

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

HYDROSTRATIGRAPHIE ET GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE DANS LE
BASSIN-VERSANT DE LA RIVIÈRE CHÂTEAUGUAY, QUÉBEC

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

TOMMY TREMBLAY

FÉVRIER 2008

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.»

AVANT-PROPOS

Ce mémoire s'insère dans un projet d'hydrogéologie régionale, le Projet Châteauguay, qui a été initié à l'été 2003, et financé par la Commission géologique du Canada et le Ministère de l'environnement du Québec. Ce projet vise à accomplir une étude intégrée des différents champs de connaissances entourant les eaux souterraines dans la région de Châteauguay. L'étude inclut une estimation de la qualité, de l'abondance et de la dynamique des eaux souterraines. Par leur rôle intégrateur, les technologies informatiques, dont la modélisation est le meilleur exemple, permettent de valoriser l'ensemble des données hydrogéologiques déjà disponibles ou nouvellement acquises.

À l'amont de toutes ces considérations sur l'eau souterraines, l'équipe de l'UQAM (incluant Michel Lamothe, François Hardy et l'auteur) a été chargée de consolider et de compléter les connaissances de la géologie du Quaternaire, qui constitue l'interface entre les eaux de surface et les eaux souterraines. L'expérience des projets hydrogéologiques régionaux au Québec initiés par la Commission géologique du Canada a établi que la géologie du Quaternaire permet de mieux définir les contextes hydrogéologiques des aquifères et de mieux estimer le facteur de protection des eaux souterraines vis-à-vis la contamination de surface (Ross, 2005, dans la grande région de Mirabel pour le projet des Aquifères fracturés du Sud-Ouest du Québec ; Girard, 2000, pour le projet Portneuf).

REMERCIEMENTS

Une grande partie de ce travail s'est effectuée en collaboration avec l'équipe du Projet Châteauguay, soit Miroslav Nastev (Commission géologique du Canada; co-directeur de ce mémoire) et Charles Lamontagne (Ministère de l'environnement du Québec), qui ont co-dirigé ce projet, ainsi que l'équipe des étudiants de maîtrise composée de Anne Croteau, Marc-André Lavigne, Daniel Blanchette, Nicolas Benoît, Réjean Godin et Marie-Pierre Dagenais. Au sein de ce groupe, les nombreuses discussions entourant les aspects théoriques et pratiques de l'intégration de la géologie quaternaire à la modélisation hydrogéologique régionale ont favorisé le développement de nombreuses nouvelles idées et stratégies pour la cueillette et la synthèse des informations. Je tiens à les en remercier, d'autant plus que le climat de travail fut fort agréable; je garde de très bons souvenirs de cette collaboration.

Je remercie mon directeur, Michel Lamothe, qui m'a toujours épaulé, conseillé et donné toute sa confiance. Ce fut une expérience déterminante qui m'a ouvert le chemin vers la géologie du Quaternaire, et notamment les aspects géochronologiques. Les travaux de cartographie sont le fruit du travail d'une équipe menée par François Hardy, qui m'a aidé à faire les liens avec les études antérieures. Cette équipe était

composée de Lise Lamarche, Sébastien Huot, Marie-Josée Lemelin, Jean-François Gagnon et Geneviève Pepin. Ces deux derniers m'ont ensuite assisté dans la phase de travaux de terrain détaillés, de géoradar et de forages au Pionjär. Je désire les remercier du dynamisme et de l'enthousiasme qu'ils ont insufflés au projet.

Sur le terrain, les idées sur la géologie du Quaternaire ont bénéficié des discussions avec Michel Parent, David Franzy, John Rayburn, Luc Lamontagne et Martin Ross. Je remercie Alayn Larouche (Laboratoire de palynologie Rousseau de l'Université de Montréal) pour son aide indispensable avec les analyses de macrorestes végétaux. La campagne de sismique a été accomplie avec l'aide de Robert Burns et Tim Cartwright, sous la supervision de Jim Hunter (CGC). La cartographie 3D a grandement bénéficié de la collaboration étroite avec Martin Ross. Le laboratoire de radiocarbone AMS de l'Arizona ont effectué les analyses au ^{14}C . La datation en luminescence a bénéficié de l'expertise de Marie Auclair et des applications informatiques développées par Sébastien Huot, tous deux du Laboratoire Lux de l'UQAM. La population de la région du Haut-St-Laurent ont permis le succès de cette campagne de terrain, en nous autorisant le libre accès à leur terres. Je remercie Gilles Pouliot pour nous avoir permis l'échantillonnage du bois de caribou. Le personnel des Sciences de la Terre à l'UQAM m'a également grandement aidé, et je remercie particulièrement Michelle Laithier pour le dessin de la colonne stratigraphique, Frédéric Toupin (informatique), Raymond Mineau (MEB), Michel Préda (rayons X) et Jeffrey Vaillancourt (luminescence). Raymond Perron a prélevé les échantillons provenant des forages du Ministère de l'environnement. Ruth Boivin (Commission Géologique du Canada) a fait la conception finale de la carte quaternaire. Pierre Lardeux a collaboré au dessin des coupes de l'esker de Mercier. Les infographes (et amis) Philippe Morin et Jean-Philippe Trottier ont fourni un support informatique indispensable à la réalisation de ce mémoire.

Ce mémoire a bénéficié d'une bourse de maîtrise du Fond Québécois de la recherche en sciences de la nature et technologies.

Enfin, je remercie mes amis, frères et parents pour leur soutien et leur intérêt suscité par le récit de mes modestes découvertes. À la mémoire de mon grand-père Honorius.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	xiii
CHAPITRE 1 INTRODUCTION	1
1.1 Contexte régional	1
1.1.1 Physiographie	1
1.1.2 Historique de la région	2
1.1.3 Substratum rocheux	4
1.1.4 Géologie du Quaternaire	5
1.1.4.1 Stratigraphie des sédiments glaciaires	5
1.1.4.2 Chronologie des écoulements glaciaires dans la partie sud des Basses-Terres du St-Laurent	6
1.1.4.3 Positions frontales de l'inlandsis	9
1.1.4.4 Évènements sédimentaires de la déglaciation à l'actuel	11
1.2 Problématiques relatives à la géologie et à la géomorphologie quaternaire	15
1.3 Intégration avec les autres travaux pour le projet d'hydrogéologie régionale du bassin-versant de la Rivière Châteauguay	16
1.4 Problématiques de l'hydrostratigraphie et de la géologie du Quaternaire appliquée à l'hydrogéologie	18
1.5 Travaux de terrains et de laboratoire effectués	19
1.6 Structure du mémoire	20
CHAPITRE 2 GÉOLOGIE DES SÉDIMENTS QUATERNAIRES	23
2.0.1 Système de classification cartographique des sédiments quaternaires	23
2.1 Séquence glaciaire	25
2.1.1 Unités sous le till de surface	25
2.1.1.1 Sites d'intérêt stratigraphique	25
2.1.1.2 Aspects hydrogéologiques des sédiments du Lac Châteauguay	30
2.1.2 Till (T)	30
2.1.2.1 Géomorphologie	33
2.1.2.2 Coupes stratigraphiques typiques	37
2.1.2.3 Aspects hydrogéologiques	39
2.1.3 Till mince (Tv)	39
2.1.3.1 Aspects hydrogéologiques	40
2.1.4 Éléments de glaciodynamiques	40

2.1.4.1 Stries et fabriques de till	40
2.1.4.2 Comptages pétrographiques	43
2.1.5 Conclusion sur la séquence glaciaire	48
2.2 Séquence fluvioglaciaire	49
2.2.1 Méthode de levées des coupes et de description des unités	50
2.2.2 Description des eskers de la région	51
2.2.2.1 Esker de Mercier	51
2.2.2.2 Esker de Beaver-Crossing	58
2.2.2.3 Esker de Dewitt	60
2.2.2.4 Esker de Athelstan	60
2.2.2.5 Esker de Dundee	60
2.2.2.6 Esker de Doréa	61
2.2.3 Modèle sédimentologique de formation des eskers	61
2.2.3.1 Sédiments graveleux d'origine sous-glaciaire	61
2.2.3.2 Sédiments graveleux d'origine proximale	61
2.2.3.3 Séquence de sédiments graveleux, sablo-silteux et diamictiques	62
2.2.4 Aspects hydrogéologiques	63
2.3 Séquence glaciolacustre et marine	67
2.3.1 Sédiments du Lac Candona	67
2.3.1.1 Aspects hydrogéologiques	69
2.3.2 Sédiments de faciès profond (Ma)	69
2.3.2.1 Aspects hydrogéologiques	71
2.3.3 Sédiments littoraux de la Mer de Champlain (Mb)	72
2.3.3.1 Types de sédiments littoraux	75
2.4 Sédiments lacustres, fluviaux, éoliens, organiques et fluviatiles	79
2.4.1 Lac Lampsilis	79
2.4.1.1 Aspects hydrogéologiques	81
2.4.1.2 Chenaux du Lac Lampsilis	81
2.4.2 Proto-St-Laurent	82
2.4.2.1 Aspects hydrogéologiques	84
2.4.3 Sédiments éoliens	84
2.4.3.1 Aspects hydrogéologiques	85
2.4.4 Tourbes et autres sédiments organiques	85
2.4.4.1 Aspects hydrogéologiques	87
2.4.5 Sédiments fluviatiles	88
2.4.5.1 Aspects hydrogéologiques	89
2.4.5.2 Paléo-chenaux d'origine fluviatile	89

CHAPITRE 3 MODÉLISATION 3D DES SÉDIMENTS QUATERNAIRES	91
3.1 Introduction	93
3.2 study area	94
3.2.1 Bedrock Geology and Physiography	94
3.2.2 Quaternary Stratigraphy	94
3.2.3 Available Data	96
3.3 methodology for 3d modelling	98
3.3.1 The absolute and relative computation methods	99
3.3.2 Sequence of operations with the relative computation method	101
3.3.3 Addition of control points	106
3.3.4 Computation of the k ratios	107
3.3.5 Creating a sub-layer within another layer	108
3.3.6 Designing complex stratigraphies	108
3.4 Results	109
3.5 Conclusion and discussion	111
CHAPITRE 4 PALÉOÉCOLOGIE ET GÉOCHRONOLOGIE (IRSL ET ¹⁴ C)	113
4.1 Paléoécologie des sédiments littoraux à fossiles terrestres et marins, St-Antoine-Abbé	113
4.1.1 Description sédimentologique du site du Lac-Des-Pins	113
4.1.2 Analyses paléoécologiques du site du Lac-Des-Pins	118
4.1.3 Études paléoécologiques antérieures	119
4.1.2.1 Fossiles d'organismes marins autres que des Pélécy-podes	119
4.1.2.2 Fossiles terrestres en bordure de la Mer de Champlain	119
4.1.2.3 Fossiles de grands mammifères de la période post-glaciaire	121
4.1.4 Corrélations paléoécologiques du site de St-Antoine-Abbé	121
4.2 Datation ¹⁴ C des sédiments littoraux	122
4.2.1 L'effet réservoir du radiocarbone	123
4.2.1.1 Effet réservoir des pélecypodes marins actuels	124
4.2.1.2 Effet réservoir dans la Mer de Champlain	124
4.2.2 Résultats et discussion	125
4.2.2.1 Estimation directe de l'effet réservoir pour différents organismes marins au site du Lac-Des-Pins	125
4.2.2.2 Courbe d'émersion de la Mer de Champlain	127
4.2.2.3 Estimation indirecte de l'effet réservoir dans la région à l'étude	127
4.2.2.4 Discussion sur l'âge du début de la Mer de Champlain	131
4.2.2.5 Discussion sur la chronologie du Lac Lampsilis	133
4.3 Programme de datation IRSL des sédiments littoraux et éoliens	134
4.3.0.1 Principes de datations en IRSL	136

4.3.1 Méthodologie	136
4.3.1.2 Échantillonnage	136
4.3.1.3 Traitement des échantillons	137
4.3.1.4 La méthode SAR cure	138
4.3.1.5 Estimation de l'âge vrai à partir des âges corrigés des aliquots	139
4.3.2 Résultats	140
4.3.3 Discussion sur la Comparaison des méthodes d'interprétation de la distribution des âges des aliquots	141
4.3.4 Discussion sur la géochronologie de l'activité éolienne	143
4.2 Conclusion	144
CHAPITRE 5 SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIE	147
5.1 Synthèse stratigraphique de la région à l'étude.	147
5.2 Corrélations stratigraphiques régionales	148
5.3 Glaciation et déglaciation dans les Basses-Terres du St-Laurent	149
5.4 Évènements éoliens, fluviatiles, palustres et forestiers	158
CONCLUSION	161
Suggestion de travaux futurs	162
RÉFÉRENCES	165
ANNEXES	175
Annexe A : Carte des dépôts meubles du bassin-versant de la rivière Châteauguay	175
Annexe B : Cartes des épaisseurs des unités hydrostratigraphiques issues de la modélisation 3D	177
Annexe C : Géoradar et Pionjär	189
Méthode	189
Interprétation des relevés GPR	191
Sédiments fluvioglaciaires	191
Sédiments littoraux	194
Sédiments organiques	197
Argiles marines	201
Annexe D : Sismique réflexion	203
Annexe E : Coupes topogéologiques régionales	207
Annexe F : Analyse minéralogique des sédiments	217
Annexe G : Relations entre la géologie de surface et la géochimie et la dynamique des eaux souterraines	219
Annexe H : Description des échantillons ¹⁴ C et de macrofossiles	223

TABLE DES FIGURES

Figure 1.1 Modèle d'élévation numérique (<i>digital elevation model</i> ou DEM) de la région d'étude (Source : NASA SRTM 90 m)	2
Figure 1.2 Carte géologique des Basses-Terres du St-Laurent	4
Figure 1.3 DEM (Globetile 1 km) des Basses-Terres du St-Laurent et étendues maximales approximatives du Lac Candona (la limite nord est sujette à discussion) et de la Mer de Champlain. (Sources variées)	7
Figure 1.4 Carte schématique des études sur les écoulements glaciaires dans les Basses-Terres du St-Laurent.	7
Figure 1.5 Carte synthétique de la position des moraines et des fronts glaciaires lors du retrait de l'inlandsis wisconsinien.	10
Figure 1.6 Modèle conceptuel d'écoulement hydrogéologique régional (Nastev et al., 2004).	17
Figure 1.7 Méthodologie suivie pour le projet global (modifié de Nastev et al., 2004).	17
Figure 1.8 Modèle conceptuel pour la recharge régionale.	17
Figure 2.0.1 Coupe stratigraphique conceptuelle des dépôts meubles dans la région de la Rivière Châteauquay (Tremblay et Lamothe, 2005a).	24
Figure 2.0.2 Légende des unités cartographiées sur la carte Quaternaire.	24
Figure 2.1.1 Coupe du drumlin des Sols Isabelle à Ste-Clothilde.	27
Figure 2.1.2 Coupe de la ville de Mercier.	28
Figure 2.1.3 Localisation des crêtes (enfouies sous till?) de Sherrington et de St-Michel (DEM NASA 90 m).	28
Figure 2.1.4 Photo aérienne montrant la crête (enfouie sous till?) de St-Michel (Localisation dans le carré noir à la figure 2.2.3).	28
Figure 2.1.5 Granulométrie des tills.	30
Figure 2.1.6 Photos des sédiments glaciaires.	31
Figure 2.1.7 Géomorphologie glaciaire sur image Landsat.	34
Figure 2.1.8 Exemple de drumlins sur photos aériennes (près de Ormstown).	35
Figure 2.1.9 Exemple de drumlins sur photos aériennes (près de St-Chrysôtome).	35
Figure 2.1.10 Géomorphologie de la partie ouest de Covey Hill.	36
Figure 2.1.11 Géomorphologie, stries et écoulements glaciaires.	41
Figure 2.1.12 Comptages pétrographiques dans des tills, fraction 4-8 mm.	44
Figure 2.1.13 Comptages pétrographiques des roches Montégiennes et des shales rouges dans des tills, fraction 8-50 mm.	46
Figure 2.1.14 Tableau présentant les données des comptages pétrographiques effectués.	46
Figure 2.2.1 Carte de localisation des eskers et autres sédiments fluvioglaciaires.	49
Figure 2.2.2 Carte de localisation des coupes de l'esker de Mercier.	51
Figure 2.2.3 Coupe 1, esker de Mercier.	53

Figure 2.2.4 Coupe 2, esker de Mercier.	54
Figure 2.2.5 Coupe 3, esker de Mercier.	56
Figure 2.2.6 Ligne de sismique réflexion, incinérateur, esker de Mercier.	57
Figure 2.2.7 Paléocourants dans les sédiments de l'esker de Beaver Crossing.	59
Figure 2.2.8 Coupe sédimentologique synthétique de l'esker de Mercier.	62
Figure 2.2.9 Modèle sédimentologique de l'esker de Mercier.	64
Figure 2.2.10 Photos des sédiments fluvioglaciaires	65
Figure 2.3.1 Coupe de varves du Lac Candona, rivière des Anglais, Hemmingford.	68
Figure 2.3.2 Sédiments rythmiques (varves?) du Lac Candona à Mercier.	68
Figure 2.3.3 Photos des sédiments marins profonds (Ma).	70
Figure 2.3.4 Résultats de la campagne de forage au Pionjär dans les argiles marines, à proximité des eskers et des drumlins.	73
Figure 2.3.5 Photos des sédiments marins littoraux (Mb).	76
Figure 2.4.1 DEM et orthophotos montrant les chenaux du Lac Lampsilis entre St-Rémi et Kanawake.	80
Figure 2.4.2 DEM NASA 90 m des Basses-Terres du St-Laurent, et principales terrasses du Lac Lampsilis/Proto-St-Laurent dans la région à l'étude (lignes à tirets).	82
Figure 2.4.3 Photos des sédiments lacustres, alluviaux et organiques.	83
Figure 2.4.4 Orthophotos montrant le champ de dunes de Cazaville.	85
Figure 2.4.5 Distribution des zones de tourbières et de marécages dans la région à l'étude.	86
Figure 2.4.6 Chenaux d'origine fluviale de la Rivière Châteauguay près de la frontière internationale.	90
Figure 2.4.7 Chenaux proglaciaires marginaux (en blanc) près de Chateaugay, NY, et capture précoce de la rivière Trout par la Rivière Châteauguay.	90
Figure 3.1 Distribution of drillholes log data and geophisic surveys (GPR and seismic).	97
Figure 3.2 Flowchart diagram for relative calculation method.	99
Figure 3.3 Example of relative calculations versus absolute calculations for unit thickness in the case of varying total sediment thickness (T_{tot}).	100
Figure 3.4 Sequence of operations for relative calculation method.	102
Figure 3.5 Example of buffer method in order to 3D-draw a plunging contact on the side of the Till/Ma surficial contact.	105
Figure 3.6 Creating sublayer (D) within another layer (A).	106
Figure 3.7 3D modelling of eskers using relative method calculation.	109
Figure 3.8 Statistical information related to thickness, area and volume of sedimentary units in the 3D model.	111
Figure 4.1 Image satellite montrant la géomorphologie de la région de St-Antoine-Abbé.	114
Figure 4.2 Sédiments littoraux à la sablière du Lac-Des-Pins.	114
Figure 4.3 Coupe du Lac-Des-Pins, St-Antoine-Abbé.	114
Figure 4.4 Description stratigraphique du site fossilifère du Lac-Des-Pins, St-Antoine-Abbé.	115

Figure 4.5 Photos des macrorestes marins, site fossilifère du Lac-Des-Pins, St-Antoine-Abbé.	116
Figure 4.6 Bois de caribou (<i>Rangifer tarandus</i>) et détails des pointes.	117
Figure 4.7 Carte de la région du Sud du Québec et de l'Ontario, et de la Nouvelle-Angleterre, montrant la localisation des principales découvertes de mammifères datant du tardiglaciaire, entre 14 et 10 ka ¹⁴ C BP.	121
Figure 4.8 Localisation des sites de datation ¹⁴ C pour la région à l'étude, voir Figure 4.11 pour détails.	123
Figure 4.9 Mesure de l'effet réservoir pour différents organismes au site du Lac-Des-Pins.	126
Figure 4.10 Courbe de niveau marin et dates ¹⁴ C sur différents matériels et organismes dans la région à l'étude.	128
Figure 4.11 Tableau des dates ¹⁴ C mesurées dans la région à l'étude et environs.	129
Figure 4.12 Calcul de l'âge du début de la Mer de Champlain par deux différentes méthodes. et tableau des plus vieilles dates sur coquilles dans la Mer de Champlain.	132
Figure 4.13 Carte de localisation et photos des sites des échantillons IRSL.	135
Figure 4.14 Courbe de croissance de l'IRSL en fonction de la dose de régénération.	137
Figure 4.15 Tableau des mesures de U, Th et K pour la dose radiative environnementale (Da).	137
Figure 4.16 Séquence de IRSL SAR cure effectuée.	138
Figure 4.17 Tableau des paramètres et résultats pour les dates IRSL.	141
Figure 4.18 Histogrammes de densité de probabilité pour les âges IRSL SAR cure (corrigés pour le fading) pour différents échantillons de la région de Covey Hill.	142
Figure 4.19 Distribution des De pour LDP1 et LDP2.	142
Figure 4.20 Âges IRSL relativement à la courbe d'émersion (âge calibrés).	144
Figure 5.1 Synthèse des coupes stratigraphiques de la région à l'étude.	147
Figure 5.2 Synthèse stratigraphique du Sud du Québec.	149
Figure 5.3 Reconstruction des écoulements glaciaires et des plans d'eau post-glaciaires dans le Sud des Basse-Terres du St-Laurent, les Adirondacks du nord et les Appalaches du nord-ouest.	150
Figure A1 Carte des dépôts de surface.	175
Figure B1 DEM détaillé de la région à l'étude.	178
Figure B2 Cartes de l'épaisseur totale des sédiments quaternaires.	179
Figure B3-11 Cartes de l'épaisseur des sédiments quaternaires.	180
Figure C1 Carte de localisation régionale des relevés GPR.	190
Figure C2 Légende des lignes GPR.	190
Figure C3 Photo montrant le système GPR.	190
Figure C4-15 Relevés GPR.	192
Figure D1 Carte de localisation des relevés sismiques.	202
Figure D2 Exemple d'essai sismique (tiré de Hunter et al., 2006).	202
Figure D3 Localisation des forages le long des relevés sismiques.	202
Figure D4 Ligne sismique 1.	204
Figure E1 Localisation des coupes topogéologiques.	208

Figure E2-8 Coupes topogéologiques en 2D.	209
Figure E9-11 Coupes topogéologiques en 3D.	214
Figure F1 Carte de localisation des échantillons analysés.	217
Figure F2 Analyses minéralogiques.	218
Figure G1 Carte du niveau de confinement des aquifères (Croteau, 2006).	220
Figure G2 Carte de la recharge (Croteau, 2006).	221
Figure G3 Conductivité hydraulique des unités hydrostratigraphiques (Croteau, 2006).	221
Figure H1 Analyse des macrorestes végétaux (Alayn Larouche, Udm)	224

RÉSUMÉ

Une étude portant sur la géologie du Quaternaire dans la portion canadienne du bassin-versant de la rivière Châteauguay a été entreprise dans le cadre d'un programme d'étude sur les eaux souterraines mené conjointement par la Commission géologique du Canada, l'INRS-ETE (Institut national de recherche scientifique- Eau, Terre et Environnement) et le Ministère de l'environnement. Les objectifs principaux ont porté sur les relations entre la cartographie des dépôts meubles et la recharge à l'aquifère fracturé, ainsi que sur l'exploitation des données de sous-surface pour la conception d'une carte en 3 dimensions de la géologie quaternaire (hydrostratigraphie). Une méthode novatrice par grille (grid-based), la méthode de calcul relatif, a été développée pour la cartographie en 3 dimensions. Des travaux de terrain ont été réalisés, dont des forages dans les argiles à la mini-foreuse, de la cartographie de surface et des études sédimentologiques (particulièrement dans les eskers).

