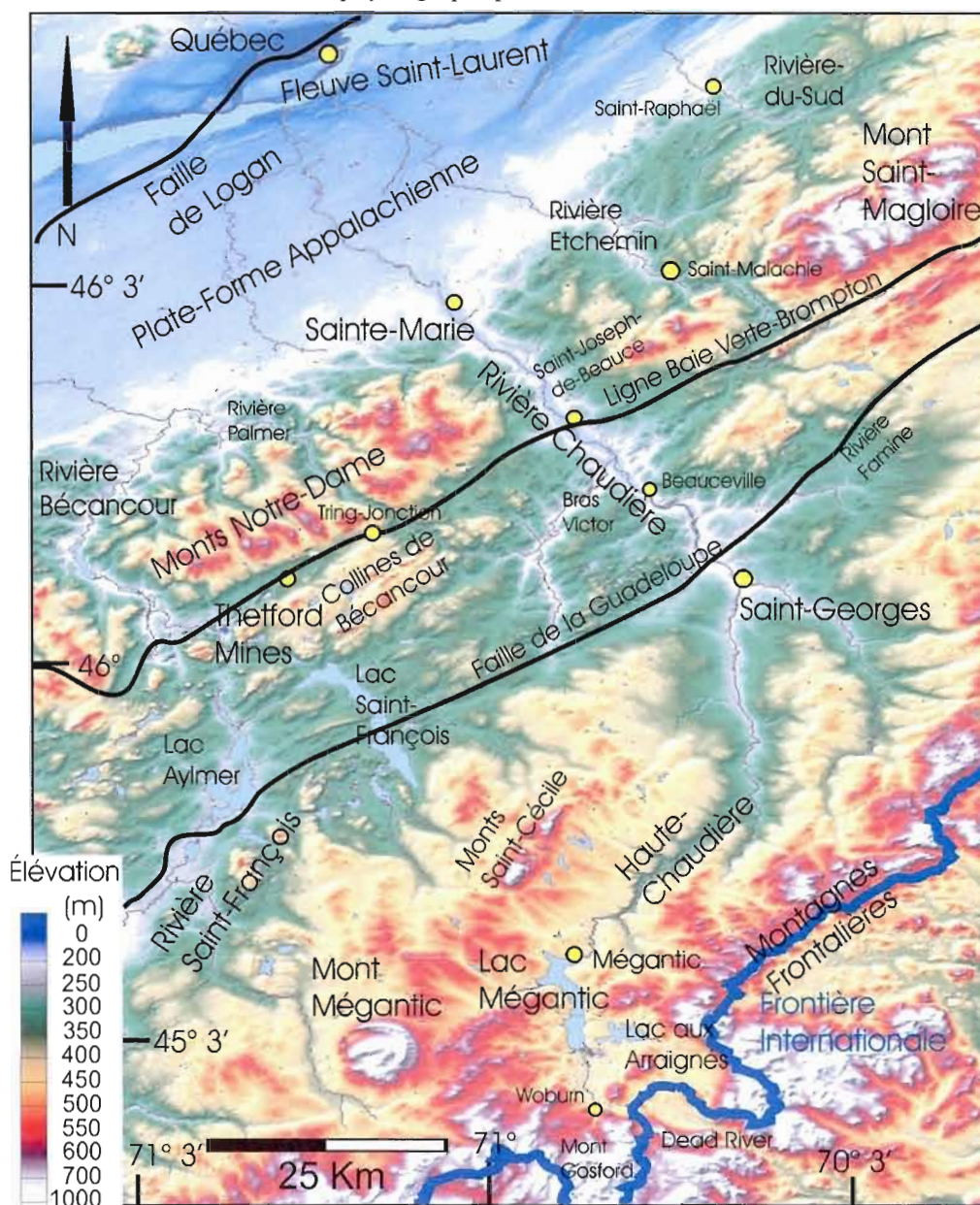


Figure 1.3: La physiographie du territoire d'étude est marquée par deux chaînes de hauts reliefs, soit les Monts Notre-Dame et les Montagnes Frontalières. Ces montagnes sont séparées par une zone de transition associée à la ligne Baie Verte-Brompton et à la faille de la Guadeloupe. Ces zones sont traversées par la vallée de la rivière Chaudière, sa forme de vallée en cluse au niveau des Monts Notre-Dame est propice au blocage glaciaire et donc à la formation de larges lacs proglaciaires dans la zone de transition.

On peut retrouver des plaines de dépôts glaciolacustres ou alluviaux au fond de ces vallées, par exemple dans la région de la rivière Palmer et de la rivière Etchemin. Ces montagnes sont aussi découpées de vallées parallèles à la structure appalachienne, particulièrement dans la partie nord-est du territoire. Dans cette région, les vallées, généralement de pente plus douce, sont marquées de dépôts glaciaires particulièrement ondulants.

1.2.3 La zone de transition

La limite sud-est des Monts Notre-Dame est marquée d'une vallée profonde associée à la ligne géologique de Baie Verte-Brompton où débute la zone de transition. Cette dépression est d'autant plus notable à l'ouest de la rivière Chaudière où le roc de composition mafique et ultramafique fut érodé jusqu'à moins de 250 mètres d'élévation. La route 112 emprunte cette vallée entre les villes de Thetford Mines et Tring-Jonction.

En poursuivant vers le sud-est, on trouve une série de collines aux reliefs plus arrondis que les Monts Notre-Dame et d'élévation maximale autour de 500 mètres. À l'ouest de la rivière Chaudière, elles portent le nom de Collines de Bécancour. Elles sont limitées au sud par la faille de la Guadeloupe. Cette faille se présente dans la partie ouest du territoire, par la dépression occupée par les lacs Saint-François et Aylmer ainsi que par la haute partie de la rivière Saint-François. Du côté est de la rivière Chaudière, elle est notée par une vallée encaissée de 70 à 150 mètres par rapport aux sommets environnants, où coule la rivière Famine.

De part et d'autre de la rivière Chaudière, la zone de transition se poursuit sous la forme d'un plateau légèrement vallonneux incliné rappelant la plate-forme appalachienne. La limite sud-est est plutôt graduelle sur l'ensemble du territoire à l'exception du sud-ouest où elle est marquée par les Monts Sainte-Cécile (connue sous le nom de Petit-Mégantic) d'altitude de 889 mètres.

1.2.4 La vallée de la moyenne Chaudière

La vallée de la moyenne Chaudière s'étend de la ville de Saint-Georges jusqu'à la plate-forme appalachienne. Elle entaille le territoire d'étude perpendiculairement au grain appalachien. Son dénivelé est particulièrement imposant dans la région des Monts Notre-Dame où la vallée, à 140 mètres d'élévation, côtoie des sommets de 600 mètres dans un rayon de 10 kilomètres. La vallée traverse des zones d'accumulation de sédiments glaciaires dans sa partie aval jusqu'à la ville de Sainte-Marie. Ces sédiments sont particulièrement abondants dans la région de Vallée-Jonction où ils se présentent comme un plateau largement exploité de 215 mètres d'altitude incisés par la vallée, 75 mètres plus bas.

La moyenne Chaudière s'écoule parfois sur le roc comme dans la région de Beauceville, mais elle s'accompagne généralement d'une plaine alluviale. La partie principale de cette plaine (entre la jonction du Bras Saint-Victor et Vallée-Jonction) s'étend sur un peu plus d'un kilomètre de largeur en moyenne et démontre quelques niveaux de terrasses discontinues. Très propice à l'agriculture, cette plaine est percée par le roc à quelques rares endroits.

1.2.5 La haute Chaudière/lac Mégantic

Contrairement à la moyenne Chaudière, la haute Chaudière, dans le sud du territoire, s'écoule selon l'axe structural des Appalaches. Entre les Monts Sainte-Cécile et la rivière Chaudière se trouve un plateau de forte inclinaison vers le sud-est recouvert d'une épaisse couche de dépôts meubles, la lentille de Drolet (Shilts, 1981).

Plus au sud, à la source de la rivière Chaudière, on retrouve la région du lac Mégantic. Ce sous-ensemble est marqué par des collines variant d'environ 650 à 420 mètres d'altitude et est surimposé par endroits de bourlets morainiques et d'eskers. Les berges du lac sont constituées de vastes baies sableuses dans la partie nord, d'abruptes falaises de colluvions le long du corridor central et de larges étendues mal drainées sans relief dans le sud et le sud-est.

À l'extrémité sud du territoire, on retrouve le versant canadien des Montagnes Frontalières. Cette chaîne représente la continuité des White Mountains américaines. Dans les environs du territoire d'étude, le sommet le plus élevé de cette chaîne est le Mont Gosford à 1183 mètres d'altitude. La frontière internationale marque la limite de partage des eaux, entre la côte Atlantique et le bassin du Saint-Laurent. Cette ligne est marquée de deux cols de basse altitude, soit dans la région de Woburn et au sud du Lac Aux Araignées à 430 mètres. Ces vallées joignent celle de la Dead River dans le Maine.

Le dernier point physiographique d'importance est le Mont Mégantic. Il se situe à une vingtaine de kilomètres à l'ouest du lac Mégantic. Bien que quelque peu à l'extérieur du territoire d'étude, son imposant relief d'une altitude maximum de 1105 mètres est fréquemment visible depuis la région du lac Mégantic.

1.3 Substratum rocheux

Le territoire d'étude est entièrement compris dans la province géologique des Appalaches. Dans le sud du Québec, cette province est séparée des Basses Terres du Saint-Laurent au nord par la faille de Logan. Les Basses Terres sont constituées de roches sédimentaires peu ou pas déformées représentant un cycle de transgression-régression d'âge cambrien supérieur et ordovicien (Globensky, 1987). Les Appalaches s'étendent sur la majeure partie de la côte est de l'Amérique du Nord, soit du sud des États-Unis à Terre-Neuve. Elles résultent de trois phases orogéniques paléozoïques, soit les orogènes taconienne, acadienne et alléghanienne, ayant chacune affecté un ensemble sédimentaire et volcanique mis en place précédemment.

Dans le sud du Québec, on retrouve principalement un ensemble cambro-ordovicien déformé par les orogènes taconienne et acadienne et un ensemble siluro-dévonien déformé par l'orogène acadienne. Chacune de ces zones présente un allongement et une structure sud-ouest nord-ouest. Elles sont séparées par la faille de la Guadeloupe. On y retrouve plusieurs intrusions dévoniennes constituées de granitoïdes et une intrusion crétacée composée de gabbros et de syénites (figure 1.4).

1.4: Substratum rocheux.

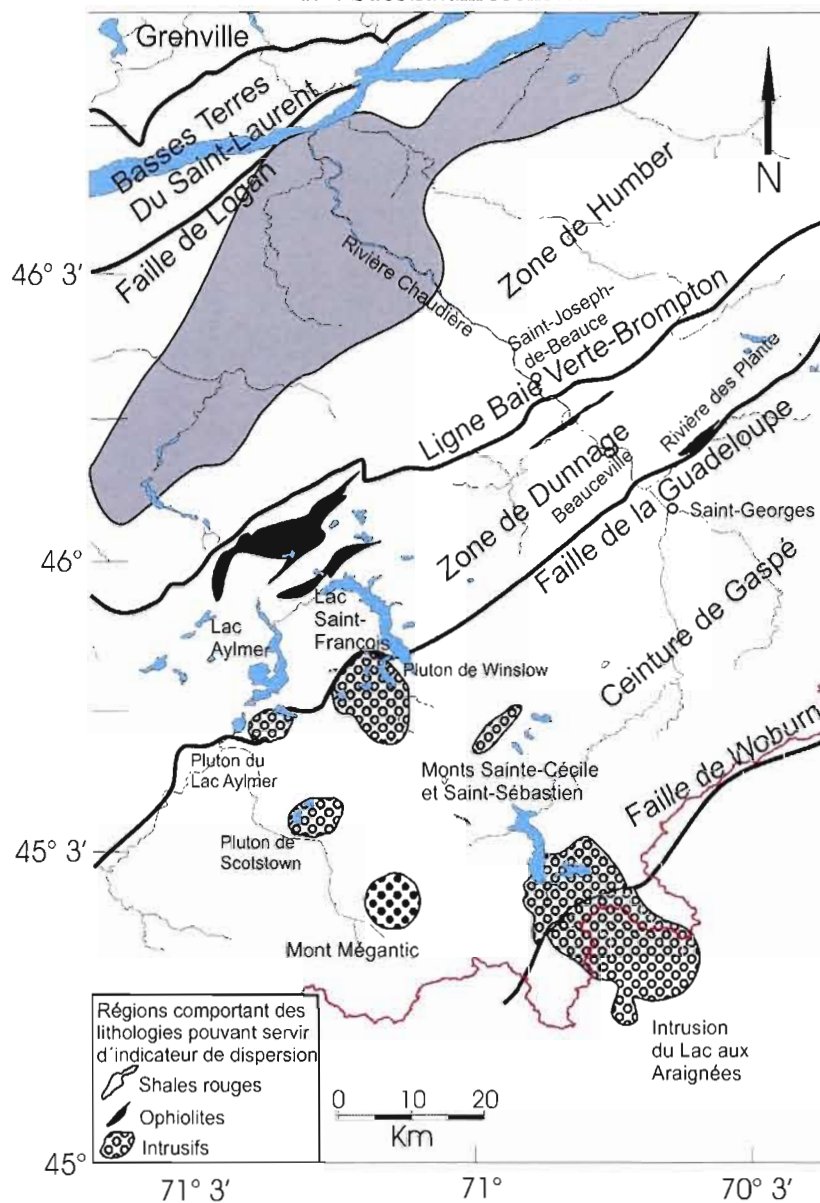


Figure 1.4 : Modifié de Pinet et Tremblay (1995): Les formations mises en évidence représentent les unités pouvant servir aux études de dispersion en tant qu'indicateurs de mouvements glaciaires. On y retrouve les différentes roches intrusives du sud du territoire, les complexes ophiolitiques associés à la ligne Baie Verte-Brompton et les shales rouges fissiles du Cambrien inférieur se retrouvant dans le nord de la zone de Humber.

1.3.1 Le Cambro-Ordovicien

Le Cambro-Ordovicien occupe la moitié nord-ouest des Appalaches du Québec. On y retrouve deux de ses cinq sous-unités (Williams, 1979), soit la zone de Humber et la zone de Dunnage. Ces zones sont séparées par la ligne de Baie Verte-Brompton à la limite des complexes ophiolitiques d'Asbestos et de Thetford Mines sur le territoire d'étude.

La partie du territoire d'étude occupée par la zone de Humber est constituée d'assemblages de roches siliciclastiques, de calcaires et de flyschs datant de la fin du Protérozoïque à l'Ordovicien Supérieur. Une unité appartenant à ces assemblages est d'intérêt pour cette étude. En effet, des shales rouges d'âge cambrien inférieur (Saint-Julien et Osborn, 1973) se distinguent à la limite nord et nord-ouest du terrain d'étude. Ces shales fissiles sont souvent interlités de shales verts et sont parfois associés à des bancs de grès. Leur faible résistance au transport glaciaire limite l'usage de clastes en tant que marqueur de dispersion. Par contre, leur pigmentation intense se retrouve, suite à l'attrition glaciaire, dans certaines argiles glaciolacustres.

La zone de Dunnage est marquée au nord-ouest par un corridor de déformation, la ligne Baie Verte-Brompton, (William et St-Julien, 1982; Pinet et Tremblay, 1995). Il affleure jusqu'à la faille de La Guadeloupe, puis se perd sous les unités siluro-dévonienues et ne refait surface que dans l'extrême sud du territoire. Elle est constituée de complexes ophiolitiques, de mélanges tectoniques et d'écailles d'unités appartenant à la zone de Humber (Saint-Julien et Osborn 1973). On y retrouve des lithologies variées tels des schistes, des ardoises, des conglomérats calcaires, des dolomies et quelques quartzites. Certaines séquences volcaniques se retrouvent aussi sur le territoire d'étude.

Les complexes ophiolitiques sont d'importance à cette étude en tant qu'indicateurs de mouvements glaciaires. Les clastes provenant de ces zones sont relativement résistants au transport glaciaire et facilement reconnaissables. En plus du complexe d'Asbestos et de Thetford Mines, on en retrouve aux abords de la rivière Chaudière entre Saint-Joseph et Beauceville et près de Saint-Georges dans le complexe ophiolitique de la Rivière des Plante.

1.3.2 Le Siluro-Dévonien

Le Siluro-Dévonien des Appalaches du sud du Québec se retrouve uniquement dans la ceinture de Gaspé, une unité reposant en discordance sur les roches plus anciennes de la zone de Dunnage. Un bassin de sédimentation postérieur à l'orogénèse taconienne et en partie synorogénique à l'orogénèse acadienne est à l'origine de ces roches (Béland, 1982). Sur le territoire d'étude, on ne retrouve qu'une seule de ces trois subdivisions, soit le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. Il est limité par la faille de la Guadeloupe au nord et par la faille de Woburn au sud (Pinet et Tremblay, 1995). On y retrouve principalement des turbidites d'âge dévonien inférieur et des calcaires d'âge dévonien moyen. Quelques assemblages volcaniques siluriens et dévoniens inférieurs affleurent dans la région du lac Aylmer.

1.3.3 Les intrusions dévoniennes et crétacées

Plusieurs intrusions dévoniennes et crétacées marquent le sud du Québec et le nord-est des États-Unis. La plus imposante est le Mont Mégantic, d'âge crétacé inférieur (Lowdon, 1960). Il s'agit d'un ensemble de ring dykes comprenant des syénites, des gabbros et des granites associés à une extension orientale des Collines Montérégiennes. On retrouve aussi un groupe de granodiorites d'âge dévonien supérieures (Lowdon, 1960; Heizer et Lux, 1984; Pinet et Tremblay, 1995). Cet ensemble comprend les Monts Sainte-Cécile et Saint-Sébastien, le pluton de Winslow, le pluton du lac Aylmer, le pluton de Scotstown et l'intrusif du lac aux Araignées (figure 1.4).

Ces granodiorites de matrice blanche opaque sont abondamment tachetées d'une portion mafique sans orientation préférentielle. Résistant à l'attrition, les clastes provenant de ces massifs isolés et distincts sont donc utiles comme marqueur de sens d'écoulement.

1.3.4 Le Grenville

Bien que se situant plus de 50 kilomètres au nord de la zone d'étude, cette vaste province géologique d'âge précambrien doit être mentionnée brièvement à des fins d'utilité comme marqueurs de direction d'écoulement glaciaire. Ces sous-ensembles sont principalement de haut grade métamorphique ou intrusif (Hocq, 1994). Ces roches sont très résistantes à l'attrition et distinctes des ensembles appalachiens. Sur le territoire d'étude, on retrouve dans les dépôts glaciaires de provenance nord et nord-ouest, des clastes de gneiss et de granites distincts des intrusions dévoniennes par leurs rubanements ou leur couleur rosé.

1.4 Dépôts meubles

Le territoire d'étude présente une couverture imposante de dépôts meubles. La majeure partie des dépôts est d'âge Wisconsinien. On y retrouve 6 unités principales, en plus de fortes accumulations fluvioglaciaires ou juxtaglaciaires (table 1.1).

La première unité à la base de la colonne stratigraphique est le Till de Johnville. Ce till très compact est rarement exposé. De provenance nord-ouest et riche en clastes, il s'apparente d'avantage au Till de Lennoxville au sommet de la colonne stratigraphique qu'au till intermédiaire, soit le Till de Chaudière. Superposés au Till de Johnville et toujours rarement exposé, se trouvent les sédiments alluviaux interglaciaires de la formation de Massawippi. Leurs imbrications témoignent d'un épisode de drainage libre vers la vallée du Saint-Laurent, dont l'âge excède 54 ka (McDonald et Shilts, 1971). Outre leur compacité, ils s'apparentent aux dépôts alluviaux actuels.

1.4.1 Stratigraphie du Quaternaire

1.1: Stratigraphie simplifiée du territoire d'étude.

Chronologie	Évènement	Unité Lithostratigraphique
Post-glaciaire	Sédimentation lacustre et fluviale, drainage libre	Sédiments post-glaciaires
Wisconsinien	Phases glaciolacustres lors de la déglaciation	Sédiments tardiglaciaires
	Glaciation de Lennoxville	Till de Lennoxville
	Déglaciation partielle, sédimentation glaci-olacustre	Formation de Gayhurst
	Englaciation laurentidienne Englaciation maritime	Till de Chaudière
Sangamonien	Sédimentation lacustre et fluviale, drainage libre	Formation de Massawippi
Illinoien	Glaciation de Johnville, écoulement du nord-ouest	Till de Johnville

Table 1.1: Modifiée de Shilts (1981) et Lamothe et al. (1992). La colonne stratigraphique montre la succession de trois tills. Le patron normal séparant deux glaciations est composé de phases glaciolacustres associées au retrait et à la réavancé glaciaire avec au centre, une phase de drainage libre. La formation de Gayhurst ne comprend pas cette dernière étant donné le retrait partiel du front glaciaire.

Le Till de Chaudière résulte ensuite d'une glaciation régionale dont le centre était localisé dans le Maine et le Nouveau-Brunswick. Les indicateurs de sens d'écoulement montrent des directions vers l'ouest-sud-ouest à la base du till et passe ensuite plutôt vers le sud. Ce phénomène est interprété par McDonald et Shilts (1971) comme la convergence des glaces appalachienne et laurentidienne et par Parent (1987) comme une variation progressive du centre d'écoulement. Il s'agit de la première unité affleurant plus fréquemment sur le territoire d'étude. Sa composition très argileuse et sa compacité le rendent résistant à l'érosion. On le retrouve généralement dans les fonds de vallées. La présence de pyrite non oxydée et de clastes de granodiorites au nord-est et à l'est de roches intrusives du Dévonien lui sont caractéristiques.

Selon McDonald et Shilts (1969) et Shilts (1981), dans la plaine du Saint-Laurent, le Till de Chaudière et le Till de Lennoxville ne correspondent qu'à une seule unité; le Till de Gentilly (Shilts, 1981). Par contre, en Beauce et dans les Cantons de l'Est, ces deux tills se distinguent et sont parfois séparés de sédiments glaciolacustres. Ces sédiments proviennent d'une phase de déglaciation partielle du sud du Saint-Laurent et constituent la formation de Gayhurst. Grossièrement, cette dernière est constituée de sédiments lacustres varvés et de larges accumulations de sables et graviers associés à des épandages subaquatiques. On y retrouve aussi d'anciens deltas, notamment au Barrage Gayhurst, coupe type de cette unité, situés au nord de la région du lac Mégantic. On retrouve les sédiments de Gayhurst principalement dans les vallées encaissées où ils ont été protégés de l'érosion.

Le Till de Lennoxville recouvre la majeure partie du territoire d'étude. En haute altitude, lorsque présent, il est généralement mince avec un fort pourcentage de clastes de provenance locale et repose directement sur le roc. Le roc appalachien étant régulièrement constitué de roches fissiles, les clastes produits sont aplatis, anguleux et souvent imbriqués. La matrice, généralement brunâtre est moins présente que lorsque ce même till est formé à plus basse altitude. Dans ces conditions, les clastes montrent une forme en ogive typique et indiquent plus clairement le sens d'écoulement, généralement du nord-ouest au sud-est. On y retrouve des clastes de shale oxydés et de certaines lithologies appalachiennes plus résistantes, souvent accompagnées de veines de quartz. On y note aussi la présence de clastes de provenance grenvillienne. La surface du Till de Lennoxville joue le rôle de couverture de surface, il est donc systématiquement sujet à la pédogénèse. En dehors des zones agricoles, on retrouve généralement l'horizon B dans les 40 premiers centimètres. On y retrouve rarement un horizon C non oxydé. Il présente généralement une couleur brun orangé marquée par l'altération et tire plutôt vers le gris lorsque frais. Une portion du territoire est couverte d'un till distinct, mais contemporain du Till de Lennoxville. Il s'agit de la lentille de Drolet située au sud-est du Mont Sainte-Cécile. Le till s'y trouvant est, entre autres, plus argileux et présente des clastes plus petits que le Till de Lennoxville. Cette lentille fut causée lors du remplissage d'un surcreusement du roc par un till provenant largement du remaniement glaciaire de dépôts glaciolacustres associé à l'épisode de Gayhurst (Shilts, 1981).

1.4.2 Accumulations fluvioglaciaires et juxtaglaciaires

Plusieurs moraines marquent le sud du Québec. Sur le territoire d'étude, la première moraine d'importance à partir du sud, est située aux environs de la frontière internationale. Il s'agit de la Moraine Frontalière. En descendant la pente régionale vers le nord-nord-ouest, vient ensuite la Moraine de Ditchfield qui recoupe le lac Mégantic dans sa partie centrale. Dans la partie nord du lac, on retrouve la Moraine de Mégantic. Du côté Est, elle se joint ensuite à la Moraine de Saint-Luger qui marque la fin des moraines du sud du territoire (figure 1.5).

Les moraines du sud du territoire sont généralement de forme lobée et composées de crêtes de sable, gravier, galets et blocs arrondis et parfois imbriqués. Lorsque présents, les marqueurs de sens d'écoulements indiquent des courants inverses au drainage régional actuel. On y retrouve souvent une structure de lits continus de fortes inclinaisons ou entrecroisés à une échelle métrique découpée de larges chenaux internes. Ces dépôts sont associés à des chenaux d'évacuation d'eau de fonte longeant le front glaciaire lors de courtes oscillations (Shilts, 1981). Des failles de cisaillement interne causé par des amas de glaces résiduelles lors de la récession y sont fréquentes (McDonald et Shilts, 1975). On y retrouve un faciès subaérien au-dessus de 430 m d'altitude et un faciès subaquatique en dessous de cette limite.

La zone sud du territoire est aussi marquée de deux eskers. L'un longe le côté ouest du lac Mégantic et est responsable de larges accumulations dans les environs de Woburn. L'autre se trouve dans la région du Lac aux Araignées et est plus rarement exposé. Ces eskers se présentent généralement en courtes sections discontinues parfois même juxtaposées les unes aux autres. Aux abords du lac Mégantic, d'épaisses accumulations de faciès deltaïques, associés aux moraines et parfois exposé en alternance avec les eskers, montrent des sens d'écoulements vers le centre de la vallée. Ces deltas proglaciaires possèdent des lits frontaux souvent discontinus et ne possèdent pas de contact topset/offset bien défini. On peut les retrouver jusqu'à une altitude avoisinant les 445 mètres, par contre, ils possèdent souvent un plateau situé entre 430 et 440 mètres d'altitude.

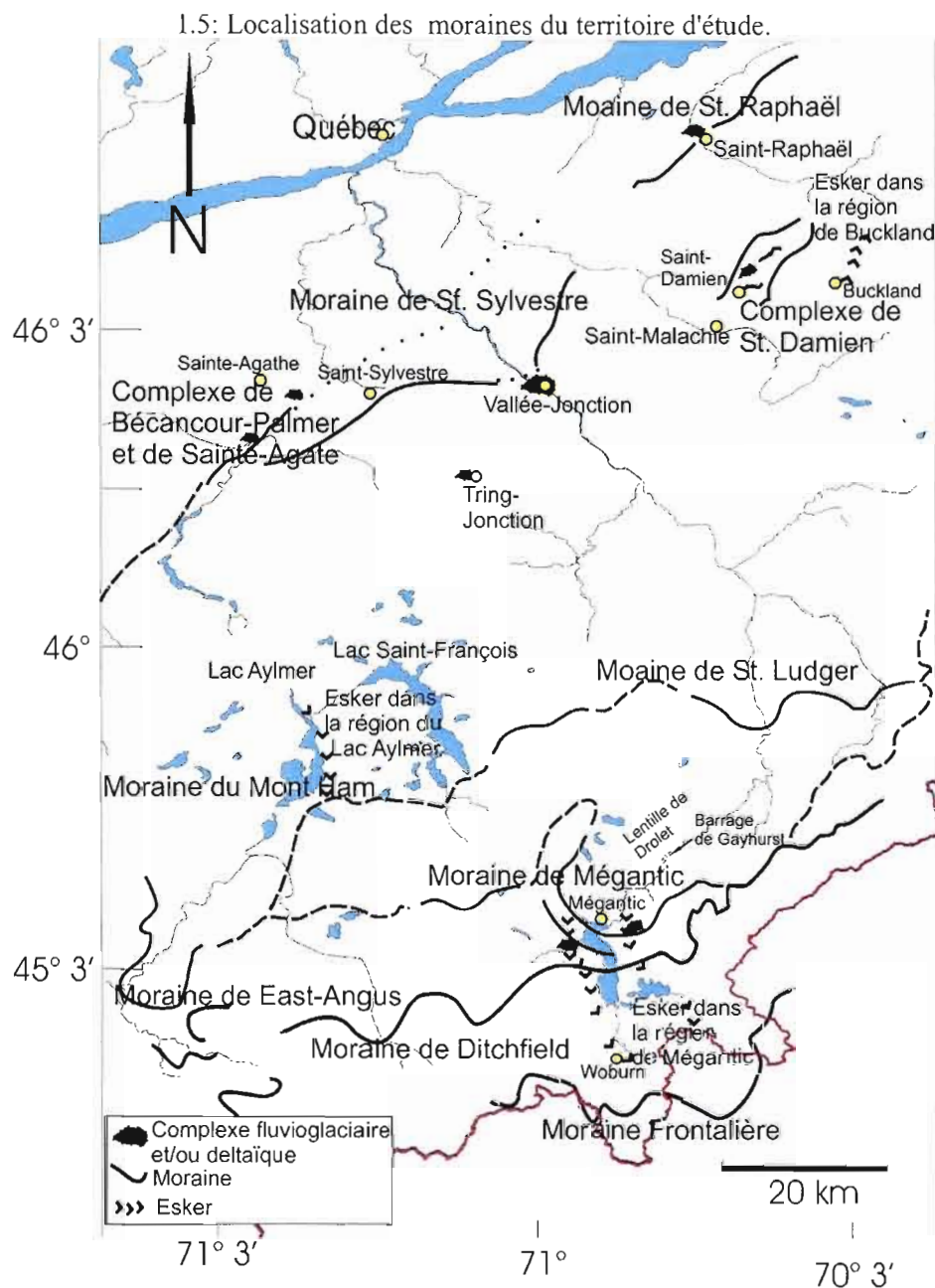


Figure 1.5 : Modifié d'après Parent et Occhietti (1999), Gadd (1964), Gadd et al. (1972) et Shilts (1981) : Position approximative des principales moraines du sud du Québec. On note l'orientation générale soulignant la déglaciation vers le nord-ouest. Des lobes se situant dans les vallées de la rivière Saint-François et Chaudière reculent par contre vers le nord-est. Aussi, des eskers dans la région de Buckland indiquent des sens de transport vers le nord et le nord-est (Chauvin, 1985).

D'autres deltas proglaciaires semblables se situent dans le centre nord du territoire. On les retrouve notamment au sud des Monts Notre-Dame dans la région de Tring-Jonction et quelques kilomètres à l'ouest de Saint-Malachie. Cette portion centrale du territoire est aussi l'hôte d'accumulation d'épandages fluvioglaciaires stratifiés dont le plus imposant exemple se situe à Vallée-Jonction. Ces sédiments, situés dans les vallées, montrent des structures plus turbulentes que les deltas proglaciaires et des directions d'écoulement inverse au drainage actuel. On les retrouve aussi, dans une moindre mesure, dans les vallées des rivières Palmer et Etchemin. Dans l'ensemble, ces dépôts ayant été déposés sous la limite lacustre ne montrent pas de topset, peuvent contenir des séquences de silts et d'argiles et sont parfois recoupés par leur propre conduit de transport sous-aquatique sous forme d'eskers (Blais, 1989). Dans la région des rivières Palmer, Bécancour et de Sainte-Agathe, ces épandages de provenance intra et sous glaciaires côtoient des dépôts stratifiés deltaïques proglaciaires et des sédiments glaciolacustres. Occhietti et al. (2001a) ont fait référence à ces ensembles sous le nom de complexe stratifié de Bécancour-Palmer et de Sainte-Agathe ('1: Stratified complex of Sainte-Agathe, 2: Stratified complex of the Bécancour-Palmer Rivers', figure 3, p 248.)

Les extensions orientales des moraines de East-Angus et du Mont Ham rejoignent la partie ouest du territoire au sud des lacs Aylmer et Saint-François. La corrélation entre ces moraines et celles de Mégantic et Saint-Luger est proposée par Parent (1987) et Parent et Occhietti (1988). Les caractéristiques de ces moraines, d'intérêt à la présente étude, sont principalement les importants lobes de sédiment laissés dans la vallée de la rivière Saint-François et certains chenaux abandonnés sur leur côté est. On retrouve aussi dans cette région certains eskers notamment du côté est du lac Aylmer, montrant un sens d'écoulement vers le sud-sud-est.

Le piedmont appalachien est l'hôte d'accumulations morainiques variées qui marquent la limite nord du territoire d'étude. Autrefois regroupé en une seule unité sous le nom de Moraine des Hautes Terres (Highland Front Moraine) (Gadd, 1964). Ce complexe a été subdivisé ultérieurement (LaSalle, 1977a; Prichonnet, 1984; Chauvin et al., 1985; Parent, 1987; Parent et Occhietti, 1988; Occhietti et al., 2001a). La portion centrale de ce complexe,

associée au territoire d'étude, se nomme aujourd'hui la Moraine de Saint-Sylvestre. La source de ces dépôts correspond toujours à l'interprétation originale, soit un front laurentidien se terminant au piémont appalachien.

Au nord-est du territoire, entre la rivière Etchemin et la ville de Saint-Raphaël, un autre front morainique marque le piémont appalachien, soit la Moraine de Saint-Raphaël. Elle présente des traces de déposition subaquatique et des directions d'écoulement vers le sud. Il s'agit des derniers sédiments laissés par un front laurentidien précédant l'invasion marine (Occhietti et al., 2001a). Vers le sud-ouest, quelques sites discontinus allant jusqu'à l'ouest de la rivière Chaudière lui sont aussi associés selon ces auteurs.

Au sud-est de la Moraine de Saint-Raphaël, on retrouve le complexe de Saint-Damien. Ce complexe fluvioglaciaire présente des sédiments reposant généralement sur les versants de vallées. On peut les trouver jusqu'à une altitude de 700 mètres (Gadd, 1964). Ces amas montrent une topographie de type bosselée. On y trouve des sables et graviers parfois interlités, parfois entrecroisés avec des sens d'écoulement indiquant généralement le nord et le nord-est. Ce complexe fut d'abord interprété comme mise en place au front d'une masse appalachienne par Chauvin et al.. D'autres auteurs lui ont attribué une origine laurentidienne (Blais et Shilts, 1992; Occhietti et al., 2001a). Ce complexe marque aussi la limite nord de certains eskers se trouvant sur les Monts Notre-Dame. Ces eskers peuvent varier en épaisseur de quelques mètres à une trentaine de mètres et sont déposés en segments variant de quelques centaines de mètres à plus de 20 kilomètres. Leurs sens d'écoulement d'orientation générale vers le nord les associent à une calotte appalachienne (Chauvin et al., 1985).

1.4.3 Dépôts glaciolacustres.

Stratigraphiquement, les dernières unités marquant le territoire sous les alluvions et dépôts lacustres actuels sont d'origine glaciolacustre. On y retrouve des sédiments littoraux associés à des niveaux lacustres précis, quelques rares dépôts de faciès profonds et de nombreuses formes de terrains reliées à leur drainage. La faible durée des lacs a été peu favorable des délavages importants ou à la déposition de plages sableuses. Elles sont généralement composées de sable grossier et délavé de faciès massifs à légèrement lenticulaire, elles forment rarement des cordons ondulants. Plusieurs plages sont associées aux remaniements d'accumulations fluvioglaciaires ou proglaciaires déjà en place. On les retrouve le plus souvent à même les moraines et deltas proglaciaires. Certains flancs de vallées abruptes tels que dans la partie amont de la rivière Palmer et dans les environs de Saint-Léon sur la rivière Etchemin montrent aussi des sédiments littoraux déposés à même le retrait glaciaire tel des kames. Ces dépôts contiennent une granulométrie plus grossière et délavée aux grains anguleux, ils ont cependant parfois été remaniés suite à leur déposition ou avoir glissé sous la ligne de rivage et formé des colluvions.

On retrouve aussi certains deltas perchés de provenance météorique. Ils sont parfois associés à des rivières actuelles coulant vers des embouchures plus basses. Dans d'autres cas, il est possible de retracer des paléochenaux reliant les deltas à des phases glaciolacustres de niveau supérieur dans des vallées adjacentes. Le fond des chenaux peut être constitué de galets imbriqués de forme arrondie et aplatie ou ne conserver que des blocs abondants et reposant pratiquement sur le roc. Ce dernier cas, associé à un important délavage, peut être différencié de champs de blocs mis en place par ablation lors du recul glaciaire par l'absence complète de till. Certains cols ayant servi d'exutoire à des niveaux glaciolacustres possèdent des sédiments dont la granulométrie passe de sableuse à grossière en passant du côté inondé au chenal de drainage abandonné. Ces cols sont parfois très mal drainés ce qui les distingue du reste de la ligne de partage des eaux actuelle.

Des argiles en altitude plus élevée que les niveaux lacustres actuels viennent aussi témoigner de l'environnement glaciolacustre dans certaines vallées (Blais, 1989). On les retrouve par contre uniquement dans les parties nord des vallées des rivières Chaudière, Etchemin, Palmer et Bécancour. Dans la partie sud du territoire, on ne retrouve ces argiles qu'à quelques endroits isolés, le plus souvent dans des bassins secondaires reliés à des affluents de la rivière Chaudière sur son côté ouest (Shilts, 1981). Contrairement aux argiles lacustres associées à l'épisode de Gayhurst, celles-ci sont massives et non varvées. L'ensemble de ces sédiments tardiglaciaires fait partie de l'objet principal de cette étude, il est donc détaillé de manière supplémentaire au chapitre trois.

1.5 Forme actuelle du drainage

Les différentes phases orogéniques et les différences de dureté des unités appalachiennes ont laissé les Monts Notre-Dame et les Montagnes Frontalières en relief positif. La physiographie habituelle en cuvette des bassins versant partant des Appalaches vers le Fleuve Saint-Laurent est donc brisée par une vallée d'orientation sud-ouest nord-est au niveau de la zone de Dunnage et du nord de la Ceinture de Gaspé. Le drainage général s'effectue vers le nord-ouest s'en trouve modifié. Les Monts Notre-Dame viennent jouer le rôle de centre d'écoulement secondaire et ont pu faciliter le blocage du drainage de la rivière Chaudière durant le Tardiglaciaire (figure 1.6).

En général, les rivières du territoire d'étude coulent perpendiculairement aux Appalaches. Certaines de leurs sections, ainsi que leurs affluents, s'écoulent selon la structure appalachienne dans l'axe sud-ouest nord-est. Les principales rivières sont les rivières Bécancour, Palmer, Chaudière et Etchemin coulant vers le nord-ouest la rivière Saint-François déviant les Monts Notre-Dame par le sud-ouest. À l'exception de la Rivière-du-Sud, Palmer et Saint-François, ces rivières incisent les Monts Notre-Dame de part et d'autre.

1.6: Carte des bassins versants du territoire d'étude.

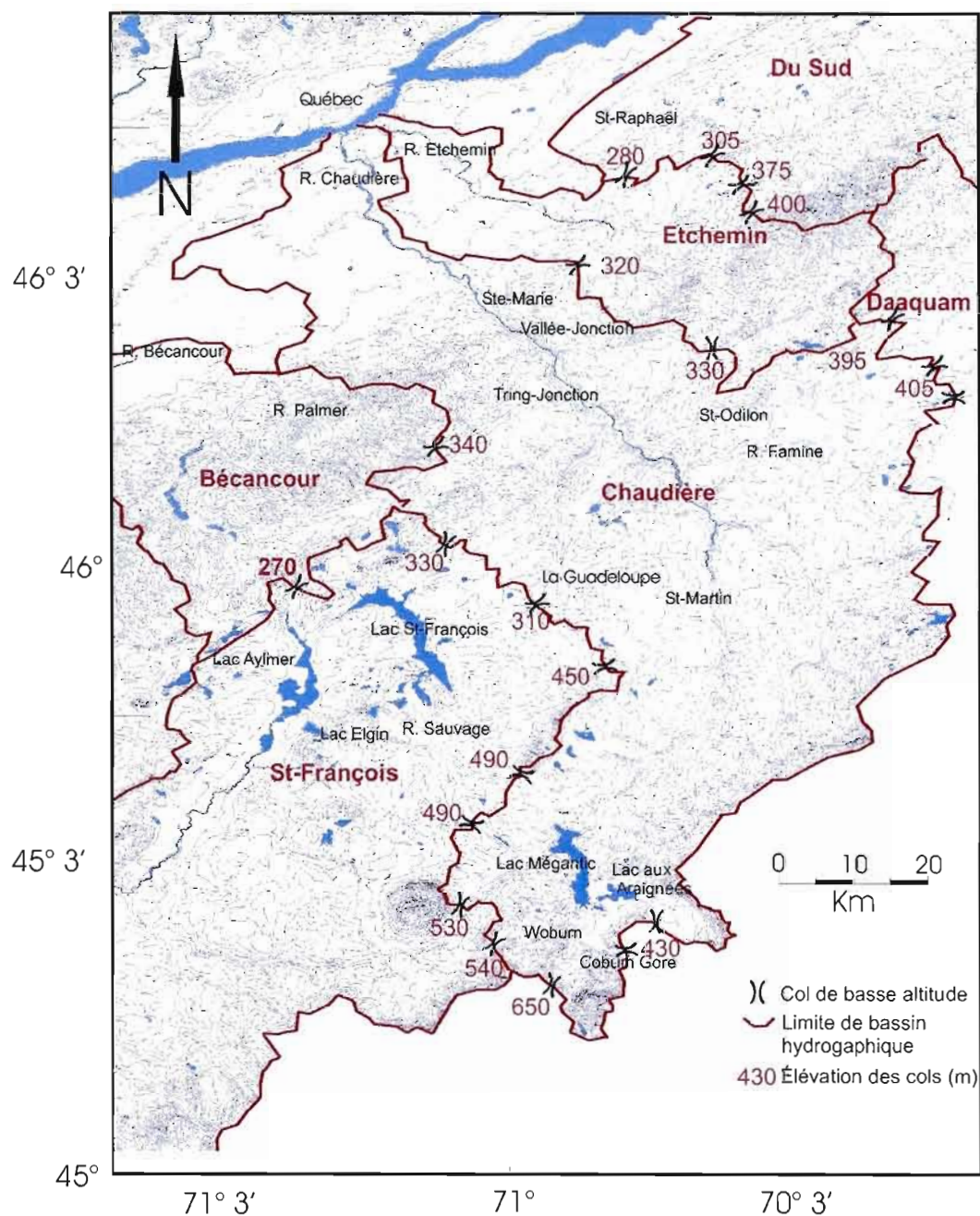


Figure 1.6: Le bassin versant central du territoire d'étude est celui de la rivière Chaudière. Les différents cols de basse altitude disposés sur les lignes de partage des eaux pouvaient servir d'exutoire dans un contexte de drainage vers le Saint-Laurent bloqué par un front glaciaire. On note les cols de 430 mètres près de Coburn Gore, le col de 310 mètres à La Guadeloupe et le col de 395 mètres entre les rivières Famine et Daaquam.