Parallèlement, des études géologiques portant sur l'histoire de la glaciation et de la déglaciation ont été entreprises. La géomorphologie glaciaire et les marques d'érosion glaciaire ont été étudiées pour compléter les connaissances sur l'histoire des écoulements glaciaires dans la région. Les stries indiquent un écoulement glaciaire vers le S qui bifurque ensuite vers le SW, mouvement glaciaire principal dans la région; puis, tardivement, le mouvement glaciaire SW bifurque vers W et vers le SE localement. Un site paléontologique important (Lac-Des-Pins, à St-Antoine-Abbé) a été découvert, dans lequel sont retrouvés des fossiles de plantes arctiques-alpines, des débris organiques marins et un bois de caribou bien préservé. Des datations au carbone 14 ont été effectuées sur des matériels marins et terrestres, et montrent un effet réservoir important (environ 800 ans pour *Hiatella arctica* et 1200 ans pour *Macoma baltica*) pour les coquilles marines. Des datations par IRSL (Infrared-Stimulated Luminescence) ont permis de connaître l'âge de différents sédiments (éoliens, littoraux) post-datant la déglaciation. Enfin, les observations cartographiques sur la géomorphologie post-Mer de Champlain ont suggéré de nouveaux détails sur la transition entre le Lac-Lampsilis et le St-Laurent moderne.

Mots-clés (keywords) : Géologie, Quaternaire, Châteauguay, Basses-terres du St-Laurent, Covey Hill, caribou, effet réservoir, Mer de Champlain.

*If it's truth you're looking for, Dr. Tyree's philosophy class is right down
the hall.*

Dr Jones Jr

*The surface of Europe adorned before by a tropical vegetation and
inhabited by troops of large elephants, enormous hippopotami, and gigantic
carnivora, was suddenly buried under a vast mantle of ice, covering alike plains,
lakes, seas and plateaus.*

Agassiz 1840

*But what a country is this! all along the road between Boston and
Springfield are ancient moraines and polished rocks.*

Agassiz, 1846

*Il n'y a plus moyen d'éluder la question en supposant que ces phénomènes
sont dus à l'action de grands courants. Il s'agit bel et bien de nappes de glace de
cinq à six mille pieds d'épaisseur recouvrant le continent [américain] sur toute
sa longueur.*

Agassiz, 1868

[...]vague, vague[...]

Dickens, dans McDonald, 1967

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

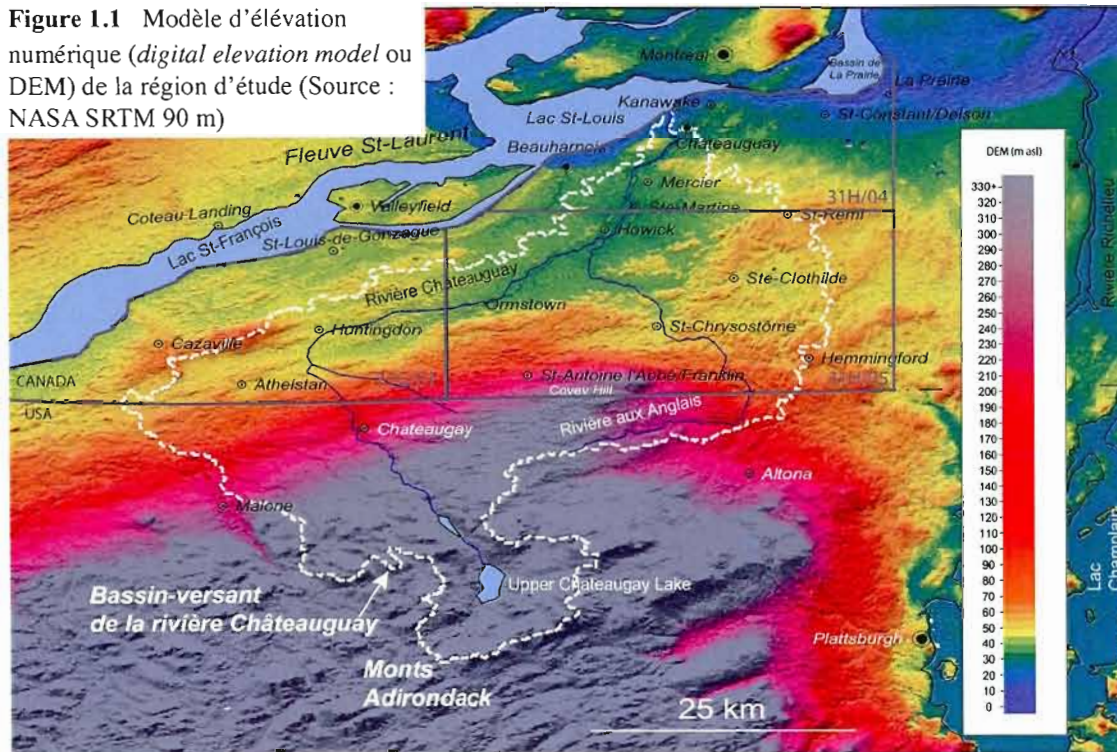
1.1 CONTEXTE RÉGIONAL

1.1.1 PHYSIOGRAPHIE

Le bassin versant de la rivière Châteauguay est situé au sud de Montréal et s'étend de part et d'autre de la frontière internationale et l'État de New York (Figure 1.1). D'une superficie approximative de 2 540 km², dont environ 55 % en territoire québécois, il est constitué principalement de terres agricoles et de forêts. La zone agricole est en grande majorité répartie au Québec, tandis que la zone boisée est majoritairement située en amont du bassin-versant du côté américain.

Le secteur cartographié comprend les terrains des feuillets topographiques du système national topographique 31G/01, 31H/04 et 31H/05, localisés au sud du fleuve Saint-Laurent et du canal de Beauharnois. Près de 220 000 habitants résident dans la portion canadienne de la région à l'étude. Cette zone est surtout inscrite à l'intérieur du bassin de drainage de la rivière Châteauguay, en plus de ceux des rivières La Guerre, St-Louis, L'Acadie, St-Régis, St-Pierre et La Tortue. Les principaux sous-bassins de la Rivière Châteauguay sont ceux des rivières Trout, aux Outardes, des Anglais et Norton. La rivière Châteauguay prend sa source dans les lacs Upper et Lower Chateaugay dans les monts Adirondack (USA). Les monts Adirondacks culminent à environ 1550 m asl (*above sea level* pour au-dessus du niveau marin) aux abords du bassin-versant de la Rivière Châteauguay. Le secteur le plus élevé de la portion québécoise est localisé près de la frontière américaine, au voisinage de la colline de Covey Hill faisant partie du piémont des Adirondacks, qui culmine à un peu plus de 330 m asl. La colline de Covey Hill est bordée au nord-est par un escarpement prononcé (de pente 8%), à l'est par une pente modérée (3%) et du côté ouest par une pente faible (1%). Les reliefs régionaux de la partie appartenant aux Basses-Terres du St-Laurent sont de très faible amplitude, étant généralement comprise entre 100 m asl (à la colline de Huntingdon) et 20 m asl au niveau du chenal moderne du Saint-Laurent près de St-Constant. Dans l'ouest de la région à l'étude, la plaine ondulée est composée de buttes de till interconnectées par des petites plaines d'argile, située à une élévation de 50 à 70 m asl. La vaste plaine d'argile centrale est comprise entre les altitudes de 40 et 55 m asl. Le plateau de till localisé entre St-Rémi et Hemmingford s'élève de 50 m asl vers 80 m asl à proximité de la frontière internationale. Les grandes tourbières présentes dans cette région sont surtout rencontrées à 50 m asl environ. La région de Châteauguay/Kanawake est dissectée par de petites vallées

Figure 1.1 Modèle d'élévation numérique (*digital elevation model* ou DEM) de la région d'étude (Source : NASA SRTM 90 m)



(chenaux fluviaux) à des altitudes entre 25 et 45 m asl. Enfin, près de St-Constant (partie nord de la région à l'étude), l'altitude des terrains diminue (passant de 50 à 20 m asl) à partir de la crête interfluve au nord de St-Rémi jusqu'au bassin de Laprairie.

Pour l'ensemble du bassin-versant de la rivière Châteauguay, les précipitations moyennes annuelles sont de 958 mm et la température moyenne annuelle est de 6.3°C (Environnement Canada, 2004). La température moyenne en juillet est de 21°C tandis qu'en janvier elle est de -10°C.

1.1.2 HISTORIQUE DE LA RÉGION

Les Amérindiens furent les premiers habitants des Basses-Terres et les Iroquois (Mohawk) vivaient au sud du St-Laurent lors de l'arrivée des Européens. Des sites iroquoiens situés près de St-Anicet (au site Droulers entre autres) indiquent une pratique agricole vers 1300-1500 A.D. (ref. url Archéo-Québec). Dans la région à l'étude (Desmeules, 1981, pour la plupart des informations citées ci-dessous), l'occupation du territoire par les Européens remonte aux années suivant la naissance de Montréal (1642), pendant lesquelles furent érigés les forts de Laprairie et St-Louis (Kanawake). Ensuite, vers 1673, une forteresse est bâtie à l'embouchure de la rivière qui portera le nom de « Château de Guay ». D'autres communautés s'installent ensuite dans les premières seigneuries de Beauharnois, St-Phillipe et St-Constant. Les colons d'origine française s'installent préférentiellement près du Fleuve et des principales rivières. Suite à la conquête

(1759) et la guerre d'indépendance (1790), l'immigration de colons d'origine britannique commence avec les Loyalistes. D'autres colons Américains et Anglais viennent ensuite s'installer dans la région. Dès le début du 19^e siècle, des Écossais s'installent à Dundee, Huntingdon et Hitchinbrooke (Rockburn), tandis que des Irlandais fondent Herdman, Covey Hill et Dewittville. Ormstown est alors la principale ville de la région. Les colons britanniques préfèrent s'installer dans les endroits où le sol est bien drainé, le long des pentes de Covey Hill ainsi que dans les zones où le relief est ondulé (près des drumlins), laissant les zones d'argiles marines en friche, sauf à Beauharnois. Les Canadiens français s'installent vers Mercier (Ste-Philomène), Châteauguay, Ste-Martine, St-Isidore, St-Chrysostôme et vers Hemmingford au sud. Les agriculteurs d'origine française préfèrent s'implanter dans les zones d'argiles marines, qui sont fertiles mais qui nécessitent un meilleur drainage.

En 1812, les États-Unis déclarent la guerre à l'Angleterre. Pendant l'année 1813, le lieutenant Salaberry repousse, à Allan's Corner sur la Rivière Châteauguay, plus de 3000 soldats américains avec seulement 300 hommes. Vers 1837, les rébellions des Patriotes secouent la Montérégie près de la Rivière Richelieu (St-Denis, St-Charles,...) et des événements agitent Beauharnois où un bateau-vapeur est coulé et où des Patriotes sont faits prisonniers au moulin Ellice (Laporte, 2006). Dès 1860, la venue de nouveaux immigrants est supplantée par l'exode rural créant ainsi une décroissance de la population. Jusqu'à 1941, les comtés de Huntingdon, Châteauguay, Beauharnois et Soulanges perdront environ 25-30% de leur population. Les Britanniques subissent le plus lourd de cet exode avec une perte de 50% de leur population estimée à 40000 en 1860. Beaucoup de terrains défrichés au 19^e siècle dans les zones de till rocailleux, de roc et sédiments littoraux furent laissés à l'abandon à partir de 1860, près de la frontière internationale, de Hemmingford à Athelstan en passant par Covey Hill. À partir de la fin du 19^e siècle, le développement industriel s'amorce près des sources d'énergie hydraulique le long de la rivière Châteauguay (à Huntingdon, notamment).

Dans les années 30 et 50, la construction du canal de Beauharnois et du barrage du même nom fournit une source appréciable d'énergie qui permet le développement d'industrie lourde (chimie, métallurgie, papeterie,...). Le développement de la ville de Châteauguay (plus de 50000 habitants) s'est également fait de concert avec le développement industriel du 20^e siècle ainsi qu'avec le bourgeolement des banlieues de Montréal durant l'après-guerre. Aujourd'hui, les principaux espaces agricoles de la région sont la plaine silteuse et argileuse entre Cazaville et Châteauguay, la plaine de till plat de St-Rémi, la colline de Covey Hill pour la pommiculture et les tourbières de Ste-Clothilde-Sherrington pour les cultures maraîchères.

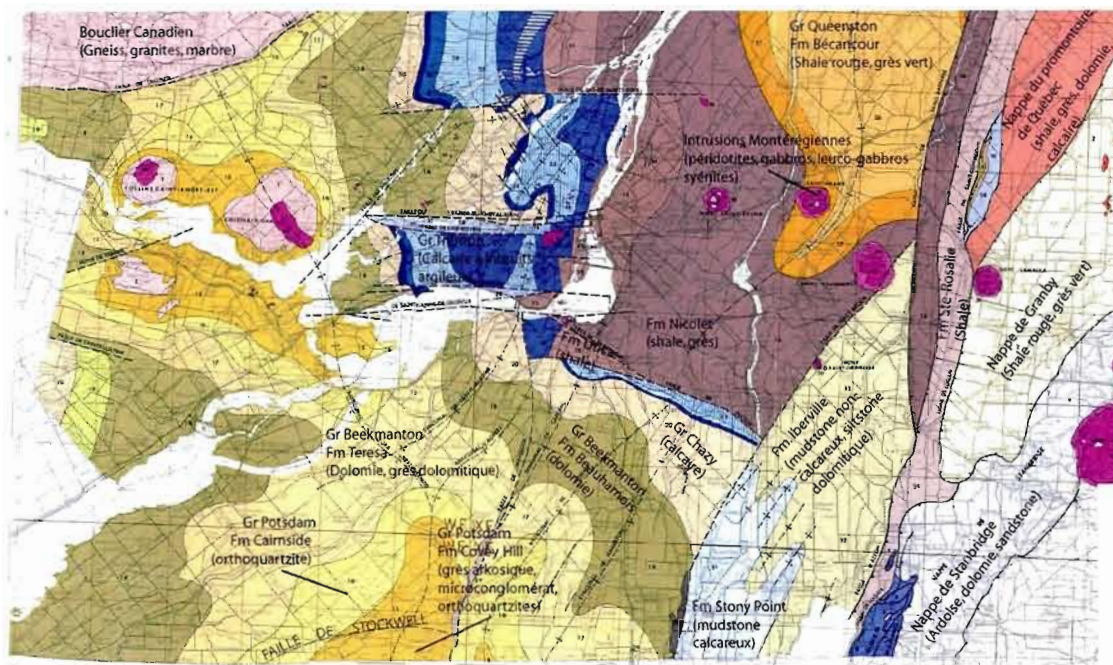


Figure 1.2 Carte géologique des Basses-Terres du St-Laurent (modifié de Globensky, 1987) .

1.1.3 SUBSTRATUM ROCHEUX

La région du bassin-versant de la rivière Châteauguay est caractérisée par un soubassement rocheux essentiellement sédimentaire, qui fait partie de la portion inférieure de la séquence cambro-ordovicienne des Basses-Terres du Saint-Laurent (Figures 1.2; Clark T.H., 1966; Globensky, 1981, 1986, 1987 ; Lavoie, 2004; Salad-Hersi *et al.*, 2003; Isachsen et Fisher, 1970, pour la portion américaine). La plus grande partie de la région à l'étude est caractérisée par la présence des groupes de Potsdam et de Beekmantown, disposés en un large antiforme. Ils ceinturent les gneiss, granites, marbres et anorthosites du Bouclier canadien, qui affleurent plus au sud, dans le secteur montagneux des monts Adirondacks.

La plate-forme paléozoïque des Basses-Terres du St-Laurent forme le soubassement rocheux de la région cartographiée (Globensky, 1987). Les roches du Groupe de Potsdam sont présentes dans la portion sud-centrale de la région, où la Formation de Covey Hill (grès arkosique, micro-conglomératique et orthoquartzite) marque le principal relief à l'extrême sud (colline de Covey Hill). Les roches de la Formation de Cairnside (orthoquartzite) sont concentriquement disposées autour de la Formation de Covey Hill. Les roches des formations Theresa (dolomie gréseuse) et Beauharnois (dolomie) du Groupe de Beekmantown forment le substrat de la majeure partie centrale de la région d'étude, alors que l'extrême portion NE de la zone cartographiée est formée d'un assemblage de groupes et formations plus jeunes, souvent de calcaire ou de shale (Gr. de Chazy, Fm. Laval; Gr. de Trenton, Fm. Tétraultville, Deschambault et St-Michel; Gr. Black River; Shales d'Utica; Groupe de Lorraine, Fm. Nicolet).

Le roc affleure de façon quasi-continue en quelques endroits seulement, en particulier sur le sommet et le flanc NNE (entre les altitudes 105 et 240 m asl) de Covey Hill, sur la zone de plateau rocheux entre St-Chrysostôme et Ormstown (« Le Rocher »), sur la petite colline à l'ouest de Huntingdon, sur certaines zones restreintes entre Hemmingford et St-Rémi et le long du St-Laurent près de Beauharnois et près de Léry aux abords du Lac St-Louis.

La structure du roc est dominé par l'anticlinal d'Oka-Beauharnois orienté N-S et d'autres plis secondaires orientés NNE-SSW. Le pendage des strates n'exède que rarement 3-4 degrés. La faille (normale ?) de Havelock, orientée NNE-SSW, parcourt la région du nord au sud, et est marquée à au moins deux endroits par des brèches de faille. Une faille normale orientée E-W (Ste-Anne-De-Bellevue) passe au nord de la zone à l'étude et contrôle le parcours du fleuve St-Laurent à cet endroit. La faille normale de Delson, orientée WNW-ESE est présente près de St-Constant. Enfin, la faille normale de Stockwell, d'orientation NE-SW, marque la limite nord-ouest du piémont des Adirondack et de Covey Hill.

Dans les basses-terres, la morphologie du roc affleurant révèle que l'érosion glaciaire a laissé une surface rocheuse très plane et horizontale, entrecoupée par des petits reliefs mineurs. Cette morphologie est vraisemblablement issue de l'existence de plans de faiblesse importants parallèles à la stratification des roches paléozoïques, et par des zones de failles où la roche est plus fragile car plus fracturée.

1.1.4 GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE

L'étude de la géomorphologie et la géologie du Quaternaire de la région à l'étude est relativement précoce dans le contexte de l'évolution des concepts de glaciations en Amérique du Nord, avec les observations de Goldwaith (1911) sur les niveaux lacustres et marins ainsi que sur la signification du chenal de Covey Hill. La deuxième moitié du XX^e siècle a été particulièrement fertile en études et travaux pratiques (McClintock et Terasmae, 1960 ; LaSalle, 1981 et 1985 ; Richard, 1977 et 1982 ; Bariteau, 1988 ; Delage, 1997). Le texte suivant résume l'état des connaissances en géologie du Quaternaire publié avant le début de ce projet.

1.1.4.1 Stratigraphie des sédiments glaciaires

La séquence rocheuse est recouverte d'une épaisseur variable de sédiments meubles, pouvant atteindre plus de 45 m au coeur de la vallée moderne de la Châteauguay (Annexe B2). La série stratigraphique quaternaire régionale la plus complète a été observée lors des travaux d'excavation de la voie maritime et au cours d'autres campagnes régionales dans le secteur américain de la vallée du Saint-Laurent (MacClintock et Stewart, 1965 ; Terasmae, 1965). Elle est caractérisée par une séquence à deux tills, le Till de Malone à la base et le Till de Fort-Covington au sommet, séparés par des dépôts glaciolacustres (e.g.

Middle Till Complex), la succession glaciaire étant considérée comme représentant la dernière glaciation. Cette stratigraphie a été étendue à la région de Montréal, par Prest et Hode-Keyser (1977) et adoptée régionalement par Richard (1982), pour le Quaternaire du feuillet topographique de Huntingdon (31G1). De plus, les travaux de creusement de la voie maritime du St-Laurent (à Cornwall) ont mis à jour ces sédiments sur une base régionale (Terasmae, 1965). Pour les feuillets de Lachine (31H5) et St-Chrysostôme (31H4), LaSalle (1981, 1985) a préféré créer de nouvelles unités stratigraphiques, dont le till de surface qu'il appelle le Till de Saint-Jacques. Le till de St-Jacques est décrit comme étant gris et souvent très argileux dans la région à l'étude. Des sédiments glaciolacustres observés sous le till dans des crêtes de sédiments graveleux, sableux et silteux près de St-Rémi et St-Jacques-le-mineur sont nommés les sédiments du Lac Châteauguay. On peut penser qu'ils correspondent à une variation latérale de faciès du Middle Till Complex. Dion et al. (1985) indiquent également avoir observé cette unité dans certaines sablières près de Mercier, St-Michel et St-Rémi. Le till de Malone n'a jamais été reporté dans la région à l'étude. Une séquence à deux tills (gris surmonté par till rouge) est observée près d'une carrière à St-Constant (Prichonnet, inédit). Une révision de la stratigraphie quaternaire a été entreprise par Clark et Karrow (1983) dans la région au nord-ouest des Adirondack puis poursuivie par Delage (1997). Cette révision consistait à établir une différence entre la séquence glaciaire observée par les formes géomorphologiques, les stries et la composition des tills observés en surface et la séquence stratigraphique établie par McClintock et Stewart (1965) sur la base des coupes observées lors de l'excavation de la voie maritime du St-Laurent (Till de Malone, sédiments glaciolacustres intertills et Till de Fort Covington). La déglaciation du territoire entre les mouvements glaciaires (observés en surface) successifs est réfutée, car elle n'est pas démontrée de façon rigoureuse par la présence de sédiments glaciolacustres entre les tills issus des deux mouvements glaciaires (SW puis SE) observés dans la région. Autrement dit, l'ensemble de la géomorphologie (drumlinoïdes, eskers, ...) et des tills observés en surface est attribué à l'épisode Fort Covington (ou post-Fort Covington), tandis que l'épisode Malone n'est déduit que par la présence d'une couche de till sous le till de Fort Covington aux sites de la Voie maritime du St-Laurent.

1.1.4.2 Chronologie des écoulements glaciaires dans la partie sud des Basses-Terres du St-Laurent

Dans la région étudiée, située à la croisée des chemins des grandes vallées du sud des Basses-Terres du St-Laurent (Figure 1.3), l'étude des mouvements glaciaires a été effectuée en plusieurs étapes par de nombreux auteurs lors d'études plus régionales (Figure 1.4 ; McClintock et Terasmae, 1960, McClintock et Stewart, 1965, Richard, 1982, LaSalle, 1981, Prichonnet, 1987, Bariteau, 1988, Delage, 1986 et 1997).

Initialement, la succession d'écoulement glaciaire régionale a été décrite par McClintock et Stewart (1965) et McClintock et Terasmae (1960) qui la résument par une séquence de deux mouvements successifs vers le SW (dit Malone, indiqué par des fabriques de tills situées au sud d'une limite passant par Covey Hill), et vers le SE (dit Fort Covington, représenté par des fabriques de tills situées au nord de la même

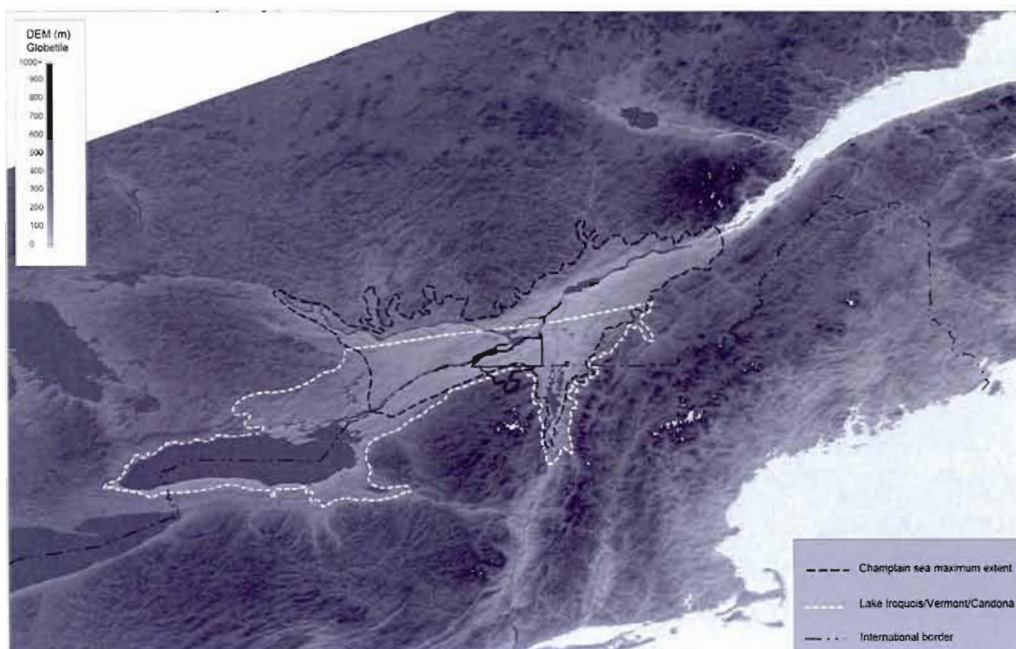


Figure 1.3 DEM (Globetile 1 km) des Basses-Terres du St-Laurent et étendues maximales approximatives du Lac Candona (la limite nord est sujette à discussion) et de la Mer de Champlain. (Sources variées)

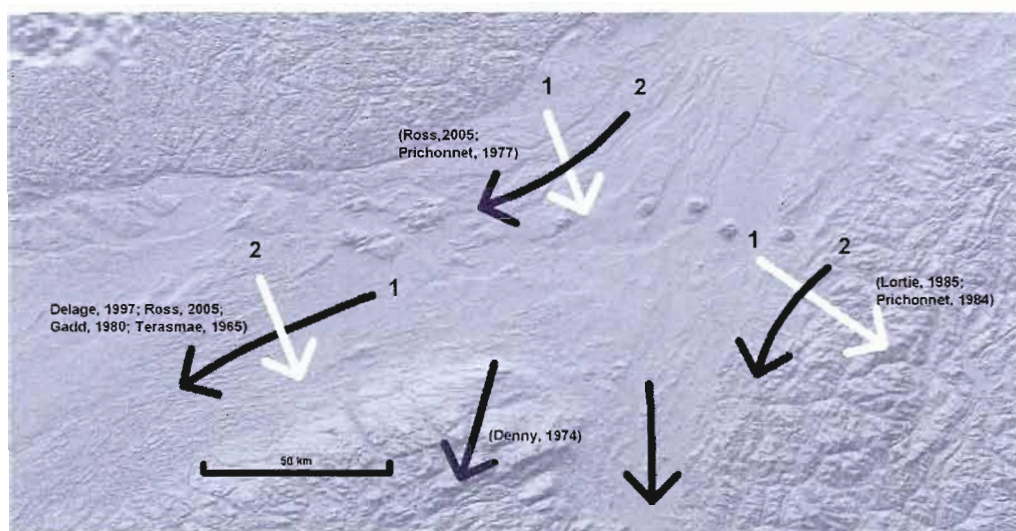


Figure 1.4 Carte schématique des études sur les écoulements glaciaires dans les Basses-Terres du St-Laurent.

limite passant par Covey Hill). Cette limite passant par Covey Hill a été repoussée plus au sud par Clark et Karrow (1983), mettant ainsi en doute la position de la moraine de Fort Covington proposée par McClintock et Stewart (1965). Cette succession de séquences (SW puis SE) a été reportée par Terasmae (1965) dans la région de Cornwall par des chronologies de stries et des petits drumlins vers le SSE surmontant des drumlins plus gros vers SW (Figure 1.4). Réciproquement, McClintock et Stewart identifient des petits drumlins orientés SSE surmontant des plus gros drumlins orientés SW dans la région de Massena. Dans la région à l'étude, MacPherson (1967, p.143) présente les drumlinoïdes allongés vers le SW comme étant formés par l'écoulement glaciaire vers le SW (phase Malone), d'après les travaux de McClintock et Stewart (1965). Gadd (1980) identifie des chronologies de stries montrant un écoulement SW remplacé par un écoulement S dans toute la région ontarienne des Basses-Terres du St-Laurent jusqu'à Kingston. Dans la région à l'étude, près de Covey Hill, des écoulements vers W ont également été recensés par Elson (1962) et LaSalle (1985). Prichonnet (1977 et 1987), principalement dans la région au nord de Montréal et à l'est de Montréal jusqu'aux Appalaches, indique au contraire une succession glaciaire vers le SE puis vers le SW. Delage (1997) relève la contradiction (seulement apparente) entre Prichonnet (1977, 1987) et Gadd (1980), sans toutefois y apporter une explication précise. Son modèle d'écoulement, basé sur ses observations dans la région à l'étude et une synthèse des travaux antérieurs, commence par un mouvement vers SW dans toute la vallée du St-Laurent. Ce mouvement est ensuite remplacé graduellement par un mouvement vers le S dans la région au sud de Cornwall. Par après, le mouvement dominant devient vers le SE dans toute la région située à l'est de Montréal. Dans la partie ouest de la région à l'étude, quelques stries tardives (relativement à l'écoulement vers SW ; Delage, comm. pers.) vers le SE, les fabriques de till vers le SE mesurées au flanc des drumlinoïdes et la forme sinueuse (déformée) des drumlinoïdes démontreraient l'influence tardive du mouvement vers le SE, selon le même auteur. Également, des fabriques de till en surface se dirigeant vers le SE ont été mesurées par McClintock et Terasmae (1960), près de la frontière internationale (mouvement de Fort Covington).

C'est dans ce contexte que Ross (2005) vient apporter un élément de synthèse important en présentant un forage montrant clairement une succession d'écoulements du S (till d'Argenteuil, riche en galets précambriens) vers le SW (till d'Oka, pauvre en galets précambriens), au nord de Montréal. En combinaison avec des chronologies de stries montrant un écoulement vers le S (SE) recoupé par l'écoulement SW, ces données montrent que la chronologie des écoulements dans la région à l'ouest de Montréal n'est pas la même que celle à l'est et au nord de Montréal. Ross (2005) propose un modèle glaciaire synthétique qui montre un écoulement antérieur vers le SE (S), enregistré dans la région au nord de Montréal (Prichonnet, 1977 ; Ross, 2005) et à l'est de Montréal (Prichonnet, 1977 et Lortie et Martineau, 1985). Subséquemment, il définit un courant de glace dirigé vers le paléo-lac Iroquois (SW) dans toute la partie ouest des Basses-Terres du St-Laurent au moins jusqu'à Montréal. Dans la région située à l'ouest de Montréal, un dernier écoulement vers le S (SE) vient recouper le courant de glace vers le SW. La raison évoquée par Ross (2005) pour expliquer le dernier mouvement vers le S (SE) serait un affaiblissement de l'écoulement vers le SW à cause de la rugosité du lit plus élevée près de l'arche de Frontenac.

Dans la région au nord de la vallée du Lac Champlain, Prichonnet (1977, 1984) décrit un écoulement glaciaire dirigé vers le paléo-lac Vermont pendant la fin de la glaciation. En effet, des mesures de stries de Prichonnet (1977, 1984) et de Lortie et Martineau (1985) montrent que l'écoulement vers le SE (dominant pendant la glaciation) se dirige vers ensuite vers le S (ou SSW) dans une phase d'écoulement ultérieure. Dans la partie est de la région à l'étude, des champs de drumlins sont fortement alignés vers S (Prichonnet, 1987) en direction du paléo-lac Vermont. Dans la vallée du Lac Champlain et le Nord-Est des monts Adirondacks, Denny (1974) montre un seul écoulement glaciaire principalement dirigé vers le S et le SSW.

L'écoulement vers le SW est celui qui a laissé le plus de marques d'érosion et de modelé glaciaire (drumlinoïdes) dans la région à l'étude. Une des preuves les mieux documentées de la prépondérance de l'écoulement vers le SW est la trainée de dispersion des shales rouges (provenant des nappes appalachiennes de Stanbridge et al. et Granby). Alors que la limite ouest avait été posée à environ St-Rémi par Lasalle, les travaux de Delage (1997) et de Prichonnet (1987) ont montré que cette limite pouvait être étendue jusqu'à la rivière Châteauguay (près de la frontière internationale).

En général, les directions d'écoulement glaciaires représentent des fluctuations de la marge glaciaire au contact des lacs proglaciaires. Les variations de l'écoulement sont contrôlées localement par des obstacles topographiques comme dans le secteur de Covey Hill. Le modèle d'écoulement glaciaire présenté dans ce mémoire propose d'ajouter quelques détails au modèle de base de Ross (2005) qui a fait une synthèse des travaux antérieurs.

1.1.4.3 Positions frontales de l'inlandsis

La position du front glaciaire lors du retrait de l'inlandsis de ces régions a été d'abord identifiée par la moraine de Fort Covington (Figure 1.5) par McClintock et Terasmae (1960). Toutefois, mis à part l'existence d'un chenal proglaciaire d'envergure situé sur Covey Hill, aucune autre évidence de moraine ni de position du front glaciaire ne peut être identifiée dans la région à l'étude. D'un point de vue régional, la position du front de la glace lors de l'épisode du chenal de Covey Hill se raccorde aux « Flat Rocks » de Altona (Clinton County, État de New York) qui constituent le prolongement du chenal de Covey Hill (Franzi et al., 2002 et 2007) lors du drainage du Lac Iroquois (Rayburn et al., 2005 et 2007). Du côté appalachien, le tracé du front glaciaire au moment de l'écoulement dans le chenal de Covey Hill pourrait être raccordé à un front glaciaire situé à quelques kilomètres au sud de la Moraine de Cherry River (Ridge et al., 1999, Prichonnet, 1984).

Du côté ouest de Covey Hill aux Etats-Unis, il y a peu d'évidence géomorphologique ou sédimentaire de la « moraine de Fort Covington », tel que mentionné plus haut. Cette appellation était surtout basée sur les fabriques de till qui changeaient d'orientation d'une part et d'autres de la moraine

Synthèse des moraines d'après Denny (1974) dans Prichonnet (1984)



Chenaux proglaciaires marginaux, McClintock et Stewart(1965)



Début de la Mer de Champlain, synthèse d'après Parent et Occhietti (1988) et Ross (2005)



Front glaciaires au Québec d'après Richard et Occhietti(2003) et Parent et Occhietti, 1988)



Front glaciaire dans le Sud de la Montérégie d'après Prichonnet (1977)



Fronts glaciaires en Estrie orientale d'après Prichonnet (1984)



Front glaciaire en Estrie d'après Boissoneault (1981), dans Prichonnet (1984)



Front glaciaire à l'ouest de Montréal d'après Corbeil (1984)



Front glaciaire lors au début du Lac Coveville, interprété d'après Rayburn(2004)



Fronts glaciaires aux USA (Ridge,1999)



Eskers, principalement localisé dans les Basses-Terres entre Cowansville, Ottawa et Kingston

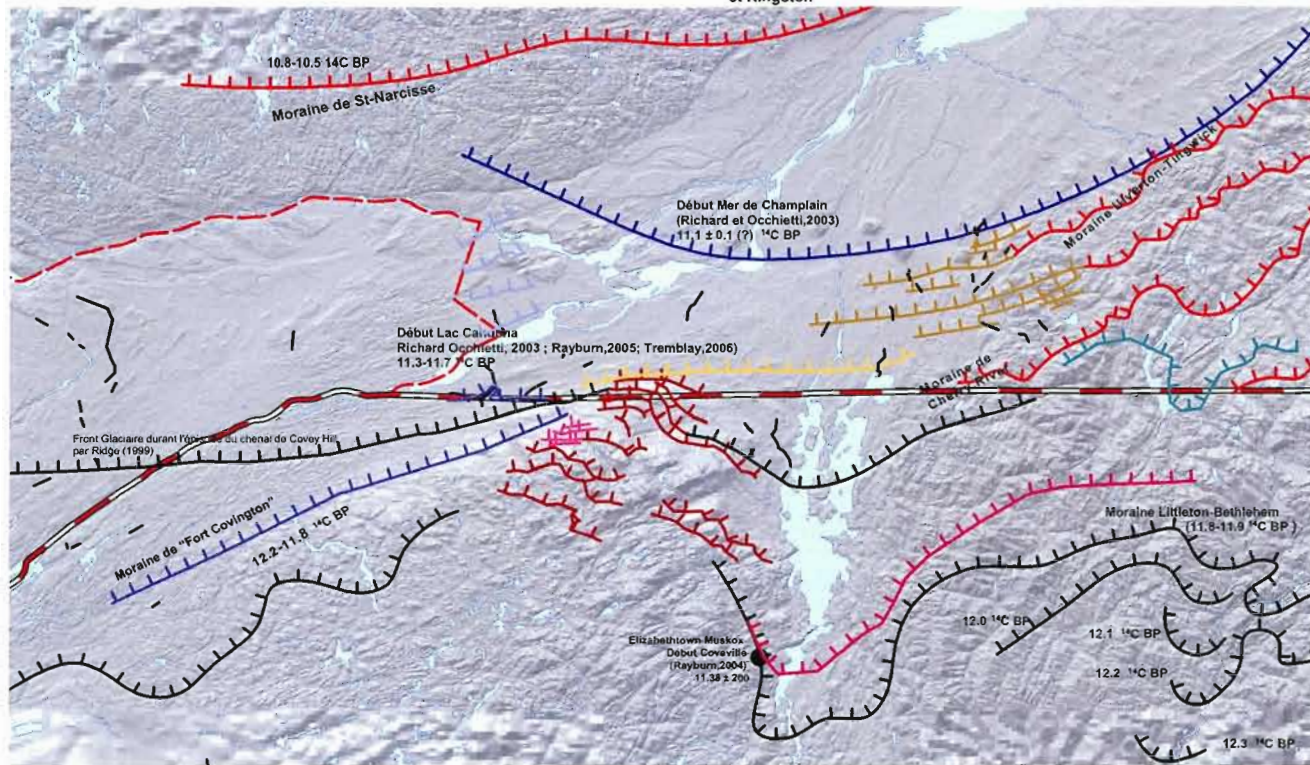


Figure 1.5 Carte synthétique de la position des moraines et des fronts glaciaires lors du retrait de l'inlandis wisconsinien.

dans les travaux de McClintock et Terasmae (1960). Clark et Karrow (1983) ont montré que cette limite n'existait pas sous la forme proposée par les précédents auteurs.

Antérieurement à la position glaciaire permettant le déversement dans le chenal proglaciaire de Covey Hill, des positions glaciaires bien marquées sont soulignées au sud de la frontière internationale par des cordons graveleux, des « flat rocks » et des chenaux proglaciaires (McClintock et Stewart, 1965; Denny, 1974; Franzi et al., 2002 et 2007) et des chenaux proglaciaires marginaux (au sud de Chateaugay, État de New York; McClintock et Stewart, 1965, voir Figure 2.4.7).

Postérieurement à la position glaciaire permettant le déversement dans le chenal proglaciaire de Covey Hill, aucune évidence de moraine marquant la stagnation du front glaciaire n'est visible dans la région à l'étude. D'ailleurs, les Basses-Terres du St-Laurent se caractérisent par l'absence de système morainique frontal en surface, outre la moraine de St-Narcisse au nord (Prichonnet, 1984). Bien que les eskers présentent souvent des faciès de cône d'épandage subaquatique qui impliquent forcément la présence très rapprochée du front du glacier au moment du dépôt, cette position ne représente pas nécessairement une position de stagnation du front de la glace. Certains segments de l'esker de Beaver Crossing (Prichonnet, 1987) ont parfois été désignés par le terme « moraine bordière » (Bariteau, 1988, Delage, 1997); cette appellation ne désigne cependant pas une moraine marquant une réelle stagnation du front glaciaire et sera discutée au chapitre portant sur les eskers. L'orientation générale des eskers vers le S et le SW (dans la partie ouest) et vers le SSW (dans la partie nord) reflète cependant une orientation E-W ou NW-SE du front glaciaire lors de la déglaciation (Prichonnet, 1987, Bariteau, 1988 et Delage, 1997).