CHAPITRE II

PROBLÉMATIQUE DU DÉVELOPPEMENT DES LACS PROGLACIAIRES DANS LA VALLÉE DE LA RIVIÈRE CHAUDIÈRE

2.1 Introduction

L'étude du drainage tardiglaciaire dans le sud du Québec a évolué de concert avec les différents modèles de déglaciation régionale au cours du dernier siècle. Le présent chapitre les résume dans un ordre chronologique en prenant toutefois en considération les liens géographiques entre les différentes études présentées.

2.2 Travaux antérieurs

En 1907, Hitchcock est le premier à noter des témoins de paléorivages dans les Cantons de l'Est. Il propose de donner le nom lac glaciaire Memphrémagog à un large lac proglaciaire ayant existé dans le bassin de la rivière Saint-François. Le modèle de déglaciation accepté à cette époque implique un centre d'englaciation appalachien sur les Montagnes Blanches suivi de deux réavancées d'un glacier laurentidien (Chalmers, 1898).

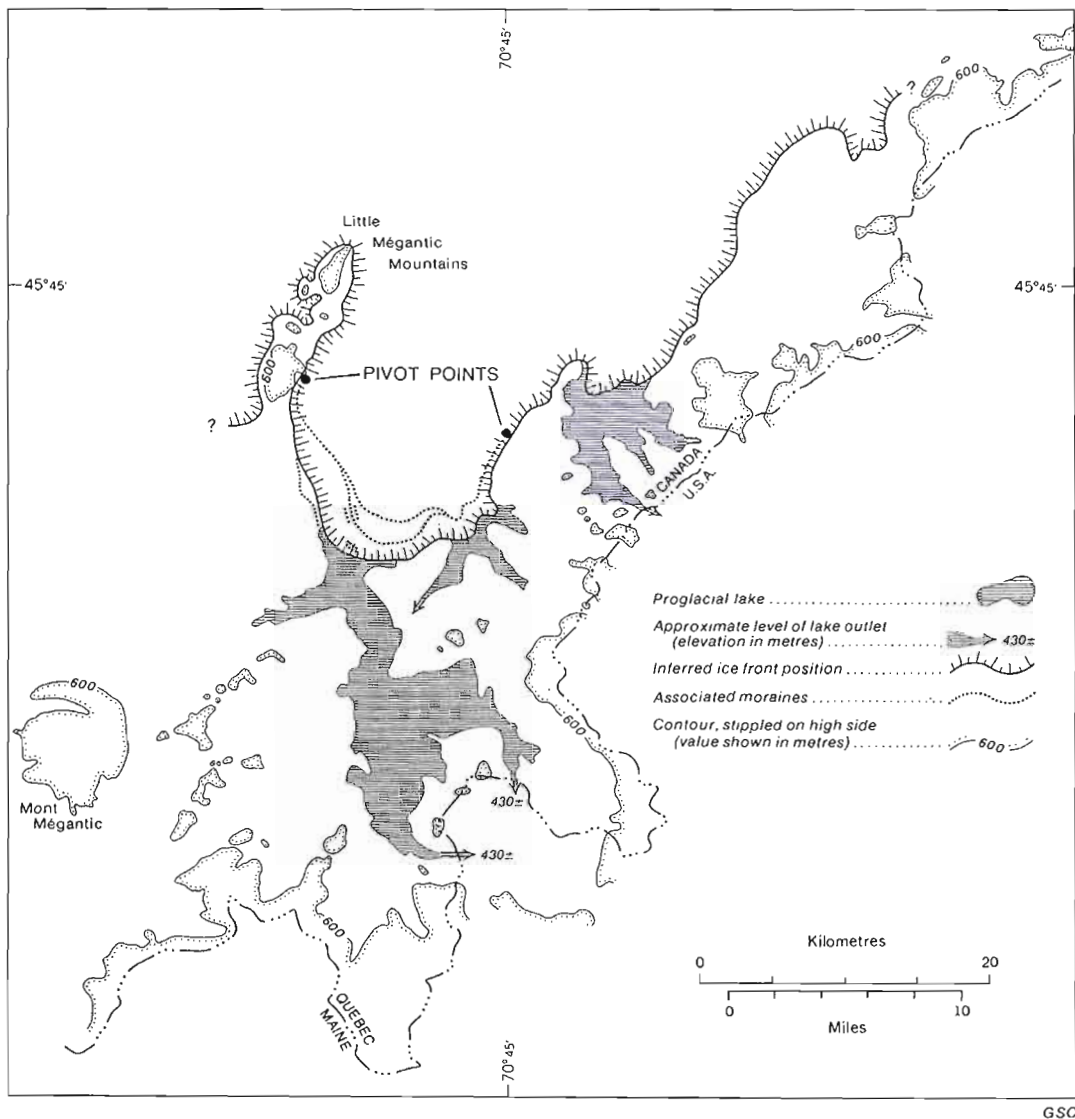
L'idée de l'existence de plusieurs phases glaciolacustres se concrétise avec Antevs en 1925 sur la base d'observations d'argiles déposées en dehors de la limite de la Mer de Champlain et n'étant pas associées aux lacs actuels. Ces observations couvrent un territoire allant d'Ottawa à la rivière Chaudière. Vers le milieu du siècle, peu de travaux concernent le drainage tardiglaciaire. Parallèlement, l'idée d'une englaciation laurentidienne unique prend beaucoup d'importance et les indicateurs de mouvements vers le nord, supportant l'idée d'un centre d'englaciation appalachien, sont généralement attribués à des phénomènes locaux.

En 1965, Thorn commence à élaborer les limites du lac proglaciaire Memphrémagog en corrélant des paléorivages. McDonald poursuit ensuite ces travaux (1967, 1968), on lui doit entre autres la phase principale de Sherbrooke ayant l'exutoire du lac Nick comme contrôle d'élévation à environ 250 mètres. Son extension orientale dans la vallée de la rivière Saint-François est laissée en suspend.

Quelques années plus tard, la configuration d'un lac proglaciaire dans la région de Mégantic est définie par Shilts (1970). À cette époque, des stries vers le nord sont observées dans la région de Thetford Mines (Lamarche, 1971, 1974). Ces observations sont à l'origine du concept de Quebec Ice Divide (Shilts, 1981). Il spécifie donc que le lac proglaciaire Mégantic était probablement en contact au nord avec un glacier indépendant du glacier laurentidien, centré entre les Monts Notre-Dame et les Montagnes Frontalières. Deux lacs proglaciaires contemporains du lac glaciaire Mégantic sont aussi identifiés dans des vallées adjacentes à l'est de la vallée de la rivière Chaudière. Coulant vers le Maine lorsque le front est au niveau de la Moraine de Ditchfield, ces lacs se drainent ensuite vers le lac proglaciaire Mégantic lorsque le front est au niveau de la Moraine de Mégantic. Ce dernier se draine lui-même par deux exutoires à 430 mètres vers la Dead River Valley dans le Maine (figure 2.1). L'existence de lacs glaciaires au pourtour du Mont Mégantic est aussi notée. Cette région sera réétudiée plus tard, en détails, dans les travaux de Larocque (1983).

Les années 60 et 70 ont aussi été témoin de certains avancements sur l'étude des lacs proglaciaires dans la région centre-nord du territoire. Gadd (1964) et Gadd et al. (1972) notent le caractère subaquatique et le sens de déposition vers les Appalaches de plusieurs dépôts situés au piémont appalachien, alors associés à la Moraine des Hautes Terres (Gadd, 1964). Ils proposent que le drainage des vallées des rivières Chaudière et Etchemin, bloquées par le front laurentidien, s'effectuait vers l'océan Atlantique par l'entremise des rivières Daaquam et Saint-Jean au moment où la vallée de la rivière Saint-François se drainait vers le bassin du lac Champlain. Le drainage de ces différents bassins se serait ensuite relié pour former un système intégré se vidant vers le nord-est suivant le front laurentidien avant l'invasion marine des Basses-Terres du Saint-Laurent.

2.1: Lacs proglaciaires de la région de Mégantic selon Shilts (1981).



GSC

Figure 2.1: Configuration du front glaciaire au moment de la construction de la Moraine de Mégantic (tiré de Shilts 1981, figure 52, p 47.). Les deux exutoires de 430 mètres vers la Dead River Valley sont à noter, de même que les deux lacs d'altitude de 445 mètres et 500 mètres contemporains du lac glaciaire Mégantic et situés légèrement vers le nord-est.

Gauthier (1975) apportait des spécifications supplémentaires à ce modèle pour les vallées des rivières Chaudière et Etchemin. Soutenue par un travail de cartographie, son interprétation implique trois phases glaciolacustres. La première étant contrôlée par l'exutoire de la rivière Daaquam, situé à 395 mètres d'élévation, tel que proposé antérieurement. Le blocage d'exutoires d'élévation inférieure à l'ouest de la Beauce, nécessaire à l'existence de ce niveau, reste toutefois problématique (figure 2.2), l'existence de glace indépendante est proposée comme hypothèse. De plus, un travail de cartographie au sud de Saint-Georges afin de confirmer l'extension maximum des lacs proposés reste à faire. Suite au niveau de 395 mètres, en réponse au déblocage partiel de la vallée de la rivière Chaudière, un niveau à 210 mètres contrôlé par un barrage de glace ou de sédiment vient s'y installer. Le niveau lacustre dans la rivière Etchemin tombe alors à 330 mètres et s'écoule vers le lac de niveau de 210 mètres dans la vallée de la Chaudière par la rivière des Plante. La phase finale implique un niveau lacustre à 210 mètres dans les deux vallées s'écoulent vers le nord-est le long de front glaciaire. Ce chapitre du mémoire de Gauthier (1975) représente le modèle glaciolacustre de la Beauce le plus détaillé de la littérature jusqu'à ce jour. Par contre, le gauchissement isostatique n'y étant pas pris en compte et le faible nombre d'observations effectuées dans la vallée de la rivière Chaudière impliquent que les corrélations de niveaux doivent être repensées.

À cette époque, l'idée de la progression d'une baie de vêlage dans le chenal du fleuve Saint-Laurent a été suggérée comme la cause de la séparation entre les glaces laurentidienne et appalachienne (Gadd, 1976; Thomas, 1977). Le front de la Moraine des Hautes Terres, aurait été attribuable à une réactivation laurentidienne suite à la déglaciation de la vallée du Saint-Laurent à la hauteur de Québec (Gauthier, 1975; Lortie, 1976; Shilts, 1976, 1981). Les lacs proglaciaires de la Beauce décrits par Gauthier étaient bloqués par le front glaciaire associé à cette réavancée laurentidienne. Leur mise en place avait lieu après une courte phase de drainage libre vers la vallée du Saint-Laurent. Cette hypothèse était supportée par des observations effectuées sur un site près de Saint-Georges. Ce site fut plus tard réinterprété et relié à l'épisode de Gayhurst par Blais (1989). L'absence d'observations supportant une réactivation glaciaire suite à l'invasion marine a amené Chauvin et al. (1985) à proposer une scission des glaciers laurentidien et appalachien au sud de la Moraine des Hautes Terres.

2.2: Lacs proglaciaires de la vallée de la Chaudière selon Gauthier (1975).

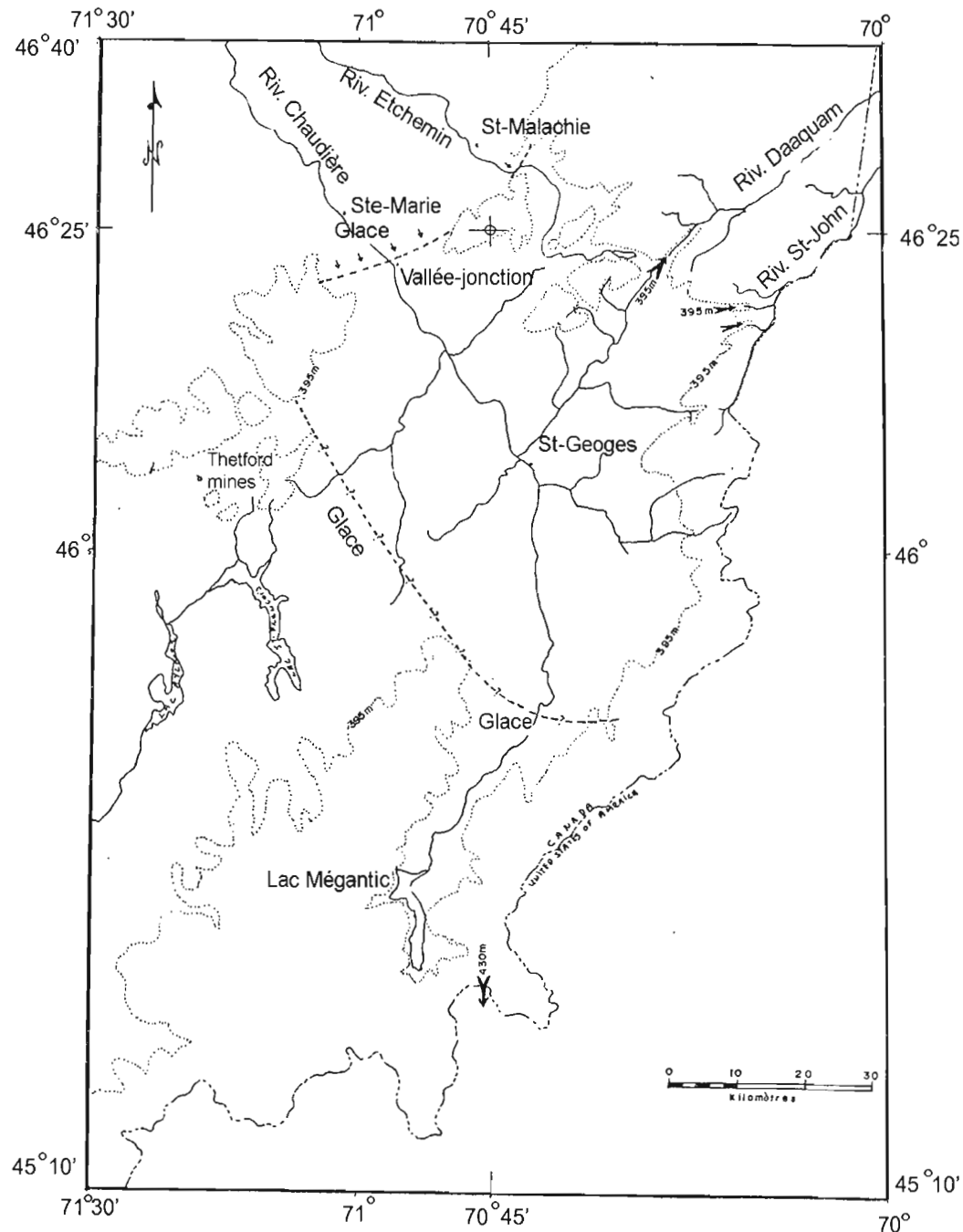


Figure 2.2: La configuration des lacs proglaciaires de la vallée de la Chaudière selon Gauthier (1975, figure 5.1 p. 107). Le contrôle du lac glaciaire Chaudière-Etchemin par l'exutoire de Famine/Daaquam (395 m) requiert la présence de glace à l'ouest de la Beauce où se trouvent des cols de plus bas niveau. L'extension glaciolacustre fut postulée selon la ligne de contour de 395 mètres.

Les travaux de Chauvin et al. (1985) mettaient donc fin à la nécessité d'une réavancée glaciaire traversant le chenal du Saint-Laurent. Les travaux de Blais (1989), suivant ce modèle, proposent une séparation des masses glaciaire du nord-est au sud-ouest dans les vallées de la rivière Chaudière et Etchemin. On y souligne que cette séparation s'effectuait dans un environnement glaciolacustre sous 395 mètres. Par contre, ces travaux n'ont pas pour but de préciser davantage les caractéristiques et l'évolution de ce lac proglaciaire. On y introduit cependant l'idée que ce plan d'eau pu être limité par des fronts glaciaires au nord et au sud au même moment. Le lac proglaciaire de la Beauce était donc de forme allongée du sud-ouest et nord-ouest et couvrait une superficie réduite par rapport aux dessins précédants (figure 2.3). Les épandages fluvioglaciaires se retrouvant au sud de l'extension nordique des stries vers le nord-est étaient toujours expliqués par une réavancée laurentidienne. Celle-ci s'effectuait selon Blais, dans ce même lac proglaciaire, avant que le chenal du Saint-Laurent soit libéré.

2.3: Lacs proglaciaires de la vallée de la Chaudière selon Blais (1989).

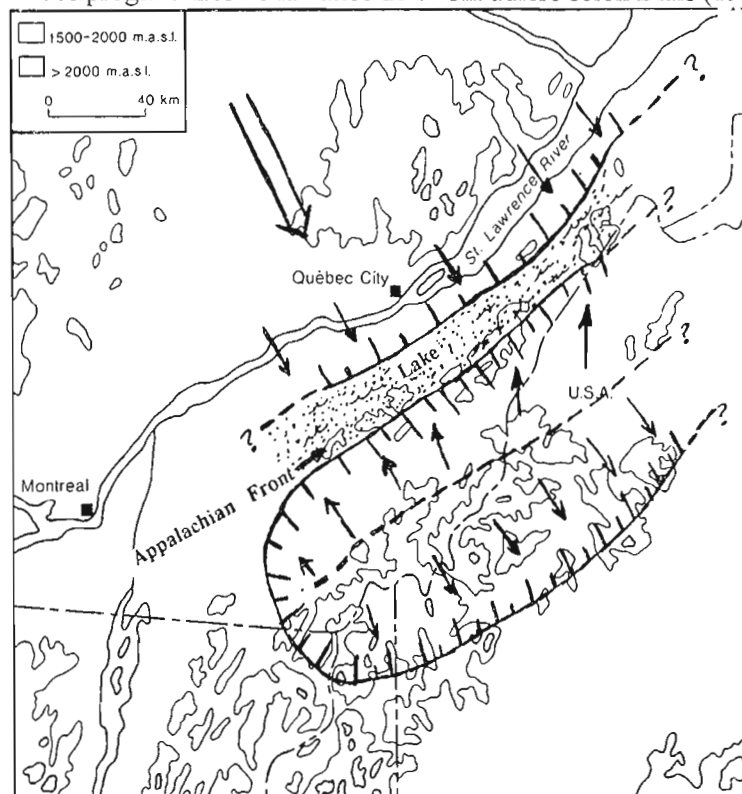


Figure 2.3: Le lac glaciaire de la Beauce selon Blais (1989, figure 26 p. 100) est confiné entre des glaces laurentidienne et appalachienne. Il est centré au nord des Monts Notre-Dame.

Durant cette même décennie, les travaux parallèles des frères Larocque s'attaquèrent directement à la problématique des lacs proglaciaires dans les hauts bassins des rivières au Saumon et Chaudière (Larocque A. et al., 1983) et du haut Saint-François (Larocque G. et al., 1983). Selon le modèle de Larocque A. et al., la déglaciation des Montagnes Frontalières dans les Cantons de l'Est s'effectue de manière successive de la Dead River Valley vers l'ouest. Ceci entraîne d'abord de multiples niveaux de courte durée dans la vallée de la rivière Arnold au sud du lac Mégantic, préalablement à l'instauration du niveau du lac glaciaire Mégantic. Nommés étangs frontaliers, ces différents lacs s'écoulaient par une suite d'exutoires allant de 860 à 430 mètres. D'autres niveaux s'instaurent ensuite le long du front glaciaire du côté ouest du lac Mégantic. Ils se drainent vers la Dead River jusqu'à la libération des exutoires du fleuve Connecticut et de l'Indian Stream plus à l'ouest. Ces exutoires sont actifs jusqu'à l'instauration du lac glaciaire Memphrémagog qui drainera ensuite le bassin de la rivière au Saumon et les différents niveaux s'y étant succédé (Larocque G. 1983). Une des nombreuses phases de niveau glaciolacustre proposée par ce modèle est qualifiée de contemporaine de la Moraine des Hautes Terres. Ceci implique l'existence simultanée de niveaux glaciolacustres dans le sud du territoire au front d'une masse appalachienne et de niveaux glaciolacustres dans le centre-nord au front de l'inlandsis laurentidien.

De son côté, le lac glaciaire Memphrémagog (figure 2.4) se voit aussi l'objet de différentes études. Les travaux de Clément et Parent (1977) s'attardent principalement aux fronts morainiques de la région et précisent deux gradients d'isobases. Le relèvement isostatique était donc influencé par les glaces se retirant vers le nord-ouest conforme aux observations de McDonald (1967), mais aussi par un front se retirant vers la vallée du Saint-François au nord-est. Plus tard, Boissonnault et Gwyn (1983) proposent huit phases au lac Memphrémagog, allant de 365 à 165 mètres. La phase d'extension maximale reste la phase de Sherbrooke (McDonald, 1967). Son territoire est par contre agrandi et son altitude se situe entre 260 et 230 mètres. Ce dernier article fut par contre ouvertement critiqué par Gadd (1984). Basé sur l'absence de sédiments lacustres sur une bonne partie du territoire supposément recouvert par le lac Memphrémagog, Gadd y proposa plutôt l'existence de glaces résiduelles.

2.4: Phase Sherbrooke du lac glaciaire Memphrémagog.

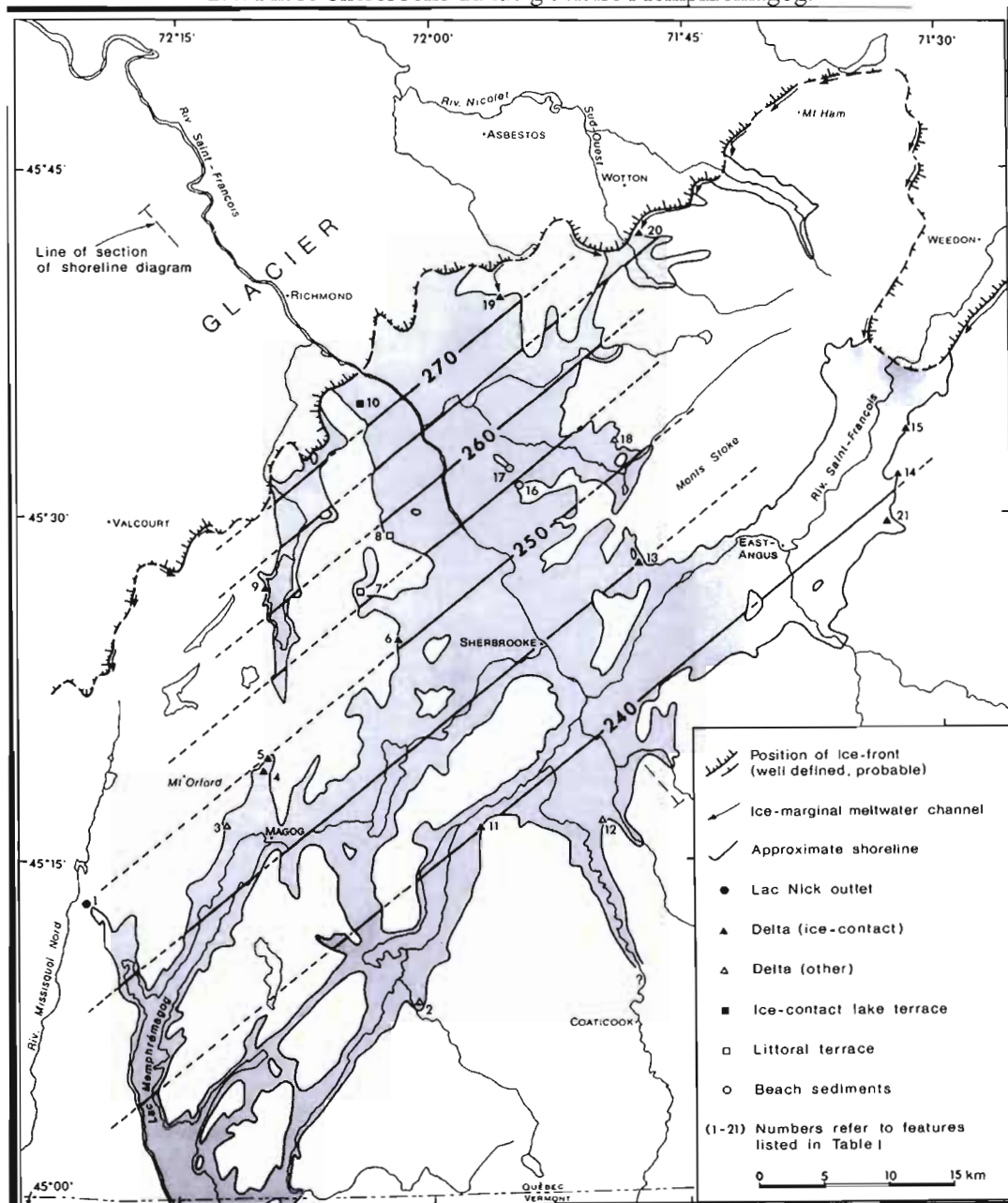


Figure 2.4: La phase de Sherbrooke au moment de la formation de la Moraine du Mont Ham. (Tiré de Parent et Occhietti, 1999, fig. 3, p. 121.). Durant la majeure partie de la déglaciation du sud du Québec, le bassin versant de la rivière Saint-François rejoignait le bassin du lac Champlain par la rivière Missisquoi Nord et se drainait ensuite vers la rivière Hudson. Le niveau de la phase Sherbrooke du lac glaciaire Memphrémagog était contrôlé par l'exutoire du lac Nick.

Plus tard, les travaux de Larocque A. (1999) et Larocque A. et al (2003a,b) proposent une compilation des différents niveaux lacustres du bassin de la rivière au Saumon et du côté sud-est du haut Saint-François. Leurs observations les amènent à des conclusions différentes de celles proposées par Gadd (1984) concernant l'existence de glaces résiduelles restreignant entre autres l'extension du lac Memphrémagog. Ces auteurs soutiennent que l'absence d'indices reliés à l'existence de lac proglaciaire dans le sud du Québec est souvent due à la courte durée et la faible stabilité de ces plans d'eau. Des facteurs de difficultés cartographiques tels le fort couvert végétal et des difficultés d'accès leur laissent aussi croire que cette absence ne pourrait être qu'apparente.

Des travaux à plus grande échelle sont aussi effectués dans les Cantons de l'Est. Parent et Occhietti (1988) proposent de corréler la phase tardive des lacs proglaciaires de la vallée de la rivière Saint-François avec la phase Fort Ann du lac Vermont (Clark et Karrow, 1984). Le niveau de ce lac aurait eu une altitude de plus de 240 mètres avant la libération de la région de Warwick. Sa coalescence subséquente avec le Lac aux Iroquois (Muller et Prest 1985; Anderson et al., 1985), occupant une partie de la vallée d'Ottawa, aurait donné naissance au Lac Candona (Parent et Occhietti, 1988). Son exutoire n'est pas spécifié. Ce plan d'eau aurait été bloqué par le contact entre le front laurentidien et une masse résiduelle au sud, nommé masse résiduelle des Bois-Francis (Parent et Occhietti, 1988). La scission de ce barrage aurait provoqué l'invasion marine dans les Basses Terres et serait associée à une chute de niveau d'environ 30 mètres sur le piémont appalachien (Parent et Occhietti, 1988).

Le modèle de déglaciation régionale du sud du Québec quant à lui, progresse à partir de 1996. Une nouvelle hypothèse est avancée afin d'expliquer les mouvements tardiglaciaires vers le nord au sud du Saint-Laurent. En effet, un fort courant de glace suivant le sens de la vallée du Saint-Laurent, le Saint-Laurence Ice Stream (SLIS) (Occhietti et al., 1996, 1997) aurait eu des vitesses d'écoulement 10 fois supérieures aux glaces environnantes. Il les aurait donc attirées vers une baie de vélage située aux environs de l'embouchure du Saguenay, sans que celle-ci ne progresse vers l'amont. Le SLIS serait donc responsable de l'amincissement de la glace des Cantons de l'Est et de la Beauce. Cette hypothèse permet de mieux unifier les observations faites de part et d'autre du fleuve. Par contre, elle met fin à l'idée d'un front

glaciaire appalachien actif vers le nord-ouest passé le secteur des moraines de Saint-Jean-Port-Joli. Suite au SLIS, seulement des masses stagnantes auraient persisté en Beauce. Ce modèle est ensuite complété en y incorporant une réactivation laurentidienne nommée Beauce Event (Occhietti et al., 2001a). La particularité du Beauce Event tient au fait que le front laurentidien aurait été longtemps en contact avec les glaces stagnantes de la Beauce.

Bien qu'il s'agisse d'un saut conceptuel important, du point de vue du drainage tardiglaciaire, ce nouveau modèle varie peu par rapport à celui proposé précédemment. Le dernier mouvement glaciaire reste le recul d'un front laurentidien vers le nord-ouest dans un environnement glaciolacustre. L'extension et l'exutoire de ce dernier y sont toujours en suspend. On y ajoute par contre les complexes des rivières Palmer-Bécancour et de Sainte-Agathe. Le lac proglaciaire lui-même est nommé lac Chaudière-Etchemin. La rive sud du lac est maintenant située sur le flanc nord-ouest des Monts Notre-Dame, possiblement en contact avec des masses stagnantes tardives plutôt que contre un front glaciaire appalachien actif situé au sud-est des Monts Notre-Dame.

Au cours de l'évolution des différents modèles de déglaciation du sud du Québec, la fin de l'existence des lacs proglaciaires a toujours été associée à l'invasion de la Mer de Champlain. L'interprétation de cet événement par contre, a évolué parallèlement à la connaissance de la déglaciation. On doit les premiers travaux réalisés sur cette mer intérieure à Logan (1863) et à Dawson (1893). Depuis, de nombreuses datations au radiocarbone (^{14}C) ont été effectuées sur des restes fossiles invertébrés associés aux différentes phases de la Mer de Champlain. Les âges obtenus variaient entre 13 000 et 9 700 ans ^{14}C (Rodrigues, 1988). Par contre, l'aspect diachronique des rivages et la calibration des âges ^{14}C , aussi affectée par un effet réservoir hautement significatif (Occhietti et al., 2001a; Richard et Occhietti, 2005), ont longtemps posé obstacle à la validité du cadre chronologique de la Mer de Champlain. L'observation de sites dont la stratigraphie chronologique était inversée par rapport à la stratigraphie sédimentaire amène Rodrigues (1988) à suggérer l'influence de ^{14}C ancien d'origine minérale comme une source d'erreur supplémentaire. Dans des travaux récents, Dyke et al. (2003) et Occhietti et Richard (2003) affirment respectivement que l'effet réservoir des eaux côtières du Canada peut excéder 1 000 et 1 500 ans.

Il fallut attendre 2003 avant que ne soit proposée une chronologie des principaux événements de la Mer de Champlain en accord avec les modèles de déglaciation de la Nouvelle-Angleterre (Occhietti et Richard, 2003; Richard et Occhietti, 2005). La compilation de la déglaciation de la Nouvelle-Angleterre fut effectuée par Ridge et al. (1999) et Ridge (2003). Les contrôles chronologiques de ces derniers ont été principalement obtenus grâce à des reconstructions paléomagnétiques sur des varves lacustres et des sédiments marins. Le déversement du Lac Candona dans l'extension occidentale de la Mer de Goldthwait est donc estimé à $11\,100 \pm 100$ ans ^{14}C et corrigé à 13 140-13 000 ans au calendrier sidéral (Occhietti et Richard, 2003). D'autres âges libres de l'effet réservoir et publiés subséquemment sont sensiblement en accord avec ces résultats. On y retrouve un âge limitant la fin de l'existence de la phase tardive de la Mer de Champlain à plus de 10 000 ans $^{14}\text{C} \pm 95$ (Tremblay et al., 2005). De même, Rayburn et al. (2007) proposent des âges de 11362 ± 115 et 10901 ± 76 ans ^{14}C , respectivement corrigé à 13 428-13 020 et 12 995-12 793 ans au calendrier sidéral, toutes deux associées à des événements rapprochés, mais antérieurs à l'invasion marine. Les dernières études en date, effectuées par Cronin et al. (2008) suggèrent un âge de 13 100 -12 800 ans (sidéral) pour le début de l'épisode marin.

Ces données ont aussi permis de revoir à la hausse l'estimation de la vitesse de déglaciation du sud du Québec. Le retrait entre la position de la Moraine Frontalière et la vidange du Lac Candona se serait effectué à l'intérieur d'une fourchette de 450 ans (Occhietti et Richard, 2003; Richard et Occhietti, 2005). Ce résultat est basé sur un âge de la Moraine Frontalière attribué à $11\,550 \pm 150$ ans ^{14}C . Ce dernier fut extrapolé à partir de taux de retrait glaciaire calculé entre autres avec les moraines d'Ulverton-Tingwick au nord, et celle de Littleton-Bethlehem au sud. Il est relativement en accord avec les travaux précédents de Thompson et al. (1996) datant la moraine à $11\,500 \pm 50$ ans ^{14}C et ceux de Shilts (1981) la contraignant à plus de $11\,200 \pm 500$ ans ^{14}C .

2.3 Conclusion

Les connaissances de la stratigraphie des dépôts quaternaires, les données relatives au sens d'écoulement, l'étude des marqueurs de récession glaciaire et des reconstitutions glaciolacustres dans les Cantons de l'Est ont permis l'élaboration par étape d'un modèle complexe de déglaciation du sud du Québec. Les tracés des lacs proglaciaires de la vallée de la rivière Chaudière se sont adaptés aux modèles de déglaciation (table 2.1).

Les commentaires caractérisant les lacs proglaciaires de la Beauce ont souvent été établis en réponse à l'introduction d'un nouveau concept sur la déglaciation régionale. Ils n'ont jamais été utilisés comme outil de reconstruction servant à l'élaboration des modèles proposés tel que d'autres lacs proglaciaires l'on été dans les Cantons de l'Est. Les objectifs de cette étude, soit l'élaboration d'une reconstitution glaciolacustre appuyée par un programme de datation par luminescence ont pour but de combler les connaissances toujours déficientes sur les lacs proglaciaires de la Beauce et de la Haute Chaudière et peuvent donc apporter une contribution au modèle actuel de déglaciation.

2.1: Évolution des concepts sur les modèles de déglaciation du sud du Québec.

Concepts sur déglaciation du sud du Québec	Caractéristiques des modèles glaciolacustres tardiglaciaires
Masses glaciaires sur les Montagnes Frontalières indépendantes de l'indlansis laurentidien (Chalmer, 1898).	Existence du Lac glaciaire Memphrémagog (Hitchcock, 1907).
Déglaciation continue de l'indlansis laurentidien vers le nord (Hitchcock, 1907 ; Gadd, 1964 ; McDonald, 1967).	Existence de lacs glaciaires recouvrant une portion importante des Basses-Terres du Saint-Laurent (Antevs, 1925); drainage des Cantons de l'Est vers le bassin du Lac Champlain par l'exutoire du Lac Nick (McDonald, 1967).
Introduction du Highland Front Morainic System (Gadd, 1964 ; Gadd et al. 1972)	Existence de lacs proglaciaires dans les vallées des rivières Chaudière et Etchemin se drainant par la rivière Daquaam et Saint-Jean (Gadd, 1964).
Réactivation laurentidienne locale en Beauce (Gadd, 1964).	Lac glaciaire Mégantic et introduction du drainage de la Haute Chaudière par le Maine (Shilts, 1970). Introduction du concept de coalescence des différents lacs proglaciaires du sud du Québec en un réseau unique se drainant vers le nord-est avant l'invasion marine (Gadd et al., 1972).
Recul d'une baie de vâlage dans le chenal du Saint-Laurent (Gadd, 1976 ; Thomas 1977).	Détail sur les lacs proglaciaires de la Beauce, proposition de l'idée d'une période de drainage libre vers le Saint-Laurent précédant leurs existences durant le tardiglaciaire (Gauthier, 1975).
Réintroduction d'une masse appalachienne distincte sous le concept de Québec Ice-Divide (Shilts, 1981).	Existence de lacs proglaciaires distincts au sud d'une masse appalachienne et au front laurentien (Shilts, 1981 ; Larocque et al., 1983) ; détail sur les lacs proglaciaires des vallées des rivières au Saumon et Saint-François (Larocque G. et al., 1983 ; Larocque A. et al., 1983).
Séparation terrestre des glaces laurentienne et appalachienne au piémont appalachien au nord-est de la Beauce (Chauvin et al., 1985).	Lacs proglaciaires de la Beauce sur le flanc nord des Monts Notre-Dame (Blais, 1989).
Détail des moraines de récession de l'indlansis laurentidien et interprétation en plusieurs éléments diachroniques (Prichonet, 1984 ; Parent, 1987 ; Parent et Occhietti, 1988).	Détail des lacs glaciaires de la vallée du Lac Champlain et Lac glaciaire Candona (Parent et Occhietti, 1988).
Masse résiduelle des Bois-Francis (Parent et Occhietti, 1988).	
Convergence vers un courant de glace dans le chenal du Saint-Laurent (SLIS) (Occhietti, 1996).	Existence des lacs glaciaires de la Beauce précédant de peu l'invasion marine des Basses-Terres du Saint-Laurent, nommé Lac glaciaire Chaudière-Etchemin (Occhietti et al., 2001).
Beauce Event coalescence des glaces appalachiennes et laurentidienne avant la déglaciation jusqu'en moyenne Beauce (Occhietti et al., 2001). Détail sur la masse résiduelle des Bois-Francis (présente étude).	Détail sur le Lac glaciaire Chaudière-Etchemin (phase 1 et 2) contrôlé par les exutoires de Saint-Damien (présente étude) ; détail sur l'extension sud des lacs de la Beauce et l'extension nord du lac glaciaire Mégantic (présente étude).

Table 2.1: La succession des concepts sur lesquels se basent les modèles de déglaciation a été accompagnée d'une évolution des modèles glaciolacustres. Les références ne représentent que l'introduction des concepts, d'autres auteurs ayant contribué à ces transitions sont mentionnés dans le texte.

CHAPITRE III

SÉDIMENTS GLACIOLACUSTRES ET ÉLÉMENTS GÉOMORPHOLOGIQUES ASSOCIÉS AU DRAINAGE DES LACS GLACIAIRES

3.1 Introduction

Ce chapitre présente les résultats des analyses de photographies aériennes d'échelle variant de 1 : 10 000 à 1 : 60 000, de cartes topographiques d'échelle 1 : 50 000, de modèles d'élévations numériques et de la cartographie de terrain. Il est accompagné de la carte glaciolacustre tardiglaciaire de la vallée de la rivière Chaudière (appendice D). Les observations seront introduites selon un ordre géographique du sud vers le nord et de l'ouest vers l'est. Seul les données provenant de secteurs cruciaux à la reconstruction glaciolacustre sont présentes dans ce chapitre (figure 3.1). Un résumé des point d'observation de terrain se trouve à l'appendice A. Certaines données provenant de travaux antérieurs sont discutées, lorsque pertinentes.

3.2 La haute Chaudière

Le lac glaciaire Mégantic (Shilts, 1981) laissa des traces fréquentes de son existence au sud de la Moraine de Ditchfield. Des terrasses fluviales en paire le long des rivières Arnold et Clinton, les deltas proglaciaires de Ditchfield et un delta sur le flanc nord du Mont Louise furent les principales preuves répertoriées de ce lac glaciaire. On lui doit aussi des surfaces de délavement sous 440 mètres quelques kilomètres au nord-ouest du village de Mégantic. Le tracé de son niveau fut interprété suivant les exutoires de 430 mètres à Coburn Gore et au sud du Lac aux Araignées et fut limité dans la partie sud de la haute Chaudière.

3.1: Localisation des figures du chapitre 3.

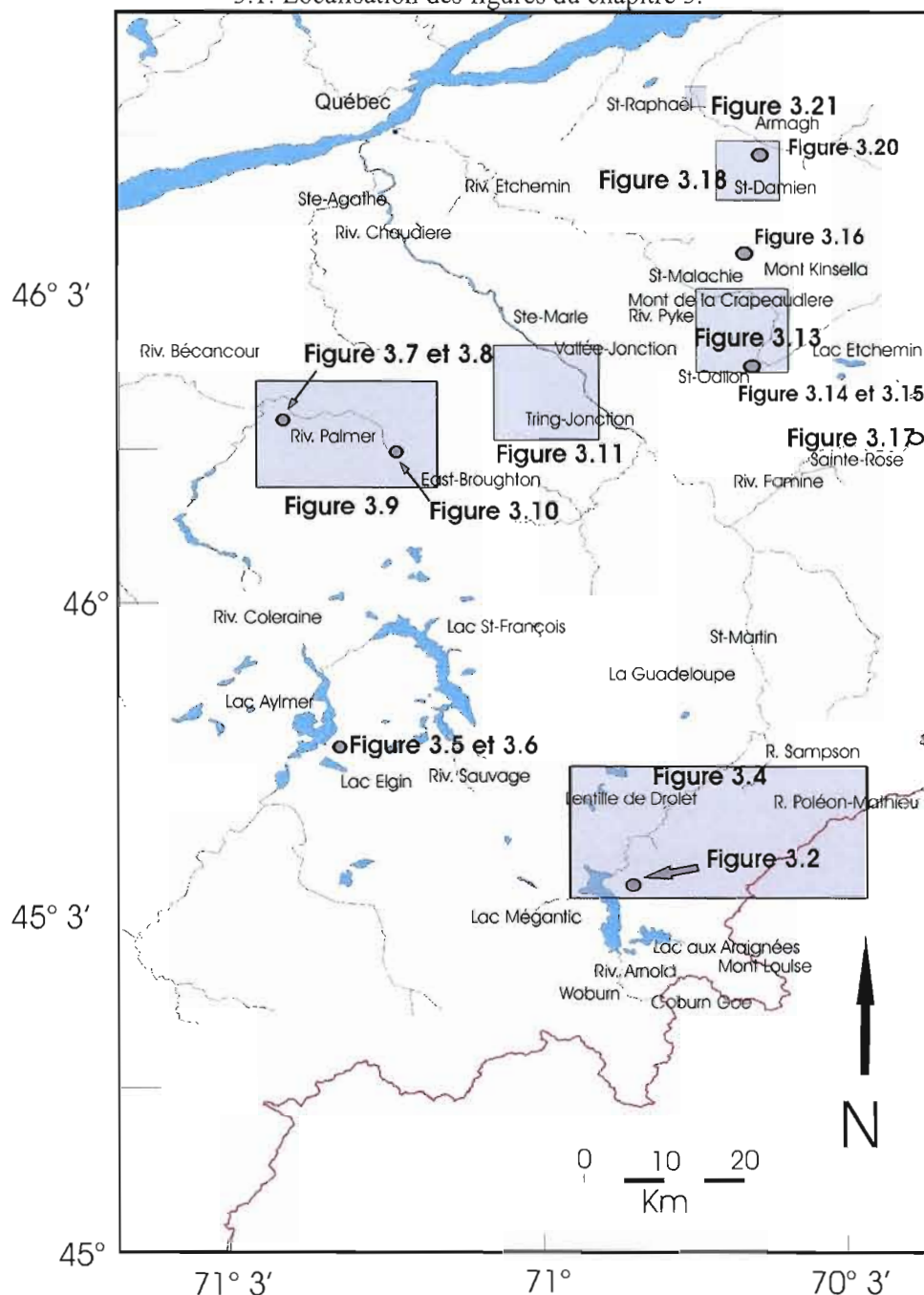


Figure 3.1: La présente figure indique l'emplacement de certains lieux utilisés comme points de repères dans le chapitre 3 et la localisation des figures suivantes.