À l'est de la rivière Richelieu, le tracé du front glaciaire est interprété comme étant WSW-ENE par Prichonnet (1984), d'après l'orientation des eskers. Les tracés du front glaciaire se poursuivent parallèlement jusqu'à la position de la marge glaciaire au début de la Mer de Champlain située près de Ste-Dominique par Prichonnet (1987). La dernière moraine appalachienne avant la fin du Lac Candona est la Moraine de Ulverton-Tingwick (Parent et Occhietti, 1988).

1.1.4.4 Évènements sédimentaires de la déglaciation à l'actuel

1.1.4.4.1 Lacs proglaciaires

Des sédiments glaciolacustres représentent les témoins de la déglaciation finale dans le secteur, datée autour de 11,5 ¹⁴C BP ou 13,3 Cal BP (selon la chronologie de Richard et Occhietti, 2005). Les niveaux lacustres supérieurs (Coveville à 265 m asl et Fort Ann à 215 m asl ; Clark et Karrow, 1984; Rayburn, 2004) sont présents sur Covey Hill. Un important chenal proglaciaire localisé sur Covey Hill (à 308 m asl) a servi d'exutoire du Lac Iroquois dans le Lac Vermont/Fort Ann pendant quelques années ou siècles, entre 11 et 11,5 ka ¹⁴C BP. L'importance du chenal proglaciaire de Covey Hill et sa position par rapport aux vallées du

St-Laurent et du Lac Champlain ont été reconnues très tôt, dès 1905 par J.B. Woodward (MacClintock et Stewart, 1960). Les sédiments glaciolacustres associés au Lac Candona (Parent et Occhietti, 1988; issu de la fusion des Lac Vermont-Fort Ann et Iroquois) ont été initialement reconnus dans la région sous le nom de « Sédiments du Lac Chambly » par LaSalle (1981). Ils ont également été identifiés par De Vernal et al. (1989) à St-Césaire. Selon les travaux de Parent et Occhietti (1988) et de Prichonnet (1988), la limite du front glaciaire au moment de l'invasion de la Mer de Champlain est située au nord de la région d'étude; ainsi toute la zone à l'étude sous l'élévation de 220 m a été envahie par le Lac Candona avant l'incursion de la Mer de Champlain (figures 1.3 et 1.5).

Dans le sud des Basses-Terres du St-Laurent, les sites de St-Dominique et de Ste-Thérèse (Prichonnet, 1988) présentent des faciès glaciomarins proximaux interprétés comme étant les témoins de la coexistence du front glaciaire avec la Mer de Champlain. Ils représentent donc des marqueurs de la limite minimale du front glaciaire lors de l'invasion marine. Plus près de la région à l'étude, le site de Coteau Landing (Prichonnet, 1988 ; Figure 1.1) indique également des sédiments glacio-aquatiques proximaux, mais toutefois sans présenter de fossiles marins. Ce site ne contrôle donc pas la localisation du front glaciaire lors de l'invasion marine, mais serait indicatif de la présence d'un lac proglaciaire (Lac Candona) lors de la déglaciation, tel que suggéré par Corbeil (1984) et Prichonnet (1988).

1.1.4.4.2 Mer de Champlain

L'épisode de la Mer de Champlain commence à $11\ 100 \pm 100$ ^{14}C BP, d'après les plus récentes dates de Occhietti et Richard (2005 ; il faut toutefois noter que les incertitudes sur ces chiffres sont sujettes à discussion). Ridge et al. (1999), sur la base des chronologies varvaires et paléomagnétiques étalonnées sur des âges ^{14}C sur végétaux terrestres en Nouvelle-Angleterre, suggère un âge de $11\ 100$ à $10\ 600$ ^{14}C BP pour le début de la Mer de Champlain. La limite maximale de l'invasion marine à Covey Hill a été fixée à 160 m asl par Goldwaith (1911) et ensuite par MacClintock et Terasmae (1960), d'après la limite supérieure de l'élévation des paléo-plages sur Covey Hill. Prichonnet (1977) propose d'élever cette limite marine à 222 m asl mais la présence de fossiles marins n'a jamais été rapportée à cette élévation. De plus, les évidences géomorphologiques de paléo-plages et talus d'érosion sont peu développées. Les sédiments d'origine littorale sont très abondants sur Covey Hill (sous la limite marine de 160 m asl). Selon toutes les sources étudiées, la présence de coquilles n'a jamais été rapportée au-delà de 100 m asl sur la colline de Covey Hill. Selon toutes considérations, la limite marine maximale est encore considérée être près de 160 m asl.

Dans les dépôts littoraux fossilifères retrouvés dans la région à l'étude, les espèces les plus communément recensées sont *Hiatella arctica* et *Macoma balthica*. Des restes de *Balanus crenatus*, de *Mytilus edulis* de *Mya arenaria* et de *Portlandia arctica* sont observés, notamment à Cazaville par Elson (1969), Wagner (1970), Hillaire-Marcel (1980) et Bariteau (1988). Rodrigues et Richard (1983) rapportent la présence de *Balanus hameri* près de Cazaville et de *Mya truncata* près de Huntingdon. En général,

les fossiles de cette région sont petits et minces relativement à la moyenne pour la Mer de Champlain (en moyenne de 10 à 18 mm pour *Hiatella arctica* et 12 mm pour *Macoma balthica* ; Bariteau, 1988). En conjonction avec les compositions isotopiques de ^{13}C et ^{18}O , cela indique des conditions de salinité relativement faibles (sous 8‰) et une température moyenne annuelle relativement élevée (plus de 4°C). *Mya arenaria* (en moyenne 24 mm de longueur), découverte sous 65 m asl, démontre la présence de la zone III de la Mer de Champlain (Elson et Elson, 1959 et Hillaire-Marcel, 1979), phase pendant laquelle l'eau devient plus chaude et moins salée en surface pour permettre la survie de cette espèce relativement thermophile. Des restes fossiles de gastéropodes marins non identifiés sont également recensés dans Bariteau (1988).

Les argiles (silts) marines post-glaciaires déposées dans la Mer de Champlain sont omniprésentes dans les secteurs topographiquement situés sous les 50 m asl. De nombreuses crêtes drumlinoïdes de la région furent partiellement ensevelies sous les dépôts argilo-silteux de la Mer de Champlain puis remaniées par l'action littorale (Bariteau, 1988; Delage, 1997).

1.1.4.4.3 Lac Lampsilis et Proto-St-Laurent

La phase III de la Mer de Champlain se termine graduellement avec l'établissement des eaux douces ou très peu salées (estuariennes) du Lac Lampsilis (MacPherson, 1967, Hillaire-Marcel, 1979, Parent et Occhietti, 1988). Ce phénomène est causé par la remontée isostatique, dont une conséquence est la hausse progressive du niveau d'eau du bassin de drainage au-dessus du niveau de la mer.

La réévaluation des âges de la Mer de Champlain entreprise grâce aux âges sur carbone terrestre (Occhietti et Richard, 2005) permet une estimation du début du Lac Lampsilis entre 9500 et 9000 ^{14}C BP. Une coquille de *Lampsilis siliquoida* (9750 ^{14}C BP; Richard, 1978) a été retrouvée à 47 m d'élévation dans des silts sableux du Lac Lampsilis, dans la partie ouest de la région à l'étude. Cette date semble donc affectée d'un effet réservoir d'origine aquatique.

Au nord du fleuve St-Laurent, le déversement du Lac Barlow-Ojibway entaille les grandes terrasses du stade de Rigaud, tandis que dans la région à l'étude (située au sud du St-Laurent) il n'y a aucune évidence de ces phases intenses d'érosion. Le niveau de Rigaud (60 m asl à la montagne de Rigaud) est évalué à environ 50 m asl à Cornwall (près de la limite SW de la zone à l'étude; MacPherson, 1967), ce qui signifie un niveau de Rigaud à environ 52 m asl dans la région.

Subséquentement, l'activité fluviale précoce forme deux terrasses d'érosion reliées à un stade supérieur à celui de Montréal (environ 40 m asl, terrasse de Léry, près de Beauharnois) et similaire au niveau de Montréal (MacPherson, 1967) à 30 m asl (terrasse de Chambly, au sud de St-Constant). À l'extrême nord de la région à l'étude (LaPrairie), le chenal le plus bas en altitude (à environ 18-20 m asl) est corrélatif

du niveau de St-Barthélémy (à 20 m asl au Lac St-Pierre en aval du Proto-St-Laurent; Lamarche, 2005; MacPherson, 1967).

En résumé, le niveau de transition marin/lacustre corrélatif au stade de Rigaud est placé à 52 m asl tandis que la limite lacustre/fluviale (Proto-St-Laurent), marquée par l'apparition des premières terrasses fluviales, serait d'environ 30-40 m asl. Ce milieu transitionnel pourrait avoir existé durant une partie de l'Holocène inférieur (de 9,0-9,5 à ~5 ka BP).

1.1.4.4.4 L'éolisation du territoire

Suite au retrait progressif des étendues d'eau et à la baisse régionale de la nappe phréatique de surface, les sédiments sableux littoraux sont à la merci du vent qui remobilise le sable avant que la végétation ne vienne stabiliser le dépôt. Ce phénomène, très courant dans les Basses-Terres du St-Laurent, explique l'existence de dunes dans les secteurs de l'esker de Cazaville (Bariteau, 1988) et des sédiments littoraux marins sur Covey Hill. Il n'existe présentement aucun âge absolu sur la mise en place de ces sédiments éoliens dans la région de Covey Hill.

1.1.4.4.5 Apparition des tourbières et de la végétation

Les dépressions dans le roc non-fracturé affleurant, les espaces mal drainés entre les drumlins, les chenaux abandonnés de rivière, sont parmi les éléments importants qui contrôlent le développement des tourbières (terres noires) qui apparaissent pendant l'Holocène. L'âge du début de la sédimentation dans les tourbières est probablement autour de 9000 ans ¹⁴C BP, sans corrections appliquées pour l'effet réservoir des sédiments lacustres et palustres (trois dates de 8760±180, 9140±180 et 8600±110 ¹⁴C BP ont été calculées sur des végétaux à la base de tourbières près de Ormstown par Richard (inédit, rapporté dans Bariteau, 1988) et Laframboise (les deux dernières dates, 1987). Dans le chenal de Covey Hill, une tourbière située à une altitude proche de 300 m pourrait s'être développée depuis les premiers siècles suivant la déglaciation et le retrait du lac proglaciaire. Quelques petites tourbières situées sous 160 m asl, sur les flancs de Covey Hill pourraient être datées du retrait de la Mer de Champlain.

L'évolution post-glaciaire de la végétation a été enregistrée dans les archives paléo-botaniques. Delage et al. (1985) ont rapporté la présence d'une végétation arctique-alpine datée à 10480 ¹⁴C BP à proximité du site de Hitchinbrooke, qui serait caractéristique des végétations colonisatrices des zones fraîchement exondées sur le bord de la Mer de Champlain. L'intérieur des terres serait caractérisé par la toundra arbustive, puisque des fragments de bois ont déjà été retrouvés sur le pourtour de la Mer de Champlain (Gangloff et Richard, 1978). Laframboise (1987) a fait une étude de l'évolution de la végétation pour la période Holocène à partir des pollens provenant des carottes de tourbières Small et Large Tea Fields, situées au nord de Ormstown. Une forêt de conifère (pin gris, épinette noire, mélèze, pin gris,

sapin) est présente avant 9 ka, qui transite vers une forêt de pin blanc, de sapin baumier, de bouleau jaune et d'érable à sucre. Vers 7.5 ka, la forêt (surtout érablière) est à un stade de dominance du pin blanc et du chêne rouge. Vers 6 ka les espèces thermophiles (pruche du Canada, hêtre à grandes feuilles, noyer, caryer) commencent à arriver, délogeant de l'érablière les deux arbres précédents. Le déclin de la Pruche du Canada commence vers 3,5 ka, et par la suite le climax forestier feuillu s'installera avec l'érablière à caryers et/ou laurentienne.

1.1.4.4.6 Le réseau fluvial moderne

L'établissement du réseau de drainage commence dès le retrait du Lac Candona qui libère une petite partie de la butte de Covey Hill. Il se poursuit lors du retrait des plans d'eau subséquents. Un réseau à tracé diffus et parfois polygonal témoin du réseau embryonnaire formé immédiatement après le retrait des eaux lacustres est d'ailleurs observé par Bariteau (1988) sur la surface plane des argiles marines et des silts lacustres. Ensuite le réseau devient dendritique (sur la plaine argileuse) ou radial (sur les sédiments littoraux et glaciaires autour de Covey Hill), tandis que les rivières principales creusent leurs méandres et déposent des petites terrasses alluviales. La rivière Châteauguay s'écoule sur les argiles de la Mer de Champlain pendant la majeure partie de son parcours au Québec; ainsi il n'y a pas beaucoup de sédiments alluviaux sableux déposés sur les terrasses de son cours inférieur. Une importante capture de la Rivière Châteauguay par le dernier segment de la Rivière aux Anglais est documentée près de Ste-Martine (MacPherson, 1967, Prichonnet, 1987).

1.2 PROBLÉMATIQUES RELATIVES À LA GÉOLOGIE ET À LA GÉOMORPHOLOGIE QUATÉNAIRE

Un objectif important visé par ce mémoire est de compléter les connaissances concernant la géologie et la géomorphologie du Quaternaire de la région à l'étude. L'étude des travaux antérieurs et les observations de terrain ont permis de mettre à jour quelques problématiques géologiques et géomorphologiques irrésolues.

La recherche d'évidences de terrain résultant d'écoulements glaciaires polyphasés. Le mouvement glaciaire principal vers le SW a été précédé par un mouvement glaciaire S ou SE au nord et à l'est de Montréal (Ross, 2005, Prichonnet, 1977). Il serait important de savoir si on peut retrouver des évidences d'écoulement antérieurs (stries, par exemple) au mouvement principal vers le SW dans la région à l'étude. Également, il faut vérifier si l'écoulement vers SW a affecté l'ensemble du territoire étudié. Enfin, il faudrait accumuler d'autres preuves concernant un mouvement tardif vers le SE, recensé par Delage (1997 et comm. pers.) dans la partie ouest de la région à l'étude.

La relation existant entre la géomorphologie et les fronts glaciaires. Sur Covey Hill par exemple, de nombreux auteurs (dont McClintock et Terasmae, 1960) ont stipulé la présence d'un front glaciaire (et d'une moraine). Les données sédimentologiques et géomorphologiques qui appuieraient la thèse de l'existence d'une moraine à cet endroit ont été étudiées.

La sédimentologie des eskers de la région à l'étude n'a jamais fait l'objet d'une étude détaillée. Il aurait matière à lever quelques coupes représentatives des principales séquences retrouvées dans les eskers (par exemple Mercier et Beaver Crossing) dans le but d'établir un portrait de la sédimentation fluvio-glaciaire.

La géochronologie de la Mer de Champlain est revenue à l'ordre du jour, en particulier à la suite des travaux de Ridge et al. (1999) en Nouvelle-Angleterre et de l'étude de Richard et Occhietti (2005) sur le Mont St-Hilaire. Il serait intéressant de documenter l'effet réservoir dans la Mer de Champlain, à l'aide de restes végétaux terrestres et de coquilles marines. Également, des datations de luminescence optique dans les sédiments littoraux de la Mer de Champlain pourraient être réalisées dans le but de développer la méthode.

1.3 INTÉGRATION AVEC LES AUTRES TRAVAUX POUR LE PROJET D'HYDROGÉOLOGIE RÉGIONALE DU BASSIN-VERSANT DE LA RIVIÈRE CHÂTEAUGUAY

La démarche inhérente à ce mémoire portant sur l'interaction entre la géologie du Quaternaire et l'hydrogéologie est l'intégration des résultats avec les travaux des autres étudiants du projet sur les eaux souterraines du bassin-versant de la rivière Châteauguay (INRS-ETE, CGC-Québec, UQAC, Polytechnique). Le modèle conceptuel des écoulements hydrogéologiques est présenté à la Figure 1.6. De par sa nature, la géologie du Quaternaire est souvent à l'amont du processus (Figure 1.6 et 1.7) et va surtout fournir des paramètres aux différents modélisateurs, sous forme de réponses à des questions précises ou générales, de modèles conceptuels, de cartes et de données en grilles (*grid*). Pour le projet d'hydrogéologie Châteauguay, un modèle 3D hydrostratigraphique des sédiments quaternaires a été créé pour servir d'intrant au modèle de recharge à l'aquifère fracturé régional (Figure 1.7). Par contre, le modèle 3D n'a pas servi d'intrant direct au modèle de dynamique de l'eau souterraine, car l'eau souterraine voyage surtout dans le roc fracturé dans cette région, en raison de la relative rareté des sédiments meubles granulaires qui pourraient constituer un aquifère. En outre, les sédiments meubles principaux (till fin et argiles marines) présents dans la région à l'étude sont plutôt aquicludes et représentent une très modeste source d'eau de consommation. Le modèle de recharge, effectué sur le logiciel HELP par Anne Croteau (Croteau, 2006; Figure 1.8), permet de simuler le bilan journalier de l'eau suivant l'équation de la conservation de masse en quasi-2D. Les données d'entrée considèrent la météo, le contexte hydrostratigraphique (sols, Quaternaire 3D, socle rocheux) avec les

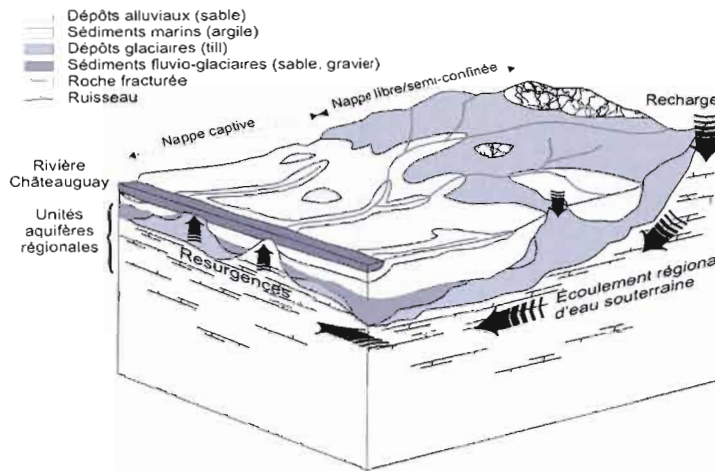


Figure 1.6 Modèle conceptuel d'écoulement hydrogéologique régional (Nastev et al., 2004).

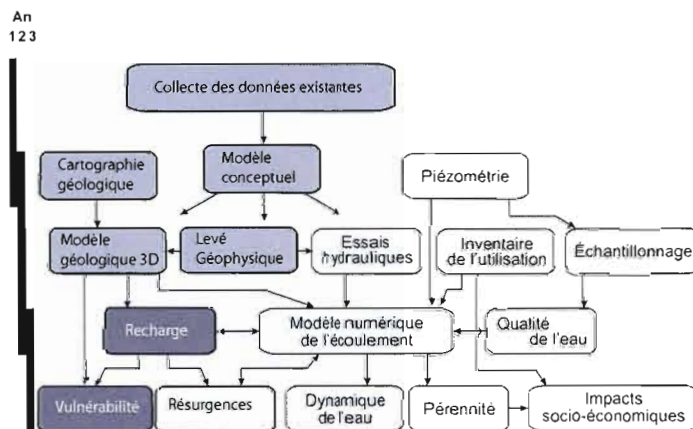


Figure 1.7 Méthodologie suivie pour le projet global (modifié de Nastev et al., 2004). En gris pâle, les étapes effectuées par l'auteur et présentées dans ce mémoire. En gris foncé, les étapes ultérieures qui utilisent directement comme intrant le modèle géologique 3D. En blanc, les autres étapes du projet effectuées par l'équipe.

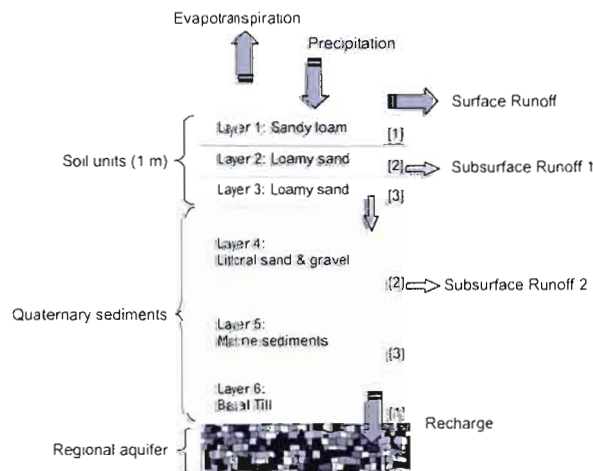


Figure 1.8 Modèle conceptuel pour la recharge régionale.

Le trajet de l'eau est indiquée par les flèches; les nombre entre crochets représentent le type de couche de sol/sédiment utilisé pour les simulations dans HELP:

- [1]: Écoulement vertical,
- [2]: Écoulement latéral,
- [3]: Couche barrière

(tiré de Croteau, 2006)

propriétés physiques des divers unités, la pente du terrain, la densité de la végétation, et l'utilisation du sol. La zone à l'étude a été ainsi divisée par un grillage de 250 m x 250 m, ce qui correspond à 48 335 mailles. L'ensemble des données d'entrée nécessaires sont introduites dans le modèle et ce pour chaque maille. Le calage a été effectué à partir des résultats de la séparation des hydrogrammes de rivières qui donne la contribution de l'aquifère au flux des rivières (Croteau, 2006). Les résultats fournis par ce modèle ont servi ensuite d'intrants pour les modèles de dynamique de l'aquifère (Lavigne, 2006). Blanchette (2006), Benoît (2005) et Godin (2006) ont complété respectivement par des études hydrogéochimique, statistique et géophysique. Les résultats finaux ont été présentés sous forme d'atlas (Côté et al., 2006) et font partie d'une discussion sur la gestion des eaux souterraines (voir Dagenais, 2007).