Autour du lac Mégantic, les deltas proglaciaires associés aux Moraines de Ditchfield et de Mégantic montrent des replats et des remaniements sous la forme de plages sableuses aux altitudes correspondantes au lac glaciaire Mégantic (figure 3.2). Aux abords de ces moraines, où les dépôts sont moins abondants, on retrouve parfois les mêmes lignes de rivages marquées cette fois par des zones de délavages.

3.2: Accumulations fluvioglaciaires au côté est du lac Mégantic.

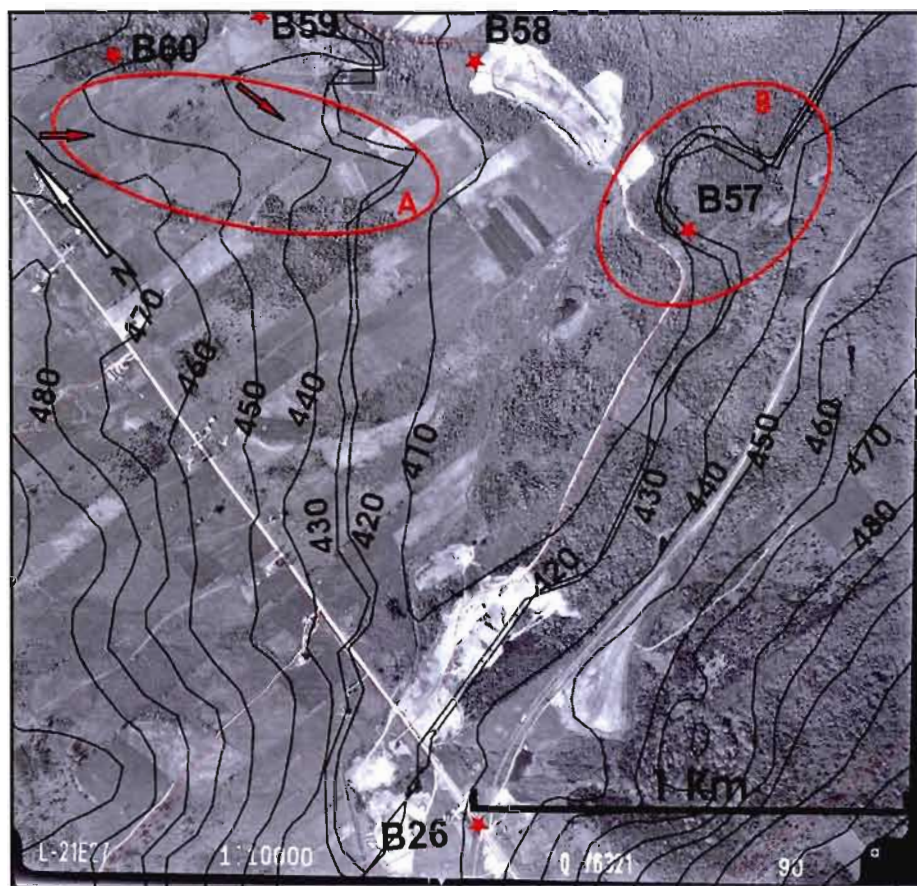


Figure 3.2: La photographie 90 de la ligne de vol Q76321 montre un site d'exploitation d'un des deltas proglaciaires à Ditchfield. Dans la zone A, on peut y remarquer des ondulations et une terrasse suivant les lignes de contours topographiques entre 445 et 455 mètres et des cordons de plages à 435 mètres associées respectivement au niveau lacustre de 445 mètres à l'est de Mégantic et au lac glaciaire Mégantic. La zone B montre un plateau dans l'accumulation sédimentaire à 435 mètres.

À partir de la Moraine de Mégantic vers le nord, on retrouve une mince couverture de till montrant parfois une division marquée entre le till de fond et le till d'ablation. Les traces de lacs proglaciaires y deviennent de plus en plus rares. Elles se manifestent sous forme de faciès d'exondation du till de surface (figure 3.3) et de certains sédiments lacustres dispersés. En effet, on retrouve, du côté ouest de la vallée, à la hauteur des rivières Glen et Madison, quelques sites où le till montre un aspect lenticulaire. On y voit une alternance entre des zones décimétriques silteuses et argileuses massives, compactes et sans clastes, de quelques centimètres d'épaisseur sur 15 à 20 centimètres de longueur. Ces lentilles sont en contraste avec des lambeaux de sables grossiers lessivés et clastiques. Ces observations ont été faites à une altitude variant entre 440 et 430 mètres (figure 3.4). Sous cette limite, on retrouve sporadiquement le till de surface montrant une matrice plus fine, grise et plus abondante vers le haut et reprenant graduellement son faciès traditionnel dans les 30 premiers centimètres.

3.3: Faciès d'exondation du till de Lennoxville dans la région de Mégantic.



Figure 3.3: Le till remanié contient encore des clastes de formes en ogive, par contre on remarque l'aspect lenticulaire des sédiments. Les lentilles argileuses et silteuses sont distinctes des lentilles sableuses. Les deux sont sans directions de déposition visibles. Les zones sableuses étant très perméables, l'oxydation du till est souvent importante. Photographie prise au site B30.

Aucune ligne de rivage précise ne fut observée dans cette partie du sud du territoire. La vallée de la rivière Samson, à l'est de la rivière Chaudière, offre toutefois des indicateurs glaciolacustres. Ceux-ci sont situés à des altitudes près de 445 mètres. On y retrouve des traces de remaniement sous la forme de lentilles sableuses lâches, lessivées et sans clastes dans les premiers 40 centimètres du till de couverture aux alentours du ruisseau Poléon-Mathieu. De petites dénivellations en terrasses potentiellement reliées à des lignes de rivage y ont été observées. D'autres faciès lacustres furent aussi notés dans le passé à cet endroit ainsi qu'au ruisseau des Trente Ponts non loin (Shilts, 1981).

3.4: Carte des dépôts glaciolacustres du nord du lac Mégantic.

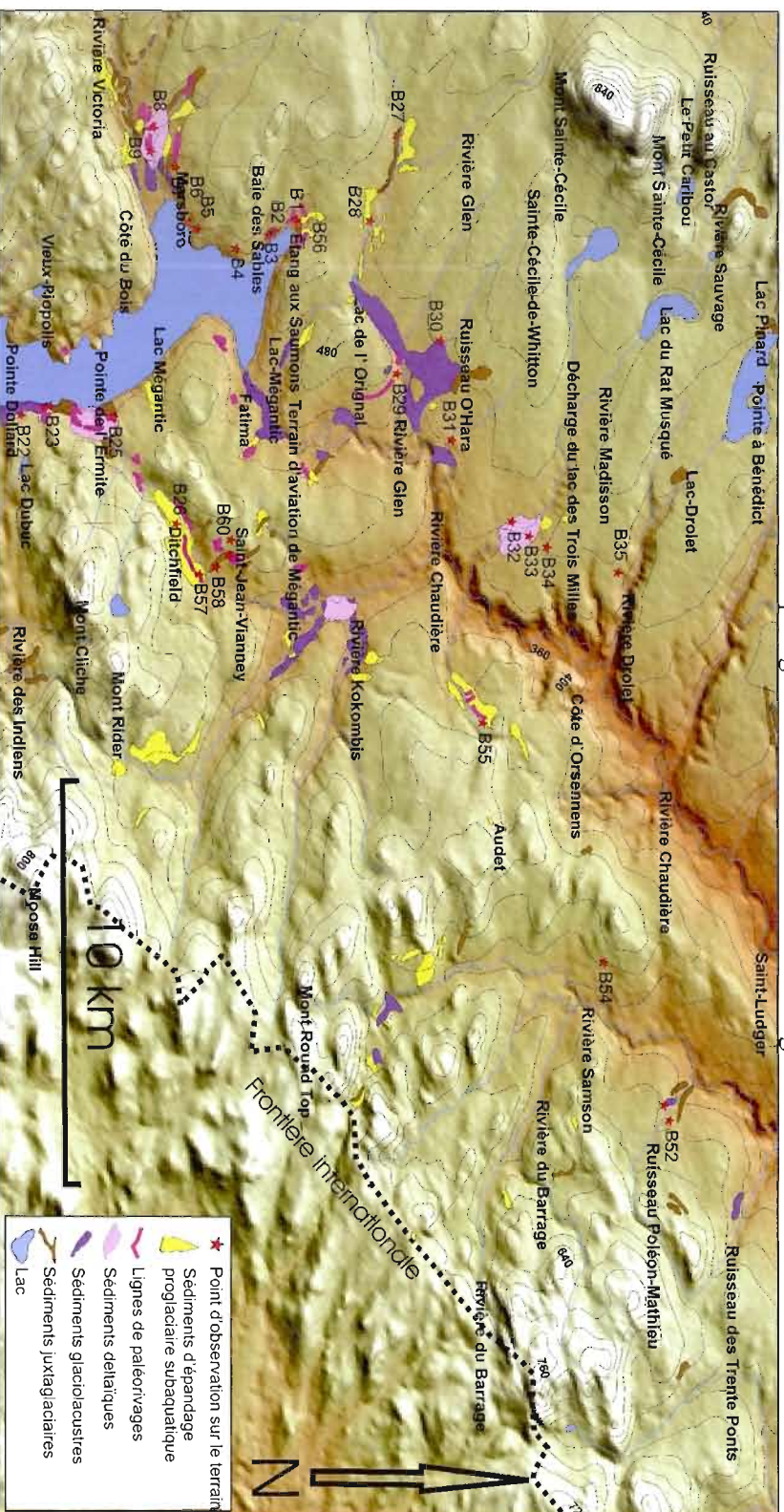


Figure 3.4: Les traces du lac glaciaire Mégantic disparaissent rapidement vers le nord sans qu'aucun facteur physiographique ne justifie une baisse de niveau durant le retrait glaciaire. La déglaciation rapide de cette partie du territoire pourrait être à l'origine de la rareté des traces du lac glaciaire Mégantic au nord de la Moraine de Mégantic (Shills, 1981). (modifié de Caron, 2007)

Les cartes de dépôts glaciolacustres sont basées sur les données de la numérisation et compilation de cartes des dépôts de surfaces (Caron, 2007 sur les données de Shilts, 1981 et Blais, 1989 dans les zones d'études) et modifiées et complétées selon les observations de terrains effectuées à l'été 2008 de la présente étude. La légende utilisée demeure la légende originale avec l'ajout de lignes de paléorivage.

-  Sédiments glaciolacustre : indifférenciés, comprend surtout des silts et des sables littoraux.
-  Sédiments deltaïques : sable, sable et graveleux et gravier, stratifiés et bien triés; de 1 à 20 mètres d'épaisseur; mis en place à l'embouchure des cours d'eau se déversant dans un lac proglaciaire; formant des surfaces planes avec un front deltaïque bien marqué.
-  Sédiments d'épandage proglaciaire subaquatique : sable et sable silteux, un peu de gravier; de 1 à 20 mètres d'épaisseur, formant des amas mis en place au bout de tunnels sous- ou intraglaciaires.
-  Sédiments juxtaglaciaires : sable et graviers, blocs, un peu de till ou de diamicton; jusqu'à 40 mètres d'épaisseur; formant des eskers, des kames et des crêtes morainiques; surface généralement bosselée et marquée par de kettles et des rebords d'obturation glaciaire.
-  Lignes de paléorivages; faciès d'exondation du till de surface; terrasses ou sédiments glaciolacustres littoraux suivant un niveau marqué.

Plus au nord, la section de la vallée entre Saint-Ludger et la ville de Saint-Martin n'offre quant à elle aucune trace d'existence de niveaux glaciolacustres sur chacun des deux flancs de la vallée de la rivière Chaudière. De faibles ondulations topographiques notées en photo-interprétation à des altitudes variables du côté est de la vallée ont été systématiquement attribuées à un contrôle par le roc lors de la cartographie. Le Till de Lennoxville de composition uniforme est la seule unité tardiglaciaire présente. Cette partie du territoire est bien drainée et ne présente que quelques formes glaciaires particulières. En effet, on y retrouve des variations d'épaisseurs locales du till de quelques mètres. Ces accumulations entre Mégantic et Saint-Martin furent interprétées en moraines frontales (Gadd, 1964). Les compilations plus récentes ne conservent que les bandes principales plus au nord et les attribuent à la Moraine de Saint-Luger (Occhietti et al., 2001a). Ces alignements de formes se distinguent des moraines de Mégantic et de Ditchfield, car on n'y retrouve aucun faciès glaciodeltaïque.

3.3 La région des lacs Saint-François et Aylmer

Les travaux effectués dans la région des Lac Saint-François et Aylmer avaient comme but spécifique d'unir les connaissances antérieures du Tardiglaciaire dans la haute partie de la rivière Saint-François et celles acquises dans la présente étude sur les lacs proglaciaires de la Beauce. L'existence de multiples cols sous les 400 mètres entre les deux bassins versant laisse envisager la possibilité d'un drainage par le sud-ouest des paléolacs de la Beauce.

Plusieurs indications de niveaux glaciolacustres ont été observées en longeant le côté est du lac Aylmer. Un esker de sens d'écoulement général vers le sud s'y trouve à partir du lac Elgin jusqu'à l'embouchure de la rivière Coleraine. Le côté ouest quant à lui ne présente aucun indicateur notable. De manière générale l'esker présente des dépôts stratifiés et un granoclassement important. La morphologie des dépôts montre systématiquement une surface plane. Trois gravières s'y trouvent et dénotent 2 niveaux distincts. On y retrouve des lits entrecroisés de forte inclinaison de blocs et galets arrondis et imbriqués dans les couches inférieures passant à des couches de sables et graviers. Ces dernières sont interrompues par la présence d'une couche argileuse silteuse sans pendage de 20 à 50 centimètres d'épaisseur ayant un contact supérieur graduel avec des lits sableux entrecroisés et interlités mesurant de 1 à 2 mètres d'épaisseur, cet assemblage peut marquer le sommet du conduit sous-glaciaire. La puissance et la granulométrie de l'unité inférieure du dépôt diminuent géographiquement du sud vers le nord. Le pendage des lits, les rides de courants ainsi que l'imbrication des galets s'accordent pour indiquer une provenance du nord et une déposition vers le sud. L'aspect vallonneux de cette région brise la forme de l'esker. Il ne se retrouve pas comme une surélévation topographique alignée, mais comme un remplissage discontinu des fonds de vallées contrôlés par le roc. Le contact entre l'esker et le till de surface semble être un passage latéral graduel entre les unités supérieures sableuses et le diamicton aux abords des gravières.

3.5: Paléoplage au nord du lac Elgin.



Figure 3.5: Une ligne de paléoplage discontinue au nord du lac Elgin peut être suivie à une altitude de 295 mètres. Elle se présente sous la forme d'un mince replat topographique de 2 à 3 mètres de largeur sur 4 à 5 mètres de longueur. On y retrouve des sables grossiers, lâches, et délavés, contenant 5 % de galets. Photographie prise au site C6.

Le premier site, situé 2 km au nord du lac Elgin, se démarque par la présence de rivages en bordure de l'esker à partir de 295 mètres (figure 3.5 et 3.6). Aux environs de la municipalité de Stratford, des dépôts subaériens sont présents à des altitudes de 270 mètres confinant rapidement les observations de traces de niveau glaciolacustre d'altitude de 295 mètres dans cette région.

Deux kilomètres au sud de l'embouchure du ruisseau du Troisième, une seconde gravière expose l'esker à une altitude de 260 à 270 mètres. On n'y retrouve que les lits inférieurs de l'esker. Par contre, dans ces environs, le till de surface montre un aspect sableux et légèrement stratifié. Il est aussi parfois recouvert de 15 à 20 cm d'argiles silteuses lacustres grises et compactes contenant de 10 à 15 % de sable fin. La troisième fenêtre sur les dépôts

de cet esker se trouve à l'extrémité nord du lac Aylmer aux environs de l'embouchure de la rivière Coleraine. L'esker se trouve dans cette région sous la limite de 260 mètres et ne montre aucune trace de rivage. Par contre, cette limite est marquée dans les environs par un remaniement du till montré par une abondance de gravier ainsi qu'un léger lessivage de la matrice fine, 13 mètres au-dessus du niveau actuel du lac.

3.6: Coupe de la gravière du lac Elgin.

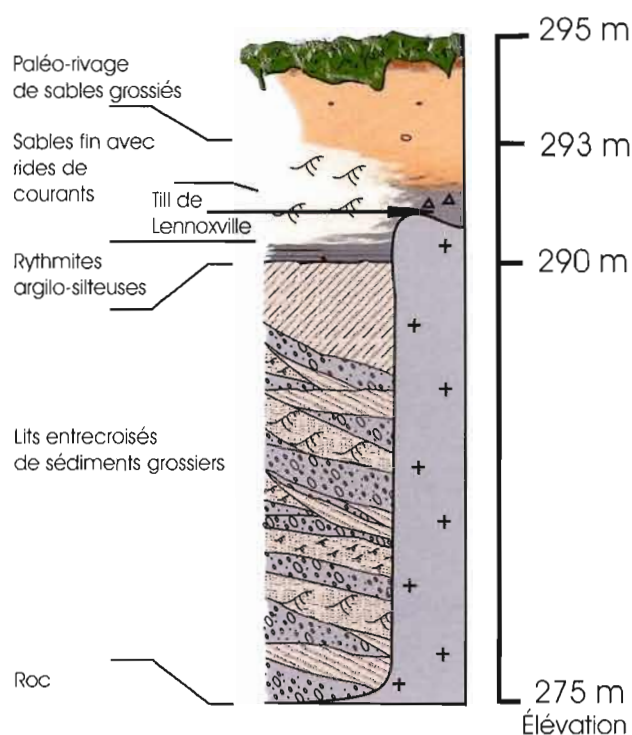


Figure 3.6: La gravière du lac Elgin se démarque par la présence d'environ 2 mètres de sable grossier lessivé et légèrement lenticulaire contenant 5 % de lits silteux continus sur quelques mètres et 5% de clastes de 5 à 10 centimètres bien arrondis et aplatis supérieurs au Till de Lennoxville et à l'eskers. Cette unité ne possède aucun indicateur de sens de courant. Les grains sont subanguleux et semi-aplatis.

Aux abords de la rivière Sauvage, environ 5 km au sud du lac Saint-François, on retrouve certains rivages analogues au site du lac Elgin ainsi que des remaniements du till de surface indiquant un niveau glaciolacustre local à une altitude de 345 mètres. Aucun indice y étant associé ne se retrouve plus au nord autour de la baie Sauvage ou du lac Saint-François. L'absence d'indicateur glaciolacustre dans les vallées adjacentes permet la supposition de lacs proglaciaires isolés et de faible étendue dans cette région.

Le territoire situé entre le lac Saint-François et la Beauce est caractérisé par la présence d'une mince couverture de till non remanié laissant apparaître le roc. La limite des bassins versants dans cette région possède 4 cols à des altitudes de 310, 350, 350 et 330 mètres. Ces cols sont situés respectivement au ruisseau Vaseux, près de la ville de La Guadeloupe, à la rivière des Hamel, à la rivière aux Rats Musqués et au lac de la Barbotte. Chacun de ceux-ci fut suivi de part et d'autre afin d'y chercher la présence d'indice permettant d'unir l'histoire du drainage de la vallée de la rivière Saint-François et de la Beauce. Aucun de ceux-ci ne possède de terrasses découpées dans les flancs de leurs vallées, de traces de sédiments lacustres, de paléorivages ou de sédiments alluviaux outre ceux actuels. On ne retrouve aucun deltas d'importance du côté est du lac Saint-François.

Autour de la ville même de la Guadeloupe, les quelques rares coupes exposées par le ruisseau Vaseux et le Bras Saint-Victor montrent 1 à 2 mètres de matériaux clastiques très anguleux de lithologie uniforme dérivée du roc local et d'orientation variable flottant dans 30 % de matrice grossière oxydé. Certaines accumulations de sédiments importantes peuvent tout de même être observées dans cette région, notamment à Saint-Évariste-de-Forsyth et à l'aval de la rivière Toinon. Ces dépôts sont cependant associés à la Moraine de Saint-Luger et ne présentent aucun indices glaciolacustres.

Vers la région de la rivière Bécancour, les traces de niveaux glaciolacustres se perdent. On n'y retrouve généralement que le till de surface. Trois observations de cordons littoraux à des altitudes de 380 mètres et des dépôts argileux d'interprétation glaciolacustres aux abords de la rivière Bagot ont permis à Plouffe (1997) de proposer l'existence d'un lac proglaciaire dans les environs de la ville de Saint-Adrien-d'Irlande (nommé paléolac Saint-Adrien-d'Irlande, Plouffe, 1997, figure 2.4, p.33). Lors de la visite de ces sites durant l'été 2008, les paléorivages ne furent pas observés. Quelques ondulations discontinues et un alignement perpendiculaire à la pente topographique se sont révélés comme le résultat d'un contrôle par le roc. Aussi, les seules argiles observées contenaient de 5 à 20 % de clastes de 0.5 à 2 centimètres de forme en ogive ainsi que des cubes de pyrites non oxydés. Ces dépôts furent attribués au Till de Chaudière.

3.4 Le bassin de la rivière Palmer et la région de Saint-Sylvestre

Les derniers mouvements glaciaires en Beauce ont laissé plusieurs accumulations sur le flanc nord des Monts Notre-Dame entre Saint-Sylvestre et la région de la rivière Bécancour. Ces dépôts sont regroupés aujourd'hui sous trois groupes distincts (Occhietti et al., 2001a). On y retrouve la Moraine de Saint-Sylvestre associée à la réavancée glaciaire du Beauce Event. Par contre, cette moraine ne marque pas l'extension maximum de la réavancée, celle-ci serait plutôt diffuse étant donné la coalescence probable des glaces laurentidiennes et de masses résiduelles selon Occhietti et al. (2001a). Les deux autres groupes sont constitués de dépôts stratifiés subaquatiques de contact glaciaire indiquant des paléocourants vers l'est (figure 3.7 et 3.8). Il s'agit des complexes stratifiés de Saint-Agathe et de Bécancour-Palmer situés respectivement à l'embouchure de la rivière Palmer dans la rivière Bécancour et aux abords de la rivière Filkars à l'est de Saint-Agathe (figure 3.9).

3.7: Dépôts stratifiés du Complexe de Bécancour-Palmer.



Figure 3.7 (droite): Les complexes stratifiés de Bécancour-Palmer et de Sainte-Agathe sont constitués de dépôts subaquatiques indiquant un sens de déposition vers l'est. Des sables fins et silteux laminés ou contenant des rides de courants sont présents dans l'ensemble de la séquence sédimentaire pouvant atteindre 20 mètres de hauteur, à l'exception de la surface des dépôts. Photographie prise au site A132.

Figure 3.8 (bas): La surface des complexes stratifiés de Bécancour-Palmer et de Sainte-Agathe montre un relief ondulant. On observe cette morphologie jusqu'à une altitude de 300 mètres. Les sédiments du haut de la séquence sont remaniés. Ces formes sont interprétées comme d'origine glaciolacustre de faible profondeur ou de rivage. Photographie prise au site A129.

3.8: Morphologie de la surface du complexe de Bécancour-Palmer.



[illegible][illegible]

Ces deux complexes possèdent des évidences glaciolacustres sous forme de lits argilo-silteux et de mud-pellets au même titre que les épandages situés dans la vallée de la rivière Chaudière. Il peut cependant parfois y être observé au contact inférieur, des sédiments lacustres profonds composés de un mètre d'argile gris pâle rythmé sans fossiles ni clastes contenant quelques traces de silt et parfois des dropstones. Ces mêmes sédiments se retrouvent aussi à quelques endroits dans cette région en dehors des complexes stratifiés exposés par les ruisseaux généralement sous les 300 m. Exceptionnellement, la partie amont de la rivière Palmer possède ces sédiments glaciolacustres profonds jusqu'à une altitude de 320 mètres. (figure 3.10)

3.10: Sédiments glaciolacustres dans la partie amont de la rivière Palmer.

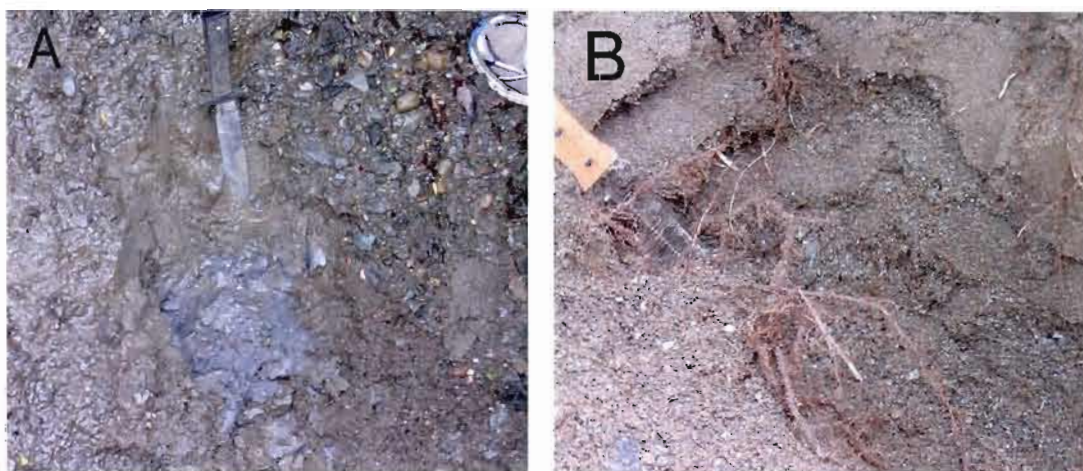


Figure 3.10: A: Sédiments glaciolacustres argileux massifs sous des alluvions déposés plus de 40 mètres au-dessus du niveau actuel de la rivière. Photo prise au site A116. B: Sédiments anguleux délavés grossiers avec un faible pourcentage de clastes aplaties. Photographie prise au site A114.

Peu d'indicateurs pouvant déterminer l'altitude exacte du niveau glaciolacustre ont cependant été observés dans cette région. Toutes les formes possiblement attribuable à des lignes de rivages, observées lors de la photo-interprétation, semblent relativement continues de 300 à 260 mètres d'altitude. La partie amont de la rivière Palmer fait encore figure d'exception dans la région. On y retrouve des graviers fins délavés, très aplatis et semi-arrondis atteignant 3 mètres d'épaisseur sur le flanc est de la vallée, suivant une altitude de

350 à 330 mètres. Cette vallée rejoint aussi le bassin de la rivière Chaudière suite à un col de 340 mètres d'altitude à l'ouest d'East-Broughton. Ce col est bordé de terrasses perchées joignant les deux bassins. Du côté du bassin de la rivière Chaudière, quelques anciens chenaux abandonnés peuvent aussi y être observés non loin de la route 112.

Un autre niveau glaciolacustre semble se démarquer dans cette partie du territoire à des altitudes plus basses. En effet, on retrouve des remaniements possibles dans le complexe de Saint-Agathe, des terrasses fluviales en paire dans les ruisseaux Sylvain et des deltas dans les rivières Sunday, Wilson, Fourchette ainsi que dans le Bras Henry vers le nord-est. Chacun de ces indicateurs est cependant diffus et semble étalé de 220 à 240 mètres.

3.5 La basse Chaudière et les Monts Notre-Dame

Les principaux indices glaciolacustres de la partie nord-ouest du territoire d'étude se trouvent sur le piémont appalachien, dans la vallée de la rivière Chaudière et sur son flanc ouest à la hauteur des Monts Notre-Dame. Ils sont généralement assez rares sur le flanc est de la vallée et sont absents des collines de Bécancour.

3.11: Dépôts glaciolacustres de la région de Tring-Jonction et Vallée-Jonction.

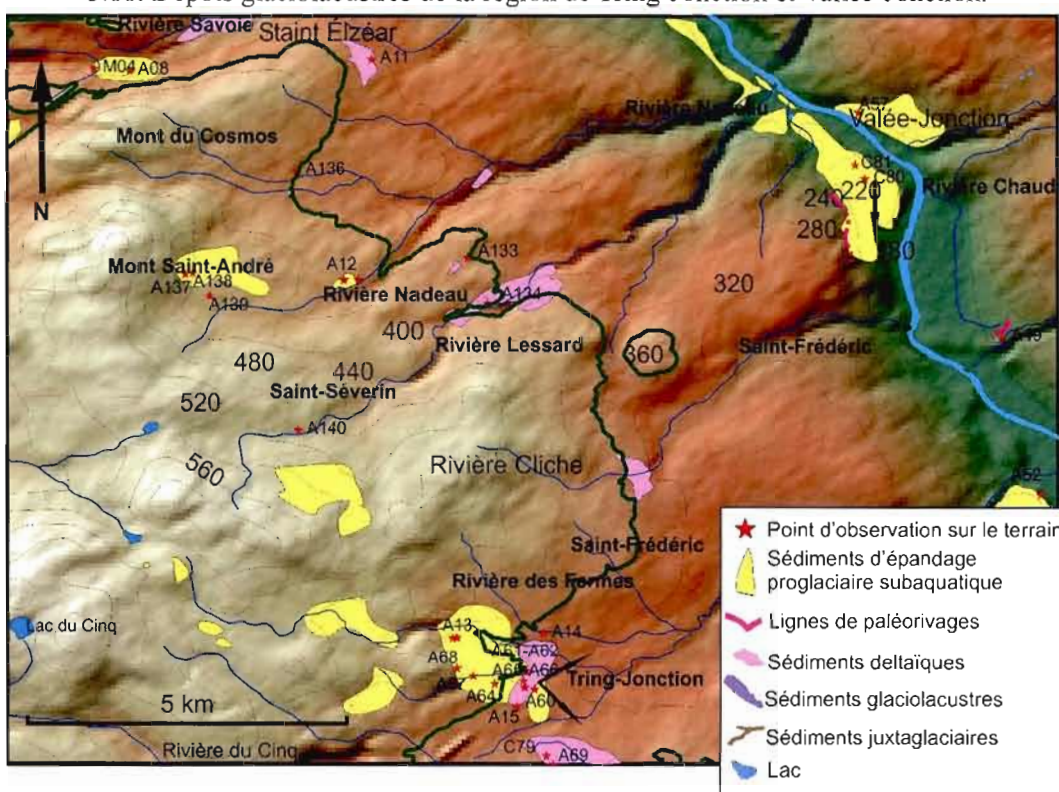


Figure 3.11: La région de Tring-Jonction possède un vaste complexe deltaïque accompagné d'accumulation d'épandage glaciaire. Les directions de courants indiquent une déposition vers le centre de la vallée. La ligne d'altitude de 360 mètres est surlignée en vert, elle indique la limite supérieure des deltas de cette partie des Monts Notre-Dame. (modifié de Caron, 2007)

La ville de Vallée-Jonction est l'hôte des accumulations de dépôts quaternaires les plus imposants du territoire d'étude. En 1964, ces sédiments stratifiés étaient associés à la Moraine des Hautes Terres (Gadd, 1964). Ces dépôts sont aujourd'hui associés à une réactivation laurentidienne tardiglaciaire, le Beauce Event (Occhietti et al., 2001a). Leur faciès subaquatique démontré par certains lits silto-argileux, la présence de mud-pellets et les mesures de paléocourants vers le sud ont toujours été des arguments soutenant l'existence d'un lac proglaciaire en Beauce. La campagne de terrain de l'été 2008 a permis l'observation d'une unité discontinue de sable lâche bien trié au toit de la séquence montrant un faible litage suivant la pente topographique vers le bas de la vallée et sans traces de paléocourants. Cette unité atteint par endroits 1.5 mètres d'épaisseur, on y retrouve quelques clastes (5%) arrondis et semi-aplatés. Elle se situe à une altitude variant de 220 à 230 mètres. L'analyse de photographie aérienne a révélé la continuité de cette unité le long du flanc ouest de la vallée. Il est donc possible de distinguer ces dépôts de l'ensemble des lits inférieurs et de lui attribuer une genèse liée à un niveau de paléorivage. Près de la base de la coupe, certaines observations d'argiles compactes, rouges, en lit décimétriques et sans fossiles ont été notées. D'autres lits sableux et graveleux en tout point similaires aux lits supérieurs sont présents sous cette unité. La base de la séquence demeure donc toujours inconnue.

Les seconds dépôts les plus imposants du territoire d'étude se trouvent à Tring-Jonction, soit environ 10 km au sud-ouest de Saint-Joseph-de-Beauce. Entre les altitudes de 365 et 350 mètres, le site présente des dépôts similaires à ceux de Vallée-Jonction, à la différence que les écoulements variant en direction vers l'est-nord-est et vers le sud-est. De 350 à 330 mètres, on retrouve cependant des lits plus continus de pendage près de 30 degrés et systématiquement orienté vers le nord-est et l'est. Ces lits sont composés de matériaux plus fins que les dépôts supérieurs et se présentent sous la forme d'un large plateau légèrement incliné vers l'est-sud-est couvrant plus de 4 km² (figure 3.12).

3.12: Croquis de la région de Tring-Jonction.

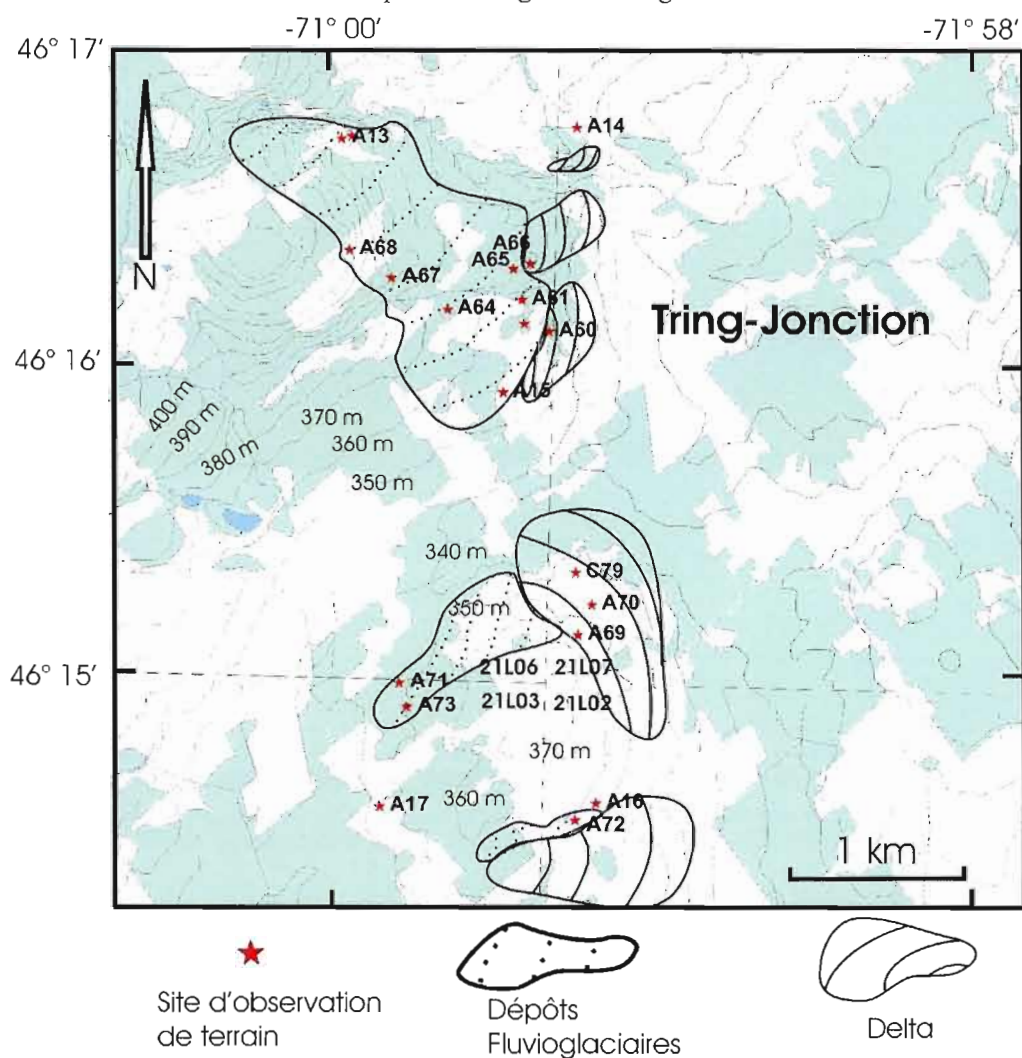


Figure 3.12: Les dépôts de la région Tring-Jonction comprennent des deltas à partir d'environ 350 mètres jusqu'à 330 mètres et des dépôts fluvio-glaciaires aux altitudes supérieures. Ces derniers affichent des traces de déposition subaquatique sous les 365 mètres. Les sédiments fluvio-glaciaires affichent des sens de déposition vers le sud-sud-est et le sud-est alors que la déposition des deltas variait de l'est au nord-est.

La partie supérieure des dépôts de Tring-Jonction ne présente aucune trace de sédimentation subaquatique ou de remaniement lacustre. De même, plusieurs sédiments juxtaglaciaires présents sur le flanc est du Mont Saint-André à une altitude supérieure à 365 mètres présentent un faciès différent de ceux visibles sous cette limite. Les dépôts demeurent stratifiés, mais généralement composés de sédiments grossiers. Lorsque des sables sont présents, les lits sont généralement moins bien triés, ils ne présentent pas de ride de courant et ne sont pas interrompus de séquence plus fine. Sous la limite de 360 mètres, par contre, les vallées de chaque ruisseau dans cette région, possèdent quelques formations d'origine météorique probable. On les retrouve entre Saint-Frédérique et Saint-Élzéar. Ces dépôts sont malheureusement de mauvais indicateurs de limite glaciolacustre étant donné le topset mal défini. Ils sont tout de même interprétés comme étant d'origine deltaïque étant donné l'encaissement de ces vallées.

Dans les environs de Sainte-Marie, des rythmites d'argile et de silt gris clair sans clastes ni coquilles ont été observés dans le passé sous une altitude de 200 mètres (Blais, 1989). Ils ont été interprétés comme d'origine glaciolacustre étant donné l'absence de microfossiles d'origine marine. Les seules rythmites concordantes à cette unité, observées durant l'été 2008 se trouvaient bien au dessous de la limite marine. Cette dernière est démontrée dans cette région par quelques deltas météoriques de forme parfaite indiquant une altitude de 180 mètres sur la rive ouest de la rivière Chaudière en face de Sainte-Marie.

3.13: Dépôts glaciolacustres de la région de Saint-Odilon et de Saint-Malachie.

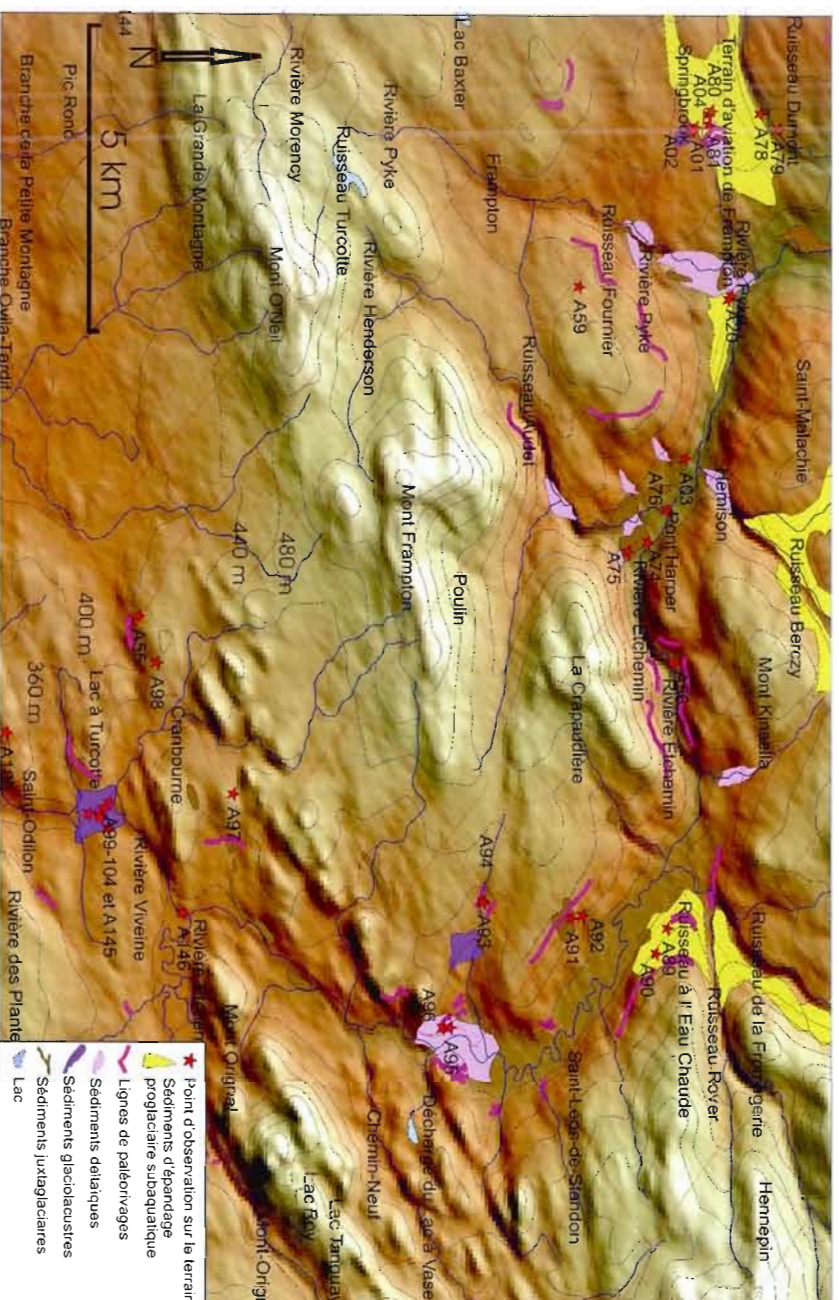


Figure 3.13: Les environs de la rivière Etchemin à la hauteur des Monts Notre-Dame possèdent certains sédiments glaciolacustres clefs de cette étude. On y retrouve entre autres les dépôts du col de Saint-Odilon à l'aval de la rivière Viveine. Plusieurs marqueurs indiquent la présence de deux niveaux glaciolacustres distincts tel le delta de la décharge du Lac à Vase se situant à une altitude plus basse que des dépôts lacustres profonds moins d'un kilomètre vers l'ouest. Les lignes de rivages situés le long de la vallée séparent les deux niveaux d'une altitude variant autour de 70 mètres. (modifié de Caron, 2007)

3.6 Le bassin de la rivière Etchemin

Dans les Monts Notre Dame, la frontière entre les bassins versants des rivières Chaudière et Etchemin atteint une altitude minimale de 325 mètres à moins de deux kilomètres au nord-est de la municipalité de Saint-Odilon (figure 3.13). On retrouve dans ce col une succession de quatre unités stratigraphiques telles qu'illustrées à la figure 3.14. À la base, le Till de Lennoxville, reposant sur le roc, passe graduellement à un faciès argileux, gris, massif et sans claste. Cette unité est de faible épaisseur, généralement en deçà de 50 centimètres. Elle est surmontée d'une unité de sable fin gris beige à beige brunâtre, lâche, dépourvu de clastes et présentant parfois des zones plus riches en silt. Le contact entre ces deux unités s'effectue de manière lenticulaire sur une épaisseur de 25 centimètres. L'unité sableuse est d'une épaisseur maximum de 1,25 mètres dont les 10 derniers centimètres sont de plus en plus oxydés. Le sommet de la coupe est occupé par une quinzaine de centimètres de matière organique récente. Le centre du col est un terrain mal drainé où l'on retrouve plusieurs blocs erratiques dont certains ont plus de 2,5 mètres de diamètre. Du côté du bassin de la rivière Chaudière, on peut trouver certaines formes de paléoplages à des altitudes légèrement supérieures au col (figure 3.15). Du côté opposé, en suivant la rivière Viveine, reliant le col à la rivière Etchemin, on retrouve des coupes montrant l'unité sableuse directement en contact sur le roc et atteignait des épaisseurs d'un peu plus de deux mètres, et ce, jusqu'à une altitude de 315 mètres. On retrouve alors la plaine alluviale moderne de la rivière Etchemin.

3.14: Coupe du col de Saint-Odilon.

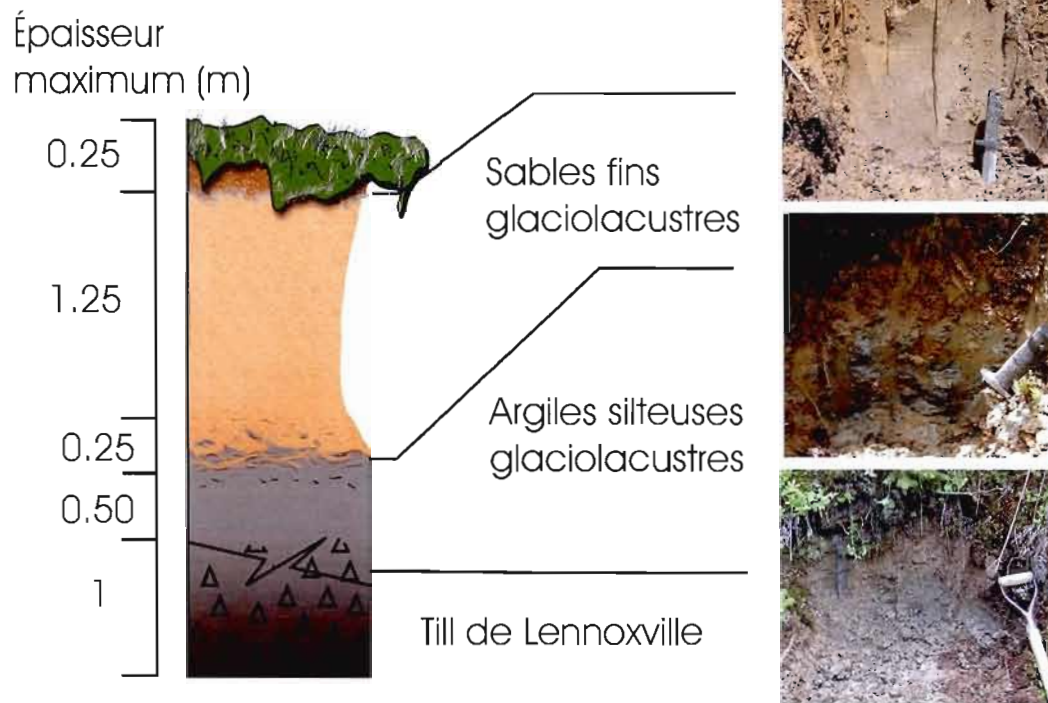


Figure 3.14: Le col de Saint-Odilon présente une succession entre deux faciès glaciolacustres supérieurs au Till de Lennoxville. Leur contact s'effectue sous forme de transition lenticulaire.

3.15: Forme de paléoplagés dans la région de Saint-Odilon.



Figure 3.15: Certains rebords dans la région de Saint-Odilon marquent l'altitude d'environ 355 mètres. La composition sableuse des dépôts supporte l'hypothèse de leur formation d'origine glaciolacustre. Photographie prise au site A105. (vers le nord)

La vallée de la rivière Etchemin est riche en traces glaciolacustres, particulièrement en amont de Saint-Malachie. Certains de ces indices furent répertoriés par Gauthier (1975) tel un delta à la hauteur de la décharge du lac à Vase, une série de terrasses entre 340 et 330 mètres, ainsi que des dépôts sableux colluvionnaires et des argiles rythmées sous 330 mètres en amont de Saint-Léon. Quelques observations de rivage à des altitudes de 360 et 300 mètres viennent s'ajouter à cette liste dans cette région. Dans les environs immédiats de Saint-Léon, une suite d'ondulation topographique peut être observée de part et d'autre de la vallée sous une altitude de 355 mètres. Ces formes s'accompagnent de dépôts légèrement stratifiés de 1 à 4 mètres d'épaisseur, clastiques centimétriques, anguleux et jointifs possédant 40 % de matrice de gravier. Le pendage des lits suit la pente de la vallée, ces amas pourraient être des kames.

La large plaine alluviale de cette section de la rivière y empêche l'observation de sédiments glaciolacustres profonds. Par contre, le Mont Kinsella et le Mont de la Crapeaudière forcent localement la rivière Etchemin dans l'orientation nord-est sud-ouest des Appalaches et la contraignent sur le roc. On peut observer au bas des versants de ces monts, des sédiments silto-argileux rythmés à 270 mètres d'altitude soit au moins 10 mètres aux dessus du niveau actuel. En aval du coude, jusqu'à la ville de Sainte-Marie, chaque affluent croise d'anciens deltas météoriques de 300 à 270 mètres avant de rejoindre l'Etchemin (figure 3.16). Ces dépôts montrent des lits fins continus de pendage de 30 degrés et un matériel sableux/graveleux arrondi. Quelques rides entrecroisées sont visibles dans la parties basses des dépôts. La partie supérieure possède une démarcation nette entre le topset et l'offset indiquant un niveau de 300 mètres. Des accumulations similaires semblent être présentes 3 km vers le sud aux abords de la rivière Henderson à 340 mètres d'altitude (Photographie aérienne Q76358 204). Malheureusement, ce site est inaccessible.

3.16: Delta dans la vallée de la Rivière aux Billots.



Figure 3.16: La limite des lits supérieurs du delta marque une altitude de 294 mètres. On remarque aussi à l'arrière-plan une terrasse de même altitude suivant la vallée. Photographie prise au site A48.

De larges dépôts d'épandages subaquatiques se trouvent du côté ouest de la rivière Etchemin à la hauteur de Saint-Malachie. On y retrouve de forts indicateurs de paléocourant vers le sud dans la partie nord du complexe dans la région de la rivière Desbarats. Ceux-ci sont opposés à des sens de courant vers le nord à moins de 2 km au sud dans la région de la rivière Pyke (Blais, 1989). L'altitude maximum de ces dépôts fluvioglaciaires est supérieure à 315 mètres et ces derniers ne possèdent aucun lit en topset. Des cordons littoraux en section de dizaines de mètres longent cependant le flanc est de la partie principale de ces dépôts près de l'ancien terrain d'aviation de Frampton à une altitude variant de 308 à 295 mètres. Ces cordons sont composés de sables bien triés et lessivés en litage diffus de faible pendage. On y retrouve des traces de matière organique ainsi qu'une légère proportion de fragments de shale de la taille des sables, absent des dépôts fluvioglaciaires.

3.7 La région de la rivière Famine et Daaquam

À environ 10 kilomètres à l'est-nord-est du lac Etchemin, la vallée de la rivière Famine forme un col à 395 mètres d'élévation avec celle de la rivière Daaquam, affluent de la rivière Saint Jean. Ce col, d'orientation sud-ouest nord-est, aurait pu servir d'exutoire à un lac proglaciaire de niveau élevé (Gadd, 1972). La cartographie de cette région démontre une abondance de dépôts de surface reposant sur le flanc sud-est de la vallée. La couche supérieure demeure par contre le Till de Lennoxville non remanié (figure 3.17). Les dépôts

sous-jacents sont d'origine fluvioglaciaire et glaciolacustre. Ils présentent un faciès typique de l'épisode de Gayhurst. L'altitude maximum des dépôts est supérieure à 400 mètres. À la localité A42, on retrouve quelques dépôts lâches de sable fin et de silts stratigraphiquement supérieurs au till à une altitude de 375 mètres, soit 15 mètres au dessus du niveau actuel de la rivière. Ces dépôts présentent une forte similarité avec ceux de la localité A145 associés au col d'altitude de 325 mètres entre les bassins versants des rivières Chaudière et Etchemin. Ils montrent toutefois un faciès légèrement lenticulaire et un faible pendage vers le nord-est. Ces dépôts, interprétés comme d'origine glaciolacustre, n'ont été retrouvés dans aucun autre site de la partie aval de la vallée. Au sud-ouest de la route 277, la vallée de la rivière Famine n'est occupée que par une forte plaine alluviale et d'une mince couche de till laissant fréquemment affleurer le roc.

3.17: Coupe de la carrière de Sainte-Rose.

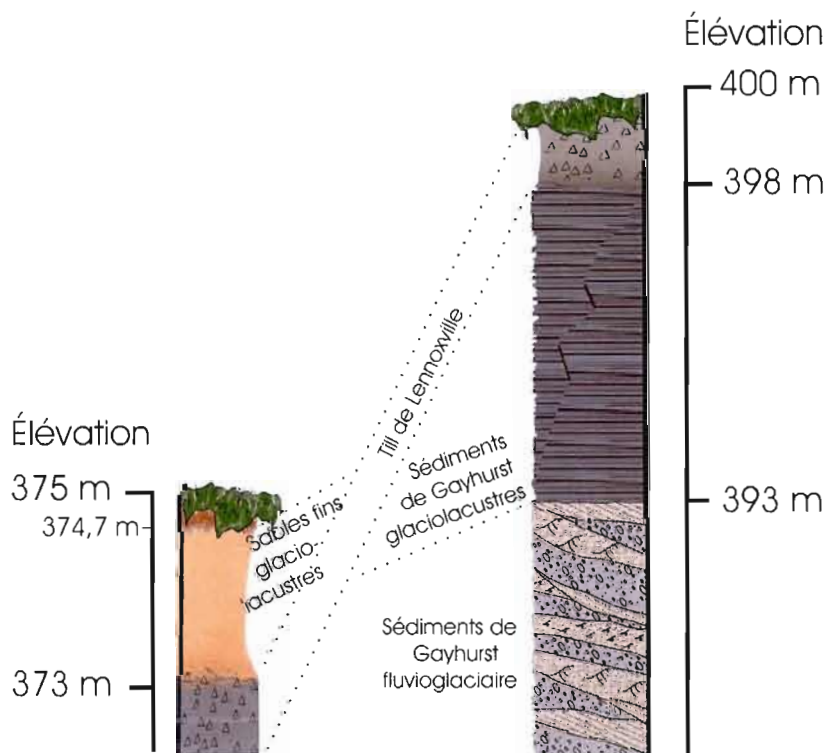


Figure 3.17: La coupe de la carrière de Sainte-Rose est un des rares exemples montrant sur un même site, des sédiments glaciolacustres appartenant à deux épisodes distincts. En effet, les sédiments de la formation de Gayhurst et des dépôts glaciolacustres tardiglaciaires à proximité, sont séparés par le Till de Lennoxville.

La vallée de la petite Etchemin, environ 6 kilomètres au nord du lac Etchemin, est d'orientation parallèle à la vallée de la rivière Famine. On y retrouve un agencement similaire montrant des dépôts de la formation de Gayhurst sous le Till de Lennoxville non remanié déposé sur le flanc sud-est de la vallée. Celle-ci par contre, ne contient aucun sédiment d'origine lacustre supérieur au till.

3.8 La région de Saint-Damien

Le complexe de Saint-Damien (Chauvin et al., 1985) occupe un territoire entre Saint-Nazaire-de-Dorchester et Armagh (figure 3.18). On y retrouve trois vallées parallèles d'orientation sud-ouest nord-est chevauchant les bassins versants de la rivière Etchemin et de la rivière du Sud par des cols de 400, 375 et 305 mètres (du sud-est au nord-ouest). Il est connu pour ses accumulations juxtaglaciaires et fluvioglaciaires montrant des paléocourants vers le nord et le nord-est. Certaines informations complémentaires ont été observées dans la présente étude.

La première vallée de ce secteur, où coule la rivière des Orignaux, ne présente aucun indice de présence glaciolacustre. On y retrouve de vastes accumulations d'épandages glaciaires laissant une topographie de type hummoky. Ces dépôts bien triés sont généralement dépourvus de fines et atteignent une altitude légèrement supérieure à 420 mètres. Vers le nord-est, aux alentours de Saint-Philémon, les accumulations attribuées au complexe de Saint-Damien prennent une forme lobaire de 8 à 10 mètres de hauteur, affichant des sens de déposition vers le nord et présentant quelques clastes ultramafiques. On retrouve ces dépôts jusqu'à une altitude de 450 mètres.

3.18: Carte des dépôts de surface de la région de Saint-Damien.

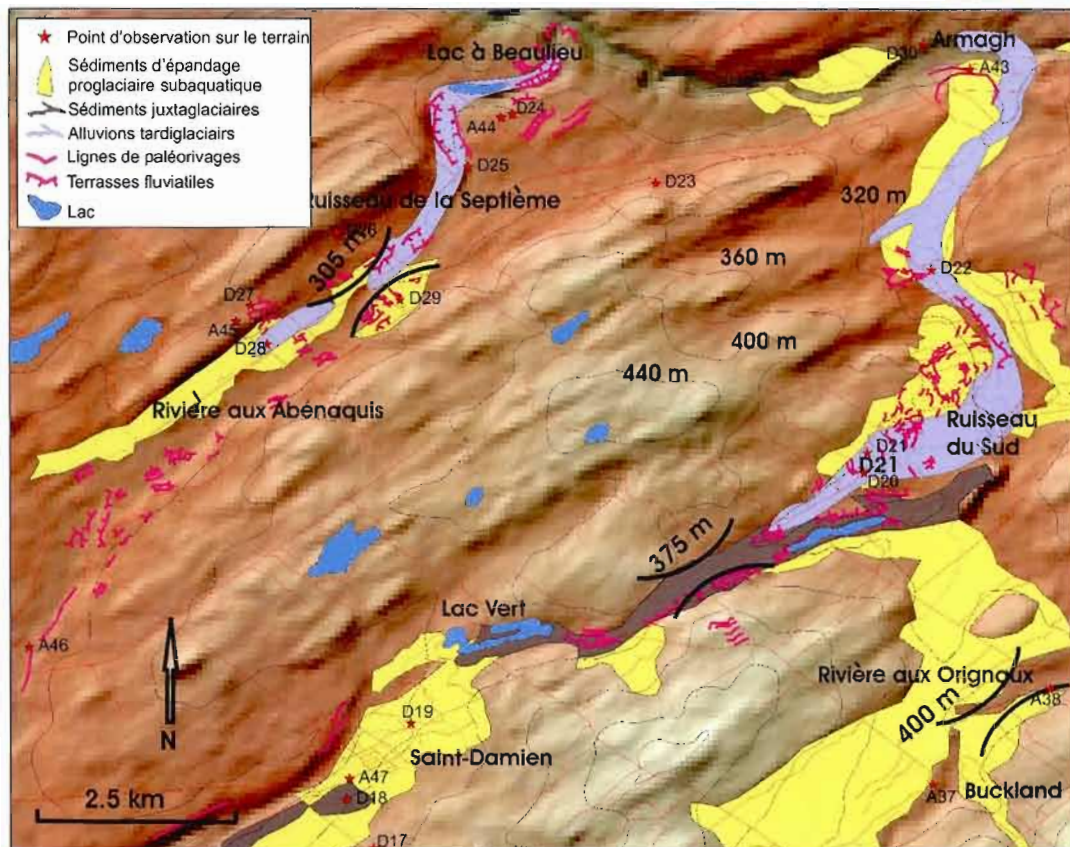


Figure 3.18: De nombreuses terrasses marquent les flancs des vallées de 375 et 305 mètres d'altitude de la région de Saint-Damien. Des étangs mal drainés et de larges chenaux y marquent aussi un ancien réseau de drainage abandonné. Les accumulations fluvioglaciaires de cette région montrent des directions de courant très variables, la provenance de ce complexe fut réinterprétée plus d'une fois dans la littérature. (modifié de Caron, 2007)

Dans la seconde vallée, près de 4 km au sud-ouest de Saint-Damien, on retrouve à des altitudes avoisinant les 300 mètres, des dépôts de sable et gravier lâche et lessivé en minces interlits de pendages variables ne présentant pas d'orientation de paléocourant conforme au complexe de Saint-Damien. La photo-interprétation suggère aussi la présence d'une accumulation deltaïque météorique dans ce secteur aux abords de la rivière du Moulin, avant qu'elle ne rejoigne la rivière aux Billots. Vers Saint-Damien, on retrouve de larges accumulations fluvioglaciaires accotées sur le versant sud-ouest de la vallée. Les traces de paléocourant y sont toujours vers le nord-est, mais se présentent sous formes plus variées. On y retrouve parfois des lits sableux avec entrecroisement centimétrique ou des traces de turbulence.

3.19: Terrasse fluviale perchée dans le complexe de Saint-Damien.



Figure 3.19: On retrouve, dans la vallée du ruisseau du Sud, des terrasses fluviales à une altitude légèrement supérieure à 360 mètres. Photographie prise au site D21.

Vers le fond de la vallée, on peut observer des buttons associés à un esker de direction nord-est interprété par Chauvin et al. (1985). Ces sédiments de granulométrie variables se présentent en lits et lentilles décimétriques montrant parfois des sables fins bien triés et entrecroisés, entrecoupés par des lits abondants en clastes de 5 à 15 centimètres, arrondis d'orientation variable, flottant dans une matrice silteuse. Ces amas montrent un

granoclassement normal, le sommet est généralement occupé par de minces couches de matériau fin, sans clastes laissant supposer une déposition subaquatique. À partir du lac Vert, ces sédiments se distinguent d'accumulations de galets centimétriques arrondis imbriqués dans une matrice grossière. Ce dernier faciès montre une topographie plane et est associé à des terrasses perchées et des chenaux abandonnés (figure 3.19 et 3.20). Le comptage pétrographique effectué sur ces sédiments indique une provenance appalachienne marquée et confirme un transport important (table 3.1, site D21). Ces sédiments suivent le ruisseau du Sud vers la rivière de la Fourche au nord, contrairement à l'esker qui poursuit sa trajectoire nord-est et se termine dans une large zone d'épandage près de Saint-Philémon-Nord.

3.20: Indices géomorphologiques du drainage des lacs proglaciaires de la Beauce.

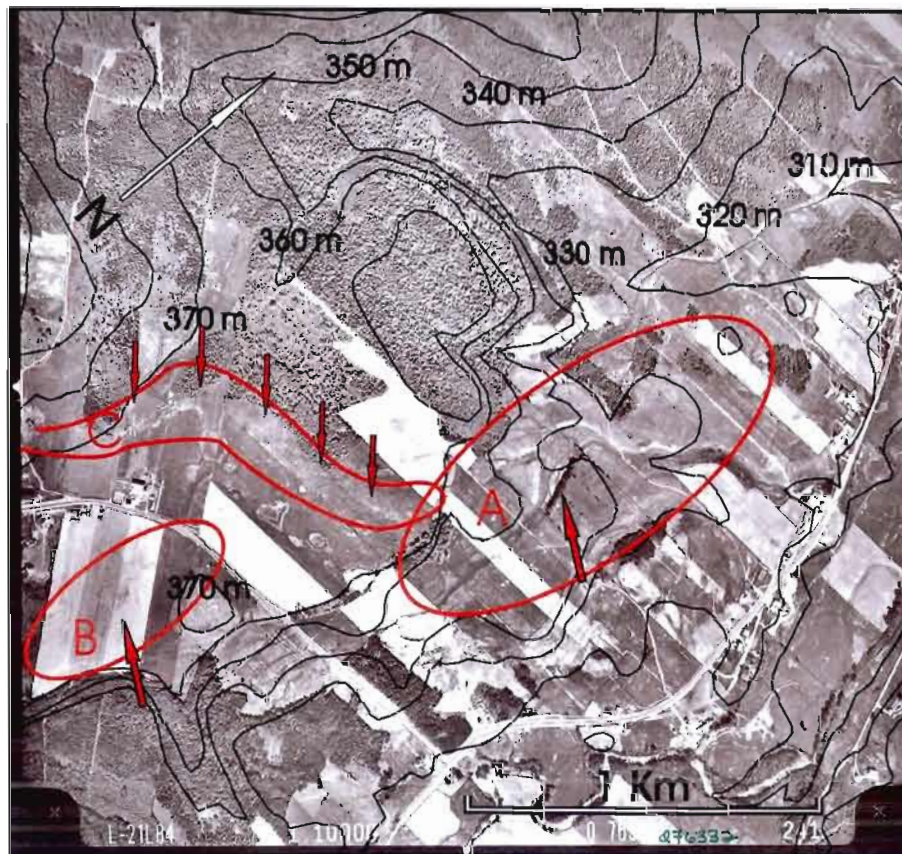


Figure 3.20: Près de la jonction du ruisseau du Sud et de la rivière du Sud, on remarque des méandres abandonnés (A et B) et des terrasses perchées (C) montrant un niveau élevé et un courant intense. Ces indices sont associés au drainage de la phase un du lac glaciaire Chaudière-Etchemin. Photographie Q76332 241.

La troisième vallée comporte moins d'accumulation sédimentaire que les deux premières. On y retrouve toutefois des dépôts stratifiés fluvioglaciaires sous une altitude de 350 mètres en amas discontinus. Des terrasses peuvent être observées à plus de 30 mètres du fond de la vallée de part et d'autre du col. On les retrouve notamment au côté sud-ouest de la rivière des Abénaquis du côté de la rivière Etchemin et aux abords du lac à Beaulieu du côté de la rivière du Sud. Ce dernier se trouve dans un corridor mal drainé prenant la forme d'un méandre ayant un rayon de courbure d'environ 800 mètres. Le roc de cette vallée se démarque aussi par la présence d'affleurement de shales rouges fissiles.

3.9 La région de Saint-Raphaël

La région de Saint-Raphaël, au nord du complexe de Saint-Damien, est particulièrement riche en sédiments quaternaires. Elle abrite des sédiments appartenant à deux unités distinctes (figure 3.21). La première, identifiée par Gadd (1964) et LaSalle et al. (1977), fut attribuée à la Moraine des Hautes Terres. Cette unité est constituée de lambeaux juxtaglaciaires d'alignement sud-ouest nord-est et possède des indicateurs de déposition vers le sud. Complétant la subdivision de la Moraine des Hautes Terres, Occhietti et al. (2001a) renommèrent les dépôts de cette région Moraine de Saint-Raphaël. La ville même de Saint-Raphaël par contre se trouve sur un vaste delta de déposition vers le nord, distinct des dépôts morainiques.

3.21: Croquis de la région de Saint-Raphaël.

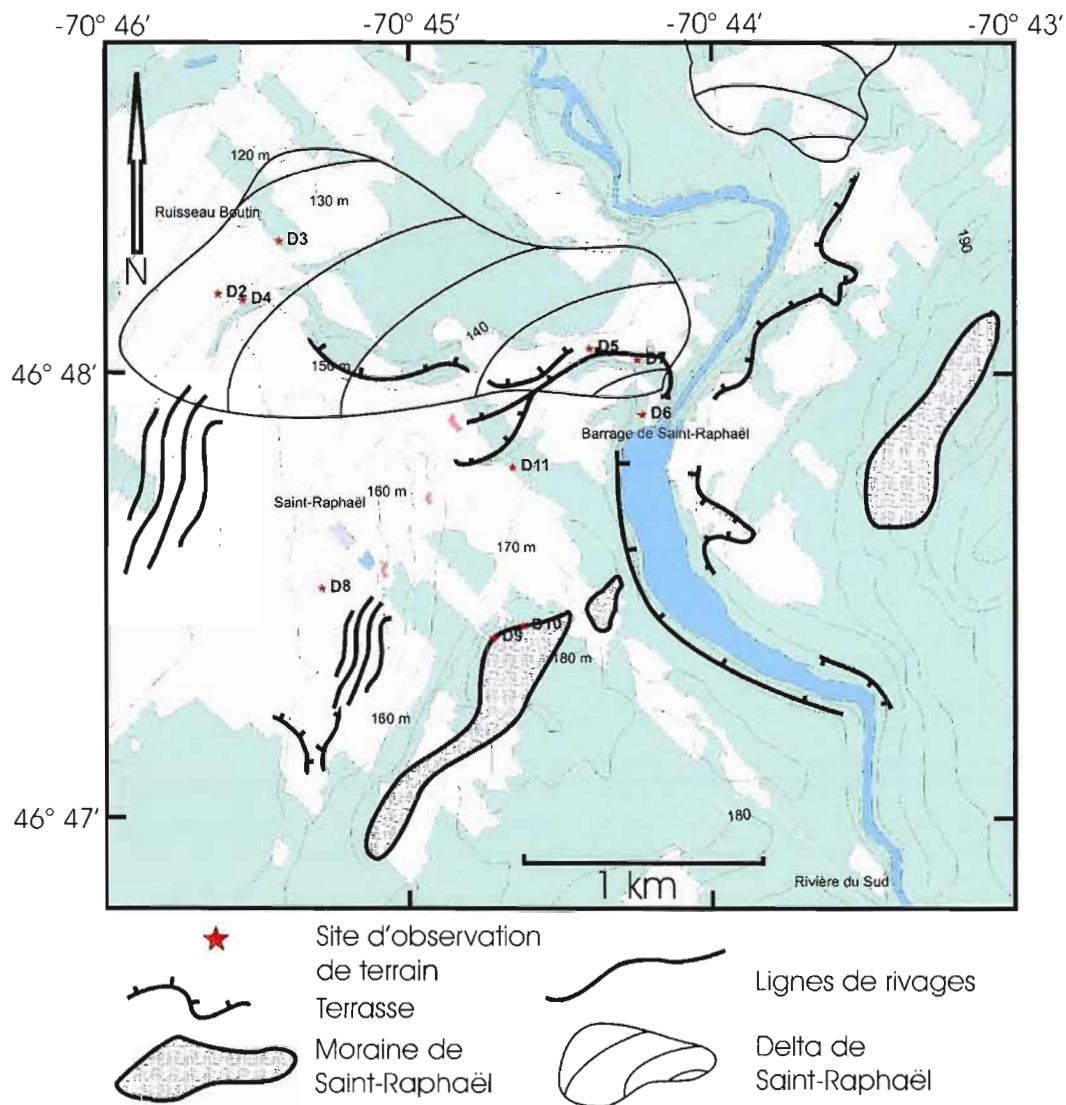


Figure 3.21: Un delta couvrant une surface d'un peu plus de 6 km² se trouve à la ville de Saint-Raphaël. Il est entaillé par la Rivière du Sud. Le pendage des lits de foreset variant du nord-ouest au nord-nord-est et les quelques traces de paléocourant de direction similaire le différentient de la Moraine de Saint-Raphaël à proximité. Cette dernière montre des sens de déposition vers le sud-est. On retrouve aussi aux abords du delta, quelques lignes de rivage associées à la Mer de Goldthwait.

Le delta de Saint-Raphaël occupe une superficie d'environ 6 km². La puissance totale de cette unité atteint 40 mètres de hauteur. Les indications de paléocourants vers le nord sont marquées par la direction du pendage des lits de l'offset variant de 300 à 40 degrés. Ces lits sont continus, généralement sans entrecroisements et de pendage de 25 à 32 degrés. L'épaisseur moyenne des lits se situe autour de 40 centimètres. On y retrouve des sables et graviers arrondis sans fine et gris. Ce delta est exploité par une cimenterie appartenant à Unibéton.

Aux abords du site d'exploitation, à l'extrémité ouest de la ville, une série de rivages bien définis occupe des altitudes de 160 à 170 mètres. Cette altitude correspond au topset du delta, observable dans la région du barrage de Saint-Raphaël. Le faciès des lits supérieures de l'offset dans cette région ainsi que celui du topset varient quelque peu par rapport à celui retrouvé à la cimenterie, plus aux nord et stratigraphiquement inférieurs. Le toit de la séquence est occupé par des paléo chenaux décamétriques où l'on retrouve des galets imbriqués indiquant un sens de courant à 335 degrés. Ces galets se retrouvent dans une matrice brune de sable mal trié. Les lits sous-jacents présentent une granulométrie plus variable que dans la partie inférieure du delta, on y retrouve des galets et des blocs métriques ainsi qu'une matrice de silts brunâtres dans la majorité des lits. L'arrondi des clastes varie de très arrondi à anguleux. Les clastes sont généralement de forme légèrement aplatie.

Un comptage pétrographique indique une grande variété de provenances démontrées par la présence de plusieurs unités appalachiennes et une forte présence de clastes précambriens. Ce résultat démarque ce delta de la Moraine de Saint-Raphaël où les clastes appalachiens ne sont représentés que par des unités locales. (table 3.1, site D2 et D10). Il est à noter que la partie supérieure du delta montre une plus forte présence de claste de shale rouge que dans la partie inférieure où le comptage fut effectué.

À la limite sud-est de Saint-Raphaël, des dépôts de type morainique ont été observés à des altitudes supérieures à la limite marine, soit environ 180 mètres dans cette région (Dionne, 2001). Ces dépôts stratifiés sableux et argileux montrent généralement 10 % de clastes anguleux de 5 à 50 centimètres. Ils ont toutefois des faciès plus variables que le delta.

On y retrouve des lentilles de 2 à 3 mètres de longueur sur un mètre d'épaisseur, constituées uniquement de cailloux de 2 à 4 centimètres anguleux. Certaines sections sont constituées de minces lits sableux entrecroisés présentant des traces de turbidité. D'autres accumulations reliées à la Moraine de Saint-Raphaël peuvent aussi être observées sous la limite marine à environ 6 kilomètres au nord-ouest de la ville. Dans cette région, les dépôts se présentent sous forme de bourrelets de 3 à 5 mètres de hauteur. On y retrouve une grande abondance de clastes locaux composés de shales rouges jointifs (table 3.1, site D1) sans orientation préférentielle et quelques lentilles sableuses délavées. Les clastes et les grains y sont généralement anguleux.

3.1: Comptage pétrographique dans la région de Saint-Raphaël.

Provenance	Lithologie	Nombre de clastes en %			
		Site D1	Site D2	Site D10	Site D21
Sud-Est	métamorphique appalachien indifférencié	0.6	4.4	4.7	32.4
	schiste appalachien	0.0	5.4	5.6	9.1
Nord-Ouest	Précambrien	1.2	7.4	2.8	1.1
	shale rouge	74.1	2.7	6.5	0.0
Mauvais indicateurs	Sédimentaire terrigène indifférenciée	24.1	61.1	80.4	30.2
	Shale oxydé	0.0	5.4	0.0	2.9
	Fragment de quartz	0.0	13.8	0.0	24.4

Table 3.1: Les sites D1 et D10 proviennent de la Moraine de Saint-Raphaël et contiennent respectivement 162 et 107 clastes. Les sites D2 et D 21 proviennent respectivement du delta de Saint-Raphaël et du complexe de Saint-Damien et contiennent 298 et 275 clastes. Les clastes variaient de 2 à 5 centimètres.

3.10 Conclusion

Le recensement des éléments glaciolacustres sur l'ensemble du territoire d'étude dénote quelques sites d'importance. Dans la partie sud du territoire, le lac glaciaire Mégantic laissa des indicateurs de niveaux au sud de la Moraine de Ditchfield. Au nord de cette limite, les dépôts glaciolacustres se font rares, on en retrouve cependant jusqu'à la hauteur de la rivière Samson du côté est du bassin de la rivière Chaudière. Le centre du territoire ainsi que la région de la Guadeloupe sont dépourvus de sédiments glaciolacustres ainsi que de trace de drainage important ayant précédé le réseau hydrographique actuel. Les lacs Aylmer et Saint-François ont connu des niveaux plus élevés, mais ceux-ci étaient isolés et ne communiquaient pas avec les lacs proglaciaires de la Beauce.

La partie nord-ouest du territoire indique l'existence de deux niveaux glaciolacustres d'environ 360 et 340 mètres, isolé dans la haute vallée de la rivière Palmer ainsi que deux niveaux inférieurs vers les 300 mètres et 240 mètres répandus dans l'ensemble de cette région. Ces deux derniers peuvent être suivis le long du flanc nord-ouest des Monts Notre-Dame et se retrouvent dans la vallée de la rivière Chaudière. Dans cette partie du territoire, l'altitude maximale atteinte par les dépôts glaciolacustres se situe vers 360 mètres. Vers l'est, les marqueurs les plus élevés se trouvent autour de 375 mètres, mais ceux-ci sont confinés dans la partie amont de la vallée de la rivière Famine.

Le lac proglaciaire de la vallée de la rivière Chaudière était en coalescence avec celui de la vallée de la rivière Etchemin comme le montrent les dépôts du col de Saint-Odilon. Les indicateurs de niveau glaciolacustre du côté de la rivière Etchemin sont généralement plus précis et les dépôts mieux démarqués. On y retrouve deux niveaux atteignant des altitudes maximums vers la région de Saint-Damien où ils aboutissent respectivement vers des cols de 375 et 305 mètres. Ces deux derniers joignent des vallées montrant plusieurs terrasses perchées et aboutissent dans la rivière du Sud où se trouve un imposant delta à environ 180 mètres près de la ville de Saint-Raphaël.

CHAPITRE IV

CORRÉLATIONS ET PHASES GLACIOLACUSTRES

4.1 Introduction

En tenant compte du gauchissement isostatique, les différents indices glaciolacustres répertoriés permettent l'élaboration du tracé des différents lacs proglaciaires s'étant succédé sur le territoire d'étude. Ceux-ci seront décrits dans le présent chapitre selon un ordre chronologique. De plus, les contributions que le tracé des lacs proglaciaires de la vallée de la rivière Chaudière amènent au modèle de déglaciation régionale seront introduites.

4.2 Le relèvement isostatique

Le gauchissement du relèvement isostatique régional fut une considération primordiale à la reconstruction des différents niveaux glaciolacustres. L'absence d'étude locale quantifiant ce gauchissement dans la région de la rivière Chaudière obligea l'utilisation d'extrapolation des données disponibles dans la région d'étude. En effet, les travaux de Clément et Parent (1977) et de Parent et Occhietti (1988) furent utilisés comme point de base afin d'élaborer les premières hypothèses de travail. De manière générale, on y retrouve un différentiel de un mètre par kilomètre vers le nord-ouest aux abords de la région d'étude. La partie sud du territoire d'étude diffère aussi de la région de Sherbrooke sur ce point de vue. Le traçage des paléorivages effectuée, concorde avec un gauchissement moindre que celui mesuré à l'ouest. La forme allongée du lac glaciaire Mégantic se prête mal à l'élaboration d'une carte des isobases. Dans l'alignement du lac, on observe un gradient approximatif de un mètre par trois kilomètres tel que proposé par Shilts (1981). L'élévation des points de repère provenant de cartes topographiques accompagnées de mesures GPS, on peut y accorder une incertitude de ± 3 mètres. Les isobases présentées demeurent donc approximatives. Considérant l'ampleur du territoire, ils demeurent cependant adéquats aux fins de cette étude.

4.1: Carte des isobases utilisé.

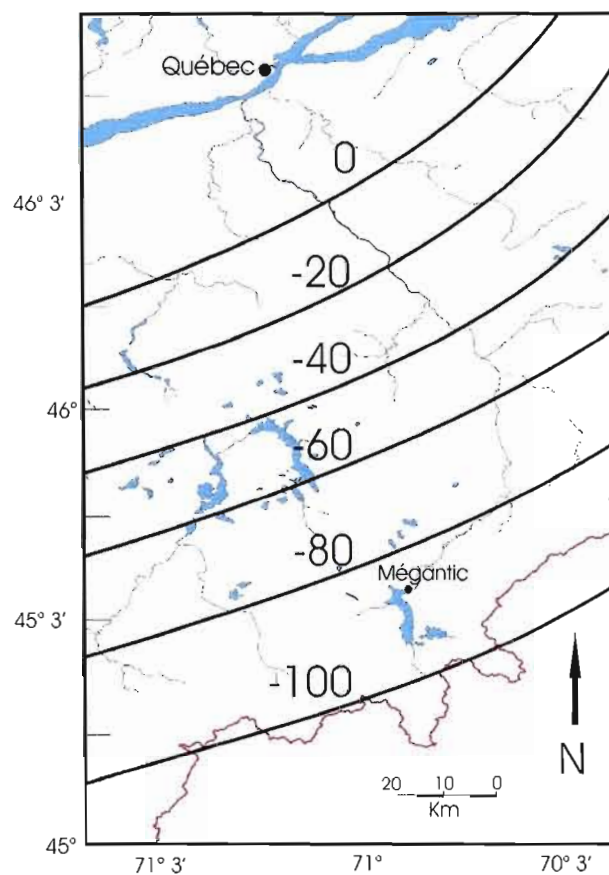


Figure 4.1: Les isobases utilisées ont été obtenues par l'extrapolation des données disponibles à l'ouest du territoire associé aux lacs glaciaires Memphrémagog et Candona. Elles ont ensuite été corrigées selon les tracés de paléolacs de la vallée de la rivière Chaudière.

4.3 Phases précoces et lac glaciaire Mégantic

Les premières phases glaciolacustres du territoire d'étude consistaient en une série de petits lacs de courte durée situés le long de la frontière internationale, tel que mentionné au deuxième chapitre. Ces plans ont été nommés étangs frontaliers par Larocque et al. (1983). Ils furent mis en place graduellement entre la déglaciation de la ligne de partage des eaux des Montagnes Frontalières et la libération des exutoires de Coburn Gore et du Lac aux Araignées. La libération de ces deux exutoires marque le début de l'existence du premier lac glaciaire d'importance du territoire d'étude. Cette étendue fut nommée lac Papawikotekw par Larocque (1999), le nom original de lac glaciaire Mégantic donné par Shilts (1970) sera conservé dans la présente étude.

Le recul glaciaire au-delà de la ligne de partage des eaux des Montagnes Frontalières a laissé des masses de glace résiduelle au sud de la Moraine Frontalière. Ces masses sont responsables de plusieurs paléolacs dans la limite nord-ouest du Maine (Thompson, 2001), soit au sud du territoire d'étude. Le drainage du lac glaciaire Mégantic par la vallée de la Dead River dut s'instaurer dans un contexte partiellement libéré avant que ses eaux n'atteignent la limite marine dans la région Kingfield à l'ouest de la rivière Kennebec. Cette limite est marquée par un changement de faciès des moraines (Hunter et Smith, 2001) et une abondance de dépôts deltaïques (Thompson et Borns, 1985; Thompson, 2001).

Depuis l'introduction du concept de Québec Ice Divide (Shilts, 1981), la limite nord du lac glaciaire Mégantic est associée à une calotte distincte du glacier laurentidien. Ceci implique la possibilité de l'existence d'événements tardiglaciaires simultanés aux abords de la frontière internationale et à la hauteur des Monts Notre-Dame.

4.2: Lac Glaciaire Mégantic et Memphrémagog.

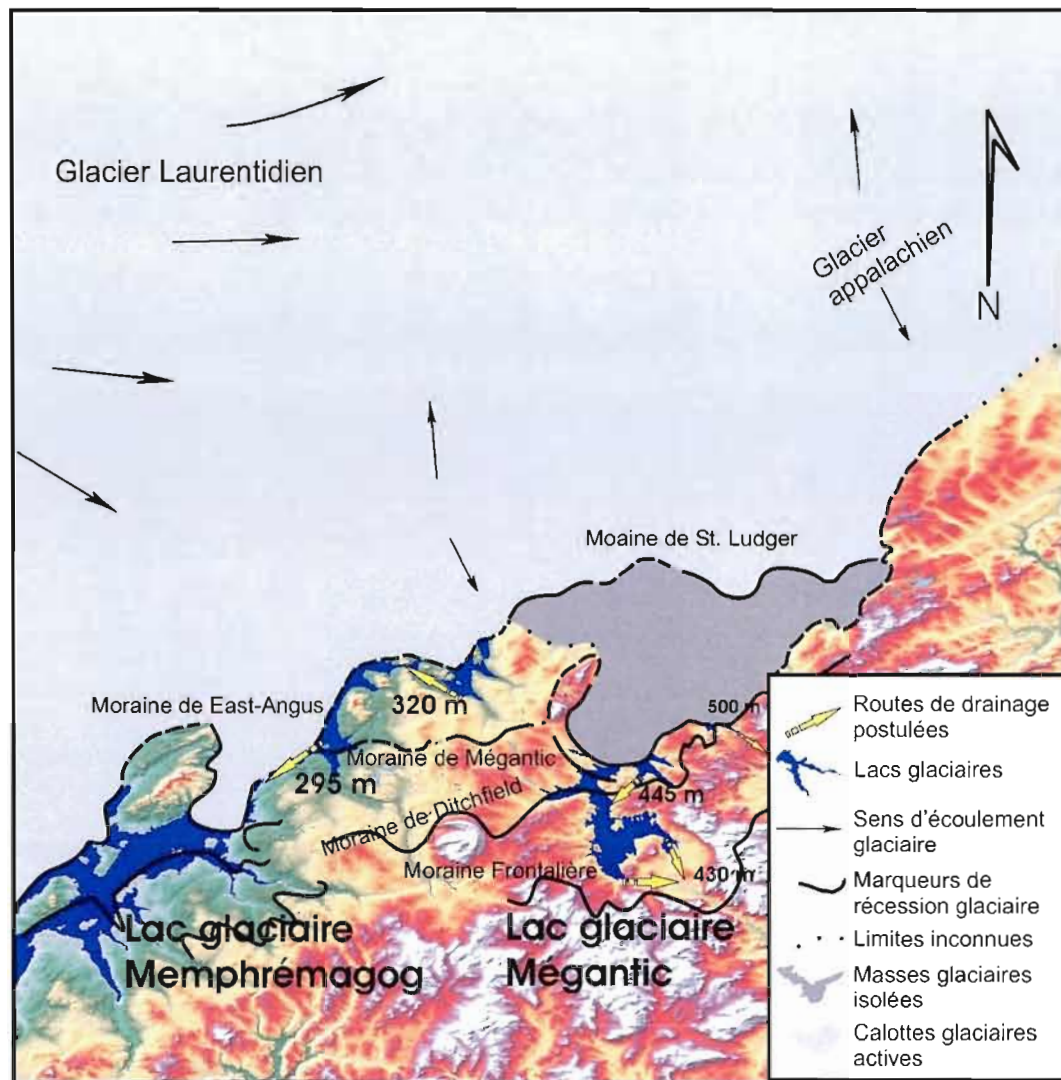


Figure 4.2: Le lac glaciaire Mégantic est probablement contemporain du lac glaciaire Memphrémagog. Ces deux lacs sont associés au retrait vers le nord-est de lobe glaciaire. Ces lobes contrôlaient des baisses de niveau successives de lacs dans les vallées adjacentes sur le côté est des deux vallées.