1.4 PROBLÉMATIQUES DE L'HYDROSTRATIGRAPHIE ET DE LA GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE APPLIQUÉE À L'HYDROGÉOLOGIE

L'eau souterraine est vitale pour le maintien de la qualité de vie des habitants et de l'activité économique. Dans la région à l'étude, plus de 50% des résidents s'approvisionnent quotidiennement à partir des eaux souterraines pour satisfaire à leurs besoins en eau potable et 48 000 habitants utilisent des puits privés (Lavigne, 2006).

La première étude régionale portant sur l'hydrogéologie de la région est celle de MacCormack (1980). Les vieilles cartes pédologiques avaient originellement servi à l'élaboration de cette carte. La question de la protection des aquifères par la couverture de sédiments quaternaires est abordée sous la forme d'une carte présentant la distribution simplifiée des dépôts meubles (classés selon leur perméabilité) et des zones d'affleurement rocheux. McCormack (1980) avait établi plusieurs aires de sédiments meubles perméables où les eaux souterraines sont vulnérables, et des aires de sédiments meubles moins perméables où les eaux souterraines sont moins vulnérables. Dans les zones de sédiments meubles perméables (sables et graviers), on retrouve les eskers de Beaver Crossing, de Mercier (incluant quelques crêtes à l'est vers St-Michel, d'origine incertaine) et d'Athelstan ainsi que les sédiments littoraux présents sur Covey Hill ainsi que sur certains drumlins au sud du Lac St-François. Une large zone où des dépôts d'esker sont enfouis sous les argiles est délimitée au sud-ouest de l'esker de Mercier. De grandes zones où le roc affleure sont identifiées près de Covey Hill et de Ste-Clothilde, en plus de la colline de Huntingdon. Tout le reste est inclus dans l'unité « peu ou pas perméable » rassemblant le till et les argiles marines.

Les informations livrées par cette carte représentent une base intéressante qui a pu être validée et détaillée au fur et à mesure des travaux de géologie du Quaternaire appliquée à l'hydrogéologie que nous avons réalisés. De plus, l'examen des cartes géologiques antérieures de LaSalle (1981 et 1985) et de Richard (1982) a permis de soulever des questions intéressantes sur l'hydrostratigraphie dès le début des travaux. Ensuite, le développement des travaux de terrain et la collaboration avec les autres membres du

projet Châteauguay ont contribué à la formulation de nombreuses questions portant sur l'interaction entre les eaux souterraines et la géologie du Quaternaire de la région.

Dans le cadre de ce travail, la nature des unités hydrostratigraphiques et des relations géométriques qu'elles ont entre elles se devait d'être étudiée. Par des travaux de terrain (des observations sur le bord des fossés et rivières, des forages à la tarière et au Pionjär ou de la géophysique) ou des relevés de forage, il est possible de mieux connaître les épaisseurs typiques des unités de sédiments quaternaires dans une région donnée. En collaboration avec Charles Lamontagne (Ministère de l'environnement, des parcs et du développement durable du Québec) et Miroslav Nastev (Commission géologique du Canada, bureau de Québec), qui ont tout deux amorcé le projet Châteauguay, et en se basant sur les travaux d'hydrogéologie du bassin-versant Châteauguay entrepris par McCormack (1980), nous avons déterminé quelles étaient les zones où l'incertitude entourant l'hydrostratigraphie était la plus grande et précisé les problématiques. Il est bien évident que plus le projet avançait, d'autres questions venaient se rajouter mais nous avons en priorité tenté, par les moyens cités ci-dessus, de répondre aux premières posées.

1.5 TRAVAUX DE TERRAINS ET DE LABORATOIRE EFFECTUÉS

Lors de la première phase, des travaux de terrain ont été réalisés dans la zone des feuillets au 1:50,000 31H/4 (St-Chrysostome), 31H/5 (Lachine) et 31G/1 (Hundingdon) pendant les mois de septembre, octobre et novembre 2003. À l'été 2004, un grand nombre de nouvelles observations ont été effectuées afin de valider la version préliminaire de la carte des dépôts de surface et des travaux de nature géophysique (géoradar) ont été réalisés au cours de l'été et de l'automne 2004 (Fig. 5 et 6). Au début de l'été 2005, les travaux de géophysique ont été complétés avec les travaux de sismique réflexion entrepris avec la collaboration de Jim Hunter de la CGC.

Les observations de terrain ont été effectuées en camionnette par équipes de deux sur l'ensemble du territoire étudié en creusant à la tarière ou à la pioche, à intervalle régulier (500 m habituellement) ou lorsque la morphologie du terrain suggérait un changement de lithologie. Un grand nombre de gravières, sablières et carrières ont été visitées, permettant ainsi d'observer des séquences sédimentaires plus élaborées. Les cartes de la géologie du Quaternaire déjà publiées, les compilations numériques des cartes pédologiques, la carte de la géologie du roc et les photos aériennes au 1:40,000 ont été utilisées pendant les travaux de terrain pour orienter la cartographie. L'ensemble du territoire a été analysé par photo-interprétation et les données reportées sur une série de photos aériennes au 1 : 40 000. La mise en carte a été réalisée par l'utilisation du programme MapInfo 7.0 et Discover 3.0. Diverses sources d'informations ont été utilisées afin de préciser la nature des contacts cartographiés, e.g. cartes pédologiques, banque des puisatiers, les informations disponibles sur les cartes de Bariteau (1988), Delage (1997), LaSalle (1981;

1985) et Richard (1982). La légende est similaire à celle de la Commission géologique du Canada pour les cartes de formations superficielles.

Voici une liste non-exhaustive des travaux de terrain effectués pour le projet Châteauguay :

- 17 forages au Pionjär dans les argiles de la Mer de Champlain
- 25 forages et relevés GPR dans les sédiments organiques et les sédiments sous-jacents
- 20 relevés géoradar dans différents milieux géologiques (graviers, sables, roc,...)
- 5 relevés de sismiques réflexion abords et au sud de l'esker de Mercier (avec l'équipe de Jim hunter, GSC-Ottawa)
- Plus de 1000 observations de la géologie de surface
- Confirmation de la géologie de surface du côté sud de la frontière
- Plusieurs observations de terrain reliées aux zones de recharge et de résurgence autour de Covey Hill
- Compilation des données de 3D (forages et géophysique) provenant des rapports privés et publics
- Conception d'une carte géologique en 3D aux mailles à 250 m pour les fins de l'étude intégrée de l'hydrogéologie à l'échelle du bassin-versant.
- Étude sédimentologique sur les sédiments glaciaires, fluvioglaciaires, organiques et les sédiments marins d'eau profonde, dont plusieurs analyses de cristallographie aux rayons X.
- Datation ^{14}C et en luminescence optique de sédiments de la Mer de Champlain et du Lac Lampsilis dans le but de détailler l'histoire géologique de la région

1.6 STRUCTURE DU MÉMOIRE

Ce mémoire présente tout d'abord, au chapitre 2, la distribution en surface, la sédimentologie et la géomorphologie des sédiments quaternaires cartographiés, rassemblés en séquences présentant des positions stratigraphiques et des faciès sédimentaires similaires. Les travaux cartographiques, sédimentologiques, géomorphologiques, de forage et géophysiques sont documentés. On y traite des problématiques hydrogéologiques et hydrostratigraphiques. La séquence « glaciaire » comprend, outre la description des sections où les tills ont été observés, des cartes présentant la localisation des drumlins, les données de stries et des comptages pétrographiques. La séquence « fluvioglaciaire » comprend des coupes détaillées des faciès présents dans les eskers de la région. La séquence « glaciolacustre et glaciomarin » présente les sédiments grossiers et fins déposés entre la déglaciation (début du Lac Candona) et la fin de la Mer de Champlain. La séquence « lacustres, fluviaux, éoliens, organiques et fluviatiles » présente les données sédimentologiques amassées concernant les sédiments déposés par le Lac Lampsilis, le Proto-St-Laurent, par l'agent éolien, dans les tourbières et par les affluents du réseau hydrographique moderne.

L'article présentant la méthode de modélisation hydrostratigraphique 3D intitulé « 3D hydrostratigraphic modelisation using relative thickness calculation method, with exemple in Châteauguay Basin area, Quebec » est ensuite présenté au chapitre 3. Cette méthode a été développée par l'auteur pour répondre aux besoins spécifiques du projet Châteauguay. La paléoécologie et la géochronologie sont présentées au Chapitre 4. Une description détaillée d'un site fossilifère datant de la Mer de Champlain y est développée, ainsi que des datations au ^{14}C et de luminescence optique. Enfin, une synthèse de l'histoire géologique Quaternaire est présentée au chapitre 5. On y décrit l'ensemble des phases glaciaires, ainsi que l'évolution des plans d'eau marquant la fin du Wisconsinien et le début de l'Holocène.

En annexe, de nombreux documents importants sont disponibles. La carte Quaternaire élaborée pour ce projet est incluse à l'Annexe A. Les cartes des épaisseurs des unités hydrostratigraphiques issues de la modélisation 3D sont présentées à l'Annexe B. Les annexes C et D présentent les relevés GPR et sismiques, respectivement. L'Annexe E regroupe des coupes stratigraphiques 2D et 3D issues du modèle 3D, tandis que l'Annexe F présente une étude préliminaire portant de la minéralogie des sédiments meubles de la région à l'étude. En annexe G, une description détaillée du contexte sédimentaire des dates ^{14}C est présentée.

CHAPITRE 2

GÉOLOGIE DES SÉDIMENTS QUATERNAIRES

L'objectif des travaux effectués pour le projet d'hydrogéologie régionale Châteauguay vise à résoudre les questions relatives à la nature des unités hydrostratigraphiques. Les méthodes des travaux de terrain ont été orientées dans le but de pouvoir apporter des réponses à ces questions. L'information présente dans ce chapitre complète ou résume les données présentées au chapitre 1 de ce mémoire.

2.0.1 SYSTÈME DE CLASSIFICATION CARTOGRAPHIQUE DES SÉDIMENTS QUATERNAIRES

Les sédiments quaternaires de la région de la Rivière Châteauguay sont ici divisés en 4 grands groupes : glaciaire, fluvioglaciaire, glaciolacustre/marin, lacustre/fluviatile/éolien/organique. Des travaux de terrain effectués au cours de l'automne 2003, et de l'été et l'automne 2004 ont permis de renforcer la cartographie découlant des travaux antérieurs (LaSalle, 1981 et 1985 pour les feuillets NTS 31H/04 et 31H/05; Richard, 1982 pour le feuillets 31G/01 ; Bariteau, 1988 pour 31G/01-SW et Delage non-publié pour 31H/04-SW et 31G/01-SE). Au sud de la frontière internationale, la cartographie quaternaire du côté nord-est des Adirondack a été effectuée par Denny (1974) et du côté nord-ouest des Adirondacks par MacClintock et Stewart (1965, reprise dans la compilation régionale de Caldwell et Pair, 1991).

Une coupe stratigraphique conceptuelle, faisant la synthèse de la géologie de surface de la région à l'étude, est présentée à la Figure 2.0.1. L'ensemble des sédiments quaternaires y est présentée, avec comme particularité de montrer les contacts latéraux de certaines unités. Les sédiments fluvioglaciaires, déposés par des torrents érosifs, sont déposés à la fois sur le roc et sur le till, et sont recouverts partiellement par les autres unités, principalement par les argiles marines. Les tourbières recouvrent des dépressions tapissées de sédiments de nature variée, du till aux sédiments fluviaux.

La nomenclature cartographique des sédiments quaternaires (Figure 2.0.2) de la carte présentée en annexe A1 se base sur le système de la Commission géologique du Canada. Treize unités ont été cartographiées pour la région du Bassin-versant de la Rivière Châteauguay.

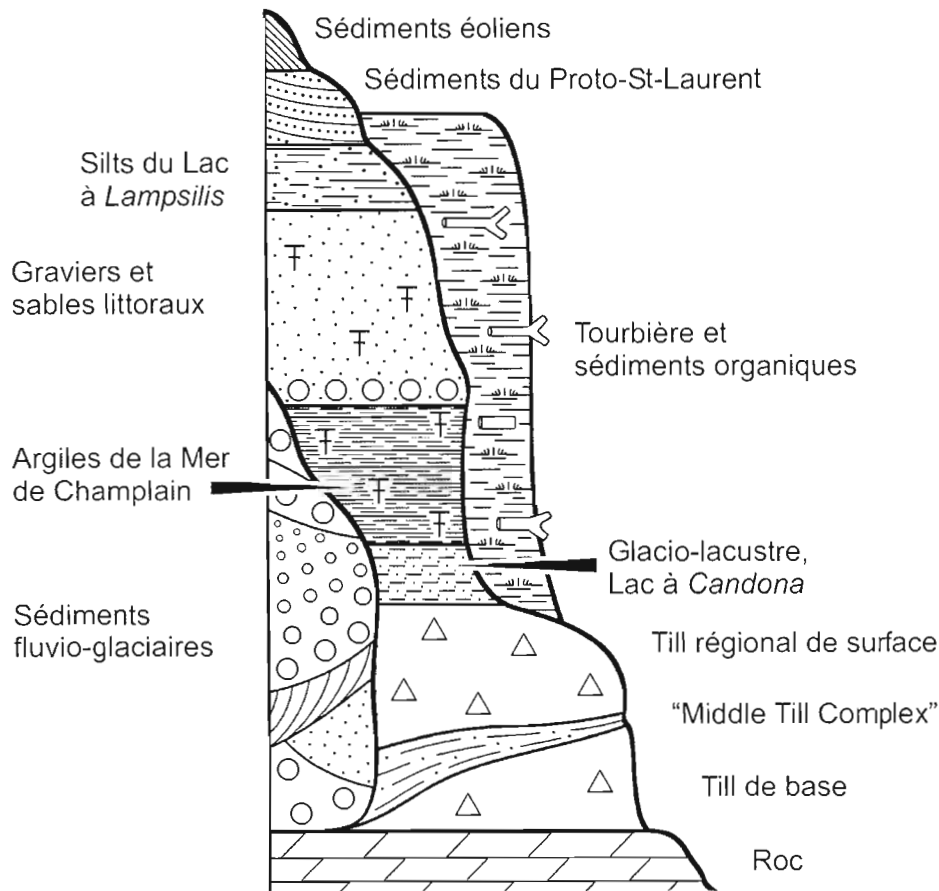


Figure 2.0.1 Coupe stratigraphique conceptuelle des dépôts meubles dans la région de la Rivière Châteauguay (Tremblay et Lamothe, 2005a).

Symbole	Nom
O	Matière organique
Al	Alluvions
At	Alluvions de terrasses anciennes
Lb2	Sédiments littoraux du Lac Lampsilis
La2	Sédiments profonds du Lac Lampsilis
Mb	Sédiments littoraux marins
Ma	Sédiments profonds marins
Lb1	Sédiments littoraux du Lac à Candona
La1	Sédiments profonds du Lac à Candona
Gs	Sédiments fluvio-glaciaires, d'épandage sub-aquatique
Gx	Sédiments fluvio-glaciaires, juxtaglaciaires et/ou non-différenciés
T	Till
R	Roc

Figure 2.0.2 Légende des unités cartographiées sur la carte Quaternaire. (Annexe A)

2.1 SÉQUENCE GLACIAIRE

Cette section décrit les différents types de sédiments glaciaires, en prenant appui sur quelques coupes stratigraphiques. Les dépôts glaciaires comprennent les unités situées sous le till de surface (Middle Till complex / Sédiments du Lac Châteauguay), le till de surface comme tel et l'unité de till mince. Les aspects de glacio-dynamique sont ensuite traités, en particulier les écoulements et le transport glaciaires.

2.1.1 UNITÉS SOUS LE TILL DE SURFACE

À proximité de la région à l'étude, Dion et al. (1985) et LaSalle (1981) rapportent la présence de cette unité dans des gravières près de St-Michel et de St-Jacques-le-mineur (Sédiments du Lac Châteauguay, LaSalle, 1981). Cette unité est compacte, et est composée d'une unité déformée de sables et graviers et de silts laminés recouverts par un till (Till de St-Jacques selon LaSalle, 1981). En ce qui concerne le till inférieur (Till de Malone ?), il n'a jamais été directement observé dans la région à l'étude. Par ailleurs, cette unité fut peut-être observée lors du creusement du canal de Beauharnois (années 30 et 50), mais aucun relevé d'éventuelles coupes n'a été retrouvé lors des recherches documentaires.

Deux coupes présentent des sédiments qui se rattachent peut-être aux sédiments du Lac Châteauguay. La première a été observée à la coupe du Drumlin de Ste-Clothilde. Il s'agit de silts laminés et de diamictons stratifiés et déformés, mais dont l'unité supérieure de till n'a pas été retrouvée, peut-être érodée par l'activité littorale. La position stratigraphique de cette unité n'est donc pas clairement identifiée. La deuxième coupe, située dans la ville de Mercier, présente des sables stratifiés et déformés sous un till gris oxydé en surface. La petite taille de la coupe empêche de déterminer s'il s'agit d'une petite lentille de sables et graviers (souvent présentes dans le till) ou bien une unité plus importante typique associée au « Sédiments du Lac Châteauguay ».

En ce qui concerne le Till inférieur (Till de Malone?), il n'a jamais été directement observé dans la région à l'étude. Le forage 12MT (décrit précédemment) pourrait être un équivalent du till inférieur (Till de Malone?). Il est possible que le till présent à la base de la coupe du drumlin de Ste-Clothilde soit le till de Malone.

2.1.1.1 Sites d'intérêt stratigraphique

Coupe du drumlin de Ste-Clothilde

Une excavation réalisée dans le but d'agrandir un espace industriel à Ste-Clothilde a permis d'observer l'intérieur d'un drumlin de 5 m de hauteur sur une centaine de mètres de largeur. Cette coupe

(AB ; détaillée à la Figure 2.1.1) est disposée de façon oblique à l'axe long du drumlin dans la partie adjacente au terrain industriel.

La coupe présente un till silteux et gris (A1) devenant localement rougeâtre vers la surface (à une profondeur variable de 1 à 4 mètres) à cause de l'oxydation météorique (A2). Ce till est localement entrecoupé par des lentilles de sables bien triés ou graveleux probablement causés par la fonte locale durant le dépôt du till. Des comptages pétrographiques effectuées de haut en bas de la coupe n'ont montré aucune différence statistiquement notable (ou facilement interprétable). Il est donc possible qu'il n'y ait qu'un till dans cette coupe.

Au-dessus du till, le premier sédiment observé est une couche de silt compact, massif, laminé et localement déformé (B1). Cette couche est surmontée par des sables et graviers stratifiés (B2) et une couche de diamicton à clastes striés, stratifié et entrecoupé par des lamines silteuses et déformé (B3). La séquence sédimentaire B est interprétée comme étant d'origine glaciolacustre. De plus, les sédiments de l'unité B sont compactés et légèrement déformés (plis et strates basculées). Ces déformations ne semblent pas avoir été causées par la fonte d'un culot de glace, car elles ne sont pas localisées autour d'un effondrement. Les déformations affectant ces unités nous paraissent donc d'origine glacio-tectonique en raison de l'intensité relativement importante des plissements. Toutefois, l'absence d'un till superposant ces sédiments rend difficile l'attribution d'un pareil contexte de déformation pour ces unités; leur position stratigraphique est ainsi attribuée de façon incertaine à un équivalent du Middle Till Complex observé dans la région de Montréal (Prest et Hode Keyser, 1977) et rapporté par LaSalle (1981) et Dion et al. (1985). Dans cette hypothèse, le till sous-jacent pourrait correspondre au Malone (MacClintock et Stewart, 1965).

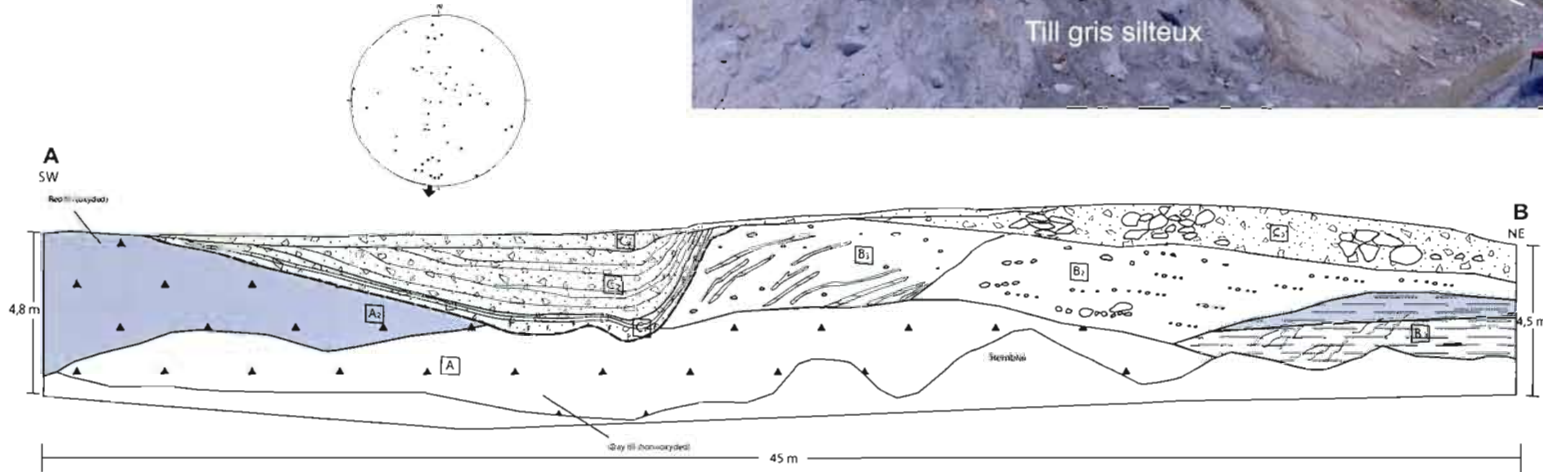
Au sommet, des sédiments littoraux fossilifères (série C) provenant de l'érosion du till et de son remaniement plus ou moins avancé par l'action littorale (diamicton, sables et graviers et empilement de blocs dus à l'action glacielle). À l'endroit où ils sont le plus épais (environ 2 m), ils occupent la cavité laissée par un petit glissement de terrain.