L'extension nordique maximum du lac glaciaire Mégantic est associée à la perte d'étanchéité de la masse résiduelle des Bois-Francs (détail aux chapitres 4.6) à la hauteur de la Moraine de Saint-Ludger et à la fin du drainage par le sud des paléolacs du territoire d'étude. La surface maximum du lac glaciaire Mégantic est estimée à tout au plus 290 km².

4.4 Phases intermédiaires

4.4.1 Phases contrôlées par l'exutoire de Famine-Daaquam

Les dépôts glaciolacustres supérieurs au Till de Lennoxville dans la carrière de Sainte-Rose indiquent l'existence d'un lac proglaciaire dans la vallée de la rivière Famine. Bien qu'aucune lignes de rivage concordante avec l'altitude du col de cette vallée (395 mètres) n'ait été observée sur le terrain, l'absence de sédiments glaciolacustres dans la partie aval de la rivière Famine ainsi que dans les vallées adjacentes permet d'associer le niveau lacustre avec le col de Famine-Daaquam et de l'isoler à cette vallée.

Ce modèle est toutefois en contradiction avec l'hypothèse avancée par Gauthier (1975) dans laquelle le col de Famine-Daaquam fut responsable du contrôle d'un niveau glaciolacustre important lors du Tardiglaciaire, entre autres, associé aux dépôts de Tring-Jonction. L'existence d'un tel lac requiert la présence d'un front laurentidien au sud des vallées du complexe de Saint-Damien, l'absence de glace dans les vallées de la rivière Chaudière et Etchemin et la persistance de masses isolées dans la région de la Guadeloupe. Un tel assemblage est difficilement compatible avec les données cartographiques actuelles (Parent, communication personnelle, novembre 2008). Le concept d'une séparation terrestre entre le front laurentidien et un glacier appalachien actif s'effectuant sur le flanc nord des Monts Notre-Dame à l'est de la rivière Chaudière (Chauvin et al., 1985, Blais, 1989 et Occhietti et al., 2001a) ne permet pas à l'exutoire de Famine-Daaquam d'être associé à un niveau glaciolacustre d'importance lors du Tardiglaciaire. En effet, la libération d'exutoires de plus bas niveaux vers le nord-est précède la déglaciation de la rivière Famine et de son exutoire à 395 mètres.

L'existence d'un lac proglaciaire isolé dans la vallée de la rivière Famine nécessite le morcellement de la calotte appalachienne. Son orientation sud-est nord-ouest implique la présence de glace dans la vallée de la rivière Chaudière à la suite de la déglaciation du flanc sud-est des Monts Notre-Dame.

4.4.2 Phases contrôlées par les exutoires de Saint-Damien

L'ensemble des indices répertoriés dans la partie nord du territoire d'étude supporte l'existence de deux niveaux glaciolacustres principaux couvrant une partie importante des vallées des rivières Chaudière et Etchemin à la hauteur des Monts Notre-Dame. Les traces de paléorivages s'y retrouvent systématiquement en deux groupes avec une différence d'altitude de 70 mètres. Dans la partie sud-ouest de cet axe, les indicateurs de niveau se retrouvent généralement autour de 360 et 290 mètres. Le flanc est de la vallée de la rivière Chaudière étant pauvre en traces de paléorivages, il est difficile de suivre le tracé de ces niveaux vers le nord-est de manière continue. On retrouve cependant un écart d'altitude similaire dans la vallée de la rivière Etchemin où les indicateurs de niveau sont plus précis et marquent des altitudes maximum et minimum de 350 et 280 mètres dans la partie sud de la vallée. Les niveaux peuvent être suivis jusque dans la région de Saint-Damien où ils atteignent des altitudes maximum de 375 et 305 mètres. Le nom de paléolac Chaudière-Etchemin proposé par Occhietti et al. (2001a) sera donc complété des phases principales un et deux (appendice D, figure 4.3 et 4.4).

4.3: Phase 1 du Lac glaciaire Chaudière-Etchemin.

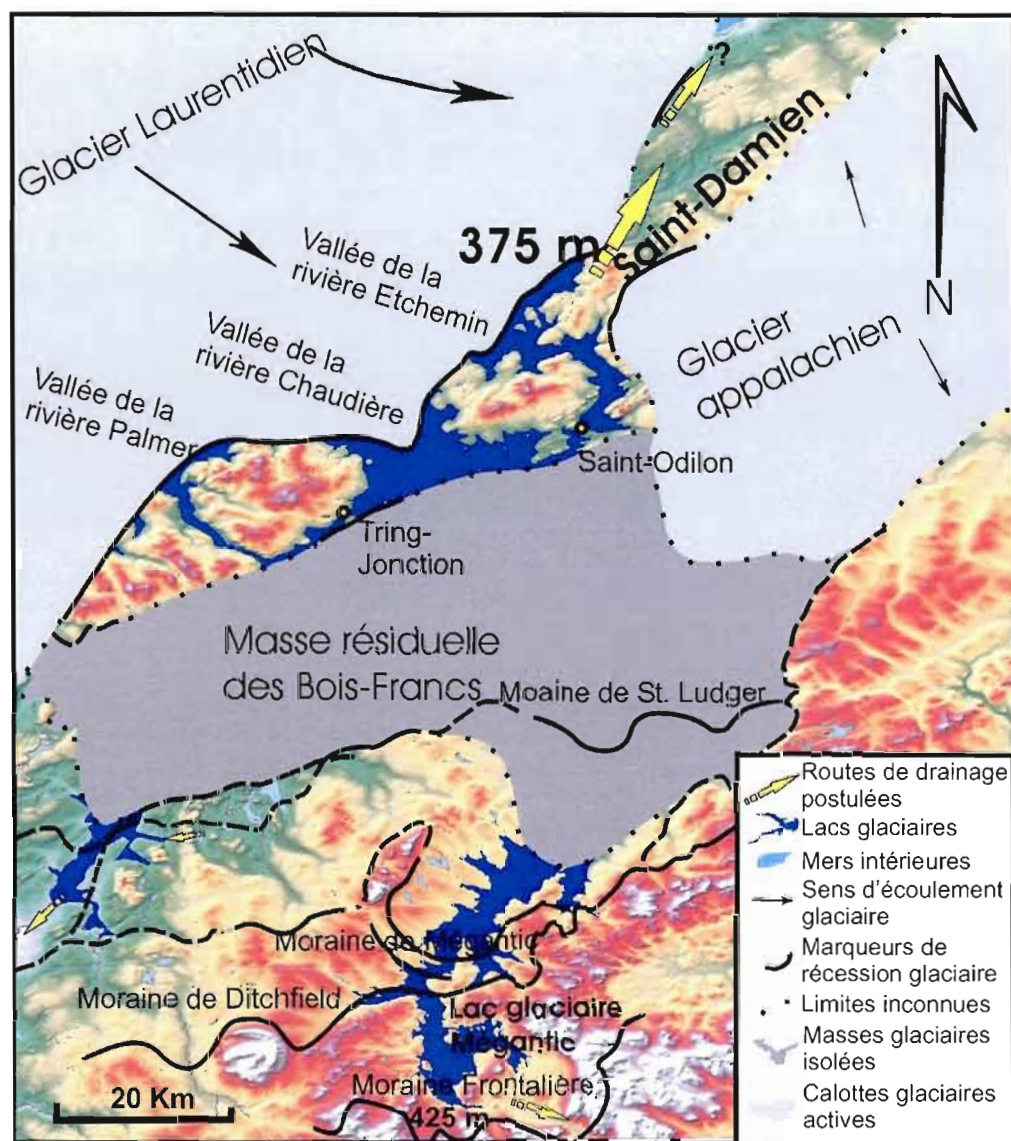


Figure 4.3: Durant la première phase du lac glaciaire Chaudière-Etchemin, les vallées des rivières Chaudière et Etchemin sont unies par le col de Saint-Odilon. L'extension sud de ce lac était limitée par la masse résiduelle des Bois-Francs, il était donc probablement contemporain du lac glaciaire Mégantic. Le drainage de cette phase s'effectue d'abord le long du glacier laurentidien vers la Mer de Goldthwait. Le lac situé au sud-ouest de la masse résiduelle des Bois-Francs peut être relié à l'extension nord-est du Lac glaciaire Memphrémagog ou correspondre à l'extension du lac proglaciaire de Weedon de Larocque et al. (1983). Voir texte, 4.4.3.

La présence de cols dans le complexe de Saint-Damien dont l'altitude concorde avec les niveaux glaciolacustres cartographiés permet de supposer un drainage vers le nord-est des deux phases du paléolac Chaudière-Etchemin. Le modèle de déglaciation accepté (Occhietti et al., 2001a), permet la libération de ces exutoires potentiels avant ceux de la région de la Guadeloupe. En effet, le complexe de Saint-Damien étant interprété comme marquant l'extension maximale du Beauce Event dans cette région, le recul des glaces s'effectuait alors que la masse résiduelle des Bois-Francis occupait la partie sud-ouest du territoire. Ceci, accompagné de l'absence de traces de drainages importants unissant les régions de la Beauce et celle des lacs Aylmer et Saint-François, permet d'exclure la possibilité de la coalescence des bassins des lacs glaciaires Chaudière-Etchemin et Memphrémagog.

La phase 1 du lac glaciaire Chaudière-Etchemin est donc associée à l'exutoire de la rivière aux Billots et du ruisseau du Sud à une altitude de 375 mètres dans le complexe de Saint-Damien. Les terrasses perchées et les chenaux abandonnés du côté du ruisseau du Sud permettent de suivre le cheminement du drainage de ce paléolac jusqu'à la rivière du Sud. Par contre, le drainage de cette phase dut d'abord s'établir au contact du front laurentidien vers le nord-est avant la libération de Saint-Raphaël. Ce lac a laissé des indicateurs de paléorivages selon un axe nord-nord-est sud-sud-ouest ne dépassant pas une trentaine de kilomètres de largeur dans la vallée de la rivière Chaudière. On retrouve des traces de ce paléolac au-delà de cette vallée, entre autres dans les dépôts de Tring-Jonction et dans la partie amont du bassin de la rivière Palmer. L'absence de traces de paléorivages associées à la phase 1 en amont de la ville de Saint-Joseph-de-Beauce suggère que le flanc sud du lac a été en contact avec une glace appalachienne. Les mesures de paléocourant de dépôt subaquatique vers le nord au site de la rivière Pyke (Blais, 1989) sous-tendent une glace active, du moins dans la vallée de la rivière Etchemin.

4.4: Phase 2 du lac glaciaire Chaudière-Etchemin.

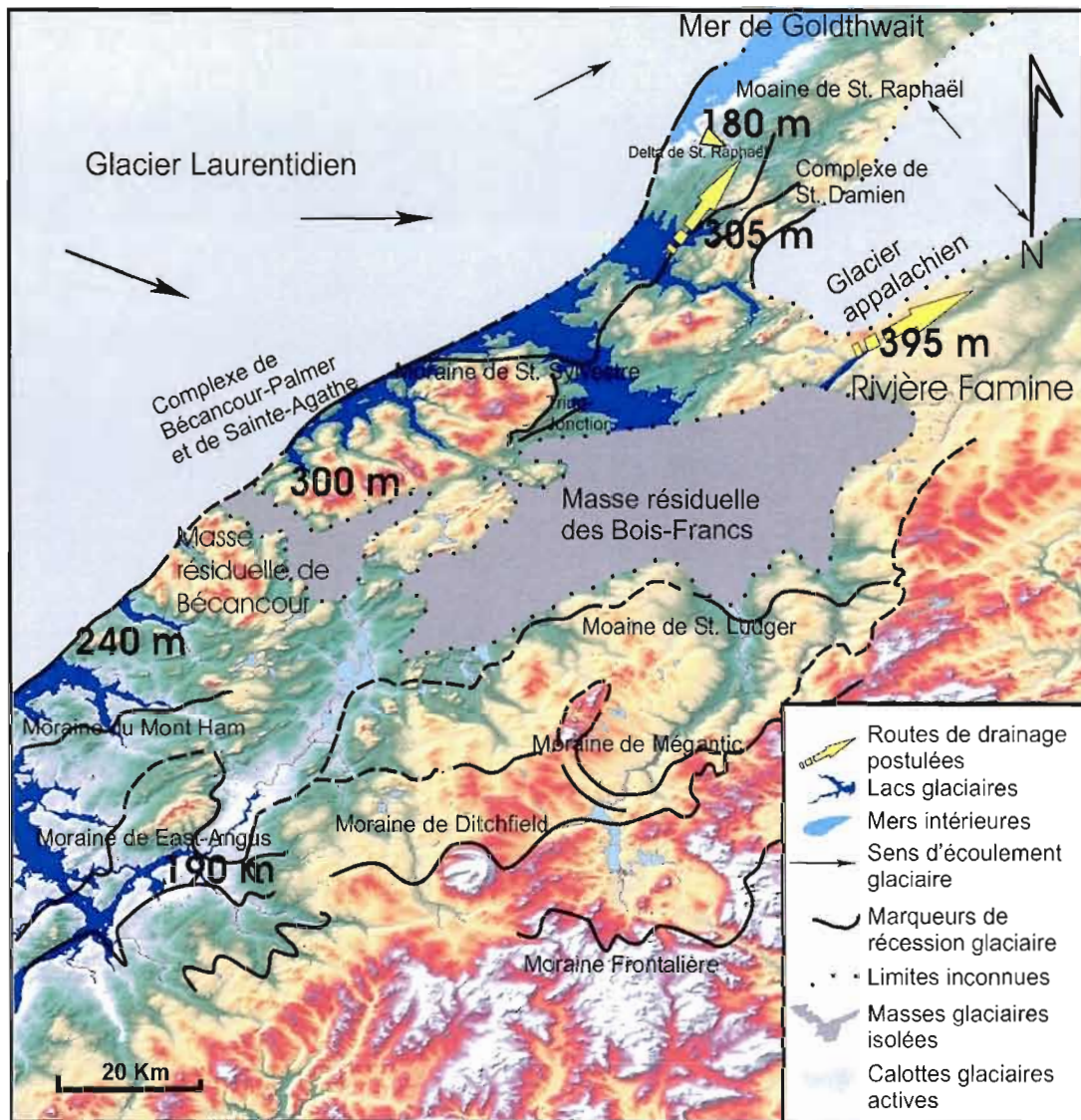


Figure 4.4: Durant la seconde phase du lac glaciaire Chaudière-Etchemin, les vallées des rivières Chaudière et Etchemin sont unies aux nord des Monts Notre-Dame. Cette phase est responsable de la formation du delta de Saint-Raphaël dans les eaux de la Mer de Goldthwait à l'embouchure de la rivière du Sud. Malgré le morcellement de la masse résiduelle des Bois-Francis, de la glace persistait dans la vallée de la rivière Bécancour tel que démontré par Plouffe, 1997. Cette glace est potentiellement responsable de l'absence d'union entre les lacs glaciaires les plus tardifs de la Beauce et le Lac Candona.

La présence d'un lac glaciaire isolé dans la partie amont de la vallée de la rivière Palmer est bien marquée par des paléorivages et des sédiments glaciolacustres profonds au dessus de 340 mètres d'altitude. Étant donné l'absence de marqueurs associés au niveau 1 du lac Chaudière-Etchemin sur le flanc nord-ouest des Monts Notre-Dame, le niveau élevé de la rivière Palmer est interprété comme contemporain de la phase 1 et joint à ce lac par le col de la vallée, 6 kilomètres au sud-ouest d'East Broughton Station.

La libération du col de la rivière des Abénaquis au nord de la rivière aux Billots est responsable du passage entre la phase un et la phase deux du lac glaciaire Chaudière-Etchemin. Ce passage est associé à une chute de niveau de 70 mètres dans la rivière Etchemin. Cependant, le col de Saint-Odilon, étant situé à une altitude légèrement supérieure au niveau de la phase deux dans cette région, un niveau intermédiaire du s'installer dans la vallée de la rivière Chaudière. Ce niveau subsistait jusqu'au passage du front laurentidien sous une altitude de 310 mètres à la hauteur de Sainte-Marguerite. Ceci permit la réunion des deux vallées par le flanc nord-ouest des Monts Notre-Dame. Les meilleurs indices de cette phase intermédiaire sont le delta de la décharge du lac à Vase associé au drainage de la phase intermédiaire par le col de Saint-Odilon vers le niveau deux déjà présent dans la vallée Etchemin et les dépôts sableux du col lui-même. Ces dépôts reposent à une altitude de 330 mètres et sont stratigraphiquement supérieurs aux argiles associées à la phase un.

Un autre niveau glaciolacustre de courte durée s'est installé dans la vallée de la rivière Palmer, contrôlé par le col de 340 mètres d'altitude à l'embout de cette dernière. Le drainage de ce lac vers la vallée de la rivière Chaudière laissa des terrasses perchées dans la région d'East Broughton. Au même titre que le niveau intermédiaire de la vallée de la rivière Chaudière, celui de la rivière Palmé cessa lors de la libération des glaces du piémont des Monts Notre-Dame, permettant la coalescence avec la phase deux du lac glaciaire Chaudière-Etchemin.

Le drainage de la phase 2 a laissé des traces similaires à celui de la phase 1 du côté de la rivière du Sud. Le delta de Saint-Raphaël représente l'aboutissement du drainage des lacs proglaciaires de la Beauce dans les eaux marines. Le travail de cartographie effectué n'ayant pas touché les régions à l'est de Saint-Raphaël, il est présentement impossible de dire si l'instauration de ce cheminement de drainage, c.-à-d. la déglaciation de la région de Saint-Raphaël, eu lieu durant la première ou la seconde phase glaciolacustre. Seul le comptage pétrographique effectué dans le delta lui-même et les observations plus fréquentes de clastes attribuables à la région du second exutoire au sommet de la séquence permettent de supposer que le delta fut actif avant l'instauration du niveau deux.

Les traces de rivages associées à la première phase du lac glaciaire Chaudière-Etchemin et situées le plus au sud se retrouvent aux abords d'un plateau situé entre la rivière Calaway et la rivière des Plante. La seconde phase laissa quelques traces dispersées au sud de la rivière des Plante. Les dépôts glaciolacustres s'y font de plus en plus rares, on n'y retrouve plus que des remaniements du till de surface passé l'embouchure du Bras Saint-Victor. Cette progression rappelle l'extension nord du lac glaciaire Mégantic. Par contre, l'existence de la seconde phase du lac Chaudière-Etchemin peut dépasser celle de la masse résiduelle des Bois-Francis. Quelques accumulations fluvioglaciaires isolées, de deux à trois mètres d'épaisseurs et de direction de courant vers le sud, se trouvent jusqu'à la hauteur de la ville de Saint-Georges-de-Beauce. Elles ont été associées aux dépôts de Vallée-Jonction et interprétées par Blais (1989) et Blais et Shilts (1992) comme déposées lors de l'avancée d'une langue glaciaire laurentidienne dans la vallée de la rivière Chaudière. L'interprétation de la réactivation laurentidienne sous la forme du Beauce Event (Occhietti et al., 2001a) n'implique pas la progression d'une langue de glace de cette envergure dans les lacs proglaciaires de la Beauce. Ces dépôts, laissés sporadiquement dans le fond de la vallée de la rivière Chaudière pourraient être associés au morcellement de masses résiduelles couvrant cette partie du territoire.

4.4.3 Niveaux glaciolacustres dans la région des lacs Aylmer et Saint-François

La déglaciation du haut Saint-François s'effectuait vers le nord-est suivant le retrait d'un lobe occupant le centre de la vallée (McDonald, 1967). Le front de ce lobe baignait dans les eaux de la phase Sherbrooke du lac glaciaire Memphrémagog sous une altitude proche de 245 mètres (McDonald, 1967; McDonald et al., 1972 et Boissonnault et al., 1981). Dans la partie amont de la vallée, entre la Moraine d'East-Angus et le lac Weedon, la présence de chenaux et de deltas a été attribuée au drainage de différents niveaux glaciolacustres. Ceux-ci étaient principalement situés dans la vallée adjacente de la rivière au Saumon (Larocque et al., 1983; Larocque et al., 2003). Ces chenaux drainaient un lac d'altitude de 370 mètres alors que le front glaciaire est à la hauteur d'East-Angus. Le niveau de ce lac a descendu par palier jusqu'à 250 mètres pour former un lac de barrage morainique cartographié à la hauteur du lac Weedon et nommé lac proglaciaire Weedon (Larocque et al., 1983).

Une phase intermédiaire importante établie par Larocque (1983) se situe à 295 mètres d'altitude. Elle pourrait être associée aux observations glaciolacustres de la région du lac Elgin. Par contre, cette corrélation obligerait une forme lobaire du front glaciaire plus prononcé que celle proposée antérieurement.

Le niveau inférieur observé aux abords du lac Aylmer s'accorde avec le lac proglaciaire de Weedon en admettant une légère extension vers le nord du tracé de ce dernier. On retrouve donc les indicateurs de niveau d'une altitude de 250 à 260 mètres. La particularité la plus frappante de ce plan d'eau est de n'avoir laissé aucune trace de son existence sur le flanc ouest de la vallée du lac Aylmer. La masse résiduelle dans cette partie du territoire suggérée par McDonald et al. (1972) puis nommée masse résiduelle des Bois Franc (Parent et al., 1988) et supportée par Occhietti et al., (2001a), englobe la région du lac Saint-François et Aylmer. L'existence du lac glaciaire Weedon jusqu'à l'embouchure de la rivière Coleraine ne peut donc avoir eu lieu que lors du morcellement de cette masse.

4.5 Phases tardives et drainage final

La présence d'indices observés sur le flanc nord des Monts Notre-Dame de la région de la rivière Bécancour jusqu'au bassin de la rivière Chaudière supporte l'existence d'un niveau tardif de basse altitude. Les dépôts des complexes de Bécancour-Palmer ont été reliés de manière générale aux paléolacs de la Beauce (Occhietti et al., 2001a). Leurs paléocourants vers l'est les associent au tout dernier mouvement glaciaire dans la région. L'observation de dépôts limités sous 220 mètres et la présence de paléorivages permet désormais de les associer à la phase glaciolacustre tardive du territoire. Les remaniements sableux observés autour de 210 mètres dans les dépôts de Vallée-Jonction concordent aussi avec une phase glaciolacustre tardive. Des sédiments fluvioglaciaires supérieurs à ces paléorivages suggèrent que la mise en place de ce niveau est postérieure à la réactivation laurentidienne responsable des épandages de la moyenne Chaudière.

L'absence d'indices reliés à la phase tardive dans le bassin de la rivière Etchemin tel que noté à l'été 2008 et par Gauthier en 1975 est interprétée dans le présent ouvrage comme causée par l'ouverture à partir du nord-est des vallées de la région de la Beauce. Ce niveau aurait été présent dans la vallée de la rivière Chaudière et au nord des Monts Notre-Dame une fois l'incursion de la Mer de Goldthwait ayant atteint le bassin de la rivière Etchemin.

Ce scénario requiert l'existence d'un blocage laurentidien relativement isolé et situé entre les deux vallées. Des accumulations de dépôt de contact glaciaire attribué au dernier mouvement de recul du front laurentidien à la hauteur de Scott-Jonction et de Saint-Bernard dans la vallée de la rivière Chaudière concordent avec cette interprétation. Ils sont associés à une extension occidentale de la Moraine de Saint-Raphaël par Occhietti et al. (2001a). Malheureusement, l'exutoire de ce niveau n'a pas pu être identifié. Un écoulement le long du front vers le nord-est entre les vallées de la rivière Chaudière et Etchemin demeure l'hypothèse la plus probable. Les fluctuations du front glaciaire contre le piémont appalachien pourraient être à l'origine des variations de niveau de la phase glaciolacustre tardive entre 240 et 220 mètres ainsi que de l'effacement des chenaux de drainage longeant le front laurentidien.

Une deuxième hypothèse serait d'associer la dernière phase glaciolacustre de la Beauce avec une extension orientale du Lac Candona. Le prolongement du tracé de ce lac vers le nord-est le long du piémont appalachien permet de concevoir cette possibilité étant donné des altitudes concordantes autour de 240 mètres dans la région du complexe de Bécancour-Palmer. Par contre, l'absence de fossiles dans les argiles glaciolacustres du territoire d'étude (Blais, 1989) devrait être expliquée, la présence d'ostracode *Candona subtriangulata* étant caractéristique du Lac Candona. Ce modèle devrait aussi être confronté aux observations de Parent (1987) et Parent et Occhietti (1999) dans la région de Plessiville-Laurierville et de la coupe Landry supportant le dernier déblocage précédant l'invasion marine des Basses-Terres du Saint-Laurent, bien au sud-ouest du territoire d'étude, entre Victoriaville et Laurierville.

4.6 Contribution au modèle de déglaciation du sud du Québec

L'appel de glace du SLIS (Occhietti et al., 1996, 1997, 2001a) dans les premières phases de la déglaciation, suivi par la progression marine le long des Appalaches (Chauvin et al., 1985), causa une inversion de sens d'écoulement glaciaire et la séparation de calottes indépendantes au sud du Saint-Laurent. Dans la région de la Beauce et des Bois-Francs, les glaces ainsi dépourvues d'une recharge par le glacier laurentidien subissent un amincissement rapide associé à une augmentation de l'influence de la topographie locale sur les écoulements. Ces phénomènes sont la cause de l'isolation partielle de masses résiduelles sur le flanc sud-est des Monts Notre-Dame. On y retrouve la masse résiduelle des Bois-Francs composée de glace stagnante couvrant la région de Thetford Mines et l'ouest de la Beauce, ainsi que des glaces au nord-est de la rivière Chaudière. Ces dernières ont laissé des traces tardives d'écoulement vers le Saint-Laurent.

Le concept de réactivation sous l'interprétation du Beauce Event (Occhietti et al., 2001a) implique un réajustement du sens d'écoulement des glaces laurentidiennes vers le sud-est avant la disparition des masses appalachiennes. Cette idée implique donc que l'existence des lacs proglaciaires du centre du territoire soit postérieure à la réactivation. Cette

interprétation diffère des concepts précédents où les paléolacs du territoire d'étude étaient déjà en place avant la réavancée du front laurentidien (Blais, 1989). L'absence d'observation d'unités glaciolacustres profondes sous les épandages tardiglaciaires supporte l'idée du Beauce Event. La corrélation entre les principaux niveaux glaciolacustres cartographiés et la libération successive des exutoires de Saint-Damien combinée à l'absence d'indices supportant une hausse du niveau majeure permet aussi d'affirmer que la libération des glaces du centre de la Beauce eut lieu en une seule étape.

La séparation des glaces laurentidiennes et des masses appalachiennes eut lieu dans un axe nord-nord-est sud-sud-ouest selon l'ouverture des exutoires de Saint-Damien, puis vers le centre de la vallée de la rivière Etchemin tel qu'indiqué par les paléocourants vers le nord de la rivière Pyke. Le drainage du niveau glaciolacustre élevé de la rivière Palmer par le col situé à l'embout de la vallée implique le prolongement de l'axe d'ouverture des glaces en longeant le sud des Monts Notre-Dame. Ce modèle permet aussi d'expliquer la mise en place des dépôts de Tring-Jonction et concorde avec les directions de paléocourants présentes. À partir de cette région, l'ouverture nord-nord-est vers le sud-sud-ouest est due au morcellement de glaces stagnantes plutôt qu'au recul d'un front actif.

La limite sud de la masse résiduelle des Bois-Francis, au moment où celle-ci perdait son étanchéité, est marquée par l'extension nord des niveaux glaciolacustres isolés du lac Saint-François. Elle peut être suivie dans la vallée de la rivière Chaudière en fonction des observations les plus nordiques des indicateurs glaciolacustres. Cette ligne correspond au tracé de la Moraine de Saint-Ludger.

4.7 Conclusion

Le passage du front glaciaire outre les sommets des Montagnes Frontalières et des Monts Notre-Dame ont laissé dans les deux cas, des masses isolées sur les flancs sud-est et un front actif sur les flancs nord-ouest. Dans le sud du territoire d'étude, ceci permit l'instauration du lac glaciaire Mégantic. Celui-ci existe lors de la transition entre le front actif responsable des moraines Frontalières, de Ditchfield et Mégantic et la masse inerte du centre du territoire. Par contre, la dynamique de déglaciation entourant les Monts Notre-Dame impliquant une inversion de sens d'écoulement suivi de la réactivation du Beauce Event retarda l'instauration des lacs glaciaires en gardant le front laurentidien en contact avec les masses résiduelles de cette partie du territoire.

La déglaciation finale de la vallée de la rivière Chaudière s'effectua entre le front laurentidien actif et les masses appalachiennes stagnantes en créant une ouverture à partir de la région de Saint-Damien vers le sud-ouest, en longeant le sud des Monts Notre-Dame. Ceci permit la libération progressive d'exutoire de 375 mètres et 305 mètres reliés aux deux principaux niveaux glaciolacustres ayant affecté la partie centrale du territoire. Le drainage de ces lacs est responsable de l'accumulation deltaïque de Saint-Raphaël. L'existence des niveaux glaciolacustres cartographiés dans la vallée de la rivière Palmer et autour du lac Aylmer implique une scission de la masse résiduelle des Bois-Francs.

La continuité de la masse résiduelle des Bois-Francs dans la région de La Guadeloupe et au sud de la ligne Baie Verte-Brompton permet d'isoler les lacs de la Beauce et ceux des Cantons de l'Est. Ceci laisse donc les exutoires du nord-est comme étant les seuls chemins de drainage actif contrôlant les principaux niveaux glaciolacustres du centre du territoire. Alors que les glaces au nord-ouest du territoire empêchent le drainage du Lac Candona, un niveau glaciolacustre tardif de basse altitude persiste quelque temps au flanc nord des Monts Notre-Dame avant l'invasion marine des Basses-Terres du Saint-Laurent.

CHAPITRE V

CADRE CHRONOLOGIQUE ET DATATION PAR LUMINESCENCE

Afin d'obtenir des repères chronologiques absolus encadrant l'existence des principaux niveaux glaciolacustres de la vallée de la rivière Chaudière, un programme de datation par luminescence fut mené sur des sédiments tardiglaciaires. Cette méthode offre certains avantages par rapport au datation par ^{14}C , tels de fournir l'âge réel de l'enfouissement des sédiments et de ne pas être influencé par des effets de réservoir. Une brève introduction à la luminescence sera suivie des manipulations effectuées et des résultats obtenus.

5.1 Introduction

La luminescence est le phénomène par lequel une quantité de photons est émise lors de la recombinaison d'une paire électron/trou dans un semi conducteur. Plusieurs minéraux exhibent ce phénomène lors d'échange électronique au sein de la structure cristalline. En effet, les défauts tels des dislocations internes, lacunes structurales ou impuretés peuvent piéger des électrons, c'est à dire les exclure des échanges entre niveaux de valence. Ces défauts, ou pièges, possèdent des niveaux énergétiques de profondeur discrète et possèdent une stabilité mesurable selon les modèles thermodynamiques. En milieux naturels, l'irradiation ionisante est responsable du piégeage des électrons. Ces derniers sont donc accumulés selon un taux présumé constant dans les pièges jusqu'à saturation ou jusqu'à leur libération. Une exposition thermique ou une exposition à des radiations non ionisantes peuvent toutes deux fournir l'énergie nécessaire à une recombinaison électronique vers un niveau énergétique inférieur 'libération des électrons' et donc générer la luminescence observée des minéraux (Lamothe, 1996).

L'utilisation de ce phénomène à des fins géochronologiques se base sur la mesure en laboratoire de la luminescence naturelle d'un sédiment ou d'une pièce archéologique. L'évènement daté est donc le moment où l'échantillon fut exposé pour la dernière fois à une stimulation suffisamment intense pour libérer l'ensemble des piège, soit la `remise à zéro`, effectué par transport sédimentaire.

L'évolution de cette technique de datation est principalement passée par la source de stimulation utilisée lors des lectures de luminescences des échantillons. On utilisa d'abord une stimulation thermique (thermoluminescence ou TL) puis la méthode se raffina en utilisant une stimulation lumineuse (optically stimulated luminescence ou OSL). Une stimulation infrarouge (infrared stimulated luminescence ou IRSL) est désormais utilisée sur les feldspaths.

La limite inférieure de la datation par luminescence est due à la précision instrumentale alors que la limite supérieure est établie par la saturation des piège. Cette dernière peut donc varier en fonction du taux d'irradiation naturel reçu par l'échantillon. Des âges inférieurs à 2 ka ou supérieurs à 200 ka ont été obtenus, mais leur fréquence est plus restreinte dans la littérature.

5.2 Détermination d'un âge par luminescence

Étant donné que le piègeage d'électrons est proportionnel à l'irradiation, il est possible d'obtenir la quantité de radiation nécessaire à induire l'intensité de luminescence naturelle du sédiment, soit: la dose équivalente (De). Avec le taux d'irradiation subi par le sédiment, soit la dose annuelle (Da), la durée de l'ensevelissement peut être obtenue grâce à l'équation suivante (Aitken, 1998):

$$\text{Âge (ka)} = \text{De (Gy)} / \text{Da (Gy / ka)}$$

5.2.1 Dose équivalente

La conversion des lectures de luminescence obtenues en intensité lumineuse vers la dose équivalente à cette intensité (D_e) peut être effectuée de deux manières. La première consiste à ajouter à chaque aliquot des doses supplémentaires successives après chaque lecture. Ces données permettent d'établir directement une relation entre la luminescence et la dose d'irradiation de chaque aliquot. En ce sens, la résolution de cette fonction permet d'obtenir la dose équivalente D_e . La seconde méthode, nommée régénérative, consiste plutôt en l'élaboration d'une courbe d'équivalence à partir d'un nombre restreint d'aliquots soumis à des irradiations de durée croissante, mais sujets à une remise à zéro associée à chaque lecture. L'ensemble des données de luminescence naturelle sera ensuite reporté sur la courbe d'équivalence. Quelle que soit la méthode utilisée, la courbe résultante possède une croissance relativement constante jusqu'à l'approche de la saturation des pièges. À ce stade, la courbe tend vers un maximum de luminescence pour toute irradiation suivante.

5.2.2 Dose annuelle

L'irradiation subie par les sédiments au cours de leur enfouissement, responsable du piégeage des charges électroniques, provient de trois sources principales. La somme de ces trois sources en Gray par année donne le paramètre de dose annuelle D_a . La plus importante source d'exposition est la teneur en éléments radiogéniques du sédiment. De ces éléments, l'uranium, le thorium et le potassium sont les plus communs et sont souvent les seuls mesurés. La composante radiogénique interne des minéraux contribue aussi aux piégeages de charge. La détermination exacte de cette contribution est toutefois plus ardue. Dans le cas des feldspaths, la quantité interne de potassium cause une contribution non négligeable. Une bonne estimation de sa contribution peut cependant être établie suivant l'attribution d'une proportion de son abondance fixée par Huntley et Baril (1997). La dernière source d'irradiation des sédiments provient de l'exposition aux rayonnements cosmiques. Cette contribution peut être mesurée en fonction de la latitude géomagnétique du site d'échantillonnage, de la profondeur du sédiment récupéré et de la densité du sol (Prescott et Hutton, 1994).

L'effet de l'exposition aux radiations naturelles est cependant atténué par la teneur en eau des sédiments qui agit à titre d'absorbant. La teneur au moment de l'échantillonnage et à l'état de saturation des sédiments peut facilement être établie en laboratoire. Par contre, l'utilisation de ces données sur une échelle de temps géologique requiert la supposition de milieux stables durant toute la période d'enfouissement. Cette extrapolation est une limite de la méthode et doit être prise en compte lors de l'interprétation des résultats.

5.2.3 Complications

Bien que plusieurs minéraux émettent de la luminescence, des raisons pratiques ont amené cette méthode à favoriser l'utilisation des quartz et des feldspaths. Ces deux derniers gardent chacun certains avantages sur l'autre. Le quartz étant plus résistant à l'altération, son absence n'est pratiquement jamais un facteur limitant. De plus, sa sensibilité à la stimulation étant plus grande, la sous-exposition des sédiments précédant leur enfouissement est moins fréquente que chez les feldspaths. Un tel manque d'exposition à la lumière du jour lors du transport sédimentaire est un problème affectant la datation par luminescence. Le transport sous-glaciaire ou subaquatique ainsi que la durée des environnements glaciolacustres sont des causes habituelles de remise à zéro partielle ou inadéquate sous nos latitudes.

Lorsque stimulé, le feldspath génère une intensité lumineuse plus grande que le quartz. Il demeure donc un candidat adéquat dans les situations où la force du signal osl du quartz se situe sous la capacité instrumentale. L'intensité de la luminescence d'un seul, ou de quelques grains de feldspath est généralement suffisante. L'utilisation d'un faible nombre de grains par aliquot permet, dans une certaine mesure d'évaluer l'hétérogénéité des échantillons. Des estimations d'âges valables peuvent donc être obtenues sur des sédiments partiellement remis à zéro.

Les âges obtenus à l'aide de feldspaths doivent cependant être corrigés afin de tenir compte de certaines pertes de charge importante sur l'échelle des temps géologiques. Ces pertes s'effectuent malgré la stabilité prévue des pièges selon les modèles physiques de base, d'où le nom d'anomalous fading (Wintle, 1973). La correction de cette perte de signal (Huntley et Lamothe, 2001) se base sur des modèles quantiques d'échange par effet tunnel résumé dans Aitken (1985). Il a été démontré que la perte d'intensité de signal des échantillons affectés par le fading suit un taux logarithmique de base 10. En présumant l'équivalence entre la perte d'intensité du signal mesuré et la perte en `âge` du système, il est possible de mesurer sur une échelle de temps pratique un facteur de taux de fading (facteur g) exprimé en pourcentage de perte par décade de temps. L'application de ce facteur s'effectue ensuite selon une procédure itérative (Huntley et Lamothe, 2001, appendix).

5.3 Méthodologie

Le traitement des échantillons a été effectué au laboratoire de luminescence *LUX* à l'UQÀM. Les données proviennent d'un lecteur Risø contrôlé par le logiciel Risø Sequence Editor et ont été extraites grâce au logiciel Risø Analyst. Les résultats finaux furent obtenus à l'aide des méthodes développées au laboratoire de Montréal et publié par Lamothe (1996), Lamothe et Auclair (1997), Auclair et Lamothe (1999) et Lamothe (2004, 2007). Le calcul des âges a été effectué en utilisant les méthodes de Auclair et al. (2003) et Huot et Lamothe (2003). Les calculs impliquent l'utilisation de tableurs et de macros rédigés et codés par Sébastien Huot (communication personnelle, 2008). Ces calculs incluent:

- Les déterminations de dose cosmique et annuelle selon Prescott et Hutton, 1994, Adamiec et Aitken, 1998, Huntley et Hancock, 2001 et Mejdahl, 1979.
- Les constructions des courbes de croissance et la représentation des données sous forme d'histogrammes proportionnels à l'erreur relative ou de radiaux (Galbraith, 1990).
- Les déterminations et l'application des facteurs de correction de fading g selon la méthode Huntley et Lamothe, 2001.

Le calcul de signal suite aux shorts shines et les corrections d'érosion et de variabilité instrumentale (section 5.3.4) ont été réalisés à l'aide de tableurs créés par Magali Barré (communication personnelle, 2008). L'utilisation du feldspath a été privilégiée dans cette étude en fonction du signal généralement insuffisant des grains de quartz dans la région d'étude (Lamothe, communication personnelle, 2008).

5.3.1 Échantillonnage et traitements préliminaires

Chaque site d'échantillonnage fut sélectionné en fonction de trois critères, soit l'origine glaciolacustre des sédiments, la remise à zéro potentiellement adéquate et la pertinence de la datation. L'échantillonnage fut effectué selon des méthodes propres à la datation par luminescence. D'abord, une coupe de sédiments non remaniés est nettoyée. Puis, une épaisseur d'environ 50 cm supplémentaire est rejetée afin d'obtenir un échantillon relativement protégé de l'effet des radiations cosmiques. Un tube de plastique PVC de 30 cm de longueur est ensuite introduit à l'horizontale dans la paroi afin de récupérer l'échantillon principal sans l'exposer à la lumière du jour (figure 5.1). Trois échantillons supplémentaires ont été récupérés dans le but d'effectuer les analyses de doses annuelles. Une procédure différente fut appliquée lors de l'échantillonnage de Etche_a145. Étant donné sa forte teneur en argile et silt lui procurant une bonne compétence, un bloc cubique de 40 centimètres de côté fut simplement sculpté dans la paroi. Ce cube fut rapidement isolé de la lumière et de l'atmosphère. Ces méthodes sont toutes deux en accord avec les procédures d'échantillonnages suggérés par Aitken (1998).

Le traitement préliminaire effectué sur le tube principal de chaque échantillon comprend les étapes suivantes :

- Le rejet des parties externes pouvant avoir été exposées à la lumière.
- Un tamisage humide (150 -250 μ m).
- Une attaque à l'acide chlorhydrique (10%, 5 min).
- Un séchage à l'air libre.

5.1: Patron d'échantillonnage utilisé.

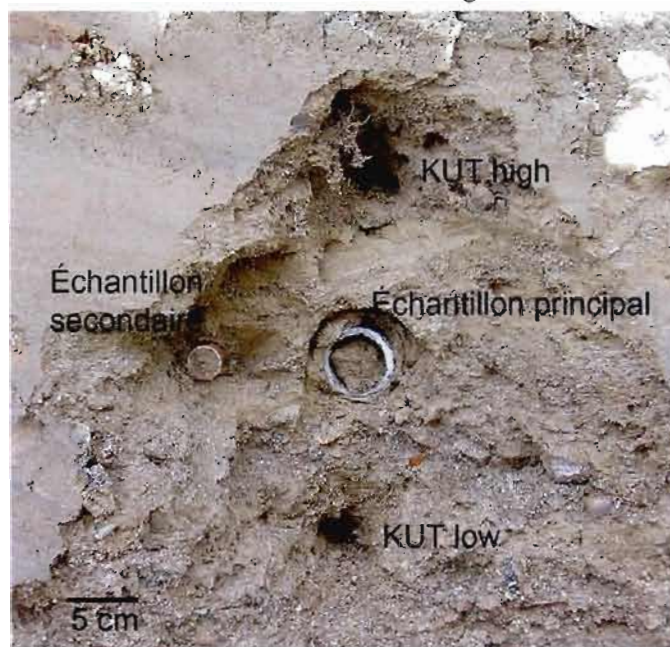


Figure 5.1 : Patron d'échantillonnage, sur l'échantillon Piop. Les KUT high et low ont été récupérés dans des capsules de plastique et servent aux analyses INAA. L'échantillon secondaire est récupéré pour la détermination de la teneur en eau à saturation de manière à obtenir le sédiment non remanié.

Suite à ces traitements, le résultat obtenu est un sédiment sec, non exposé, de fraction granulométrique entre 150 et 250 μm , libre de calcaire. Chaque partie de l'échantillon ne faisant pas partie des traitements subséquents est tout de même archivée, et ce, à chaque étape de la procédure.