Coupe de la ville de Mercier

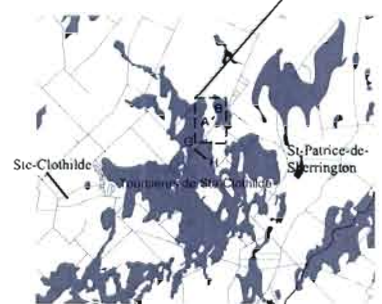
Une coupe de moins de 2 m de hauteur, effectuée pour la construction d'une maison à Mercier, montre des sables stratifiés et déformés présents dans un biseau stratigraphique contenus dans le till (Figure 2.1.2). Le till à matrice silto-argileuse est gris à la base et brun au sommet (sur environ 80 cm), en raison de l'oxydation. À la droite du biseau (sur la photo), le till semble assez homogène. Les sédiments contenus dans le biseau sableux sont bien triés et montrent des stratifications rythmiques d'environ 2 mm d'épaisseur. Celles-ci sont affectées de déformations sous forme de plis ouverts. Les strates sont légèrement basculées. Le contact supérieur de cette unité avec le till est légèrement faillé. L'origine de ces déformations est possiblement glacio-tectonique.

Figure 2.1.1 Coupe du drumlin des Sols Isabelle à Ste-Clothilde.

Fabrica de till, unité 1A (till gris),
 rond = axe a, croix = axe c



Cartes de localisation
 (Les routes sont marquées par des lignes noires fines)



LÉGENDE	
C : Sédiments littoraux marins	
C4:	sable et gravier mal trié
C3:	sable et gravier, avec piles de blocs
C2:	sable et gravier, avec diamictons
C1:	sable et gravier riche en coquilles marines
B : Sédiments glacio-lacustres déformés	
B3:	diamicton et lits silteux
B2:	diamicton et gravier
B1:	silt massif lamine
A : Till	
A2:	brun, oxydé
A1:	gris, non-oxydé
cicatrice de glissement de terrain	

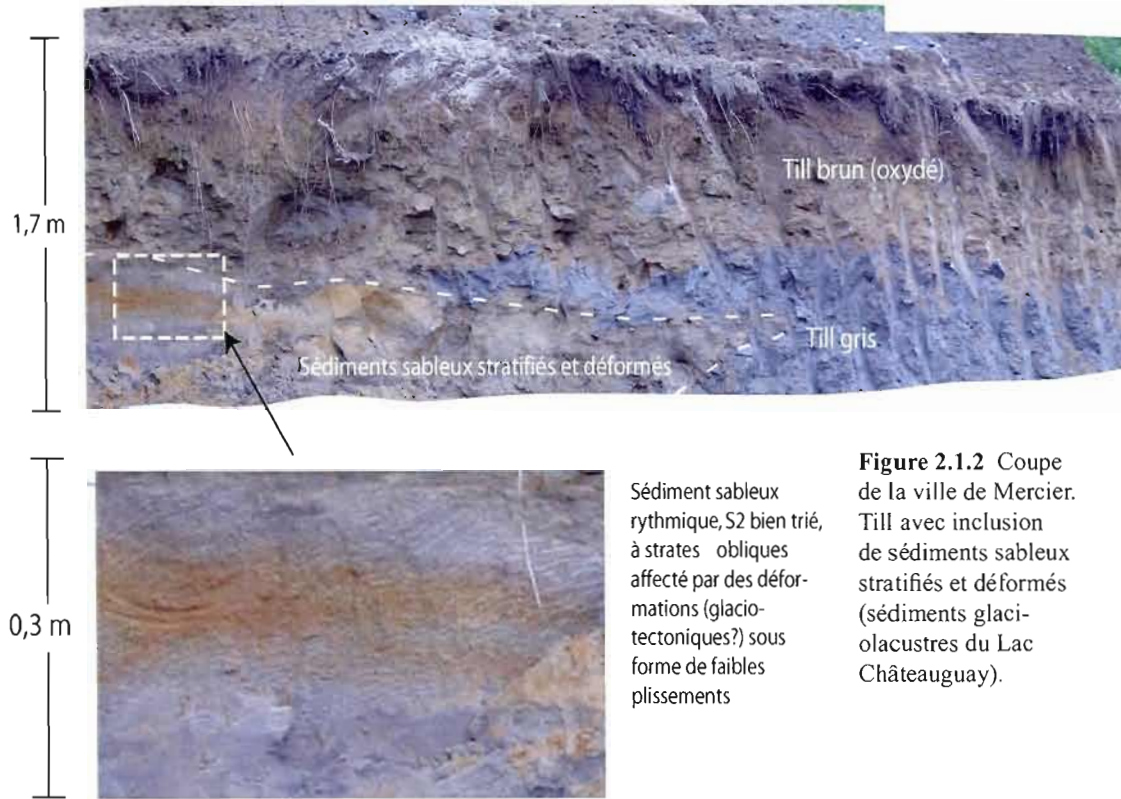


Figure 2.1.2 Coupe de la ville de Mercier. Till avec inclusion de sédiments sableux stratifiés et déformés (sédiments glaciolacustres du Lac Châteauguay).

Sédiment sableux rythmique, S2 bien trié, à strates obliques affecté par des déformations (glacio-tectoniques?) sous forme de faibles plissements

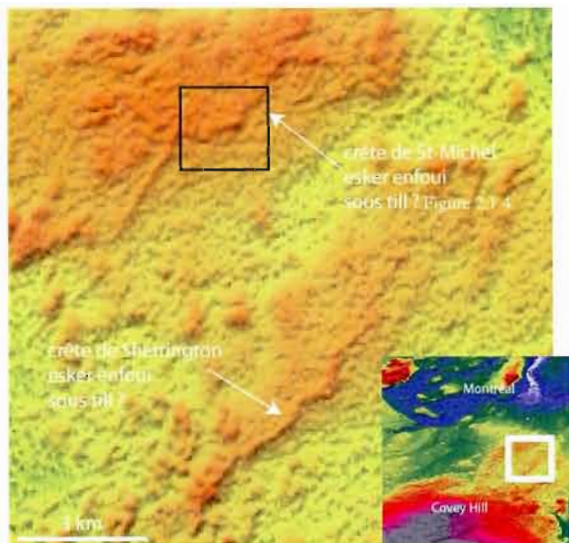


Figure 2.1.3 Localisation des crêtes (enfouies sous till?) de Sherrington et de St-Michel (DEM NASA 90 m).

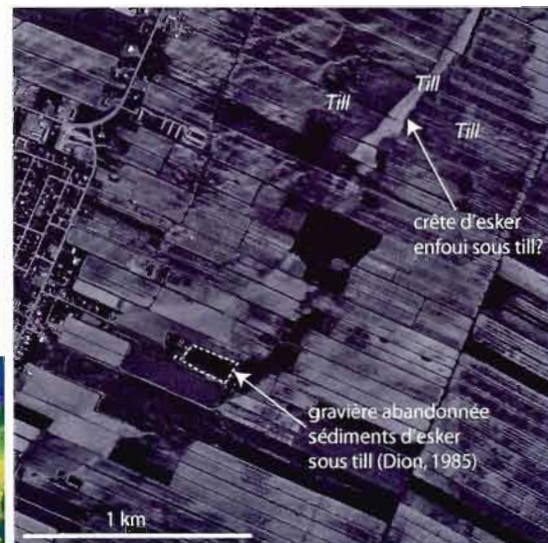


Figure 2.1.4 Photo aérienne montrant la crête (enfouie sous till?) de St-Michel (Localisation dans le carré noir à la figure 2.2.3).

L'unité de sable rythmique semble être un dépôt de cône d'épandage sub-aquatique. Cette unité, compacte et légèrement déformée, constitue donc possiblement un équivalent du « Middle till complex » (Sédiments du Lac Châteauguay). Alternativement, il pourrait s'agir d'une simple lentille de sables contenus dans le till, formée en milieu sous-glaciaire par les eaux de fusion.

Crêtes enfouies de St-Michel et Sherrington

Entre Mercier et St-Michel, quelques crêtes sinueuses et alignées vers le SSW posent quelques problèmes d'identification. En effet, sur le terrain elles semblent être composées soit de till et parfois coiffées de sables et gravier littoraux parfois fossilifères. Toutefois, dans l'une d'elle (près de St-Michel, Figure 2.1.3 et 2.1.4), Dion et al. (1985) relève l'existence de sables et graviers fluvioglaciaires recouverts par du till. Il associe cette séquence à celle de St-Jacques le mineur, où a été établie l'existence des sédiments du Lac Châteauguay sous le Till de St-Jacques par LaSalle (1981).

Directement sous le village de Sherrington (Figure 2.1.3), il y a une autre crête sinueuse qui pourrait présenter les mêmes caractéristiques que celle de St-Michel, toutefois, il n'y a aucune sablière en exploitation ou de bon relevé de forage pour vérifier (un excavateur a décrit la présence locale de sables sur une épaisseur de plus de 4 mètres sous la butte). On peut voir les crêtes en stéréoscopie sur les photo aériennes et sur le DEM de la NASA à 90 m de résolution. À noter, quelques-unes de ces crêtes sont situées entre l'esker de Mercier et la crête de St-Jacques-le-Mineur le long d'une ligne perpendiculaire à l'orientation des crêtes (voir carte Quatemaire A1). Ce fait semble problématique, car bien qu'il semble tous les relier entre elles au point de vue géographique, elles ne sont peut-être pas reliées entre au point de vue chronologique. En effet, il n'y a pas de till par-dessus l'esker de Mercier, contrairement aux crêtes de St-Jacques-le-Mineur et de St-Michel (LaSalle, 1981 et Dion et al., 1985).

Forage 4R

Cette coupe est issue d'un relevé de forage (MENV, 2004) effectué près de Ormstown. Elle est composée d'une couche de till (2,5 m) reposant sur une couche de sable et gravier (0,7 m), elle-même reposant sur le roc.

La présence de sédiments sablo-graveleux est probablement d'origine fluvioglaciaire ou glaciolacustre, et pourrait représenter un équivalent stratigraphique des Sédiments du Lac Châteauguay, ou une unité plus ancienne jamais décrite. La présence de sables et graviers reposant directement sur le roc est assez fréquemment observée dans les relevés de forage.

2.1.1.2 Aspects hydrogéologiques des sédiments du Lac Châteauguay

Les quelques rares relevés de forages fiables qui traversent le till qui sont à notre disposition ne montrent pas de couches régionales de sables et graviers à l'intérieur du till. Dion et al. (1985) considère les sédiments du Lac Châteauguay comme une unité discontinue dans la partie nord de la région à l'étude.

Dans la région à l'étude, l'importance hydrogéologique des sédiments du Lac Châteauguay se limitent aux environs de St-Michel et Mercier. À cet endroit, les sédiments fluvioglaciaires potentiellement aquifères sont recouverts par une couche (discontinue ?) de till. Il s'agirait donc, localement, d'un aquifère granulaire confiné à semi-confiné, mais leur distribution n'est pas définie par forage. De plus, des graviers sont fréquemment observés au contact avec le roc.

La présence de lentilles de sable au sein des unités glaciaires a une influence importante sur l'écoulement des eaux souterraines (lire Terasmae 1965, qui décrit les problèmes causés par ce phénomène lors de la construction de la Voie maritime du St-Laurent). Le Middle Till Complex est également décrit par Terasmae comme une petite source d'eau potentielle.

2.1.2 TILL (T)

Le till (T) de la région est typiquement compact, gris (parfois rougeâtre), carbonaté et à matrice silto-argileuse. La granulométrie du till est caractérisée par une matrice comprenant une grande proportion de silts, et des quantités variables d'argile, de sable, de gravier, de galets et de blocs. Dion et al. (1985) donne les caractéristiques granulométriques moyennes suivantes pour le till de la région (77 échantillons) : 9% d'argile (inférieure à 2 microns), 36% de silt, 30% de sable et 25% de gravier. Plusieurs analyses granulométriques montrant la même tendance moyenne ont été réalisées par Delage (1997 ; Figure 2.1.5) et Bariteau (1988). La teneur en eau du till est en moyenne de 12 ± 2 % (Dion et al., 1985). Le till de la portion

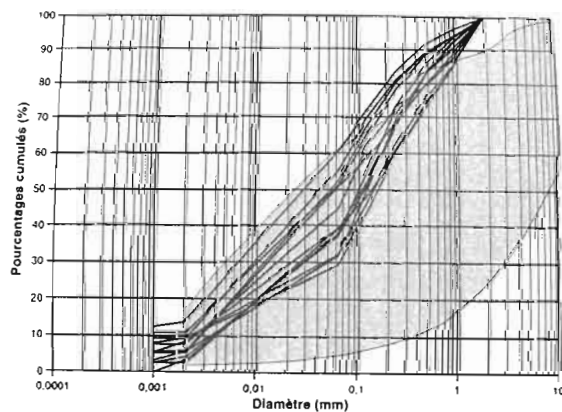


Figure 2.1.5 Granulométrie des tills.

Lignes noires: secteur ouest de la région à l'étude (Delage, 1997); Enveloppe grise :secteur nord-est de la région à l'étude (31H05; Dion et al., 1985).



Figure 2.1.6 Photos des sédiments glaciaires.
 A. Coupe de till fin et gris de la Rivière Châteauguay, près de la frontière
 B. Coupe de till gris sur till rougeâtre, St-Michel
 C. Bloc erratique de gneiss précambrien, près de Ormstown
 D. Bloc erratique de shale rouge appalachien, coupe de till de la photo A
 E. Stries et cannelures de grande longueur
 F. Micro-brouture très régulière



Figure 2.1.6 (suite)

G. Stries sur surface protégée de faible pente, orientée 260°N , recoupées par stries à 190°N [Les photos E à G sont de la carrière Chenail, Ste-Clothilde, sur plancher de roches dolomitiques)

sud du feuillet de St-Chrysostôme (31H/4, près de Covey Hill) est sporadiquement plus sableux, dû à la contribution des roches gréseuses du Groupe de Potsdam dans la matrice du till (Delage, 1997).

Le till non-altéré est gris et carbonaté (Figure 2.1.6A) et localement rougeâtre dans la partie est de la région à l'étude (voir LaSalle, 1981 et 1985). Lorsqu'il est altéré, près de la surface, la couleur devient plus brunâtre. La limite de l'altération varie irrégulièrement au sein d'une même coupe (par exemple à la coupe du drumlin de Ste-Clothilde, Figure 2.1.1), passant de 1 à 5 mètres sur une distance assez courte (5-20 mètres).

La portion supérieure du till (typiquement moins de 1 m) est parfois constituée de till remanié et d'un peu de sable et gravier littoral, surtout dans les zones de pente prononcée à flanc de colline ou de drumlin. Dans sa portion superficielle, le till contient alors une portion variable de particules fines lessivées par des processus subséquents au dépôt du matériel original. Ces zones de till remanié sont plus fréquemment laissées en pâturage ou en boisé, en raison de la difficulté à travailler la terre très riche en cailloux. Les zones de till situé au-dessus de la limite marine maximale (environ 160 m asl) ne sont pas remaniées en surface. Dans la zone ennoyée par la Mer de Champlain, les tills sont majoritairement bien remaniés en surface, avec une exception notable dans la région de St-Rémi où la morphologie plate du till a probablement limité l'action érosive littorale.

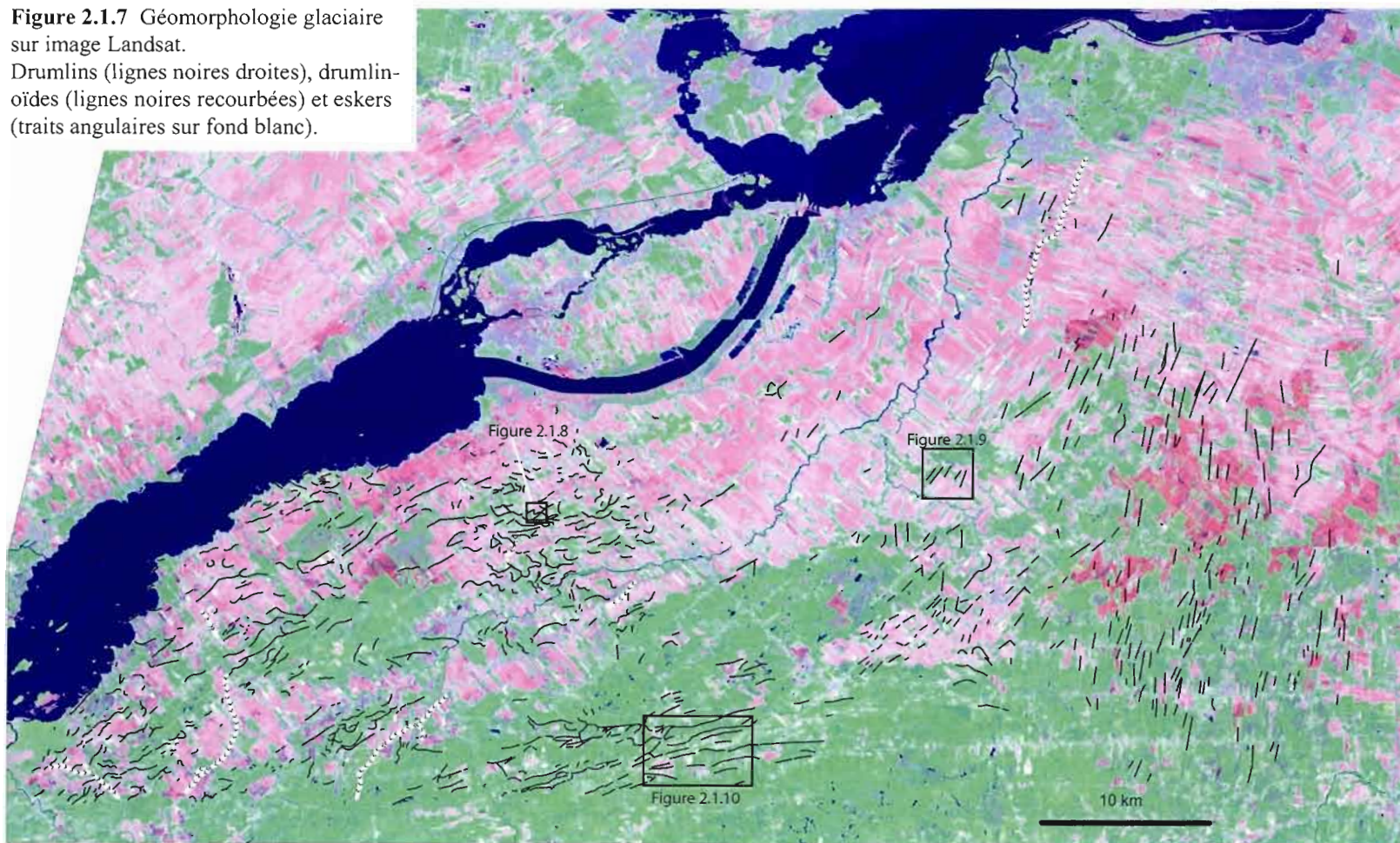
Le till présente occasionnellement des lits sableux discontinus et des pavages de blocs mal définis. Dans la partie ouest de la région à l'étude, Delage (1997) note la présence de certaines structures dans le till de surface qu'il attribue à un till de fusion lente (d'ablation), provenant d'une période de stagnation de la glace. Toutefois, ces structures peuvent également être le fait de remobilisation littorale ou bien constituer un faciès de till de fusion sous-glaciaire. Il n'est donc pas nécessaire de parler de « till d'ablation » qui implique la stagnation de la glace. On sait que l'ablation de la glace se faisait généralement de façon rapide par vêlage d'icebergs dans le Lac Candona, d'une façon analogue à celle décrite dans le Paléo-Lac Ojibway par Hardy (1982).

2.1.2.1 Géomorphologie

Presque partout dans la région à l'étude, des formes allongées (drumlins ou drumlinoïdes) sont présentes à la surface du till. Par contre, la morphologie du till est plane ou légèrement bosselée dans la région au nord de St-Édouard et St-Rémi.

Les caractéristiques géomorphologiques de la couche de till ont probablement été formées lors de la dernière glaciation. Deux champs principaux de drumlinoïdes/drumlins sont observés (Figure 2.1.7). Le champ de Huntingdon est localisé dans la partie ouest de la zone d'étude tandis que le champ de Hemmingford est situé dans la partie est de la zone d'étude.

Figure 2.1.7 Géomorphologie glaciaire sur image Landsat.
Drumlins (lignes noires droites), drumlin-
oïdes (lignes noires recourbées) et eskers
(traits angulaires sur fond blanc).



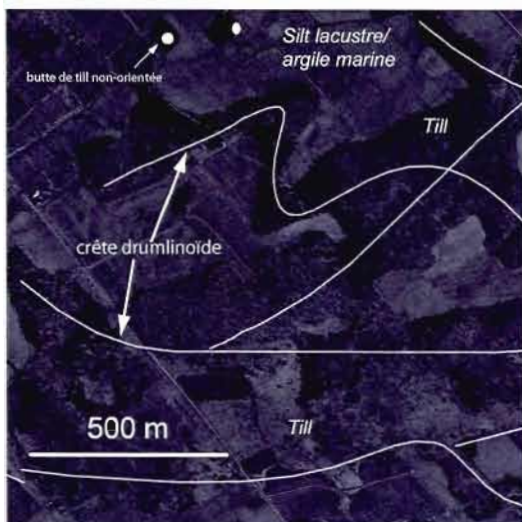


Figure 2.1.8 Exemple de drumlins sur photos aériennes (près de Ormstown).

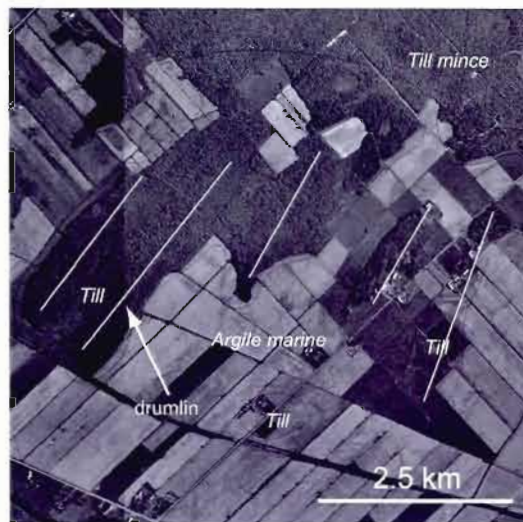


Figure 2.1.9 Exemple de drumlins sur photos aériennes (près de St-Chrysôtome).

Le champ de drumlinoïdes (Figure 2.1.8) de Huntingdon forme un ensemble qui, partant de Ste-Martine, se rattache à un grand groupe de formes glaciaires qui se poursuit outre la frontière vers le sud-ouest, dans l'état de NY et l'Ontario (McClintock et Stewart, 1965; Delage, 1997 ; Bariteau, 1988 ; Richard, 1982). D'un point de vue morphologique, ces buttes sont d'une largeur d'environ 200 à 400 m, et d'une longueur de 0,5 à 4 km, pour une hauteur de 10 à 20 mètres. Il s'agit de buttes de till qui, bien que collectivement orientées vers 230°N, sont individuellement souvent de forme sinueuse et/ou oblique par rapport à 230°N. De plus, ces formes sont parfois coalescentes à leur extrémité ou à leur centre. Leur forme irrégulière est soulignée par l'emploi du terme drumlinoïde pour les décrire. Les travaux de Delage (1997) ont permis d'établir que leur origine est probablement liée à la réorientation tardive de l'écoulement glaciaire vers le SE, événement qui a causé une déformation des drumlins précédemment formées lors de l'écoulement vers le SW. Le modèle de Boulton (1987) dans lequel la déformation d'une butte transverse à l'écoulement glaciaire produirait des cordons sinueux de matériel glaciaire appelés « moraines de Rogen » pourrait ici s'appliquer. Toutefois, il semble plus pratique de désigner ces formes par le terme « drumlinoïde » car le processus de déformation n'est pas assez avancé pour avoir déformé les buttes au point de ne plus reconnaître facilement leur forme et leur orientation originale exacte.

Le champ de drumlins de Hemmingford (Figure 2.1.9 ; signalés dans Prichonnet, 1977) est un essaim de drumlins présent dans la plaine de till entre St-Rémi et la frontière internationale, à l'est et au nord de Covey Hill. L'orientation dominante de ces drumlins est environ 190°N (avec quelques drumlins orientés vers 210°N), indiquant un mouvement glaciaire vers le paléo-lac Vermont. Entre St-Chrysostôme et Ormstown, les drumlins montrent une orientation principale vers 230°N (SW) qui semble les rattacher avec le mouvement dominant de la région de Huntingdon, à l'ouest de Covey Hill, vers le paléo-lac Iroquois. Leur longueur oscille entre 0,7 et 2,0 km avec une largeur de 0,1 à 0,8 km, pour une hauteur de 10 à 20 mètres en

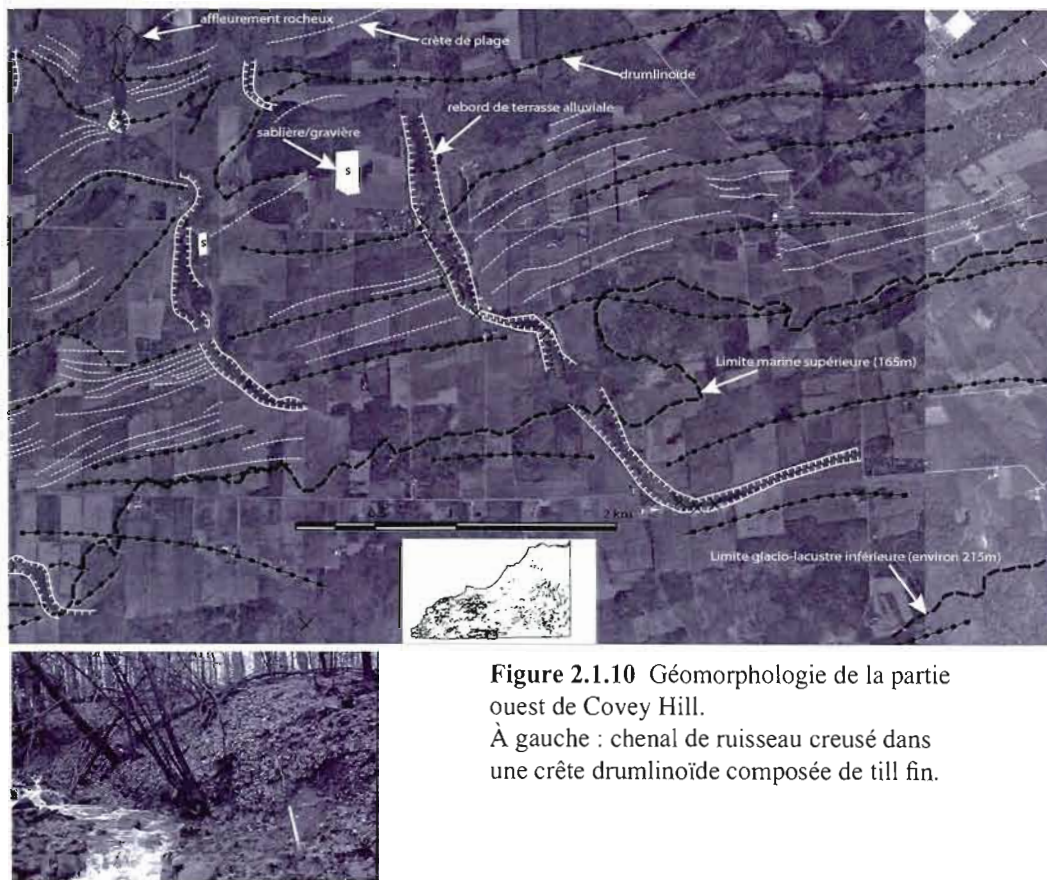


Figure 2.1.10 Géomorphologie de la partie ouest de Covey Hill.

À gauche : chenal de ruisseau creusé dans une crête drumliinoïde composée de till fin.

général. Il faut noter ici que les buttes de l'essaim à l'est de Covey Hill ne sont pas sinueuses comme celles à l'ouest de Covey Hill; il semble donc qu'il n'y ait pas eu de déformation due à un écoulement ultérieur (au sens de Delage, 1997).

La question des buttes allongées du flanc ouest de Covey Hill

Les buttes allongées situées sur Covey Hill (décrites à la Figure 2.1.10 par des lignes noires à points), particulièrement dans sa partie ouest, constituent une énigme géomorphologique dont l'origine est discutée. D'abord, MacIntock et Terasmae (1960) puis MacPherson (1966, p.44) ont proposé que ces buttes soient des formes morainiques (de poussée?) laissée lors de l'épisode « Fort Covington ». MacClintock et Stewart (1965) cartographient certaines de ces buttes comme des crêtes de plage, ce qui dans certains cas peut s'avérer être exact, mais qui ne saurait expliquer l'origine des buttes composées de till. Ensuite, Delage (1997) n'a pas élaboré sur l'origine de ces crêtes, mais toutefois il s'éloigne de l'interprétation précédente énoncée par MacIntock et Terasmae (1960), le concept de la limite « Fort Covington » ayant en effet été jugée désuète (voir section 1.1.4.3).

La plupart de ces buttes sont composées de till silteux, avec un couvert de sables et graviers littoraux sous la limite marine de 165 m asl. La cartographie de ces formes, d'après les photos aériennes, révèle que leur orientation est SW. Les buttes de till sont parfois coalescentes, rappelant les drumlinoïdes présents dans la plaine de Huntingdon.

Des cordons littoraux sont superposés aux buttes; il existe une différence de largeur considérable entre les buttes de till (souvent plus de 500 m) et les cordons littoraux (au plus 100 m). Les buttes de till sont souvent parallèles aux lignes de rivage, comme elles sont parallèles aux courbes de niveau, mais ceci est le fruit d'une coïncidence. On peut aussi constater que les buttes de till ne sont pas limitées au domaine de la Mer de Champlain (sous environ 165 m asl). Pour toutes ces raisons, une origine littorale est exclue pour ces formes.

Aucun sédiment ni forme d'origine fluvioglaciaire n'est associée à ces buttes, sauf dans la partie américaine à proximité de la frontière aux abords de la Rivière Châteauguay où des sédiments glaciolacustres distaux à proximaux furent observés (McClintock et Stewart, 1965). Il n'y a donc peu de relation à une marge glaciaire caractérisée par des dépôts fluvioglaciaires proglaciaires (deltas ou cônes d'épandage sub-aquatiques).

Puisqu'il ne s'agit ni de buttes d'origine « morainique » ni de buttes d'origine littorale, il semble probable qu'il s'agisse de buttes formées dans un contexte sous-glaciaire. Dans cette optique, il s'agirait de formes parallèles à l'écoulement glaciaire (vers le SW; drumlinoïdes) ou de formes transverses à l'écoulement (moraines de Rogen?, en régime compressif, témoin de l'écoulement tardif vers le SE). Leur similitude avec les cordons drumlinoïdes de la région de Huntingdon suggère une origine commune à celle proposée par Delage (1997) pour les buttes drumlinoïdes de la plaine. De plus, dans la partie la plus au sud de ces formes où les buttes sont les plus rectilignes (donc moins déformées), MacClintock et Terasmae (1960) montrent que la fabrique de till est orientée vers le SW, la même orientation que les buttes. Cela semble être cohérent avec l'attribution du terme « drumlinoïde » à ces formes. Ainsi, l'attribution d'une origine de drumlinoïde aux buttes du flanc ouest de Covey Hill peut être justifiée suite à l'analyse des principales caractéristiques géomorphologiques et sédimentologiques des buttes.

2.1.2.2 Coupes stratigraphiques typiques

Coupe de la Rivière Châteauguay

À proximité de la frontière internationale, la rivière Châteauguay incise les sédiments glaciaires sur une profondeur allant jusqu'à 10-15 mètres (Figure 2.1.6A). La coupe est composée sur une épaisseur de 5 à 12 mètres d'un till silto-argileux gris, massif et localement fissile, avec présence de quelques blocs de

0,1 à 2 mètres, surmonté par des sables et graviers arrondis grossièrement triés et stratifiés horizontalement. L'origine de ces graviers est d'origine littorale ou alluviale.

Excavation de St-Michel

Une excavation pratiquée pour faire un bassin d'irrigation a révélé une stratigraphie glaciaire intéressante (Photo 2.1.6B). En effet, des tills rougeâtres ont été observés à certains endroits par-dessus des tills gris, tandis qu'à d'autres endroits des tills gris surmontent des tills plus rougeâtres. Les faciès de till rougeâtres semblaient en général un peu plus sablo-silteux que les till gris, à matrice plus silto-argileuse. Ce site se situe près de la limite occidentale du till rougeâtre cartographiée par LaSalle (1981).

Ces deux tills sont interprétés comme étant issus d'une même phase glaciaire, et représentent une variation de la direction de l'écoulement glaciaire. Cette stratigraphie complexe tend à montrer que les tills rougeâtres (écoulement vers le SW, en provenance des groupes de Granby et de Bécancour) ont été précédés (Prichonnet, 1987 et inédit) et aussi succédés par les tills gris (écoulement vers le S, till provenant de l'érosion de carbonates). Le dépôt de ces deux unités a donc été plus ou moins contemporain dans cette région. Ceci est apparemment en conformité avec le site de stries de Ste-Clothilde, qui indique que les écoulements vers le SW et vers le S s'entrecroisent dans la région au nord de la vallée du Lac Champlain.

Notons que deux tills ont été trouvés dans la région de Franklin par Delage (1997) : un till gris silteux reposant de façon discontinue sur un till rouge plus sableux, à cause de l'incorporation fraîche de roches de la Fm Covey Hill. L'origine de cette stratigraphie est possiblement similaire à celle de St-Michel, en ce qu'elle représente une variation de l'écoulement glaciaire au sein d'une même phase glaciaire. Toutefois, le till rouge serait issu d'un écoulement vers le SE qui succéderait à un écoulement vers le SW représenté par le till gris.

12MT

Cette coupe est issue d'un relevé de forage (MENV, 2004) effectué près de Sherrington. Une couche de 9 m d'épaisseur de till gris silteux repose sur une couche de 4 m d'épaisseur de till plus compact. Cette unité a été d'abord identifiée sur la base de la résistance à la foreuse. Un comptage pétrographique montre que l'unité supérieure est issue d'un écoulement vers le SW (présence de shales rouges, voir la section 2.1.4.2) tandis le till plus compact à la base provient probablement d'un écoulement vers le S ou SE (pas de shales rouges).

2.1.2.3 Aspects hydrogéologiques

Le till silto-argileux de la région est communément très compact et peu poreux. La conductivité hydraulique du till est assez faible, se situant autour de 10^{-8} à 10^{-6} m/s (Croteau, 2006). Autour de Covey Hill, où le soubassement rocheux est constitué de Grès de Potsdam, le till est localement plus sableux (et donc plus perméable) qu'ailleurs dans la région à l'étude. La conductivité hydraulique du till sous-jacent aux sédiments littoraux est donc susceptible d'être plus élevée. Il faut toutefois noter que le till silto-argileux des Basses-Terres du St-Laurent est transporté sur une bonne distance vers le S et/ou le SW, ainsi le till localisé sur les Grès de Potsdam ont souvent une granulométrie similaire à celle du reste de la région.

Le till est fréquemment fissile dans la région à l'étude, cette caractéristique permettant à l'eau de circuler plus facilement, surtout sur le plan horizontal. D'éventuelles fractures dues au chevauchement du glacier n'ont pas été observées dans les coupes analysées, mais sont toutefois probables. Une étude réalisée en Angleterre (Gray, 1993) montre que les fractures dans le till ont une influence importante sur leur perméabilité. Conséquemment, il est possible que l'efficacité potentielle d'une couche de till à stopper un contaminant éventuel soit moindre qu'anticipé sur la base de mesure de perméabilité réalisée sur une petite zone dans le till.

Les données de forages effectués pour cette étude (par le Ministère de l'environnement du Québec) indiquent, à la base du forage, la présence occasionnelle d'un till plus compact que le till de surface (associé au till de base de Prest et Hode-Keyser et 1977). Ce till serait vraisemblablement plus fracturé que le till sus-jacent, donc possiblement plus perméable à l'échelle régionale.

Au sommet du till, on retrouve une couche remaniée par l'action littorale un peu partout dans la région. Le remaniement est généralement fort lorsque la pente est escarpée, comme sur le flanc d'un drumlin ou d'une colline. Il y a une transition graduelle entre les sédiments littoraux marins (Mb) et le till remanié. Cette couche est plus perméable que le till non-remanié et permet une infiltration plus grande dans la couche de sub-surface. L'épaisseur de la couche remaniée du sédiment sera importante pour l'hydrologie de surface, quoique l'impact sur la recharge de l'aquifère fracturé régional soit moindre.

2.1.3 TILL MINCE (TV)

Le faciès de till mince (Tv), souvent riche en blocs anguleux, possède une épaisseur généralement inférieure à 3 m (souvent inférieure à 1 m). Sa présence est souvent associée à celle d'affleurements rocheux plus ou moins étendus. À l'instar du till retrouvé dans la zone ennoyée par la Mer de Champlain, il peut aussi être remanié en surface par l'activité littorale.

2.1.3.1 Aspects hydrogéologiques

Le till mince est souvent associé à des zones d'affleurements rocheux. Pour un même sédiment, plus l'épaisseur totale de sédiment au roc est faible, plus l'aquifère fracturé régional est près de sa recharge et plus il est vulnérable. Il est important de bien contraindre les zones où le roc est près de la surface grâce aux données de forages, aux affleurements de roc connus et aux connaissances géomorphologiques reliées à la manifestation en surface du contrôle rocheux sur les formes observées en photos aériennes (carte A1).

Les zones d'affleurements rocheux et de till mince situées dans le lit des principales rivières constituent des sites de décharges préférentiels des eaux souterraines (voir Lavigne, 2006).

2.1.4 ÉLÉMENTS DE GLACIODYNAMIQUES

2.1.4.1 Stries et fabriques de till

Au cours de cette étude, 21 sites de stries glaciaires ont été relevés dans le but d'établir le sens et la chronologie des événements glaciaires (Figure 2.1.11). Les stries glaciaires ont été mesurées sur des affleurements de grès ou de dolomies, le plus souvent exposés naturellement en surface mais aussi à quelques endroits excavés en carrière. Les marques d'érosion mesurées sont très majoritairement des stries, mais aussi des broutures, des microbroutures (Figure 2.1.6E), des marques en croissant, des cannelures (Figure 2.1.6F) et des petites roches moutonnées. Dans la plupart des cas, des indicateurs de polarité ont été mesurés, toutefois il ne s'agit pas d'une problématique importante dans la mesure où la très grande majorité des écoulements glaciaires recensés dans la région ont une composante vers le sud. La chronologie relative des stries a été mesurée avec des indicateurs tels que des stries sur des surfaces protégées ou des stries qui s'entrecroisent. Une attention particulière a été apportée à la fiabilité des indicateurs de chronologie relative des stries, permettant ainsi une interprétation rigoureuse.

En simplifiant les données à l'échelle régionale, trois directions principales ont été mesurées: 1. S, 2. SW (W) et 3. SE.

Distribuées sur la région d'étude, quatre mesures montrent un écoulement antérieur se dirigeant vers S (190°N). Ce mouvement pourrait représenter une phase pléni-glaciaire qui se retrouve dans toute la région de Montréal (Prichonnet, 1977, Ross et al., 2006).