La fraction du sédiment récupéré est ensuite immergée dans un mélange de liqueur de polytungstate de sodium et d'eau distillée établi de manière à obtenir une densité de 2.58 g/cm^3 . Les minéraux de la famille des feldspaths, dont la densité dépasse rarement 2.58 g/cm^3 sont donc séparés des minéraux plus denses tels le quartz. Suite à un deuxième séchage à l'air libre, les grains sont ensuite montés sur des disques d'aluminium. Chaque disque correspond à un sous-échantillon (aliquot). Ceux-ci ont été montés avec trois grains par disque afin de détecter la présence de grains ayant une remise à zéro inadéquate. Les grains sont sélectionnés manuellement et collés aux disques à l'aide d'un vaporisateur de colle à base de silicone.

5.3.2 Détermination de la dose annuelle

La détermination de la dose annuelle peut être effectuée en parallèle à la préparation des aliquots. Pour chaque échantillon, trois capsules scellées sont envoyées à l'École Polytechnique de Montréal. Elles y sont soumises à une analyse des pourcentages d'uranium, thorium et potassium par activation neutronique (INAA). L'utilisation de la moyenne des trois données a pour but de diminuer l'effet d'hétérogénéité des coupes naturelles. Sur les trois capsules, deux proviennent des échantillons supplémentaires collectés à ± 15 centimètres du tube principal et la dernière provient du matériel rejeté du tube lui-même. Dans le cas de Etche_a145 les trois capsules proviennent de l'échantillon principal.

La teneur en eau naturelle des sédiments est mesurée sur le matériel rejeté, d'où l'importance de récupérer des échantillons scellés et de minimiser le temps d'entreposage. Cette mesure est effectuée par pesées subséquentes, avant et après un séchage à l'étuve. La mesure de la teneur en eau à saturation est effectuée de manière identique suite à la saturation du tube échantillonné spécifiquement à cette fin. Pour Etche_a145, un tube fut récupéré à cet effet à même le cube en laboratoire. La teneur en eau utilisée pour le calcul de la dose annuelle est la teneur naturelle additionnée du tiers de la différence entre la dose saturée et naturelle afin d'obtenir une estimation de la moyenne annuelle de la teneur en eau.

La dose cosmique (D) reçue par l'échantillon durant la période d'enfouissement est calculée selon l'équation $D = D_0(F + J \exp(h/H))$ (Prescott et Hutton, 1994). D_0 représente la dose de base relative à la densité du sédiment et à la profondeur de l'échantillon. Celle-ci est ensuite corrigée en fonction de l'altitude (h) et des trois paramètres F, J et H. Ces derniers sont des fonctions de la latitude géomagnétique (Prescott et Hutton, 1994, p 500 figure 2) mais ils demeurent constants à respectivement 0.23, 0.78 et 4.1 pour des latitudes géomagnétiques supérieures à 35 degrés.

La dose annuelle peut ensuite être obtenue suite à l'addition des contributions des doses alpha et gamma provenant de l'uranium, thorium et potassium, de la dose cosmique et de la contribution du potassium interne évaluée à $12.5 \% \pm 0.5$ tel que suggérée par Huntley et Baril (1997). La conversion des abondances d'élément K, U et Th en énergie de rayonnement tient compte des facteurs d'atténuation et d'absorption bêta relatif à la taille granulométrique pour chacun des éléments selon Mejdahl (1979) et d'un facteur d'absorption calculé par Brennan (1991). La contribution des rayonnements alpha est aussi corrigée selon sa capacité moindre à induire un piégeage d'électron (Aitken, 1998).

5.3.3 Détermination de la dose équivalente

La détermination de la dose équivalente est basée sur la méthode régénérative d'aliquots individuels (Lamothe, 2004 et 2007). La méthodologie implique la réalisation d'une courbe de croissance et la mesure d'un nombre adéquat de doses naturelles. Chaque dose naturelle mesurée sera donc convertie en dose équivalente. L'intensité de signal de chaque lecture dépend de plusieurs caractéristiques des grains exposés, tels la position sur le disque d'aluminium et l'intensité intrinsèque du grain. Les mesures sont donc relativisées à une seconde lecture effectuée suite à une courte irradiation standard appelée 'test dose'. Chaque lecture est précédée d'une préchauffe afin de vider par activation thermique les pièges indésirables et d'une pause pour laisser l'aliquot se stabiliser et se refroidir. La séquence utilisée est donc composée de l'irradiation initiale (D_n dans le cas de l'irradiation naturelle par enfouissement et D_x lors de la construction de la courbe de croissance, étape 1, table 1), d'une première lecture (étapes 2, 3, 4, table 1), d'une remise à zéro complète (étapes 5, 6, 7), d'une seconde irradiation (étape 8) et d'une lecture subséquente (étapes 9, 10, 11). Les irradiations sont mesurées en temps d'exposition à une source bêta et elles seront converties en Gy en tenant compte de l'activité de la source au moment des manipulations. Les doses D_x ont été établies à 272, 500, 750, 1 000, 0 et 500 s pour B.D.Sable et 136, 272, 500, 1000, 0 et 136 s pour Etche_a145. Le recyclage d'une faibles dose en fin de séquence permet de quantifier l'effet des lectures sur les données subséquentes.

5.1: Séquence de lecture des aliquots.

	Traitement	observations
1	Irradiation, Dn ou Dx	-
2	Préchauffe (280 °C, 5 °C / s)	-
3	Pause (300 s)	-
4	Stimulation optique (100 s)	Ln ou Lx
5	Illumination (300 s)	-
6	chauffe (280 °C, 5 °C / s)	-
7	Stimulation optique (60 s)	-
8	Irradiation, test dose (272 s)	-
9	Préchauffe (280 °C, 5 °C / s)	-
10	Pause (300 s)	-
11	Stimulation optique (100 s)	Tn ou Tx
12	Retour à l'étape 1 (pour Dx, Lx et Tx)	-

Table 5.1 : La lecture des aliquots sous l'appareil Risø est effectuée selon une séquence standard. Elle est répétée une fois par aliquot pour obtenir les ratios Ln/Tn suivant l'irradiation naturelle Dn et une fois par dose régénérée Dx lors de la construction de la courbe d'équivalence avec les ratios Lx/Tx.

5.3.4 Correction du phénomène de fading

La détermination du taux de fading g fut effectuée à l'aide d'une courbe de décroissance logarithmique du signal de 6 aliquots par échantillon. Chacun des aliquots fut soumis à une irradiation de 1500 s sous la source bêta de l'appareil Risø puis à 6 mesures de signal sous stimulations de courtes durées (shorts shines, soit 10 s de stimulation à 1% de la puissance des diodes infrarouges de l'appareil). La courte stimulation des aliquots a pour but de minimiser l'effet des lectures sur la population d'électrons piégés. Chaque lecture est séparée d'un délai dont la durée augmente de manière exponentielle sur une base 10. La normalisation des mesures de signal est ici relativisée en fonction de la première lecture effectuée sur chaque aliquot étant donné l'absence de test dose. La variation de l'appareil est estimée durant les mesures grâce à la lecture de 12 aliquots non irradiés effectuée en parallèle aux prises de mesures de fading. Une deuxième correction est ensuite effectuée par rapport à

une série de données obtenue sans délai. Ceci a pour but de compenser l'effet que peuvent avoir les shorts shines sur les mesures suivantes (phénomène d'érosion).

5.2: Liste des échantillons prélevés durant les travaux de terrains.

Échantillon	Région	Longitude	Latitude	Interprétation des sédiments	Remise à zéro
B.D.Sable	Nord du lac Mégantic	-70.92887	45.59000	paléorivage	partielle
Etche_a145	Col de Saint-Odilon	-70.66624	46.37453	paléorivage	adéquate
St-Ange	Saint-Ange	-70.90662	46.44829	épandage	insuffisante
Tring	Tring-Jonction	-70.99788	46.25606	délaïque	insuffisante
Megpl	Lac Mégantic	-70.86612	45.52903	paléorivage	insuffisante
Aylm1	Esker du Lac Elgin	-71.33049	45.76882	paléorivage	insuffisante

5.2: Localisation des échantillons.

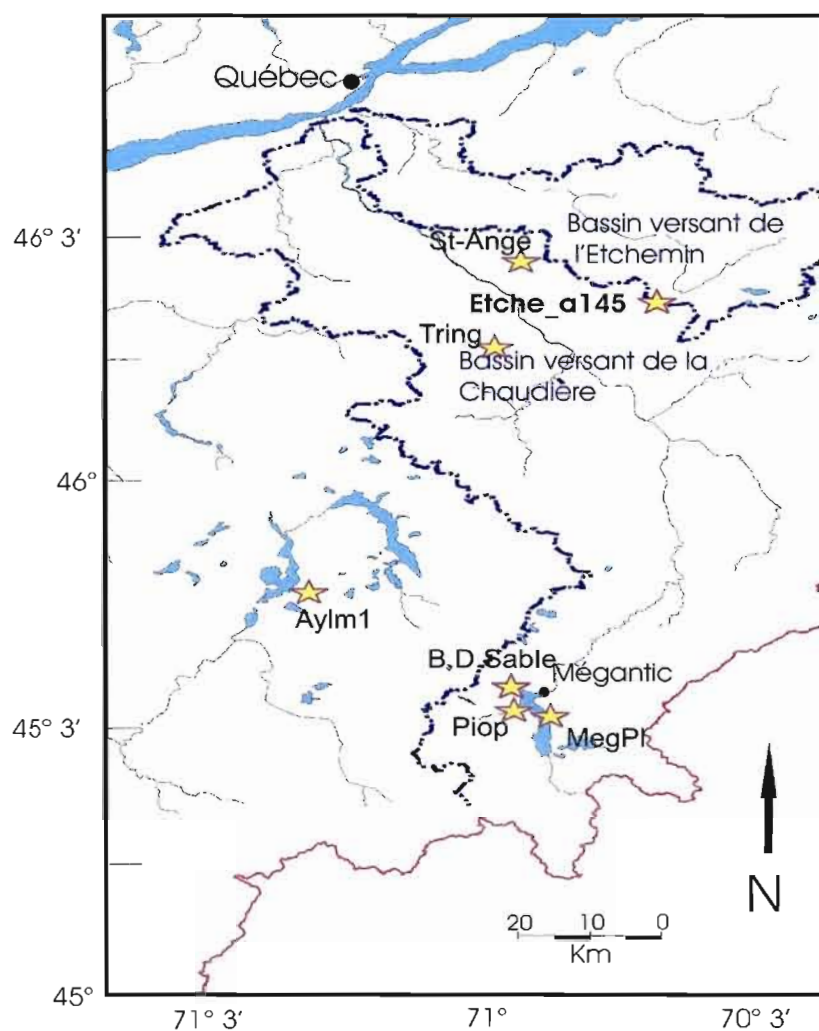


Table 5.2 et Figure 5.2 : Les six échantillons originaux ont été récupérés sur l'ensemble du territoire d'étude afin d'obtenir un cadre chronologique complet du développement des phases glaciolacustres du territoire. Les deux échantillons retenus permettent tout de même de dater des événements distincts au sud et au centre du territoire.

5.4 Résultats

Durant les travaux de terrains, six échantillons ont été récupérés sur l'ensemble du territoire d'étude (Table 5.2). Les premières analyses de doses équivalentes effectuées ayant démontré la mauvaise remise à zéro de 4 échantillons (figure 5.3), seuls les résultats de B.D.Sable et Etche_a145 seront discutés.

Pour l'échantillon B.D.Sable, un total de 109 aliquots ont été lus. Les premières lectures effectuées sur 24 aliquots de l'échantillon Etche_a145 ont permis de constater une remise à zéro adéquate démontrée par une très faible variation des rapports Ln/Tn . 24 nouveaux aliquots comprenant de 25 à 50 grains ont été montés pour cet échantillon. Chaque courbe de croissance a été élaborée avec respectivement 5 et 3 aliquots représentatifs.

L'échantillon B.D.Sable fut récupéré dans une coupe d'environ 5 mètres de hauteur à l'extrémité nord-ouest du lac Mégantic au camping de la Baie des sables (figure 5.2 et 5.4 A) à une élévation de 418 mètres. Le site est une petite sablière exploitée par le camping. Ces dépôts légèrement stratifiés en couches continues, alternent entre des sables fins et des sables moyens. Ils sont associés à la Moraine de Mégantic (Gadd, 1964). La partie supérieure de la coupe montre une variation graduelle de faciès dans le dernier mètre et demi. Le litage passe de continu à discontinu montrant parfois un aspect légèrement lenticulaire horizontal de 20 à 30 cm de longueur. Le matériel ne possède pas de clastes et est assez lâche (figure 5.4 B).

La topographie locale du site d'échantillonnage par rapport à la Baie des Sables actuelle laisse supposer un environnement physiographique similaire, si ce n'est de la limite lacustre surélevée lors de l'existence du lac glaciaire Mégantic. Le dépôt sableux échantillonné se prolonge dans une orientation générale sud-est nord-ouest. La pente locale étant orientée dans cette direction, l'altitude des dépôts augmente graduellement vers le nord-ouest. Un échantillonnage à une altitude légèrement plus élevée aurait probablement été plus propice à une remise à zéro plus adéquate suite à un meilleur remaniement. Malheureusement, l'aménagement du camping restreint les possibilités d'échantillonnage.

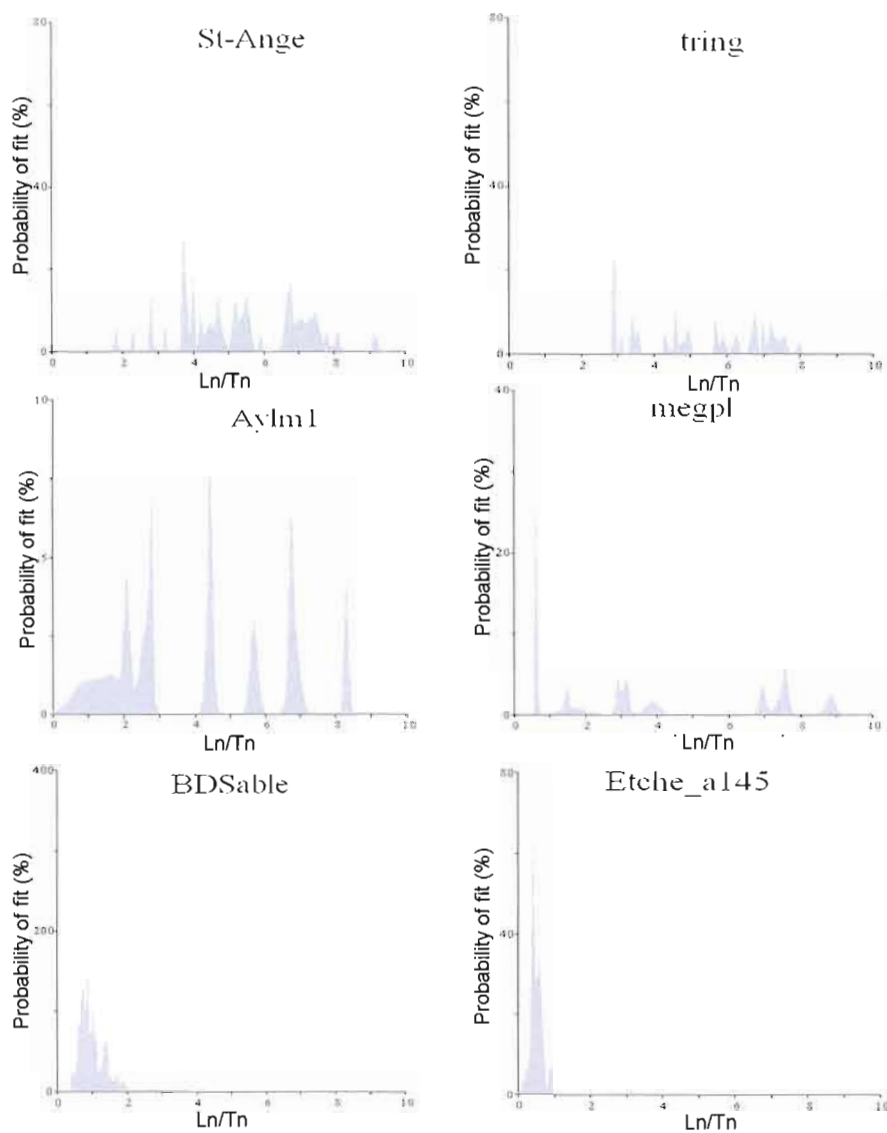
5.3: Distribution des rapports Ln/Tn des six échantillons.

Figure 5.3 : La distribution des rapports Ln/Tn permet de qualifier rapidement la remise à zéro des échantillons récoltés. On remarque la forme symétrique et l'étendue restreinte de la distribution des données provenant d'un échantillon adéquat tel Etche_a145.

5.4: Échantillonnage de B.D.Sable.

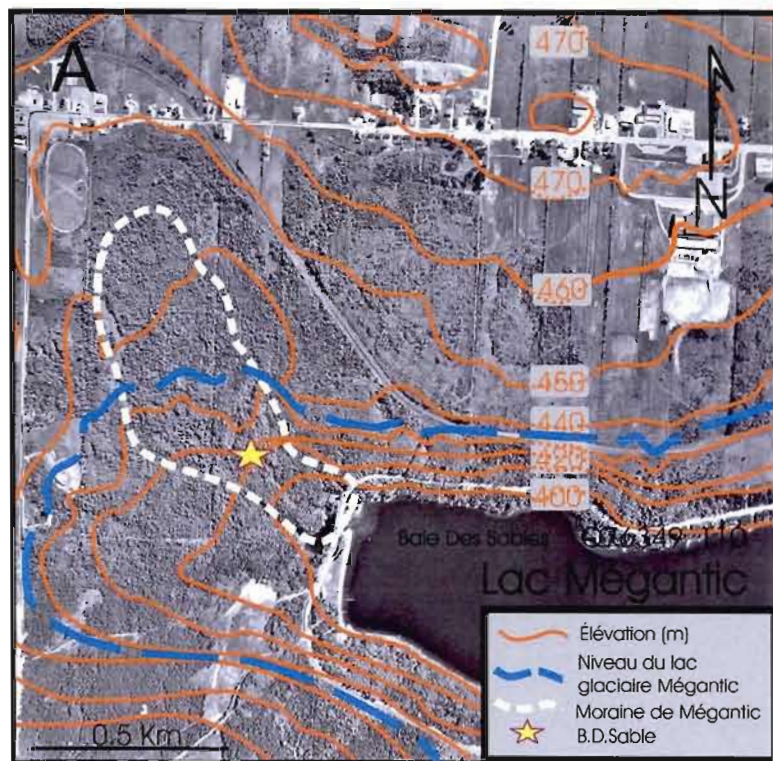


Figure 5.4 : Échantillonnage de B.D.Sable. La photographie A (Q76349 110 , photocartothèque québécoise) montre le site en 1976, il est aujourd'hui aménagé en terrain de camping (Camping Baie des Sables, Mégantic). La photographie B montre les sédiments supérieurs de la sablière du camping, il s'agit de sables fins et moyens remaniés par le lac glaciaire Mégantic.

L'échantillon Etche_a145 provient du col de Saint-Odilon (figures 3.2). Il a été récupéré sous forme de blocs dans les sables silteux (figure 5.5). Selon le modèle glaciolacustre proposé, ces dépôts seraient associés à la courte phase intermédiaire lors du passage de la première à la deuxième phase principale du lac glaciaire Chaudière-Etchemin (Chapitre 4.4). Le col est aujourd'hui un large passage mal drainé, abondant en blocs erratiques et peuplé de végétation basse. Il aurait été durant le Tardiglaciaire, une large baie de faible profondeur à proximité du déversoir d'un lac d'altitude légèrement supérieure à 330 mètres et associé au delta du lac à Vase dans la vallée de la rivière Etchemin.

5.5: Échantillonnage de Etche_a145.



Figure 5.5 : L'échantillon Etche_a145 fut sculpté dans les sédiments sableux silteux du col de Saint-Odilon. Le bloc récupéré fut scellé fin de préserver sa teneur en eau. L'échantillon fut ensuite protégé de la lumière durant le transport et le temps d'entreposage avant le début des traitements fut minimisé.

5.4.1 Dose annuelle

Les mesures de teneur en eau des deux échantillons conservés ont démontré des valeurs naturelles moyennes pour B.D.Sable et élevées pour Etche_a145 (Table 5.3). Ceci est expliqué par la forte présence d'argiles et de silts dans la granulométrie du deuxième échantillon et du contexte mal drainé de sa provenance.

5.3: Teneurs en eau des échantillons B.D.Sable et Etche_a145.

À l'état naturel			
Échantillon	Masse d'eau (g)	Masse sec (g)	Teneur en eau (naturelle) (%)
B.D.Sable	13.50	324.00	4.00
Etche_a_145	62.40	325.10	16.10

À saturation			
Échantillon	Masse d'eau (g)	Masse sec (g)	Teneur en eau (saturation) (%)
B.D.Sable	17.90	65.10	21.57
Etche_a_145	40.40	134.40	23.11

Table 5.3 : Les teneurs en eau sont mesurées en laboratoire suite à des pesées avant et après séchage à l'étuve. La teneur à saturation fut obtenue grâce à un tube contenant le sédiment non remanié ayant été immergé dans un bécher pendant une semaine.

Teneur moyenne utilisée	
Échantillon	Teneur en eau (%)
B.D.Sable	9.86
Etche_a_145	18.44

La teneur moyenne (Δ) utilisée est une estimation de la teneur moyenne annuelle basée sur l'équation suivante :

$$\Delta = \text{Teneur à l'état naturel} + \frac{(\text{Teneur à saturation} - \text{Teneur à l'état naturel})}{3}$$

Selon les coordonnées des sites d'échantillonnage, les latitudes géomagnétiques étant égales à 57.28 et 58.07 degrés, le calcul de la dose cosmique a pu être effectué avec les paramètres F, H et J constant (Prescott et Hutton, 1994, p 500 figure 2). La profondeur des échantillons étant de 50 centimètres et l'altitude à 410 et 326 mètres, la contribution de la dose cosmique fut calculée à 0.020 et 0.021 Gy/Ka pour B.D.Sables et Etche-a_145. Ces données, accompagnées des résultats des analyses d'activation neutronique, ont permis de calculer la dose annuelle des deux échantillons (table 5.4).

5.4: Analyses INAA et doses annuelles.

B.D.Sable			
Analyses INAA	U [ppm]	Th [ppm]	K [%]
Erreur relative [±%]	10	6	3.2
Tube principal	1.42	4.41	1.28
Kut high	1.16	3.82	1.26
Kut low	1.06	4.01	1.29
Da			2.78 ± 0.11

Etche_a_145			
Analyses INAA	U [ppm]	Th [ppm]	K [%]
Erreur relative [±%]	10	6	3.2
cube	1.48	4.33	1.16
Da			2.69 ± 0.09

Table 5.4 : Les analyses d'activation neutronique ont été effectuées à l'École Polytechnique de Montréal. Trois capsules ont été envoyées pour l'échantillon B.D.Sable afin de corriger l'hétérogénéité du matériel. L'échantillon Etche_a145 ayant été récupéré en un bloc dans un dépôt homogène, une seule donnée fut suffisante.

5.4.2 Dose équivalente

Les courbes de croissance obtenues sur chaque échantillon demeurent dans la partie constante de l'équation d'équivalence (figure 5.6). L'ensemble des données est présenté à l'appendice B et C. On remarque une distribution élargie des doses équivalente pour l'échantillon B.D.Sable, ceci reflète une remise à zéro partielle (figure 5.7). La distribution

des De de Etche_a145 est quant à elle, mieux centrée sur la moyenne. Cette distribution représente les De obtenues sur les disques montés avec 3 grains pour les deux échantillons. Les données utilisées pour Etche_a145 sont celles obtenues sur des disques multi-grains, l'effet de remise à zéro partielle est jugé non-significatif pour cet échantillon (figure 5.3).

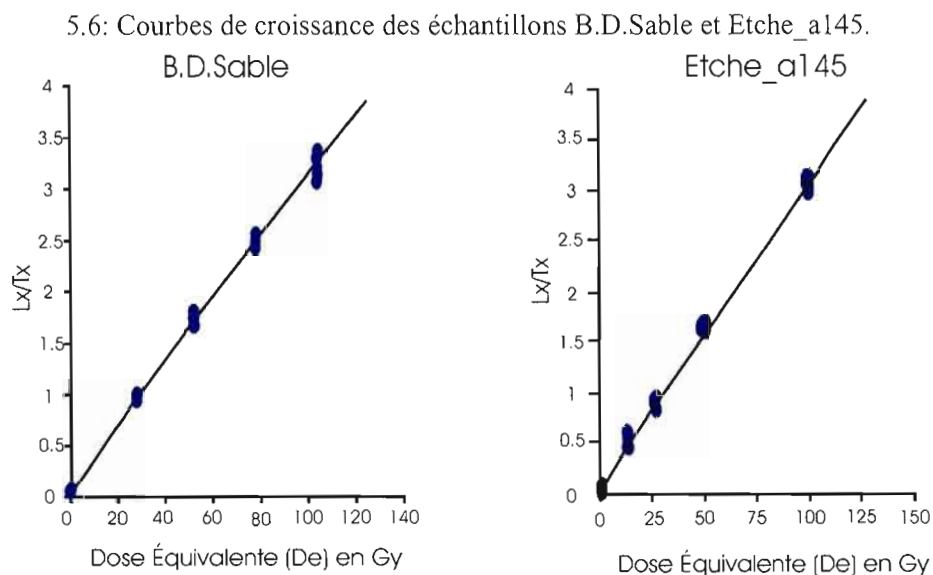


Figure 5.6 : Les courbes de croissance construites permettent de transposer les rapports L_n/T_n en dose équivalente De . Par exemple un rapport de 1 pour B.D.Sable et Etche_a145 équivaut respectivement à des De de: 29.0 et 28.17 Gy.

5.7: Distribution des De de B.D.Sable et Etche_a145 (3 grains par disques).

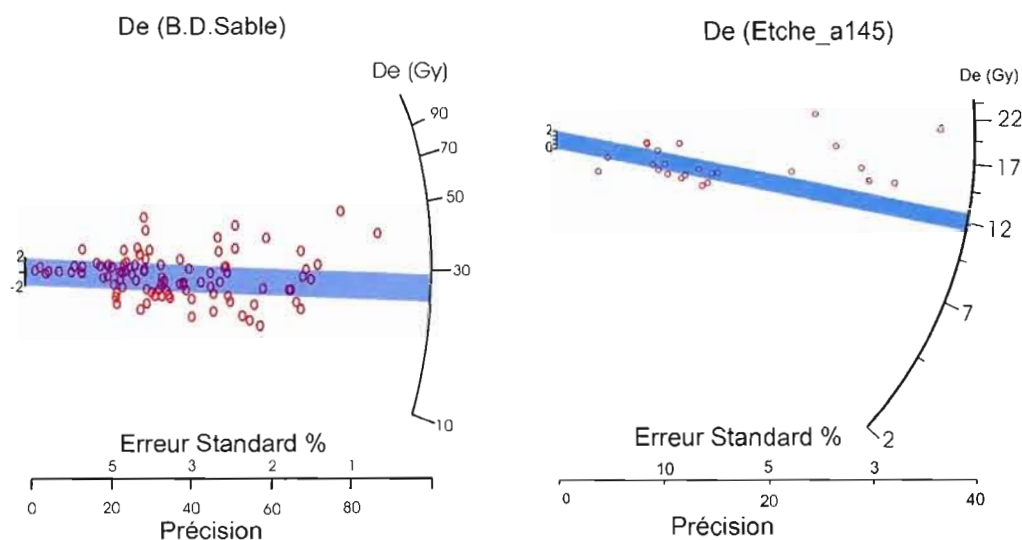


Figure 5.7 : La largeur de la distribution des doses équivalentes (De) de B.D.Sable par rapport à celle obtenue sur Etche_a145 est significative d'une remise à zéro moins complète. À titre comparatif, les moyennes pondérées des deux distributions se situent respectivement à 27.5 et 12.7 et les écarts types sont de 12.54 et 3.83.

5.4.3 Taux de fading

Les valeurs g (48 heures) obtenues sont égales à $6.3 \pm 0.5 \%$ et $8.14 \pm 0.57 \%$ de perte de signal par décade pour B.D.Sable et Etche_a145 respectivement (figure 5.8). Ces résultats sont proches des valeurs typiques de taux de fading obtenues dans le sud du Québec (Huntley et Lamothe, 2001).

5.8: Taux de fading des échantillons g en % par décade.

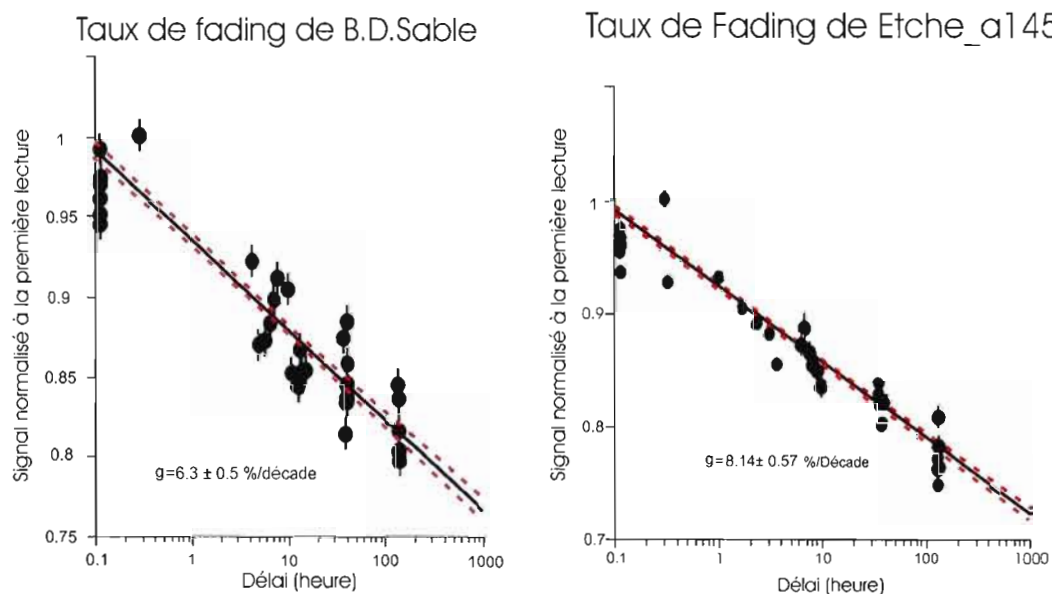


Figure 5.8 : Les taux de fading ont été obtenus selon la méthode Huntley et Lamothe (2001). Les données ont été obtenues sur 6 aliquots par échantillon sur une période d'un peu plus de trois décades.

5.4.4 Histogrammes de densité de probabilité d'âge

La dose annuelle (D_a) étant constante, un âge est obtenu pour chaque dose équivalente (D_e) selon l'équation $\text{Âge (ka)} = D_e \text{ (Gy)} / D_a \text{ (Gy/Ka)}$. Ces âges sont corrigés selon le taux de fading g obtenu pour chaque échantillon. La valeur g étant un taux par décade et la durée d'enfouissement étant l'inconnue recherchée, cette correction est effectuée de manière itérative selon la méthode de Huntley et Lamothe (2001). Les histogrammes pondérés par l'erreur de chaque âge peuvent ensuite être construits (figure 5.9 et 5.10).

5.9: Histogramme de densité de probabilité des âges sur B.D.Sable.

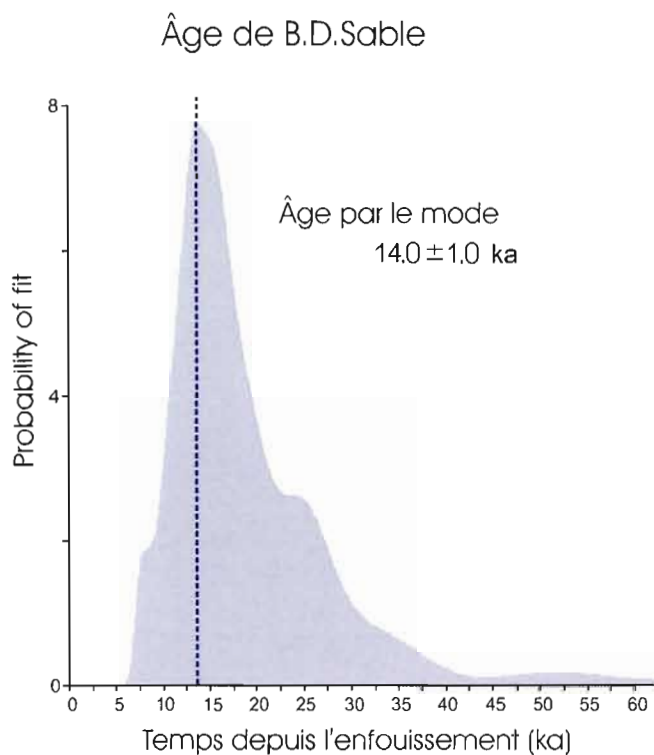


Figure 5.9 : La forme asymétrique de la courbe de probabilité d'âge est typique d'une remise à zéro partielle, l'âge obtenu par le mode de la distribution peut tout de même servir de limite temporelle supérieure à l'évènement daté, soit l'enfouissement des sédiments glaciolacustres de B.D.Sables.

5.10: Histogramme de densité de probabilité des âges sur Etche_a145.

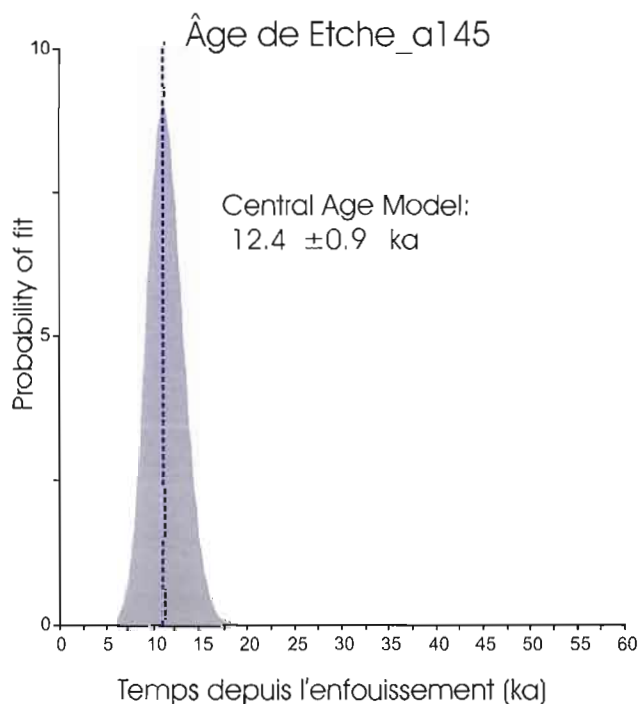


Figure 5.10 : Dans le cas présent, la remise à zéro adéquate de l'échantillon Etche_a145 signifie que l'histogramme d'âge par densité de probabilité donne un résultat exact et équivalent à l'utilisation de la moyenne des résultats pondérés par leurs erreurs.

L'échantillon B.D.Sable ayant subi une remise à zéro partielle, la détermination d'un âge exact est impossible à ce stade de la recherche. La forme asymétrique de la distribution est le résultat de l'âge parasite affectant certains grains. Le présent travail s'est gardé de présenter un âge obtenu par traitement statistique. La mesure de l'âge par le mode de la distribution (Lamothe, 1996) à $14.0 \text{ ka} \pm 1.0$ est présentée comme résultat sous forme d'un âge limite supérieur (figure 5.9). Les histogrammes de densité de probabilité sont construits à partir des données d'âge relativisées à leurs erreurs respectives. Le résultat présenté est d'avantage influencé par la distribution des erreurs que par celle des données. L'obtention du mode par les données nécessiterait la reconstruction de l'histogramme après l'élimination des données responsables de l'asymétrie soit de manière manuelle itérative ou selon un critère déterminé arbitrairement. Bien que cette procédure puisse fournir un âge par la moyenne sur les données, la validité statistique n'en serait pas augmentée.

L'utilisation du Central Age Model (Galbraith et al., 1993; Galbraith et al., 1999; Galbraith et al., 2005; Van der Touw et al., 1997) sur la distribution d'âge de l'échantillon Etche_a145 permet d'obtenir un résultat à $12.4 \pm 0.9 \text{ ka}$ (figure 5.9).

5.5 Discussion et conclusion

La remise à zéro des sédiments de l'échantillon B.D.Sable a pu, en théorie, s'effectuer jusqu'à la vidange finale du lac glaciaire Mégantic (Shilts, 1981). L'âge obtenu représente la limite temporelle supérieure de cet événement. La présence d'une population d'électrons résiduels sur cet échantillon affecte l'interprétation en la rendant plus conservatrice. Malheureusement, la date obtenue ne représente pas un résultat exact et il est impossible de quantifier sa marge d'erreur. À ce stade de la recherche, aucun outil mathématique ne permet la séparation des données affectées d'un âge résiduel et celles datant l'événement recherché. La disparition du lac glaciaire Mégantic représente la perte d'étanchéité de la masse glaciaire résiduelle des Bois-Francs (chapitre 4.7), cet événement est probablement postérieur à $14.0 \pm 1.0 \text{ ka BP}$.

La littérature ne contient que peu de déterminations radiogéniques d'âge associé au début de la déglaciation du sud du Québec. Celle-ci comprend les travaux de Shilts (1981) datant la Moraine Frontalière à plus de $11\,200 \pm 500$ ans ^{14}C et ceux de Thompson et al. (1996) la datant à $11\,500 \pm 50$ ans ^{14}C . La seule contrainte chronologique en âge sidéral du sud du territoire est représentée par le site archéologique paléoindien de Cliche-Rancourt. Deux dates ont été obtenues sur ce site par luminescence, la plus ancienne étant de $12\,350 \pm 850$ ans et la plus jeune à $11\,900 \pm 850$ (Lamothe, 2007). L'altitude du site à 418 mètres nécessite que l'occupation soit postérieure à la vidange du lac proglaciaire Mégantic. La fin de l'existence de ce lac se situe donc entre $14\,000 \pm 1\,000$ et $12\,350 \pm 850$ BP. En acceptant la date proposée sur l'échantillon Etche_a145 et les travaux de Lamothe (2007), on pourrait ainsi conclure à une présence humaine en Beauce contemporaine à l'existence du lac glaciaire Chaudière-Etchemin et antérieure à l'invasion de la Mer de Champlain. L'état de développement de la méthode IRSL doit cependant temporiser cette conclusion.

La déposition des sédiments supérieurs du col de Saint-Odilon (Etche_a145) correspond à l'existence du niveau glaciolacustre intermédiaire de la vallée de la rivière Chaudière. Étant donné la courte durée probable de ce niveau, le passage de la phase un à la phase deux du lac glaciaire Chaudière-Etchemin devrait être compris dans la marge d'erreur de la date obtenue soit de 12.4 ± 0.9 ka BP. L'existence du niveau deux Chaudière-Etchemin précède l'ouverture à la mer des Basses-Terres du Saint-Laurent. L'évènement daté est donc antérieur, mais rapproché de l'invasion de la Mer de Champlain.

L'âge obtenu sur l'échantillon Etche_a145 peut être comparé à quelques autres âges connus. Des évaluations de l'effet réservoir de la Mer de Champlain ont été réalisées par Occhietti et al. (2001a), Richard et Occhietti (2005), (Cronin et al., 2008) et Tremblay (2008). Ces études présentent un effet réservoir compris dans une fourchette allant de 1200 ans au début à un minimum de 350 ans vers la fin de l'épisode marin (Tremblay, 2008). Par contre, aucune donnée n'est disponible dans les environs immédiats de la région étudiée et une correction uniforme à l'ensemble du territoire couvert par la Mer de Champlain ne peut être

appliquée (Rodrigues, 1988; Occhietti et Richard, 2003). Les dates présentées à des fins comparatives (table 5.5) ne proviennent que de sources terrestres. Cette précaution élimine aussi les effets de contamination liés à l'activité biologique endobenthique et de stratification des eaux marines.

5.5: Tableau comparatif des âges de l'invasion de la Mer de Champlain.

	Âge ^{14}C (années)	Âge sidéral (années)	Méthode	Référence
1		< 13 300 – 11 500	luminescence	présent travail
2	< 11 362 ± 115	< 13 428 – 13 020	restes animaux	Rayburn et al. 2007
3	< 10 901 ± 76	< 12 995 – 12 793	restes végétaux	Rayburn et al. 2007
4	> 10 000 ± 95		restes animaux	Tremblay et al. 2008
5	11 100 ± 100	13 150 – 13 000	restes végétaux	Occhietti et Richard 2003
6	10 800 ± 200		paléomagnétisme	Ridge et al. 1999
7	> 10 950 ± 300		restes végétaux	Wagner 1972
8		13 100 – 12 800	restes végétaux	Cronin et al. 2008

Table 5.5 : Les données présentées permettent une comparaison entre l'âge obtenu sur l'échantillon Etche_a145 et les données radiogéniques associées à l'invasion de Mer de Champlain libre d'effet réservoir.

Les âges 2 et 3 (table 5.5) ont été effectués sur des restes d'un boeuf musqué et d'un fragment de bois dans la région du lac Champlain. L'âge 4 provient d'un bois de caribou récupéré au site du Lac-Des-Pins à Saint-Antoine-Abbé. L'âge 5 provient de restes de plantes accompagnées de corrélation pollinique au site du lac Hertel au Mont Saint-Hilaire. L'âge 7 provient d'un morceau de bois récupéré dans la région de Burlington. L'âge 8 a été obtenu sur des restes de plantes et de graines échantillonnées dans des carottes de sédiments du lac Champlain corrélé à l'épisode marin suite à des analyses de microfossiles, de paléomagnétismes et d'isotopes stables associés.

La date obtenue sur l'échantillon Etche_a145 supporte une invasion marine légèrement plus jeune que proposée par la littérature (Table 5.5). La marge d'erreur de cet âge permet toutefois un certain chevauchement avec les données antérieures. Considérant la faible quantité de données obtenues, et la complexité de la déglaciation de la Beauce reliée à l'existence de masse résiduelle, il ne serait pas prudent de déduire un taux de recul en utilisant les deux dates obtenues.

CHAPITRE VI

DISCUSSION DES RÉSULTATS ET CONCLUSION

6.1 Problèmes en cause et recommandations

L'étude réalisée a permis d'identifier les principales phases glaciolacustres de la vallée de la rivière Chaudière et de les relier aux différents exutoires ayant été actifs lors du Tardiglaciaire. La caractérisation de leur étendue maximale a été établie dans une certaine mesure, cependant la présence de glaces résiduelle tardives en contact avec les lacs proglaciaires durant le Tardiglaciaire complique le traçage de limite précise.

L'étude des dépôts fluvioglaciaires de la région de Saint-Damien serait utile à la caractérisation de la séparation des glaces laurentidienne et appalachienne. Des travaux de détail pourraient aussi être bénéfiques au portrait de l'évolution du drainage tardiglaciaire, particulièrement en Nouvelle-Angleterre et aux extrémités nord-ouest et nord-est du territoire de cette étude. En effet, un travail de cartographie de la région de Kingfield dans le Maine permettrait probablement de relier le drainage vers le sud de la vallée de la rivière Chaudière avec certaines accumulations deltaïques aux abords de la Mer de De Geer. De plus, considérant la distance de transport de ces sédiments, ces accumulations pourraient être propices à la datation par luminescence. L'âge minimum de leur déposition apporterait des indications supplémentaires associées à la fin du drainage vers le sud de la région de la rivière Chaudière.

De même, un travail de cartographie de détail et des datations par luminescence dans la région des rivières Bécancour et Palmer pourraient amener plus de connaissances sur le lien entre la vidange du Lac Candona, les derniers niveaux glaciolacustres de la Beauce au front nord-est des Monts Notre-Dame et l'invasion de la Mer de Champlain. La poursuite de la cartographie des dépôts quaternaires dans la région du Bas-Saint-Laurent entamée par Chauvin et al. (1985) permettrait de valider le chemin de drainage vers le nord-est des lacs proglaciaires de la Beauce avant la déglaciation de Saint-Raphaël et la mise en place de son delta.

La datation de sédiments glaciolacustres associés aux étangs frontaliers (Larocque 1983, 2003) apporterait une indication précise de la libération des Montagnes Frontalières. Par contre, considérant les résultats obtenus sur les échantillons liés au lac glaciaire Mégantic, l'existence éphémère de ces petits lacs est très peu propice à une remise à zéro convenable.

L'état de développement de la méthode de datation par luminescence demande que d'autres tests de validité soient réalisés. Par contre, l'utilisation de cette méthode sur des sédiments glaciolacustres au Québec est un premier pas dans l'élaboration d'un cadre chronologique au modèle de déglaciation en âge sidéral. Mise à part la poursuite du développement de la méthode elle-même afin de minimiser la marge d'erreur, cette étude suggère la nécessité d'un grand nombre d'échantillons lors de l'élaboration d'un programme de datation par luminescence. La présence de sédiments ayant subi une remise à zéro adéquate a été démontrée par l'échantillon Etche_a145, cependant leur fréquence plutôt faible exige une campagne d'échantillonnage de taille.

6.2 Conclusion

L'histoire du drainage tardiglaciaire de la vallée de la rivière Chaudière lors de la déglaciation du Wisconsinien supérieur débute avec la formation de réseaux vers la Mer de De Geer par le Maine. L'absence de continuité entre le drainage tardiglaciaire des Cantons de l'Est et celui de la Beauce par l'exutoire potentiel de la Guadeloupe supporte la présence tardive de glace appalachienne ou de masses stagnantes associées à la masse résiduelle des Bois-Francis dans le centre du territoire. Ces glaces s'étendent jusqu'à l'est de la rivière Chaudière et ont donné la faible étendue du lac glaciaire reliée à l'exutoire de Famine-Daaquam. La fin du blocage par ces glaces est postérieure à 14 ± 1 ka. La séparation des glaces laurentidienne et appalachienne suivant l'axe des Monts Notre-Dame permet l'instauration d'un drainage vers le nord-est de la Beauce suite à la déglaciation de la région de Saint-Damien. Ce drainage suit d'abord le front laurentidien et est ensuite associé au delta de Saint-Raphaël, construit dans les eaux de la Mer de Goldthwait. Les principaux lacs glaciaires associés à cette période en Beauce sont les phases 1 et 2 du lac glaciaire Chaudière-Etchemin. Le passage de la phase 1 à la phase 2 est daté par luminescence à 12.4 ± 0.9 ka. Le drainage actuel, vers le nord, s'est instauré à la fin des derniers épisodes glaciolacustres de la Beauce. Cet événement est associé à l'invasion par les eaux marines du piémont appalachien dans le territoire d'étude et est légèrement antérieur à la vidange du Lac Candona. Les résultats d'IRSL démontrent le bon potentiel de la méthode dans la mesure où la remise à zéro des échantillons est adéquate. Certains paléorivages remplissent cette condition, comme le démontre l'échantillon Etche_a145. Le programme de datation effectué représente une première application de la luminescence à la datation de sédiments glaciolacustres tardiglaciaires au Québec.

BIBLIOGRAPHIE

- Aitken, M. J. 1998. *An Introduction to Optical Dating: The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photo-Stimulated Luminescence*. Oxford: Oxford science publications, 267 p.
- Anderson, T. W., R. J. Mott et L. D. Delorme. 1985. «Evidence for a pre-Champlain Sea glacial lake phase in Ottawa valley, Ontario, and its implications». Current Research, Part A, *Geological Survey of Canada*, Paper 85-1A, p. 239-245.
- Andrews, J. T. et K. Tyler. 1977. «The observed postglacial recovery of Québec and Nouveau Québec since 12,000 BP». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 1, p. 389-400.
- Antevs, E. 1925. Retreat of the last ice sheet in eastern Canada. *Geological survey of Canada* Memoir 146, p. 142.
- Auclair, M., M. Lamothe et S. Huot. 2003. «Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR». *Radiation Measurements*, vol. 37, p. 487-492.
- Béland, J. 1982. «Geology of the Quebec Appalachians» R. Hesse, G. V. Middleton et B. R. Rust, éd. Excursion 7B: Paleozoic continental margin sedimentation in the Québec Appalachians. *International Association of Sedimentologists*.
- Balescu, S., M. Lamothe, M. Auclair et W. W. Shilts. 2001. «IRSL dating of Middle Pleistocene interglacial sediments from southern Quebec (Canada) using multiple and single grain aliquots». *Quaternary Science Reviews*, vol. 20, p. 821-824.
- Balescu, S., M. Lamothe, N. Mercier, S. Huot, D. Balteanu, A. Billard et J. Hus. 2003. «Luminescence chronology of Pleistocene loess deposits from Romania: testing methods of age correction for anomalous fading in alkali feldspars» *Quaternary Science Reviews*, vol. 22, p. 967-973.
- Berger, G. W., et D. J. Easterbrook. 1988. «Dating Quaternary Sediments». Boulder, Colorado, Geological Society Of America, special paper, p. 227. Blair, M. W., E. G. Yukihara et S. W. S. McKee. 2005. «Experiences with single-aliquot OSL procedures using coarse-grain feldspars». *Radiation Measurements*, vol. 39, p. 361-374.
- Blais, A. 1989. «Lennoxville glaciation of the middle Chaudière and Etchemin valleys, Beauce region, Québec», Mémoire de maîtrise, Ottawa, Carleton Geoscience Centre, Carleton University, p. 136.

- Blais, A. et W. W. Shilts. 1992. Surficial geology of the Beauceville and St-Joseph area, Québec: *Geological Survey Of Canada, Open-File 2537*, 2 sheets, 1:50000
- Bo Li, Sheng-Hua Li, Ann G. Wintle, 2008, «Overcoming environmental dose rate changes in luminescence dating of waterlain deposits. *Geochronometria*, v. 30, p. 33-40.
- Boissonnault, P. et Q. H. J. Gwyn. 1983. «L'évolution du lac proglaciaire Memphrémagog, sud du Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 37, no 2, p. 197-204.
- Bostock, H. S. 1964. «A provisional physiographic map of Canada». *Commission géologique du Canada*. Étude 64-35, p. 24, carte 13-1964.
- Borns, H. W. Jr., L. A. Doner, C. C. Dorion, G. L. Jacobson Jr., M. R. Kaplan, K. J. Kreutz, T. V. Lowell, W. B. Thompson et T. K. Weddle. 2002. «The deglaciation of Maine, U.S.A.».
- Bøtter-Jensen, L, A. S. Murray. 1999. «Developments in optically stimulated luminescence techniques for dating and retrospective dosimetry», *Radiation Protection Dosimetry*, vol. 84, no 1-4, p. 307-315.
- Caron, O. 2007. Géologie des formations superficielles du bassin versant de la rivière Chaudière. UQÀM. non publié.
- Chauvin, L., G. Martineau, P. LaSalle. 1985. «Deglaciation of the lower St. Lawrence region, Québec». Borns, H. W. Jr., P. LaSalle, W. B. Thompson. eds Late Pleistocene history of northeastern New England and adjacent Québec: *Geological Society of America Special Paper*, vol. 197, p. 111-123.
- Clark, P. et A. C. Mix. 2002. «Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum» *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, p. 1-7.
- Clarke, G. K. C., D. W. Leverington, J. T. Teller et A. S. Dyke. 2004. «Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event». *Quaternary Science Reviews*, vol. 23, p. 389-417.
- Clark, P. et P. F. Karrow. 1984. «Late Pleistocene water bodies in the St. Lawrence lowland, New York, and regional correlations». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 95, p. 805-813.
- Clément, P. et M. Parent. 1977. «Contribution à l'étude de la déglaciation wisconsinienne dans le centre des Catons de l'Est». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 1, p. 217-228.
- Corbeil, P. et C. Chapdelaine. 2008. Entre la Kennebec et la Chaudière, la terrasse sablonneuse du site Cliche-Rancourt révèle les premiers indices du Paléindien ancien au Québec. Résumé, Congrès national des sociétés historiques et scientifiques, Québec.

- Cummings, D et S. Occhietti. 2001. «Late Wisconsinan sedimentation in the Québec city region: evidence for energetic subaqueous fan deposition during initial deglaciation». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 55, no 3, p. 257-273.
- Cronin, T. M., P. L. Manley, S. Brachfield, T. O. Manley, D.A. Willard, J.-P. Guilbault, J. A. Rayburn, R. Thunell, M. Berke. 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.
- Dawson, J. W. 1893. «The Canadien Ice Age. Montréal». Dawson Brothers, 301 p.
- Dionne, J.-C. 2005. «De l'absence de débris grossiers dans les rytmites tidales de la transgression laurentienne, moyen estuaire du Saint-Laurent (Québec)». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 59, p. 81-89.
- Dionne, J.-C. 2003. «Données complémentaire sur la transgression laurentienne, à Montmagny (Québec), à partir d'une coupe dans la partie arrière de la terrasse de 8 -10 mètres». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 57, p. 249-253.
- Dionne, J.-C. 2000. «État des connaissances sur la ligne de rivage micmac de J. W. Goldthwait (estuaire du Saint-Laurent)». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 56, p. 97-121.
- Dionne, J.-C. 2002. «Évolution Holocène d'un secteur de la batture de Montmagny (Québec): troncs d'arbres fossiles, méandre relique et galets de quartz». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 56, p. 61-79.
- Dionne, J.-C. et F. Pfalzgraf. 2001. «Fluctuations Holocène du niveau marin relatif à Rivière-Ouelle, côte sud du moyen estuaire du Saint-Laurent : données complémentaires». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 55, p. 289-300.
- Dionne, J.-C et M.-C. Bouchard. 2000. «Nouvelles données sur l'érosion du schorre supérieur à Montmagny, moyen estuaire du Saint-Laurent». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 54, p. 219-230.
- Dubois, J. J. M. 1972. «Caractéristiques naturelles des Cantons de l'est». Centre de recherche en aménagement régional de l'université de Sherbrooke, p. 91.
- Duller, G. A. T. 2004. «Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances». *Journal of Quaternary Science*, vol. 19, no 2, p. 183-192.
- Duller, G. A. T. et A. S. Murray. 2000. «Luminescence dating of sediments using individual mineral grains». *Geologos*, vol. 5, p. 87-106.
- Dyke, A. S., V. K. Prest. 1987. «Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 41, p. 237-263.

- Dyke, A. S., R. McNeely, J. Southon, J. T. Andrews, W. R. Clague, J. J. Clague, J. H. England, J. Gagnon, et A. Baldinger. 2003. «Preliminary assessment of Canadian marine reservoir ages». CANQUA-CGRC, Halifax, Program with Abstracts, p. A23.
- Easterbrook, D. J. 1988. «Dating Quaternary Sediments». Boulder, Colorado, *Geological Society Of America*, special paper 227.
- Evans, D.J.A. 2004. «Glaciers». *Progress in physical Geography*, vol. 28,2, p. 294-305.
- Gadd, N. R. 1964. «Moraines in the Appalachian region of Québec». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 75, p. 1249-1254.
- Gadd, N. R. 1965. «Surficial geology, Chaudiere river». *Commission géologique du Canada*, Étude 65-1, p. 115-117.
- Gadd, N. R. 1966. «Surficial geology in the St-Sylvestre area». *Commission géologique du Canada*, Étude 66-1, p. 163-166.
- Gadd, N. R. 1971. «Pleistocene geology of the central St. Laurence Lowlands». *Commission géologique du Canada*, Mémoire 359, 153 p.
- Gadd, N. R. 1976. «Quaternary stratigraphy of North America. Mahaney». W. C. Eds, Dowen, Hutchison and Ross., Stoudsbury, p. 37-50.
- Gadd, N. R. 1978. «Surficial geology in the St-Sylvestre map-area». *Commission géologique du Canada*, Étude 77-16, 9 p.
- Gadd, N. R. 1984. «Comments on "L'évolution du lac proglaciaire Memphrémagog, sud du Québec" by Paul Boissonnault and Q.H.J. Gwyn». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 38, no 1, p. 87-88.
- Gadd, N. R. 1988. «The late quaternary development of the Champlain Sea Basin». Ottawa, *Geological Association of Canada*, special paper 35.
- Gadd, N. R. , B. C. McDonald, et W. W. Shilts. 1972. «Deglaciation of southern Quebec». *Commission géologique du Canada*, Étude 71-47, 19 p, carte 10-1971.
- Gadd, N. R. , P. Lasalle , J. C. dionne , W. W. Shilts , et B. C. McDonald. 1972. «Excursion A44- C44, Quaternary Geology and geomorphology southern Quebec». Ottawa , 24 International geological congress.
- Galbraith, R. F. 1990. «The radial plot: graphical assessment of spread in ages». *Rad. Traks Radiat. Meas.*, vol. 17, p. 207-214.

- Galbraith, R.F., et G. M. Laslett. 1993. «Statistical models for mixed fission track ages. International Journal of Radiation Applications and Instrumentation». Part D. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, vol. 21, p. 459-470.
- Galbraith, R. F., R. G. Roberts, G. M. Laslett, H. Yoshida et J. M. Olley. 1999. «Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium Rock Shelter, northern Australia : Part 1, experimental design and statistical models». *Archaeometry*, vol. 41, n 2, p. 339-364.
- Galbraith, R. F., R. G. Roberts et H. Yoshida. 2005. «Error Variation in OSL Palaeodose Estimates From Single Aliquots of Quartz: a Factorial Experiment». *Radiation Measurements*, vol. 39, p. 289-307.
- Gautier, C. R. 1975. «*Déglaciation d'un secteur des rivières Chaudières et Etchemin, Québec*». Mémoire de maîtrise, Montréal, Université McGill, 169 p.
- Globensky, Y. 1987. «*Geology des Basses-Terres du Saint-laurent*». Ministère de l'énergie et des Ressources, Québec, MM 85-02, 63 p.
- Hardy, F. 1997. «*Datation par photoluminescence de sédiments glaciolacustres du sud du Québec et corrélations stratigraphiques par déblais de forage*». Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Montréal, p. 128.
- Hétu, B. 1998. «La déglaciation de la région de Rimouski, Bas-Saint-Laurent (Québec) : indices d'une récurrence glaciaire dans la mer de Goldthwait entre 12400 et 1200 Bp». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 52, p. 1-23.
- Hitchcock, C. H. 1907. Glacial lake Memphrémagog (Abs.). *Geological Society of America Bulletin*, vol 18, p. 641-642.
- Hock, M. (coordonnateur), 1994. *Géologie du Québec*, C. Dubé, éd., Ministère des Ressources naturelles, Les publications du Québec. Québec, MM 94-01, 153 p.
- Hunter, E. L. et G. W. Smith. 2001. «Morainial banks and the deglaciation of coastal Maine». Weddle, T.K., and Retelle, M.J., eds., *Deglacial History and relative Sea-Level Changes, Northern New England and Adjacent Canada: Boulder Colorado*, *Geological Society of America Special Paper*, vol. 351, p. 151-170.
- Huntley, D. J. et M. R. Baril . 1997. «Determining when a sediment was last exposed to sunlight by optical dating». *Ancient TL*, vol. 15, p. 11-13.
- Huntley, D. J. et O. B. Lian. 1999. «Determining when a sediment was last exposed to sunlight by optical dating». D. S. Lemmen, R. E. Vance, éd, *Holocene climat and environmental changes in the Palliser triangle, southern canadian prairies*, *Geological Survey of Canada Bulletin*, p. 23

- Huntley, D. J. et M. Lamothe. 2001. «Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 38, p. 1093-1106.
- Huot, S. 2003. «Étude détaillée de la luminescence de feldspaths de sédiments fluviaux Holocènes». Mémoire de maîtrise, Université Du Québec à Montréal.
- Huot, S. et M. Lamothe. 2003. «Variability of infrared stimulated luminescence properties from fractured feldspar grains». *Radiation Measurements*, vol. 37, p. 499-503.
- Josenhans, H. et S. Lehman. 1999. «Late glacial stratigraphy and history of the Gulf of St. Lawrence, Canada». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 36, p. 1327-1345.
- Kehew, A. E. et J. T. Teller. 1994. «History of late glacial runoff along the southwestern margin of the Laurentide ice sheet». *Quaternary Science Reviews*, vol. 13, p. 859-878.
- Lamarche, L., V. Bondue, M.-J. Lemelin, M. Lamothe et A. G. Roy. 2007. «Deciphering the Holocene evolution of the St. Lawrence River drainage system using luminescence and radiocarbon dating». *Quaternary Geochronology*, vol. 2, p. 155-161.
- Lamarche, R. Y. 1971. «Norward moving ice in the Thetford Mines area of southern Québec». *American journal of Science*, vol. 271, no 4, p. 383-388.
- Lamarche, R. Y. 1974. «Southeastward, northward and westward ice mouvement in the Asbestos area of southern Québec». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 85, p. 465-470.
- Lamothe, M. 1989. «A new framework for the pleistocene stratigraphy of the central St. Lawrence lowland, southern Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 43, p. 119-129.
- Lamothe, M. 1996. «Datation par les méthodes de luminescence des feldspaths des milieux sédimentaires: le problème de la remise à zéro». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 50, p. 356-376.
- Lamothe, M. 2004. «Optical dating of pottery, burnt stones, and sediments from selected Quebec archaeological sites». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 41, p. 659-667.
- Lamothe, M. 2007. «La chronologie par luminescence optique (IRSL) des feldspaths du site Cliche-Rancourt». C. Chapdelaine, eds. Entre lacs et montagnes au Méganticois, 12 000 ans d'histoire amérindienne. Paléo-Québec. Recherche amérindiennes au Québec, Montréal, p. 123-129.

- Lamothe, M. et M. Auclair. 1997. «Assessing the datability of young sediments by IRSL using an intrinsic laboratory protocole». *Radiation measurements*, vol. 271, p. 107-118.
- Lamothe, M. et M. Auclair. 1999. «A solution to anomalous fading and age shortfalls in optical dating of feldspar minerals». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 171, p. 319-323.
- Lamothe, M., M. Auclair, C. Hamzaoui et S. Huot. 2003. «Towards a prediction of long-term anomalous fading of feldspar IRSL». *Radiation Measurements*, vol. 37, p. 493-498.
- Lamothe, M., M. Parent, W. W. Shilts. 1992. «Sangamonian and Early Wisconsinan events in the St. Lawrence Lowland and Appalachians of Southern Québec, Canada». Clark, P. U. et D. D. Lea, The last inter-glacial transition in North America. *Geological Society of America*, special paper 270, p. 171-184.
- Larocque, A., J.-M. M. Dubois, B. Leblon. 2003a. «A methodology to reconstruct small and short-lived ice-damed lakes in the Appalachians of Southern Québec». *Quaternary international*, vol. 99-100, p. 59-71.
- Larocque, A., J.-M. M. Dubois, B. Leblon. 2003b. «Characteristics of late-glacial ice-dammed lakes reconstructed in the Appalachians of southern Québec». *Quaternary international*, vol. 99-100, p. 73-88.
- Larocque, A., Q. H. J. Gwyn et A. Poulin. 1983. «Développement des lacs proglaciaires et déglaciation des hauts bassins des Rivières au Saumon et Chaudière, sud du Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 37, no 1, p. 93-105.
- Larocque, A., B. Leblon, J.-M. M. Dubois et G. Larocque. 2005. «Délimitation de la limite marine tardiglaciaire dans la vallée de la rivière Saint-François, Québec méridional, Canada». *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 4, p. 311-326.
- Larocque, G., Q. H. J. Gwyn et A. Poulin. 1983. «Évolution des lacs proglaciaires et déglaciation du Haut Saint-François, sud du Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 37, no 1, p. 85-92.
- LaSalle, P., G. Martineau et L. Chauvin. 1976. «Géologie des sédiments meubles d'une partie de la Beauce et du Bas St-Laurent». Ministère des Richesses naturelles, Québec. DPV-438, 13 p.
- LaSalle, P., G. Martineau et L. Chauvin. 1977a. «Dépôts morainiques et stries glaciaires dans la région de Beauce-Monts Notre-Dame-Parc Des Laurentides». Ministère des Richesses naturelles, Québec. DPV-515, 22 p.

- LaSalle, P., G. Martineau et L. Chauvin. 1977b. «*Morphologie, stratigraphie et déglaciation dans la région de Beauce-Monts Notre-Dame - Parc Des Laurentides*». Ministère des richesses naturelles, Québec. DPV-516, 74 p.
- LaSalle, P. et W. W. Shilts. 1993. «Younger Dryas-age readvance of the Laurentide ice into the Champlain Sea». *Boreas*, vol. 22, p. 25-37.
- Lavoie, M. et P. J. H. Richard. 2000. «Postglacial water-level changes of a small lake in southern Québec, Canada». *The Holocene*, vol. 10, p. 621-634.
- Lebuis, J. et P. P. David. 1977. «La stratigraphie et les événements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 1, p. 275-296.
- Licciardi, J. M., P. U. Clark, J. W. Jonsen et D. R. Macayeal. 1998. «Deglaciation of a soft-bedded Laurentide ice sheet». *Quaternary Science Reviews*, vol. 17, p. 427-448.
- Logan, W. E. 1863. «Geology of Canada». *Geological Survey of Canada*, Montréal, Dawson Brothers.
- Lortie, G. 1976. «*Les écoulements glaciaires wisconsinien dans les Appalaches du Québec*» Mémoire de maîtrise, non publiée, Université McGill, Montréal, p. 219
- Lowell, T. V. et J. T. Teller. 1994. «Radiocarbon vs. calendar ages of major lateglacial hydrological events in North America». *Quaternary Science Reviews*, vol. 13, p. 801-803.
- Marleau, R. A. 1968. «*Région de Woburn – Mégantic-Est – Armstrong*». Ministère des Ressources Naturelles, Québec. RG 131, 60 p.
- Marshall, S. J. et G. K. C. Clarke. 1999. «Modeling North American Freshwater Runoff through the Last Glacial Cycle». *Quaternary Research*, vol. 52, p. 300-315.
- Marshall, S. J., L. Tarasov, G. K. C. Clarke et W. R. Peltier. 2000. «Glaciological reconstruction of the Laurentide Ice Sheet: physical processes and modeling changes». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 37, p. 769-793.
- Martineau, G. 1977. «*Géologie des dépôts meubles de la région de Kamouraska - Rivière Du Loup*». Ministère des richesses naturelles. DPV - 545, p. 17.
- McDonald, B. C. 1967. «*Pleistocene events and chronology in the Appalachian region of southeastern Québec*». These de doctorat, non publié, Yale University, New-Haven, p. 161.
- McDonald, B. C. 1968. «Deglaciation and differential postglacial rebound in the Appalachian region of Southeastern Québec». *Journal of Geology*. vol. 76, p. 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, p. 21.
- McDonald, B. C. et W. W. Shilts. 1971. «Quaternary Stratigraphy and events in southeastern Québec». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 82, p. 683-698.
- McDonald, B. C. et W. W. Shilts. 1975. «Interpretation of faults in glaciofluvial sediments». A. Joplin et B. C. McDonald, éd., *Society of economic Paleontologists and Mineralogists*, Special publication 23, p. 123-131.
- Muller, S. D., P. J. H. Richard, J. Guiot, J.-L. de Beaulieu et D. Fortin. 2003. «Postglacial climate in the St. Lawrence lowlands, southern Québec: pollen and lake-level evidence». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 193, p. 51-72.
- Muller, E. H. et V. K. Prest. 1985. «Glacial lakes in the Ontario Basin». Karow P. F. et P. E. Calkin, éd. Quaternary evolution of the Great Lakes. *Geological Association of Canada*, Special Paper 30, p. 213-229.
- Murray, A. S. et A. G. Wintle. 2003. «The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability». *Radiation Measurements*, vol. 37, p. 377-381.
- NASA, 2004. Shuttle radar topography mission DEM. [Http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/](http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/).
- Noller, J. S., J. M. Sowers, et W. R. Lettis. 2000. «Quaternary Geochronology, methodes and applications». Washington, DC. *American Geophysical Union*. 582 p.
- Occhietti, S., J. C. Dionne, É. Govare et J. Rondot. 1996. «Écoulements glaciaires en Charlevoix et dans l'estuaire moyen du Saint-Laurent». Association Québécoise pour l'étude du Quaternaire, Programmes et résumé, Sainte-Foy, Université Laval, p. 57.
- Occhietti, S., É. Govare, P. J. H. Richard, J. C. Dionne, A. M. Bolduc, J. Rondot et M. Fournier. 1997. «Late-glacial ice dynamics and events in the St. Lawrence valley, middle estuary and adjacent Laurentians». Canadian Quaternary Association (CANQUA), Montréal, Programme-Abstracts, p. 47-49.
- Occhietti, S., M. Parent, W.W. Shilts, J.C. Dionne, É. Govare et D. Harmand. 2001a. «Late Wisconsinan glacial dynamics, deglaciation, and marine invasion in southern Québec». Weddle, T.K., and Retelle, M.J., éd., Deglacial History and relative Sea-Level Changes, Northern New England and Adjacent Canada: Boulder Colorado, *Geological Society of America Special Paper*, vol. 351, p. 243-270.
- Occhietti, S., M. Chartier, C. Hillaire-Marcel, M. Cournoyer, S. L. Cumbaa et C. R. Harington. 2001b. «Paléoenvironnements de la Mer de Champlain dans la région

- de Québec, entre 11 300 et 9 750 bp : le site de Saint-Nicolas». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 55, no 1, p. 23-46.
- Occhietti, S. et P. J. H. Richard. 2003. «Effet réservoir sur les âges ^{14}C de la mer de Champlain, à la transition Pléistocène-Holocène : Révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 57, no 2-3, p. 115-138.
- Occhietti, S., S. Balescu, M. Lamothe, M. Clet, T. Cronin, P. Ferland et P. Pichet. 1996. «Late Stage 5 Glacio-isostatic Sea in the St. Lawrence Valley, Canada and United States». *Quaternary Research*, vol. 45, p. 128-137.
- Pagé, P. 1999. «Les grandes glaciations», Montréal, Guérin.
- Parent, M. et S. Occhietti. 1988. «Late Wisconsinan deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 42, no 3, p. 215-246.
- Parent, M. et S. Occhietti. 1999. «Late Wisconsinan deglaciation and glacial lake developpment in the appalachians of southeastern Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 53, no 1, p. 117-135.
- Pillans, B., J. Chappell et T. R. Naish. 1998. «A review of the Milankovitch climatic beat: template for Plio-Pleistocene sea-level changes and sequence stratigraphy». *Sedimentary Geology*, vol. 122, p. 5-21.
- Pinet, N. et A. Tremblay. 1995. «Tectonic evolution of the Quebec-Maine Appalachians: from oceanic spreading to obduction and collision in the northern Appalachians». *American journal of Science*, vol. 295, p. 173-201.
- Plouffe, D. 1997. «Glaciation et déglaciation au Wisconsinien supérieur dans les Monts Notre-Dame, Québec: chronologie des écoulements et dispersion glaciaire». Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, p. 118.
- Prescott, J. R. et B. Robertson. 1997. «Sediment dating by luminescence: a review». *Radiation Measurements*, vol. 27, no 5/6, p. 893-922.
- Prescott, J. R. et J. T. Hutton. 1994. «Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and esr dating: large depths and long-term time variations». *Radiation Measurements*, vol. 23, p. 497-500.
- Prichonnet, G. 1977. «La déglaciation de la vallée du Saint-Laurent et l'invasion marine contemporaine». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 1, p. 323-346.

- Prichonnet, G. 1984. «Réévaluation des systèmes morainiques du sud du Québec (Wisconsinien supérieur)». Commission géologique du Canada. Étude 83-29, 20 p.
- Prichonnet, G. A. Dorion et M. Cloutier. 1982. «Le mode de retrait glaciaire tardiwisconsinien sur la bordure appalachienne au sud du Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 36, no 1-2, p. 125-137.
- Rabot C. 1905. «Glacial Reservoirs and their Outbursts». *The geographical Journal*, vol. 25, no 5, p. 534-548.
- Rayburn, J. A., D. A. Franzi, P. L. K. Knuepfer. 2007. «Evidence from the Lake Champlain Valley for a later onset of the Champlain Sea and implications for late glacial meltwater routing to the North Atlantic». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 246, p. 62-74.
- Richard, P. J. H. et S. Occhietti. 2005. «¹⁴C chronology for ice retreat and inception of Champlain Sea in the St. Lawrence Lowlands, Canada». *Quaternary Research*, vol. 63, p. 353-358.
- Ridge, J. C., B. A. Canwell, M. A. Kelly, S.Z. Kelley. 2001. «Atmospheric ¹⁴C chronology for late Wisconsinan deglaciation and sea-level change in eastern New England using varve and paleomagnetic records» Weddle, T.K., and Retelle, M.J., eds., *Deglacial History and relative Sea-Level Changes, Northern New England and Adjacent Canada: Boulder Colorado, Geological Society of America Special Paper*, vol. 351, p. 171-190.
- Ridge, J. C., M. R. Besonen, M. Brochu, S. L. Brown, J. W. Callahan, G. J. Cook, R. S. Nicholson et N. J. Toll. 1999. «Varve, paleomagnetic, and ¹⁴C chronologies for late Pleistocene events in New Hampshire and Vermont (U.S.A.)». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 53, no 1, p. 79-116.
- Rodrigues, C. G. 1988. «Late quaternary invertebrate faunal associations and chronology of the western Champlain Sea basin». Gadd, N. R., eds., *The late quaternary development of the Champlain Sea Basin. Geological Association of Canada Special Paper*, vol. 35, p. 155-176.
- Rodrigues, C. G. et G. Vilks. 1994. «The impact of glacial lake runoff on the Goldthwait and Champlain Seas: the relationship between glacial lake Agassiz runoff and the younger Dryas». *Quaternary Science Reviews*, vol. 13, p. 923-943.
- Rutter, N. W. et N. R. Catto. «Dating methods for quaternary deposits». 1996. *Geological Association of Canada*.

- St-Julien, P. et F. F. Osborne. 1973. «*Géologie de la région de la ville de Québec*». Ministère des Richesses naturelles, Québec. DP-205, 30 p.
- Shaw, J., D. J. W. Piper, G. B. J. Fader, E. L. King, B. J. Todd, T. Bell, M. J. Batterson et D. G. E. Liverman. 2006. «A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada». *Quaternary Science Reviews*, vol. 25, p. 259-281.
- Shaw, J., P. Gareau et R. C. Courtney. 2002. «Palaeogeography of Atlantic Canada 13–0 kyr». *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, p. 1861-1878.
- Shilts W. W. 1970. «Pleistocene geology of the Lac Mégantic region, south-eastern Québec, Canada». Thèse de doctorat, Syracuse University. 154 p.
- Shilts, W. W. 1976. «Glacial events in southern Quebec-northern New-England, a reappraisal (abstract)» Geological Society of America, Abstracts with Programs, vol. 8. n2.
- Shilts, W. W. 1981. «Surficial geology of the Lac Mégantic area, Québec». Commission géologique du Canada. Mémoire 397, 102 p.
- Shilts, W. W., O. Caron et M. Lamothe. 2007. «Late Pleistocene glaciation and deglaciation in the Beauce area, from Saint-George to Vallée Jonction». NEIGC 2007 Field guide.
- Simard, J., S. Occhietti et F. Robert. 2003. «Retrait de l'inlandsis sur les Laurentides au début de l'Holocène : transect de 600 Km entre le Saint-Maurice et le Témiscamingue (Québec)». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 57, p. 189-204.
- Thomas, R. H. 1977. «Calving Bay dynamics and ice sheet retreat up the St. Lawrence Valley system». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, p. 347-356.
- Thompson, W. B. 2001. «Deglaciation of western Main» Weddle, T.K., and Retelle, M.J., eds., Deglacial History and relative Sea-Level Changes, Northern New England and Adjacent Canada: Boulder Colorado, *Geological Society of America Special Paper*, vol. 351, p. 109-125.
- Thompson, W. B. et H. W. Borns Jr. 1985. Surficial geologic map of Maine: Augusta, *Maine Geological Survey*, 1:500 000
- Thompson, W. B., B. K. Fowler, S. M. Flanagan et C. C. Dorion. 1996. «Recession of the Late Wisconsinian ice sheet from the northwestern White Mountains, N. H.». Van Baalen M. R., eds, *Guidebook to field trips in northern New Hampshire and adjacent regions of Maine and Vermont: NEIGC*, Program with Abstract. p. 203-234

- Teller, J. T. 1995. «History and drainage of large ice-dammed lakes along the laurentide ice sheet». *Quaternary International*, vol. 28, p. 83-92.
- Teller, J. T. et A. E. Kehew. 1994. «Introduction to the late glacial history of large proglacial lakes and meltwater runoff along the Laurentide ice sheet». *Quaternary Science Reviews*, vol. 13, p. 795-800.
- Tremblay, A. et N. Pinet. 2005. «Diachronous supracrustal extension in an intraplate setting and the origin of the Connecticut Valley-Gaspé and Merrimack troughs, northern Appalachians». *Geological Magazine*, vol. 142, p. 7-22.
- Tremblay, T. 2008. «Hydrostratigraphie et géologie du quaternaire dans le bassin-versant de la rivière Châteauguay, Québec». Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, p. 240.
- Turcotte P. L., M. A. Bouchard et L. Chauvin. 1989. «Stratigraphie du pléistocène de la région de Thetford Mines-Asbestos, Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 43, p. 131-146.
- Van der Touw J.W., R.F. Galbraith et G.M. Laslett. 1997. «A logistic truncated normal mixture model for overdispersed binomial data». *Journal of statistical computation and simulation*, vol. 59, p. 349-373.
- Visocekas, R. 2002. «Tunnelling in afterglow, its coexistence and interweaving with thermally stimulated luminescence». *Radiation Protection Dosimetry*, vol. 100, p. 45-54.
- Walder, J. S. et J. E. Costa. 1996. «Outburst floods from glacier-damed lakes: the effect of mode of lake drainage on flood magnitude». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 21, p. 701-723.
- Wallinga, J, A. J. J. Bos, P. Dorenbos, A. S. Murray et J. Schokker. 2007. «A test case for anomalous fading correction in IRSL dating». *Quaternary Geochronology*, vol. 2, p. 216-221.
- William, H. et St-Julien P. 1982. «The Baie Verte-Bromton Line – Early paleozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians». *Geological Association of Canada, Special Paper*, vol. 24, p. 177-208.
- Wintle, A. G. 1973. «Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples». *Nature*, vol. 245, p. 243-245.

APPENDICE A SITES D'OBSERVATIONS DE TERRAIN

Site	Long.	Lat.	Alt.	Résumé	Association glaciolacustre
A01	-70.811	46.505	302 m	paléoplage sableuse	Chau.-Etch. 2
A02	-70.810	46.504	298 m	lacustre argileux	Chau.-Etch. 1-2
A03	-70.741	46.503	270 m	terrasse fluviale	Chau.-Etch Tardif
A04	-70.814	46.508	310 m	delta fluvioglaciaire	Chau.-Etch. 1
A05	-70.904	46.446	326 m	fluvioglaciaire	Chau.-Etch. 1
A06	-70.972	46.463	260 m	conduit intraglaciaire	----
A07	-71.071	46.403	290 m	exondation du till	Chau.-Etch. 2
A08	-71.081	46.389	325 m	pro glaciaire	----
A09	-71.124	46.384	300 m	fluvioglaciaire + remaniement	Chau.-Etch. 2
A10	-71.128	46.388	268 m	intraglaciaire + lacustre	Chau.-Etch. 2
A11	-71.032	46.392	> 340 m	petit delta, partie inférieure + colluvions	Chau.-Etch. 1
A12	-71.038	46.349	401 m	proglaciaire	----
A12B	-71.035	46.349	390 m	proglaciaire	----
A13	-71.016	46.279	394 m	fluvioglaciaire	----
A13B	-71.015	46.279	380 m	fluvioglaciaire	----
A14	-70.998	46.280	360 m	delta météoritique	Chau.-Etch. 1
A15	-71.003	46.265	385 m	fluvioglaciaire	Chau.-Etch. 1
A16	-70.995	46.243	360 m	traces de rivages, ondulation de surface	Chau.-Etch. 1
A17	-71.012	46.243	349 m	exondation du till	Chau.-Etch. 1
A18	-71.061	46.450	201 m	delta	Chau.-Etch Tardif
A19	-71.061	46.450	200 m	delta	Chau.-Etch Tardif
A20	-70.776	46.513	247 m	delta	Chau.-Etch Tardif
A21	-70.815	46.545	231 m	till	----
A22	-70.962	46.499	252 m	proglaciaire + exondation	Chau.-Etch. 2
A23	-71.089	46.496	155 m	lacustre sableux/silteux/argileux	Chau.-Etch. 2
A24	-71.102	46.434	239 m	till	----
A25	-71.081	46.448	241 m	till	----
A26	-71.139	46.414	> 256 m	Fluvioglaciaire, base de delta?	----
A27	-71.117	46.390	283 m	delta, top non visible	Chau.-Etch. 2
A28	-71.192	46.381	305 m	delta météoritique	Chau.-Etch. 2
A29	-71.220	46.409	< 200 m	traces de rivages, ondulation de surface	Mer de Champlain
A30	-71.183	46.447	< 199 m	traces de rivages, ondulation de surface	Mer de Champlain
A31	-71.294	46.344	237 m	lacustre argileux/silteux	Chau.-Etch. 2
A32	-71.298	46.345	>234 m	épandage subaquatique	Chau.-Etch. 2
A33	-71.297	46.346	>233 m	épandage subaquatique	Chau.-Etch. 2
A34	-70.691	46.540	361 m	till remanié, subaquatique	Chau.-Etch. 1
A36	-70.608	46.583	393 m	till	----
A37	-70.570	46.618	358 m	proglaciaire	----
A38	-70.551	46.633	357 m	fluvioglaciaire	----
A39	-70.483	46.662	< 386 m	alluvions	----
A40	-70.504	46.648	377 m	conduit intraglaciaire	----
A41	-70.459	46.681	417 m	conduit intraglaciaire	----
A42	-70.487	46.708	409 m	fluvioglaciaire	----
A43	-70.564	46.729	289 m	fluvioglaciaires + terrasses (> alt)	Chau.-Etch. 1
A44	-70.638	46.721	300 m	chenaux abandonnés	Chau.-Etch. 2
A45	-70.679	46.690	341 m	till	----
A46	-70.712	46.640	283 m	delta fluvioglaciaire	Chau.-Etch. 2
A47	-70.662	46.619	343 m	épandage subaquatique	Chau.-Etch. 1
A48	-70.695	46.598	294 m	delta météoritique + terrasse	Chau.-Etch. 2
A49	-70.906	46.338	182 m	paléoplagages sableuses	Chau.-Etch Tardif
A50	-70.886	46.351	266 m	till	----

Site	Long.	Lat.	Alt.	Résumé	Association glaciolacustre
A51	-70.878	46.343	225 m	cuvette de till	----
A52	-70.894	46.302	149 m	fluvioglaciaire isolé + glaciolacustre	Chau.-Etch. 1-2
A53	-70.841	46.252	159 m	proglaciaire	----
A54	-70.726	46.187	191 m	proglaciaire	----
A55	-70.708	46.382	< 374 m	traces de rivages, ondulation de surface	Chau.-Etch. 1
A56	-70.698	46.500	267 m	lacustre sableux/silteux+ terrasse	Chau.-Etch. 1-2
A57	-70.934	46.381	151 m	épandage fluvioglaciaire	Chau.-Etch. 1
A58	-70.850	46.436	< 380 m	traces de rivages, ondulation de surface	Chau.-Etch. 1
A59	-70.777	46.479	370 m	traces de rivages, ondulation de surface	Chau.-Etch. 1
A60	-71.000	46.269	362 m	fluvioglaciaire + delta météoritique	Chau.-Etch. 1
A61	-71.002	46.270	369 m	fluvioglaciaire	Chau.-Etch. 1
A62	-71.002	46.269	365 m	fluvioglaciaire	----
A64	-71.008	46.270	375 m	fluvioglaciaire	----
A65	-71.003	46.272	359 m	fluvioglaciaire	----
A66	-71.001	46.272	354 m	fluvioglaciaire	----
A67	-71.012	46.271	383 m	proglaciaire	----
A68	-71.015	46.273	425 m	proglaciaire	----
A69	-70.997	46.252	358 m	épandage fluvioglaciaire + delta	Chau.-Etch. 1
A70	-70.996	46.254	342 m	épandage fluvioglaciaire + delta	Chau.-Etch. 1
A71	-71.011	46.249	340 m	conduit intraglaciaire	----
A72	-70.997	46.242	362 m	conduit intraglaciaire	----
A73	-71.010	46.248	349 m	conduit intraglaciaire	----
A74	-70.724	46.495	263 m	till remanié	Chau.-Etch. 1-2
A75	-70.722	46.490	280 m	fluvioglaciaire + delta	Chau.-Etch Tardif
A76	-70.731	46.499	247 m	alluvions	----
A77	-70.775	46.512	> 246 m	delta	----
A78	-70.814	46.519	280 m	délavage	Chau.-Etch. 2 - tardif
A79	-70.811	46.523	262 m	fluvioglaciaire	----
A80	-70.815	46.509	301 m	fluvioglaciaire + paléoplage	Chau.-Etch. 2
A81	-70.812	46.508	300 m	fluvioglaciaire + delta	Chau.-Etch. 1-2
A82	-70.829	46.570	< 217 m	alluvions	----
A83	-70.937	46.601	175 m	till remanié	----
A84	-70.943	46.593	> 184 m	delta	Mer de Champlain
A85	-70.982	46.628	144 m	----	----
A86	-70.909	46.637	196 m	terrasses	Mer de Champlain
A87	-70.931	46.531	308 m	----	----
A88	-71.017	46.469	195 m	remplissage fluvioglaciaire	Chau.-Etch. 2
A89	-70.643	46.499	311 m	colluvion + terrasse (295 m)	Chau.-Etch. 1-2
A90	-70.638	46.496	318 m	colluvion + terrasse (295 m)	Chau.-Etch. 1
A91	-70.645	46.478	> 350 m	traces de rivages, ondulation de surface	Chau.-Etch. 1
A92	-70.646	46.480	326 m	proglaciaire + terrasse (> 350 m)	Chau.-Etch. 1
A93	-70.648	46.458	359 m	terrasse + remaniement du till + lacustre	Chau.-Etch. 1
A94	-70.648	46.458	358 m	terrasse + remaniement du till + lacustre	Chau.-Etch. 1
A95	-70.622	46.451	284 m	delta	Chau.-Etch. 2
A96	-70.622	46.449	< 295 m	delta	Chau.-Etch. 2
A97	-70.671	46.403	396 m	----	----
A98	-70.698	46.386	390 m	till sur roc	----
A99	-70.669	46.376	327 m	rem. du till + lacustre sableux/argileux	Chau.-Etch. 1- Chau.-Etche. Inter.
A100	-70.667	46.375	320 m	rem. du till + lacustre sableux/argileux	Chau.-Etch. 1- Chau.-Etche. Inter.
A101	-70.666	46.374	326 m	rem. du till + lacustre sableux/argileux	Chau.-Etch. 1- Chau.-Etche. Inter.
A102	-70.666	46.374	324 m	rem. du till + lacustre sableux/argileux	Chau.-Etch. 1- Chau.-Etche. Inter.
A103	-70.663	46.376	332 m	rem. du till + lacustre sableux/argileux	Chau.-Etch. 1- Chau.-Etche. Inter.
A104	-70.666	46.371	322 m	rem. du till + lacustre sableux/argileux	Chau.-Etch. 1- Chau.-Etche. Inter.
A105	-70.683	46.353	< 366 m	traces de rivages (355)	Chau.-Etch. 1
A106	-70.725	46.340	374 m	till	----

Site	Long.	Lat.	Alt.	Résumé	Association glaciolacustre
A107	-70.768	46.259	292 m	till	----
A108	-70.802	46.242	196 m	till	----
A109	-70.682	46.192	225 m	till	----
A110	-70.693	46.189	211 m	till	----
A111	-70.680	46.172	261 m	till sur roc	----
A112	-71.126	46.177	329 m	till	----
A113	-71.176	46.216	372 m	till	----
A114	-71.196	46.226	343 m	glaciolacustre grossier	Chau.-Ech. 1 - Local Palmer 340
A115	-71.197	46.225	340 m	juxtaglaciale + terrasse	Chau.-Ech. 1 - Local Palmer 340
A116	-71.216	46.240	323 m	glaciolacustre argileux + delta, alluvions	Chau.-Ech. 1-2-Local Palmer 340
A117	-71.223	46.234	285 m	glaciolacustre argileux + alluvions	Chau.-Ech. 1-2-Local Palmer 340
A118	-71.209	46.225	288 m	plage	Chau.-Ech. 2
A119	-71.231	46.249	348 m	plage	Local Palmer 340
A120	-71.222	46.256	397 m	till sur roc	----
A121	-71.186	46.283	366 m	till	----
A122	-71.157	46.265	384 m	alluvions	----
A123	-71.256	46.295	282 m	épandage fluvioglaciaire + delta	Chau.-Ech. 2
A124	-71.261	46.300	273 m	épandage fluvioglaciaire + glaciolacustre	Chau.-Ech. 2
A125	-71.277	46.303	308 m	épandage fluvioglaciaire + glaciolacustre	Chau.-Ech. 2
A126	-71.305	46.318	> 264 m	glaciolacustre + delta	Chau.-Ech. 2
A127	-71.329	46.283	322 m	épandage fluvioglaciaire	Chau.-Ech. 2
A128	-71.348	46.275	251 m	épandage fluvioglaciaire + glaciolacustre	Chau.-Ech. 2
A129	-71.346	46.274	265 m	épandage fluvioglaciaire + glaciolacustre	Chau.-Ech. 2
A130	-71.368	46.293	224 m	épandage fluvioglaciaire + glaciolacustre	Chau.-Ech. 2
A131	-71.396	46.304	211 m	épandage fluvioglaciaire + glaciolacustre	Chau.-Ech. 2
A132	-71.435	46.311	192 m	épandage fluvioglaciaire + glaciolacustre	Chau.-Ech. 2
A133	-71.013	46.353	> 338 m	delta	Chau.-Ech. 1
A134	-71.009	46.344	> 346 m	delta	Chau.-Ech. 1
A135	-71.038	46.349	370 m	delta	Chau.-Ech. 1
A136	-71.047	46.370	354 m	exondation du till	Chau.-Ech. 1
A137	-71.070	46.350	450 m	juxtaglaciale	----
A138	-71.068	46.350	447 m	juxtaglaciale	----
A139	-71.065	46.346	426 m	juxtaglaciale	----
A140	-71.047	46.319	470 m	till	----
A141	-71.047	46.319	470 m	épandage fluvioglaciaire	Chau.-Ech. 1
A142	-71.021	46.466	190 m	remplissage fluvioglaciaire, terrasse	Chau.-Ech. 2 - Mer de Champlain
A143	-70.878	46.395	290 m	exondation du till	Chau.-Ech. 2
A144	-70.841	46.379	359 m	delta	Chau.-Ech. 1
A145	-70.666	46.374	326 m	lacustre silteux/sableux	Chau.-Ech. 1- Chau.-Ech. Inter.
A146	-70.646	46.392	324 m	lacustre silteux/sableux	Chau.-Ech. 1
A147	-70.505	46.445	383 m	juxtaglaciale	----
A148	-70.416	46.379	349 m	épandage fluvioglaciaire	Famine-Daaquam
A149	-70.423	46.374	354 m	épandage fluv. + glaciolacustre sableux	Famine-Daaquam
A150	-70.452	46.353	336 m	lacustres argileux + alluvions	Famine-Daaquam
A151	-70.445	46.350	375 m	délavage	Famine-Daaquam
A152	-70.565	46.269	358 m	till sur roc	----
M01	-70.861	46.483	341 m	juxtaglaciale	----
M02	-70.864	46.476	357 m	juxtaglaciale	----
M03	-70.880	46.459	344 m	till	----
M04	-71.088	46.390	334 m	juxtaglaciale	----
M05	-70.906	46.448	312 m	delta	Chau.-Ech. 2
B1	-70.930	45.588	415 m	till	----
B2	-70.926	45.582	432 m	remaniement du till	Lac glaciaire Mégantic
B3	-70.925	45.580	418 m	remaniement du till	Lac glaciaire Mégantic
B4	-70.920	45.569	429 m	till	----

Site	Long.	Lat.	Alt.	Résumé	Association glaciolacustre
B5	-70.927	45.556	432 m	terrasse	Lac glaciaire Mégantic
B6	-70.929	45.553	402 m	remaniement du till	Lac glaciaire Mégantic
B7	-70.946	45.549	434 m	delta fluvioglaciaire + rem. lacustre	Lac glaciaire Mégantic
B8	-70.959	45.542	418 m	delta fluvioglaciaire	Lac glaciaire Mégantic
B9	-70.952	45.541	412 m	delta fluvioglaciaire	Lac glaciaire Mégantic
B10	-70.917	45.482	444 m	conduit intraglaciaire	----
B11	-70.916	45.482	448 m	till + juxtaglaciaire	----
B12	-70.911	45.485	423 m	conduit intraglaciaire	----
B13	-70.894	45.478	413 m	colluvion	Lac glaciaire Mégantic
B14	-70.896	45.454	414 m	conduit intraglaciaire	----
B15	-70.872	45.388	432 m	conduis intraglaciaire + rem. et terrasse	Lac glaciaire Mégantic
B16	-70.877	45.390	426 m	conduis intraglaciaire + rem. et terrasse	Lac glaciaire Mégantic
B17	-70.861	45.382	424 m	conduis intraglaciaire + rem. et terrasse	Lac glaciaire Mégantic
B18	-70.852	45.381	414 m	conduis intraglaciaire + rem. et terrasse	Lac glaciaire Mégantic
B19	-70.850	45.392	426 m	fluvioglaciaire (Gayhurst ?) + plage	Lac glaciaire Mégantic
B20	-70.835	45.435	> 408 m	traces de rivages, ondulation de surface	Lac glaciaire Mégantic
B21	-70.831	45.453	423 m	fluvioglaciaire	----
B22	-70.866	45.498	441 m	fluvioglaciaire	----
B23	-70.869	45.508	408 m	fluvioglaciaire	----
B24	-70.868	45.506	419 m	fluvioglaciaire	----
B25	-70.866	45.529	429 m	plage sableuse (432 m) + fluvioglaciaire	Lac glaciaire Mégantic
B26	-70.831	45.549	445 m	terrasse	niveau ass. au l. glaciaire Mégantic
B27	-70.957	45.622	452 m	proglaciaire + till d'ablation	----
B28	-70.929	45.613	437 m	délavage	Lac glaciaire Mégantic
B29	-70.880	45.622	428 m	----	----
B30	-70.890	45.636	440 m	remaniement du till	Lac glaciaire Mégantic
B31	-70.858	45.640	408 m	----	----
B32	-70.832	45.660	413 m	remaniement du till	Lac glaciaire Mégantic
B33	-70.827	45.665	416 m	delta fluvioglaciaire et delta + lacustre arg.	Lac glaciaire Mégantic
B34	-70.824	45.671	434 m	plateau	Lac glaciaire Mégantic
B35	-70.816	45.694	438 m	terrasse	Lac glaciaire Mégantic
B36	-70.777	45.757	440 m	till	----
B37	-70.709	45.750	353 m	till	----
B38	-70.704	45.747	338 m	till	----
B39	-70.633	45.802	291 m	till	----
B40	-70.632	45.868	271 m	alluvions	----
B41	-70.619	45.862	295 m	till	----
B42	-70.609	45.866	328 m	till	----
B44	-70.566	45.883	424 m	till	----
B45	-70.577	45.902	391 m	till sur roc	----
B46	-70.597	45.925	374 m	----	----
B46b	-70.560	45.874	453 m	till	----
B47	-70.614	45.947	369 m	till	----
B48	-70.659	45.963	236 m	till	----
B49	-70.592	45.980	362 m	till	----
B50	-70.555	45.933	437 m	till sur roc	----
B51	-70.628	45.838	317 m	till	----
B52	-70.639	45.711	420 m	remaniement du till	Lac glaciaire Mégantic
B53	-70.644	45.709	425 m	remaniement du till	Lac glaciaire Mégantic
B54	-70.690	45.690	441 m	terrasse	Lac glaciaire Mégantic
B55	-70.767	45.650	460 m	fluvioglaciaire + terrasse	niveau ass. au l. glaciaire Mégantic
B56	-70.928	45.590	425 m	fluvioglaciaire + remaniement, plage	Lac glaciaire Mégantic
B57	-70.815	45.557	433 m	fluvioglaciaire + remaniement, plage	Lac glaciaire Mégantic
B58	-70.817	45.562	417 m	fluvioglaciaire	Lac glaciaire Mégantic
B59	-70.821	45.567	442 m	fluvioglaciaire + plateau délavé	niveau ass. au l. glaciaire Mégantic
B60	-70.826	45.567	451 m	till sur roc	----
C1	-71.331	45.768	290 m	conduis intraglaciaire + rem. et terrasse	lac glaciaire isolé
C2	-71.277	45.777	281 m	till	----
C3	-71.290	45.775	282 m	proglaciaire	----
C4	-71.291	45.775	282 m	proglaciaire	----
C5	-71.336	45.757	282 m	till sur roc	----
C6	-71.330	45.768	296 m	conduit intraglaciaire + plage	lac glaciaire isolé
C7	-71.397	45.823	248 m	till	----

Site	Long.	Lat.	Alt.	Résumé	Association glaciolacustre
C8	-71.408	45.838	263 m	till	----
C9	-71.413	45.841	256 m	----	----
C10	-71.417	45.851	304 m	lacustre silteux/sableux	lac glaciaire isolé
C11	-71.334	45.899	267 m	lacustre silteux/sableux	lac glaciaire de Weedon
C12	-71.375	45.910	253 m	----	----
C13	-71.384	45.926	264 m	remaniement du till	lac glaciaire de Weedon
C14	-71.381	45.942	266 m	conduit intraglacière	----
C15	-71.382	45.936	270 m	remaniement du till	lac glaciaire de Weedon
C16	-71.368	45.949	264 m	----	----
C17	-71.321	45.828	271 m	conduit intraglacière + lacustre argileux	lac glaciaire de Weedon
C18	-71.319	45.827	281 m	till remanié, sableux	lac glaciaire isolé
C19	-71.390	46.067	320 m	till	----
C20	-73.961	45.386	52 m	till	----
C21	-73.919	45.499	31 m	till	----
C22	-73.908	45.505	27 m	till	----
C23	-73.661	45.605	44 m	till	----
C24	-71.396	46.090	350 m	till	----
C26	-71.439	46.102	387 m	till	----
C27	-71.438	46.103	390 m	till	----
C28	-71.440	46.104	371 m	till	----
C29	-71.440	46.104	367 m	Till de Chaudière	----
C30	-71.440	46.102	368 m	Till de Chaudière	----
C31	-71.439	46.101	387 m	Till de Chaudière	----
C32	-71.435	46.087	389 m	till sur roc	----
C33	-71.458	46.086	326 m	till	----
C34	-71.479	46.097	300 m	till	----
C35	-71.465	46.154	363 m	till	----
C36	-71.469	46.187	263 m	Till de Chaudière	----
C37	-71.470	46.199	277 m	till sur roc	----
C38	-71.476	46.203	242 m	till	----
C39	-71.453	46.255	321 m	till	----
C40	-71.431	46.245	328 m	till sur roc	----
C41	-71.491	46.285	227 m	till	----
C42	-71.565	46.217	298 m	till	----
C43	-71.570	46.212	271 m	till	----
C44	-71.632	46.189	308 m	till	----
C45	-71.670	46.205	311 m	till	----
C46	-71.664	46.136	397 m	till sur roc	----
C47	-71.607	46.115	316 m	till	----
C48	-71.560	46.088	294 m	till	----
C49	-71.464	45.991	225 m	till	----
C50	-71.423	45.974	281 m	till	----
C51	-71.112	45.768	348 m	fluvioglaciaire + remaniement, terrasse	isolé
C53	-71.122	45.772	320 m	fluvioglaciaire + remaniement, terrasse	isolé
C54	-71.122	45.770	351 m	fluvioglaciaire	----
C55	-71.113	45.773	328 m	remaniement du till	isolé
C56	-71.119	45.773	336 m	roc	----
C57	-71.112	45.856	310 m	till sur roc	----
C58	-71.123	45.875	312 m	till	----
C59	-71.046	45.870	369 m	roc	----
C60	-71.023	45.880	352 m	till sur roc	----
C61	-71.026	45.938	321 m	till d'ablation	----
C62	-71.020	45.935	305 m	till	----

Site	Long.	Lat.	Alt.	Résumé	Association glaciolacustre
C63	-70.956	45.939	416 m	till d'ablation	----
C64	-70.907	45.959	320 m	till d'ablation	----
C65	-70.856	45.937	426 m	proglaciaire	----
C66	-70.876	45.948	375 m	proglaciaire	----
C67	-70.879	45.948	371 m	till d'ablation	----
C68	-70.911	45.960	306 m	till d'ablation	----
C69	-70.929	45.964	300 m	till d'ablation	----
C70	-70.939	45.959	299 m	till d'ablation	----
C71	-70.912	45.961	310 m	till d'ablation	----
C72	-71.366	45.771	256 m	lacustre argileux + till remanié	lac glaciaire de Weedon
C73	-71.218	46.013	364 m	Juxtaglaciaire sous till (Gayhurst ?)	----
C74	-71.133	46.009	317 m	till + alluvions	----
C75	-71.128	46.007	326 m	till	----
C76	-71.064	46.053	378 m	till	----
C77	-71.110	46.050	337 m	till	----
C78	-71.113	46.051	338 m	till	----
C79	-70.997	46.256	350 m	épandage fluvioglaciaire + delta	Chau.-Etch. 1
C80	-70.933	46.368	290 m	fluvioglaciaire + remanié, plage	Chau.-Etch. 1 - 2
C81	-70.935	46.371	205 m	fluvioglaciaire	Chau.-Etch. 1
D1	-70.842	46.820	94 m	proglaciaire	----
D2	-70.760	46.803	115 m	delta (inférieur)	Chau.-Etch. 1 - Mer de Golthwait
D3	-70.757	46.805	126 m	delta (inférieur)	Chau.-Etch. 1 - Mer de Golthwait
D4	-70.759	46.802	136 m	delta (inférieur)	Chau.-Etch. 1 - Mer de Golthwait
D5	-70.740	46.801	157m	delta + terrasse	Chau.-Etch. 1 - Mer de Golthwait
D6	-70.737	46.798	165 m	delta + terrasse	Chau.-Etch. 1 - Mer de Golthwait
D7	-70.737	46.800	158 m	delta + terrasse	Chau.-Etch. 1 - Mer de Golthwait
D8	-70.755	46.792	159 m	plages	Mer de Golthwait
D9	-70.745	46.790	212 m	proglaciaire	----
D10	-70.744	46.790	190 m	proglaciaire	----
D11	-70.744	46.796	172 m	terrasse	Chau.-Etch. 1 - Mer de Golthwait
D12	-70.741	46.813	116 m	delta (inférieur)	Chau.-Etch. 1 - Mer de Golthwait
D13	-70.730	46.843	67 m	till sur roc	----
D14	-70.698	46.864	61 m	till sur roc	----
D15	-70.674	46.870	56 m	till sur roc	----
D16	-70.673	46.874	59 m	till	----
D17	-70.656	46.607	405 m	proglaciaire	----
D18	-70.662	46.616	360 m	fluvioglaciaire + terrasse (372 m)	Chau.-Etch. 1
D19	-70.652	46.628	365 m	fluvioglaciaires + alluvions	Chau.-Etch. 1
D20	-70.581	46.667	356 m	alluvions	Chau.-Etch. 1
D21	-70.580	46.670	372 m	terrasse fluviale perchée	Chau.-Etch. 1
D22	-70.570	46.698	310 m	terrasse fluviale perchée	Chau.-Etch. 1
D23	-70.613	46.711	335 m	champ de blocs	----
D24	-70.636	46.722	301 m	délavage	Chau.-Etch. 1
D25	-70.643	46.714	293 m	till sur roc	----
D26	-70.663	46.704	348 m	till sur roc	----
D27	-70.677	46.692	357 m	champ de blocs	----
D28	-70.674	46.686	305 m	terrasse	Chau.-Etch. 2
D29	-70.653	46.693	338 m	fluvioglaciaires + alluvions	Chau.-Etch. 2
D30	-70.571	46.733	261 m	alluvions	----

APPENDICE B
DONNÉES RELATIVES À L'ÉCHANTILLON B.D.SABLE

Intégration		
signal	5	10
Bg	85	100

Lx/Tx

Informations		Doses (s)	signal (compt /6s)	Bg (compt /6s)	test sign (compt /6s)	test bg (compt /6s)	Ix / tx	Lx / tx E	Doses (s)	Dose (Gy)
seq / bin	BDSable+MEGPL LnTn + sar	272	24730	2252	24876	2241	0.99	0.01	272	28.16
date de lecture	03-Dec-08	500	46885	3293	27651	2586	1.74	0.02	500	51.77
boîte	BDSable, boîte 1	1000	95860	5404	31447	3195	3.2	0.02	1000	103.54
disques (dans boîte) 1		0	3036	2116	30321	2653	0.03	0	0	0
position (plateau)	disque 1	500	54794	3825	32000	3012	1.76	0.01	500	51.77
seq / bin	BDSable Ln Tn 2_2	272	2936	850	3056	831	0.94	0.04	272	28.16
date de lecture	03-Dec-08	500	4908	964	3092	922	1.82	0.06	500	51.77
boîte	BDSable, 2/4	750	7421	1090	3429	925	2.53	0.08	750	77.65
disques (dans boîte) 1		1000	9797	1218	3543	992	3.36	0.1	1000	103.54
position (plateau)	disque 1	0	936	827	3414	947	0.04	0.02	0	0
		500	5557	1059	3522	980	1.77	0.06	500	51.77
seq / bin	BDSable Ln Tn 2_2	272	2749	818	2914	848	0.94	0.04	272	28.16
date de lecture	03-Dec-08	500	4873	893	3221	859	1.69	0.06	500	51.77
boîte	BDSable, 4/4	750	7669	1050	3443	890	2.59	0.08	750	77.65
disques (dans boîte) 1		1000	10694	1209	3724	961	3.43	0.09	1000	103.54
position (plateau)	disque 25	0	927	841	3751	898	0.03	0.02	0	0
		500	6002	1020	3707	918	1.79	0.05	500	51.77
seq / bin	BDSable Ln Tn 3	272	5983	1031	6100	982	0.97	0.02	272	28.16
date de lecture	03-Dec-08	500	11329	1275	6644	1120	1.82	0.04	500	51.77
boîte	BDSable, 1/4	750	17135	1588	7471	1218	2.49	0.04	750	77.65
disques (dans boîte) 1		1000	24091	1902	8414	1370	3.15	0.05	1000	103.54
position (plateau)	disque 1	0	1657	1065	7917	1239	0.09	0.01	0	0
		500	13867	1473	8359	1306	1.76	0.03	500	51.77
seq / bin	BDSable Ln Tn 3	272	10399	1390	10541	1344	0.98	0.02	272	28.16
date de lecture	03-Dec-08	500	19329	1826	11611	1574	1.74	0.03	500	51.77
boîte	BDSable, 3/4	750	30495	2434	12828	1818	2.55	0.03	750	77.65
disques (dans boîte) 1		1000	42194	3146	14037	2091	3.27	0.04	1000	103.54
position (plateau)	disque 25	0	1785	1586	13549	1786	0.02	0.01	0	0
		500	24240	2368	14413	1963	1.76	0.02	500	51.77

Ln/Tn

Informations		boîte	disques (dans boîte)	position (plateau)	signal (compt/6s)	Bg (compt/6s)	test sign (compt/6s)	test bg (compt/6s)	ln / tn	ln / tn E	De (Gy)	De E (Gy)	âge (ka)	âge E (ka)
seq / bin	BDSable+MEGPL	BDSable, boîte 1	1	Disque 1	25070	2403	23150	1993	1.07	0.01	30.5	0.4	20.9	2.0
date de lecture	LnTn + sar 03-Dec-08	BDSable, boîte 1	2	Disque 3	4002	894	3733	877	1.09	0.04	31	1	21.3	2.2
		BDSable, boîte 1	3	Disque 5	8781	1096	9705	1178	0.9	0.02	25.3	0.5	17.2	1.7
		BDSable, boîte 1	4	Disque 7	997	727	1041	759	0.96	0.21	27	6	18.4	4.3
		BDSable, boîte 1	5	Disque 9	8345	1293	9555	1230	0.85	0.02	23.7	0.5	16.1	1.6
		BDSable, boîte 1	6	Disque 11	16275	1734	10804	1361	1.54	0.02	45.1	0.8	31.4	3.1
		BDSable, boîte 1	7	Disque 13	2237	790	4007	852	0.46	0.02	12.2	0.6	8.1	0.8
		BDSable, boîte 1	8	Disque 15	2425	818	3150	865	0.7	0.03	19.4	0.9	13.1	1.4
		BDSable, boîte 1	9	Disque 17	10060	1158	13810	1209	0.71	0.01	19.5	0.4	13.1	1.3
		BDSable, boîte 1	10	Disque 19	6045	978	11290	1223	0.5	0.01	13.5	0.3	9.0	0.8
		BDSable, boîte 1	11	Disque 21	12217	1613	8639	1229	1.43	0.03	41.7	0.8	28.9	2.9
		BDSable, boîte 1	12	Disque 23	5648	929	6514	1000	0.86	0.02	24.0	0.6	16.3	1.6
seq / bin	BDSable Ln Tn 2_2	BDSable, 2/4	1	Disque 1	2972	936	2902	867	1	0.04	28	1	19.4	2.0
date de lecture	09-Jan-09	BDSable, 2/4	2	Disque 3	9785	1294	7125	1056	1.4	0.03	40.7	0.9	28.2	2.8
		BDSable, 2/4	3	Disque 5	4599	993	5227	902	0.83	0.02	23.3	0.7	15.8	1.6
		BDSable, 2/4	4	Disque 7	8233	1104	8052	1108	1.03	0.02	29.1	0.6	20.0	2.0
		BDSable, 2/4	5	Disque 9	4578	957	6736	994	0.63	0.02	17.2	0.5	11.6	1.1
		BDSable, 2/4	6	Disque 11	2732	843	2315	764	1.22	0.06	35	2	24.1	2.8
		BDSable, 2/4	7	Disque 13	2939	800	3509	793	0.79	0.03	21.9	0.8	14.8	1.5
		BDSable, 2/4	8	Disque 15	4392	916	5805	964	0.72	0.02	19.8	0.6	13.4	1.3
		BDSable, 2/4	9	Disque 17	5311	1050	3438	906	1.68	0.05	50	2	34.7	3.6
		BDSable, 2/4	10	Disque 19	4890	979	2937	862	1.89	0.07	56	2	39.5	4.2
		BDSable, 2/4	11	Disque 21	3608	883	4804	897	0.7	0.02	19.2	0.7	12.9	1.3
		BDSable, 2/4	12	Disque 23	5545	936	6495	981	0.84	0.02	23.4	0.6	15.9	1.6
		BDSable, 4/4	1	Disque 25	3431	901	2710	826	1.34	0.06	39	2	26.9	2.9
		BDSable, 4/4	2	Disque 27	3327	870	3359	828	0.97	0.04	27	1	18.7	1.9
		BDSable, 4/4	3	Disque 29	4827	994	6727	963	0.67	0.02	18.3	0.5	12.3	1.2
		BDSable, 4/4	4	Disque 31	2689	813	2197	778	1.32	0.07	38	2	26.5	2.9
		BDSable, 4/4	5	Disque 33	1886	787	1554	722	1.32	0.1	38	3	26.4	3.2
		BDSable, 4/4	6	Disque 35	4591	1004	3499	877	1.37	0.05	40	1	27.5	2.8
		BDSable, 4/4	7	Disque 37	4419	979	3379	849	1.36	0.05	39	1	27.3	2.8
		BDSable, 4/4	8	Disque 39	1556	806	1491	762	1.03	0.1	29	3	20.0	2.7
		BDSable, 4/4	9	Disque 41	5866	1113	5643	912	1.01	0.03	28.5	0.8	19.5	1.9
		BDSable, 4/4	10	Disque 43	3511	925	2736	836	1.36	0.06	39	2	27.3	2.9
		BDSable, 4/4	11	Disque 45	1745	798	1400	742	1.44	0.13	42	4	29.1	3.8
		BDSable, 4/4	12	Disque 47	3840	955	5271	940	0.67	0.02	18.3	0.6	12.3	1.2
seq / bin	BDSable Ln Tn 3	BDSable, 1/4	1	Disque 1	5463	983	5718	982	0.95	0.02	26.7	0.7	18.2	1.8
date de lecture	10-Jan-09	BDSable, 1/4	2	Disque 3	9616	1343	12453	1391	0.75	0.01	20.7	0.4	14.0	1.3
		BDSable, 1/4	3	Disque 5	8698	1028	2915	806	3.64	0.12	119	4	85.5	9.3
		BDSable, 1/4	4	Disque 7	4519	892	4816	918	0.93	0.03	26.2	0.8	17.9	1.8
		BDSable, 1/4	5	Disque 9	25995	1963	26325	2088	0.99	0.01	28.1	0.4	19.2	1.9
		BDSable, 1/4	6	Disque 11	6894	1146	6265	1033	1.1	0.03	31.4	0.8	21.5	2.1
		BDSable, 1/4	7	Disque 13	4311	896	5187	870	0.79	0.02	22.0	0.7	14.9	1.5
		BDSable, 1/4	8	Disque 15	3311	861	3741	864	0.85	0.03	23.8	0.9	16.2	1.6
		BDSable, 1/4	9	Disque 17	10256	1208	10042	1283	1.03	0.02	29.3	0.6	20.1	2.0
		BDSable, 1/4	10	Disque 19	4560	956	3421	873	1.41	0.05	41	1	28.5	3.0
		BDSable, 1/4	11	Disque 21	2372	809	2554	810	0.9	0.04	25	1	17.1	1.8
		BDSable, 1/4	12	Disque 23	6445	1136	5122	1005	1.29	0.03	37.3	1.0	25.7	2.6
		BDSable, 3/4	1	Disque 25	7748	1112	9839	1224	0.77	0.01	21.4	0.5	14.5	1.4
		BDSable, 3/4	2	Disque 27	14722	1377	16885	1428	0.86	0.01	24.2	0.4	16.4	1.6
		BDSable, 3/4	3	Disque 29	4019	947	2407	776	1.88	0.08	56	2	39.5	4.3
		BDSable, 3/4	4	Disque 31	2607	843	3452	852	0.68	0.03	18.6	0.8	12.5	1.3
		BDSable, 3/4	5	Disque 33	3842	908	3150	834	1.27	0.05	37	1	25.2	2.6
		BDSable, 3/4	6	Disque 35	10420	1394	9312	1240	1.12	0.02	31.9	0.7	21.9	2.2
		BDSable, 3/4	7	Disque 37	3586	957	6015	935	0.52	0.02	13.9	0.5	9.3	0.9
		BDSable, 3/4	8	Disque 39	2945	859	1480	780	2.98	0.22	94	7	67.2	8.5

Informations		boite	disques (dans boite)	position (plateau)	signal (compt/6s)	Bg (compt/6s)	test sign (compt/6s)	test bg (compt/6s)	ln / tn	ln / tn E	De (Gy)	De E (Gy)	âge (ka)	âge E (ka)
seq / bin date de lecture	BDSable Ln Tn 4 02-Mar-09	BDSable boîte 3 1/1	1	Disque 1	3075	913	3816	942	0.75	0.03	20.8	0.8	14.1	1.4
		BDSable boîte 3 1/1	2	Disque 3	6400	1031	9166	1160	0.67	0.01	18.4	0.4	12.4	1.2
		BDSable boîte 3 1/1	3	Disque 5	948	816	842	773	1.91	1.27	57	38	40.2	27.0
		BDSable boîte 3 1/1	4	Disque 7	5759	1073	6715	1044	0.83	0.02	23.1	0.6	15.6	1.5
		BDSable boîte 3 1/1	5	Disque 9	4291	936	5521	1005	0.74	0.02	20.6	0.6	13.9	1.4
		BDSable boîte 3 1/1	6	Disque 11	5773	927	7338	942	0.76	0.02	21.0	0.5	14.2	1.4
		BDSable boîte 3 1/1	7	Disque 13	4813	1017	5292	958	0.88	0.02	24.6	0.7	16.7	1.7
		BDSable boîte 3 1/1	8	Disque 15	1066	836	1174	857	0.73	0.17	20	5	13.5	3.5
		BDSable boîte 3 1/1	9	Disque 17	2253	833	2573	890	0.84	0.04	24	1	16.0	1.7
		BDSable boîte 3 1/1	10	Disque 19	3929	972	5793	1036	0.62	0.02	17.0	0.5	11.4	1.1
		BDSable boîte 3 1/1	11	Disque 21	969	762	892	796	2.16	1.02	65	31	46.1	22.3
		BDSable boîte 3 1/1	12	Disque 23	2348	895	4811	943	0.38	0.02	9.8	0.4	6.4	0.6
		BDSable boîte 3 1/1	13	Disque 25	21590	1612	24862	1785	0.87	0.01	24.3	0.4	16.5	1.6
		BDSable boîte 3 1/1	14	Disque 27	898	729	855	752	1.64	0.75	48	22	33.8	15.8
seq / bin date de lecture	BDSable Ln Tn 5 02-Mar-09	BDSable boîte 4 1/2	1	Disque 1	2395	820	3732	863	0.55	0.02	14.8	0.7	9.9	1.0
		BDSable boîte 4 1/2	2	Disque 3	13888	1666	18951	1614	0.71	0.01	19.4	0.3	13.1	1.2
		BDSable boîte 4 1/2	3	Disque 5	30507	2186	17678	1616	1.76	0.02	52.3	0.7	36.6	3.7
		BDSable boîte 4 1/2	4	Disque 7	26460	2076	23542	1837	1.12	0.01	32.1	0.4	22.0	2.1
		BDSable boîte 4 1/2	5	Disque 9	20592	1444	16504	1592	1.28	0.02	37.1	0.5	25.6	2.5
		BDSable boîte 4 1/2	6	Disque 11	29499	1758	38143	2247	0.77	0.01	21.5	0.3	14.5	1.4
		BDSable boîte 4 1/2	7	Disque 13	6725	969	7586	1051	0.88	0.02	24.7	0.6	16.8	1.6
		BDSable boîte 4 1/2	8	Disque 15	12686	1125	20505	1324	0.6	0.01	16.4	0.3	11.0	1.0
		BDSable boîte 4 1/2	9	Disque 17	1770	812	1867	869	0.96	0.07	27	2	18.5	2.3
		BDSable boîte 4 1/2	10	Disque 19	33681	2126	46081	2678	0.73	0.01	20.1	0.3	13.6	1.3
		BDSable boîte 4 1/2	11	Disque 21	343733	14469	137216	8436	2.56	0.01	79.0	0.6	56.1	5.7
		BDSable boîte 4 1/2	12	Disque 23	5018	890	4428	960	1.19	0.03	34	1	23.5	2.4
		BDSable boîte 4 2/2	1	Disque 25	16155	1533	27544	2072	0.57	0.01	15.6	0.3	10.4	1.0
		BDSable boîte 4 2/2	2	Disque 27	20900	1736	23907	1872	0.87	0.01	24.4	0.4	16.6	1.6
		BDSable boîte 4 2/2	3	Disque 29	15504	2158	21122	2065	0.7	0.01	19.3	0.3	13.0	1.2
		BDSable boîte 4 2/2	4	Disque 31	15794	1411	27507	1786	0.56	0.01	15.1	0.3	10.1	0.9
		BDSable boîte 4 2/2	5	Disque 33	25827	1583	26703	1635	0.97	0.01	27.3	0.4	18.7	1.8
		BDSable boîte 4 2/2	6	Disque 35	2980	878	3861	945	0.72	0.03	19.9	0.8	13.4	1.4
		BDSable boîte 4 2/2	7	Disque 37	4260	897	6322	971	0.63	0.02	17.2	0.5	11.5	1.1
		BDSable boîte 4 2/2	8	Disque 39	4298	902	5075	942	0.82	0.02	22.9	0.7	15.6	1.5
		BDSable boîte 4 2/2	9	Disque 41	50292	2992	36045	2504	1.41	0.01	41.0	0.5	28.5	2.8
		BDSable boîte 4 2/2	10	Disque 43	10306	1086	6385	979	1.71	0.03	50	1	35.3	3.6
		BDSable boîte 4 2/2	11	Disque 45	5350	954	5236	987	1.04	0.03	29.4	0.8	20.1	2.0
		BDSable boîte 4 2/2	12	Disque 47	8111	1143	13170	1255	0.59	0.01	15.9	0.3	10.6	1.0
seq / bin date de lecture	BDSable Ln Tn 6 03-Mar-09	BDSable boîte 3 1/1	15	Disque 1	3061	872	2998	843	1.02	0.04	29	1	19.7	2.1
		BDSable boîte 3 1/1	16	Disque 3	2173	795	2451	837	0.85	0.05	24	1	16.2	1.8

APPENDICE C

DONNÉES RELATIVES À L'ÉCHANTILLON ETCHE_A145

Intégration		
signal	5	10
Bg	85	100

Lx/Tx sur multi grains

Informations		dose (s)	Signal (compt / 6s)	Bg (compt / 6s)	test sign (compt / 6s)	test bg (compt / 6s)	lx / tx	Lx / tx E	dose (Gy)
seq / bin	Etche_A145_Ln Tn_sar_2	136	344698	19570	690700	29342	0.49	0.001	14.08
boîte	Etche_A145 boîte 4 1/2	272	771326	38691	807280	39524	0.95	0.002	28.16
disques (dans boîte)	7	500	1610874	71960	956744	54294	1.71	0.002	51.77
position (plateau)	1	1000	3619974	144403	1154618	79795	3.23	0.004	103.54
		0	99983	47012	1132889	64020	0.05	0.000	0
		136	634832	56488	1160754	65282	0.53	0.001	14.08
seq / bin	Etche_A145_Ln Tn_sar_2	136	344644	19590	687755	28580	0.49	0.001	14.08
boîte	Etche_A145 boîte 4 2/2	272	764566	37593	793782	37939	0.96	0.002	28.16
disques (dans boîte)	8	500	1567917	68396	929281	51229	1.71	0.002	51.77
position (plateau)	3	1000	3509548	135743	1122922	74639	3.22	0.004	103.54
		0	97888	43743	1093910	59763	0.05	0.000	0
		136	610739	52540	1120638	60994	0.53	0.001	14.08
seq / bin	Etche_A145_Ln Tn_sar_2	136	370178	20308	732336	29716	0.5	0.001	14.08
boîte	Etche_A145 boîte 4 2/2	272	812982	38948	848821	39652	0.96	0.002	28.16
disques (dans boîte)	9	500	1684418	71712	990284	54239	1.72	0.002	51.77
position (plateau)	5	1000	3736005	143181	1195987	79444	3.22	0.004	103.54
		0	105960	47020	1169646	63083	0.05	0.000	0
		136	652100	55474	1200214	64229	0.53	0.001	14.08

Ln/Tn multi grain

Informations		boîte	disques (dans boîte)	position (plateau)	signal (compt / 6s)	Bg (compt / 6s)	test sign (compt / 6s)	test bg (compt / 6s)	ln / tn	Ln / tn E	De (Gy)	De E (Gy)	âge (ka)	âge E (ka)
seq / bin	Etche_A145_Ln Tn_sar_1	Etche_A145 boîte 4 1/2	1	7	87412	4632	143349	6456	0.61	0.003	16.9	0.1	15.1	2.0
date de lecture	29-Jan-09	Etche_A145 boîte 4 1/2	2	9	78255	4431	137553	6675	0.56	0.003	15.7	0.1	13.9	1.8
		Etche_A145 boîte 4 1/2	3	11	132580	6471	235704	10264	0.56	0.002	15.5	0.1	13.7	1.8
		Etche_A145 boîte 4 1/2	4	13	90682	5166	176483	8794	0.51	0.002	14.0	0.1	12.3	1.6
		Etche_A145 boîte 4 1/2	5	15	62811	3390	123093	5630	0.51	0.003	13.9	0.1	12.2	1.6
		Etche_A145 boîte 4 1/2	6	17	89398	4604	172916	7663	0.51	0.002	14.1	0.1	12.4	1.6
		Etche_A145 boîte 4 1/2	7	19	139429	6975	309873	13278	0.45	0.002	12.1	0.1	10.5	1.4
		Etche_A145 boîte 4 1/2	8	21	110444	5450	197373	8778	0.56	0.002	15.5	0.1	13.7	1.8
		Etche_A145 boîte 4 1/2	9	23	53182	3062	101044	4895	0.52	0.003	14.3	0.1	12.6	1.7
		Etche_A145 boîte 4 1/2	10	25	117871	5498	245421	9903	0.48	0.002	13.0	0.1	11.4	1.5
		Etche_A145 boîte 4 1/2	11	27	99790	5110	185971	8856	0.54	0.002	14.8	0.1	13.0	1.7
		Etche_A145 boîte 4 1/2	12	29	82019	4241	159416	7074	0.51	0.002	14.0	0.1	12.4	1.6
		Etche_A145 boîte 4 2/2	1	31	76143	4161	133996	6814	0.57	0.003	15.7	0.1	14.0	1.8
		Etche_A145 boîte 4 2/2	2	33	70325	3975	158027	7085	0.44	0.002	11.9	0.1	10.3	1.3
		Etche_A145 boîte 4 2/2	3	35	126937	5994	263665	10806	0.48	0.002	13.0	0.1	11.4	1.5
		Etche_A145 boîte 4 2/2	4	37	113769	6026	232189	10674	0.49	0.002	13.3	0.1	11.6	1.5
		Etche_A145 boîte 4 2/2	5	39	153739	7163	305730	12846	0.5	0.002	13.7	0.1	12.0	1.6
		Etche_A145 boîte 4 2/2	6	41	66415	3293	123959	5541	0.53	0.003	14.7	0.1	13.0	1.7
		Etche_A145 boîte 4 2/2	7	43	185111	8019	327003	13402	0.57	0.002	15.7	0.1	13.9	1.8

Informations		boite	disques (dans boite)	position (plateau)	signal (compt /6s)	Bg (compt /6s)	test sign (compt /6s)	test bg (compt /6s)	ln / tn	Ln / tn E	De (Gy)	De E (Gy)	Age (ka)	Age E (ka)
seq / bin date de lecture	Etche_A145_ Ln Tn_3 13 lev 09	Etche_A145 boite 5	1	1	169106	8642	302639	13449	0.56	0.002	15.4	0.1	13.6	1.8
		Etche_A145 boite 5	2	3	79774	4486	148148	6803	0.53	0.003	14.7	0.1	13.0	1.7
		Etche_A145 boite 5	3	5	115592	6422	215998	10231	0.53	0.002	14.7	0.1	12.9	1.7
seq / bin date de lecture	Etche_A145_ 3 mars 09	Etche_A145 boite 5	4	7	160009	7188	296109	11731	0.54	0.002	14.8	0.1	13.1	1.7
		Etche_A145 boite 5	5	9	74841	3606	123502	5420	0.6	0.003	16.9	0.1	15.0	2.0
		Etche_A145 boite 5	6	11	67129	3430	138885	5936	0.48	0.002	13.1	0.1	11.4	1.5
		Etche_A145 boite 5	7	13	139983	6506	301131	11755	0.46	0.002	12.5	0.1	10.9	1.4
		Etche_A145 boite 5	8	15	244804	11280	459178	19232	0.53	0.001	14.7	0.1	12.9	1.7
		Etche_A145 boite 5	9	17	181932	8400	352402	14853	0.51	0.002	14.1	0.1	12.4	1.6
		Etche_A145 boite 5	10	19	76075	4077	173684	7447	0.43	0.002	11.6	0.1	10.1	1.3
		Etche_A145 boite 5	11	21	194593	10140	364128	17781	0.53	0.002	14.7	0.1	13.0	1.7
		Etche_A145 boite 5	12	23	107810	5448	221815	9703	0.48	0.002	13.2	0.1	11.5	1.5
		Etche_A145 boite 5	13	25	181040	8893	354497	15291	0.51	0.002	13.9	0.1	12.2	1.6
seq / bin date de lecture	Etche_A145_ Ln Tn_4 4 mars 09	Etche_A145 boite 6	1	1	246286	11496	457589	18987	0.54	0.001	14.8	0.1	13.0	1.7
		Etche_A145 boite 6	2	3	206183	8660	382028	14548	0.54	0.002	14.9	0.1	13.1	1.7
		Etche_A145 boite 6	3	5	150940	6874	267079	10880	0.56	0.002	15.6	0.1	13.8	1.8
		Etche_A145 boite 6	4	7	221379	9964	397361	16409	0.56	0.002	15.4	0.1	13.6	1.8
		Etche_A145 boite 6	5	9	141905	6686	296186	11726	0.48	0.002	12.9	0.1	11.3	1.5
		Etche_A145 boite 6	6	11	236531	11337	467471	20138	0.5	0.001	13.8	0.1	12.1	1.6
		Etche_A145 boite 6	7	13	292665	13203	616045	25075	0.47	0.001	12.9	0.1	11.3	1.5