Les écoulements glaciaires principaux sont majoritairement compris entre 180°N et 270°N, soit vers S, SW ou W. Dans la partie centrale et la partie ouest, un grand nombre de stries sont orientées vers 230°N, tandis que dans la partie est les stries sont plus souvent orientées vers 200°N. Ces orientations sont

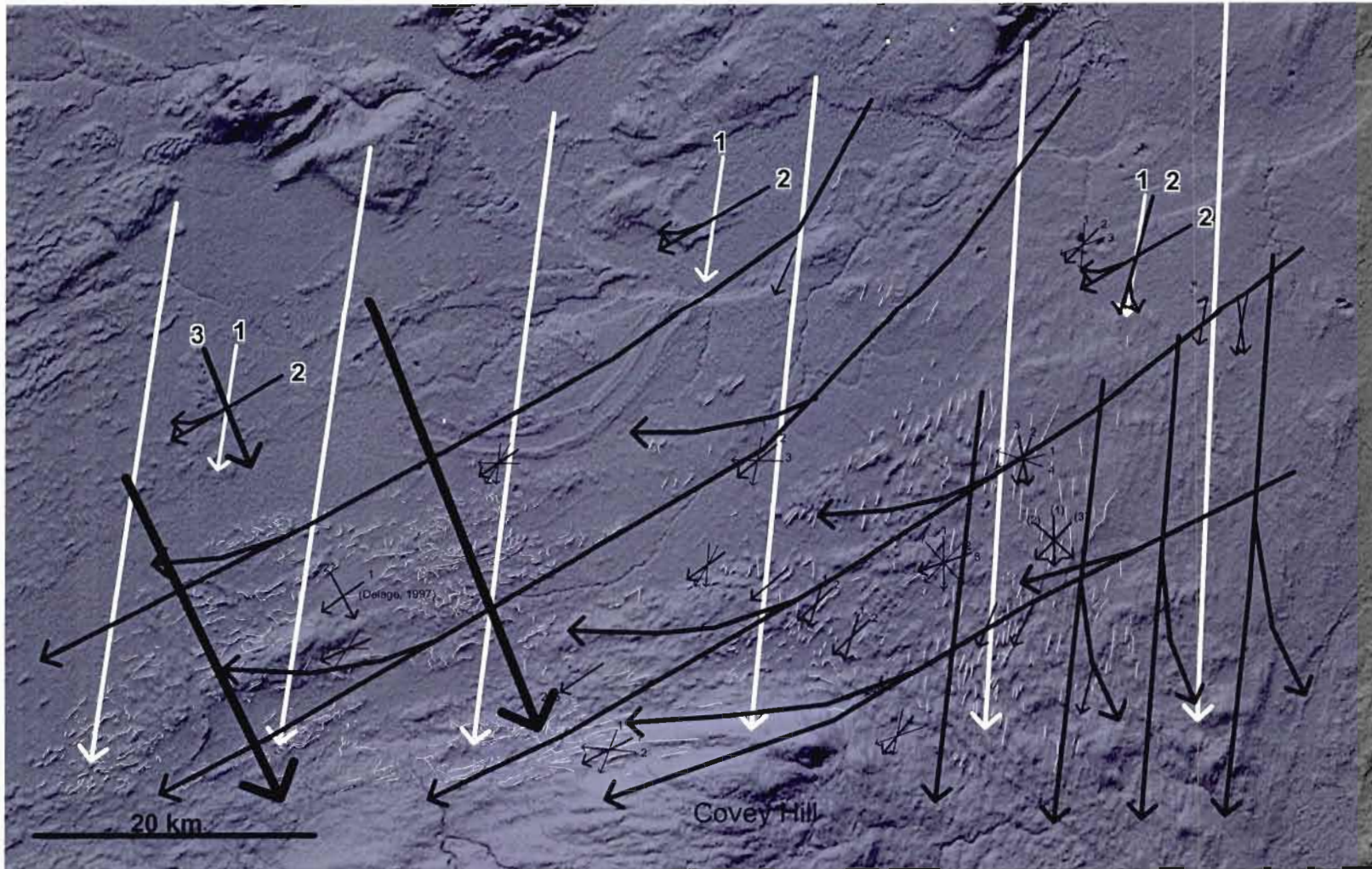


Figure 2.1.11 Géomorphologie, stries et écoulements glaciaires.
Stries (petites flèches noires), drumlins et drumlinoïdes (lignes blanches fines) et schéma d'écoulement régional (grosses flèches).

compatibles avec l'orientation dominante des champs de drumlins de Huntingdon (pour la partie ouest et centrale) et de St-Rémi (pour la partie est).

Sur l'ensemble de la région d'étude (sauf le nord), une certaine quantité de sites de stries montrent une phase d'écoulement vers W (250 à 290°N). Ce mouvement est généralement représenté par des stries fines qui surimposent les stries (plus abondantes) vers le SW.

Un certain nombre de stries orientées vers le SE ont été rapportées par Delage (1997 et comm. pers. ; voir Figure 2.1.11), près de la colline de Huntingdon. Leur relative rareté tendrait à démontrer qu'il s'agit d'un écoulement assez peu représenté dans la séquence de stries de cette région, comparativement à l'écoulement vers le SW. Chronologiquement, elles sont parfois avant et parfois après les stries vers l'écoulement principal vers le SW. Leur chronologie est donc variable, et démontre probablement une faible constance de cet écoulement dans la région à l'étude, alors qu'il est très bien représenté un peu plus à l'ouest près de Cornwall (Terasmae, 1960).

Site de stries de la carrière de Ste-Clothilde

À la carrière Chenail (Ste-Clothilde; Figures 2.1.6 E, F et G), la chronologie des stries est plus complexe que celle présentée au paragraphe précédent (et présentant la tendance régionale). Ce site montre une très belle surface striée sur de la dolomie, récemment décapée de son couvert de till. Les stries, broutures et cannelures dominantes sur la surface principale montrent un écoulement vers 198°N (SSW, Figure 2.1.6 E et F), parallèle à la direction principale des drumlins dans cette région. Des surfaces protégées sur des petites dénivellations opposée à la direction d'écoulement principale SSW montre des stries vers environ 260°N (Figure 2.1.6G). Ces deux écoulements constituent les phases principales pouvant être observées sur cet affleurement. Des stries orientées vers 170°N et recoupant localement sur la surface principale les stries dominantes vers 198°N sont observées. De plus, un groupe assez rares de petites stries très fines orientées vers W (environ 275 à 295°N) a été observé.

En résumé, au site de la carrière de Ste-Clothilde, la séquence suivante d'écoulement glaciaire est observée : 260, 198, 170 puis 280 (°N).

Fabrique de till drumlin Ste-Clothilde

Une fabrique de till a été effectuée dans l'unité de till silteux gris à la base de la coupe du drumlin de Ste-Clothilde (Figure 2.1.1; n=25, cailloux de 4 à 10 cm). L'orientation prédominante de l'axe long (A) est vers 185°N avec un pendage faible. À part quelques cailloux transverses à l'écoulement, cette fabrique est typique d'un till de placage mis en place en régime extensif. L'orientation de l'écoulement glaciaire indiqué par cette fabrique de till est cohérente avec l'orientation du drumlin, vers 180°N. D'autres fabriques

de till prises dans la même coupe ont montré des directions plus diffuses, mais généralement dirigées vers le S.

Synthèse et interprétation

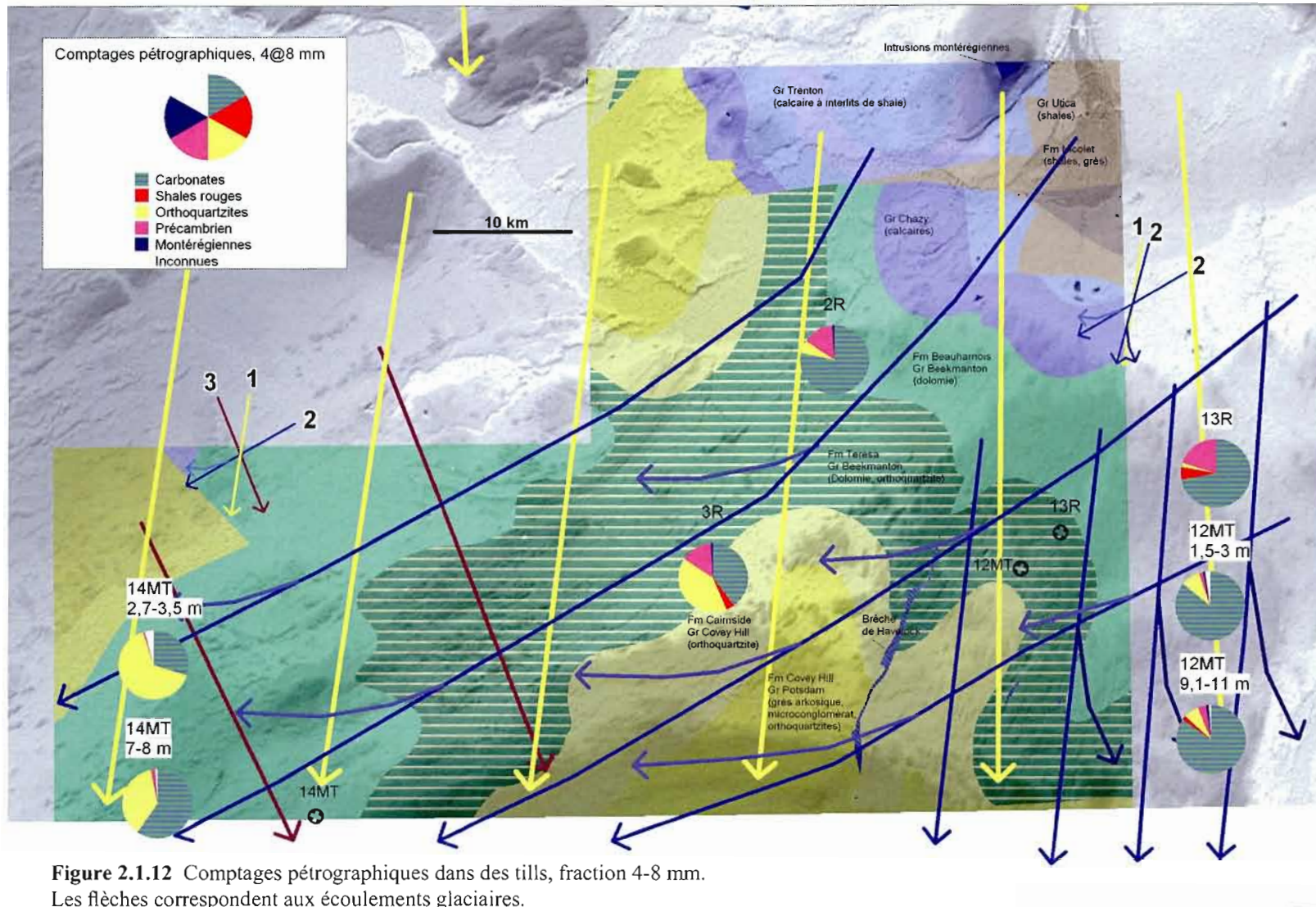
Sur la Figure 2.1.11, les grosses flèches blanches et noires représentent les différentes phases d'écoulements glaciaires interprétées à partir des mesures de stries et des orientations de drumlins/drumlinoides. La synthèse des données provenant de tous les sites de stries confirme la séquence principale de l'écoulement glaciaire régional qui est un écoulement vers S suivi d'un écoulement vers SW, tel que rapporté par Prichonnet (1977) puis par Ross (2005) dans les Basses-Terres au nord de Montréal.

Au nord de Covey Hill, les stries indiquent un bref écoulement vers W, qui suit l'écoulement principal vers SW. Ce mouvement avait été rapporté par Elson (1962) puis par LaSalle (1985). Finalement, l'écoulement vers le SE, rapporté par certains sites de stries près de Huntingdon par Delage (1997), n'a pas été observé au cours des travaux de terrain. L'écoulement vers le SE est rapporté jusqu'aux environs de Franklin, sur la base de la présence d'un till gris reposant sur un till rougeâtre (Delage, 1997). Observé jusqu'à Kingston, la cause de ce changement de direction glaciaire (SW/W puis SE/S) pourrait être la réduction de la vitesse d'écoulement due à la friction accrue au-dessus de l'arche de Frontenac (Ross, 2005). Toutefois, le décollement de la marge nord des Adirondacks et la forme du profil glaciaire ont pu à eux seuls avoir causé le phénomène de changement de direction d'écoulement glaciaire (voir Figure 4.3-IV).

Dans la région au nord de la vallée du Lac Champlain, l'écoulement principal est dirigé vers le SSE, mais l'écoulement vers le SW a momentanément existé avant et après cet écoulement, d'après les données recueillies au site de la carrière de Ste-Clothilde. L'histoire d'écoulement glaciaire qui peut en être déduite est substantiellement différente de celle qui est fréquemment observée sur les autres affleurements de la région; en effet ici l'écoulement vers le SW est antérieur à celui vers le S. Deux explications peuvent être avancées. Le vieux mouvement SW pourrait dater de la phase d'englaciation et démontre l'influence d'une glace provenant des Appalaches situées à l'est. Alternativement, le vieux mouvement SW serait le mouvement de la déglaciation vers le Lac Iroquois (région du Lac Ontario), éventuellement recoupée par le mouvement S vers le Lac Vermont (région du Lac Champlain). En raison de sa simplicité relative, la dernière interprétation est préférée, car faire intervenir un ancien mouvement lié à la phase d'englaciation nécessiterait selon nous des preuves supplémentaires et un contrôle chronologique plus serré.

2.1.4.2 Comptages pétrographiques

Plusieurs comptages pétrographiques ont été effectués, principalement dans les tills de la région et à l'esker de Mercier (Figure 2.1.12 pour la fraction 4-8 mm). La plupart de ces échantillons ont été



prélevés par Raymond Perron du MENV dans les 13 forages à circulation renversée réalisés pour le projet Châteauguay. Le nombre de cailloux comptés avec la fraction 4-8 mm (100-500) est généralement supérieur à celle de la fraction 8-50 mm (40-200). Des comptages pétrographiques additionnels ont été réalisés dans le till de la coupe du drumlin de Ste-Clothilde et dans des petites coupes de surface sur le flanc est de Covey Hill. Une carte montrant exclusivement les résultats des shales et des roches montréalaises pour les 8-50 mm est présentée à la Figure 2.1.13. Les données sont ici présentées en indiquant en parenthèse le pourcentage de la lithologie dans la fraction 4-8 mm suivi de la fraction 8-50 mm. Un tableau de données présente l'ensemble des données de comptages pétrographiques (Figure 2.1.14). Les comptages pétrographiques complètent la séquence d'écoulement complexe, tel que déduite à partir du relevé des stries et des macro-formes glaciaires.

Les carbonates

Le pourcentage de carbonates constitue généralement la lithologie dominante régionale (moyenne de 64%), puisqu'au nord de la région d'étude les carbonates affleurent abondamment (Chazy, Beekmanton, Trenton, etc.). À l'occasion des shales et grès gris-noirâtre provenant de l'est et du nord-est (Fm Nicolet et Fm Iberville) peuvent être inclus dans la catégorie « Carbonates ».

Les shales rouges

Les shales rouges (Photo 2.1.6 D) peuvent provenir des affleurements de la nappe de Granby, localisée au NE de la zone d'étude, à partir de la ligne Logan entre le Mont Yamaska et Farnham. Une autre source de shale rouge serait les shales de Queenston, localisée à partir du Mont-St-Hilaire vers le NE. Toutefois, ils sont très friables et ne possèdent pas la schistosité oblique par rapport au litage observé dans la plupart des gros cailloux récoltés sur le terrain. Ces derniers sont plutôt des shales rouges provenant de la nappe de Granby (Figure 2.16 D), et constituent des traceurs « classiques » de l'écoulement vers le SW (LaSalle, 1981, 1985 ; Prichonnet, 1987 ; et Delage, 1997). Leur présence (en moyenne 1.8 %) dans la plupart des forages semblent assez bien démontrer la prédominance des écoulements vers le SW. On les retrouve dans le till au moins jusqu'à la Rivière Châteauguay près de la frontière internationale (Figure 2.1.13).

Situé à proximité de la coupe de la rivière Châteauguay près de la frontière internationale, le forage 14MT présente deux faciès de till différents : de 2,7 à 7,0 m de profondeur, ce till est plutôt oxydé et sablonneux, tandis que de 7,0 à 8,5 m il s'agit d'un till gris silteux. Le till supérieur contient également des shales rouges (0 %, 5%) tandis que le till inférieur n'en contient pas. De plus, le till supérieur contient davantage de grès de Potsdam (65%, 46%) que le till inférieur (37%, 32%).

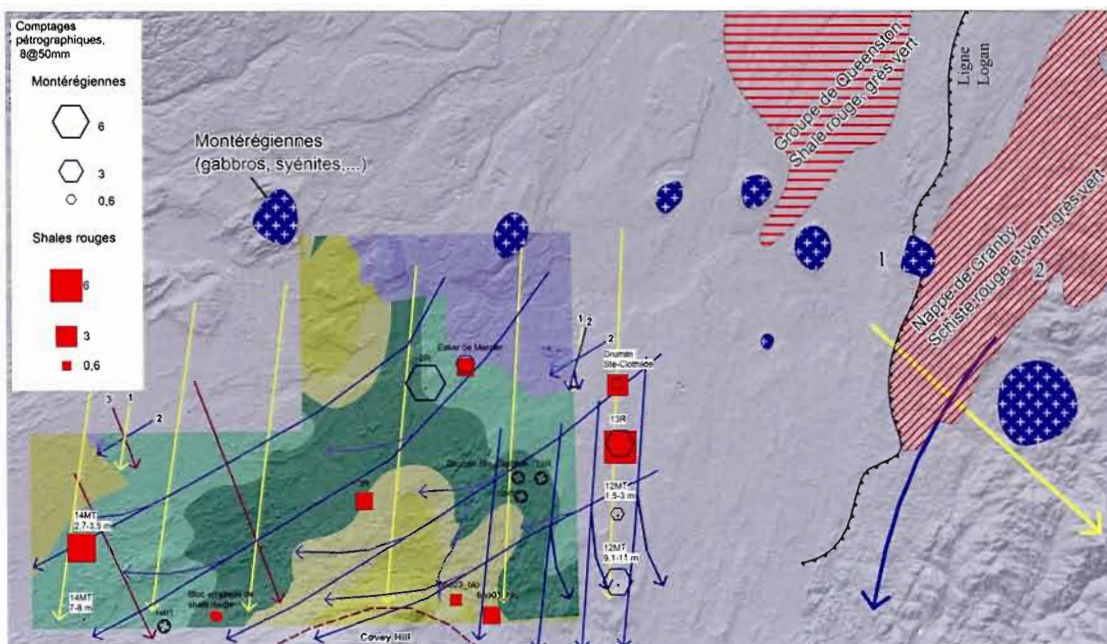


Figure 2.1.13 Comptages pétrographiques des roches Montégriennes et des shales rouges dans des tills, fraction 8-50 mm.
Fond: Carte géologique avec écoulements glaciaires (voir figure 2.1.12).

	<i>C_{Pr+}</i> paléozoïques	Shales rouges	Grès de Poissdam	Précambrien	Montégriennes	Inconnues	X (UTM NAD83)	Y (UTM NAD83)	n	
4-8 mm	14 MT 2,7-3,5 m	29,8	0,0	64,9	1,2	0,0	3,7	558670	4983841	242
	14 MT 7-8 m	59,3	0,0	36,8	2,4	0,0	0,8	558670	4983841	253
	12 MT 1,5-3 m	85,6	0,0	9,2	2,1	0,5	2,1	609684	5002227	195
	12 MT 9,1-11 m	85,2	1,6	6,6	4,1	0,8	0,8	609684	5002227	122
	13 R 30-35	71,3	6,2	1,7	20,2	0,0	0,2	612661	5004756	529
	3 R 91-105	39,8	4,2	40,7	14,7	0,7	0,0	587435	5001186	430
2 R 21-33	78,7	0,0	5,7	14,9	0,6	0,0	596312	5017352	174	
8-50 mm	14 MT 2,7-3,5 m	48,6	5,4	45,9	0,0	0,0	0,0	558670	4983841	37
	14 MT 7-8 m	63,4	0,0	31,7	4,9	0,0	0,0	558670	4983841	41
	12 MT 1,5-3 m	90,1	0,0	7,0	0,0	1,4	1,4	609684	5002227	71
	12 MT 9,1-11 m	92,9	0,0	0,0	3,6	3,6	0,0	609684	5002227	28
	13 R 30-35	73,9	5,8	1,4	13,0	4,3	1,4	612661	5004756	69
	3 R 91-105	40,0	1,8	49,1	9,1	0,0	0,0	587435	5001186	55
	2 R 21-33	71,4	0,0	3,6	17,9	7,1	0,0	596312	5017352	28
	8no03_blo	40,0	1,0	55,0	3,0	0,0	1,0	600500	4987400	101
	8no01_blo	27,0	2,0	66,0	5,0	0,0	0,0	605700	4985200	103
drum_stec	71,0	3,0	10,0	9,0	1,0	5,0	609500	5004700	195	
esk_merc	89,0	2,0	0,0	4,0	2,0	3,0	601900	5020600	198	

Figure 2.1.14 Tableau présentant les données des comptages pétrographiques effectués.

Les roches des Montérégiennes

Les types de roches Montérégiennes n'ont pas été différenciées entre elles, et contiennent principalement des gabbros, des leuco-gabbros et des syénites. Elles peuvent provenir de n'importe quelle colline montérégienne située au nord ou au nord est de la région d'étude (Mont-Royal, St-Bruno, St-Hilaire,...), ce qui n'en fait pas *a priori* un traceur des écoulements glaciaires intéressant dans cette région (à l'instar des roches précambriennes). La Figure 2.1.13 montre que teneur en roches montérégiennes sont plus élevées au nord et à l'est qu'au sud et à l'ouest. La concentration des collines en amont glaciaire (au nord-ouest) de la région à l'étude pourrait expliquer ce phénomène.

Les roches précambriennes

Les roches précambriennes (gneiss, granites roses, etc.) proviennent du bouclier canadien situé au nord ; ils sont transportés sur une longue distance au travers des Basses-Terres du St-Laurent (Photo 2.1.6 C). Les roches précambriennes semblent représenter un « bruit de fond » régional (en moyenne 7%) que l'on ne peut associer avec aucune source précise sinon au « nord ». En effet, la quantité assez élevée de roches précambriennes indique que l'écoulement était régionalement dirigé vers le S (SSE ou SSW), avant l'écoulement vers le SW. Denny (1974) a démontré grâce à des comptages pétrographiques qu'il n'y a pas de transport vers le nord observable à partir des roches précambriennes des Adirondacks.

Les grès (orthoquartzites)

Les quartzites, micro-conglomérats, grès arkosiques et orthoquartzites (rassemblées sous le terme « orthoquartzites ») typiques du Potsdam peuvent également être présentes dans la Formation de Teresa ; il convient donc de considérer le Teresa comme une source potentielle d'orthoquartzite. Les comptages élevés d'orthoquartzite des sites 14MT et 3R indiquent l'importance des écoulements dirigés vers le SW, puisque ces sites sont situés en aval glaciaire (au SW) de zones d'affleurements d'orthoquartzite. De plus, le forage 14MT montre que vers la base, la source des lithologies indique un écoulement vers S, car la teneur en orthoquartzites est moindre que vers la surface où l'écoulement est vers SW.

La brèche de Havelock

Un bloc de brèche monogénique à matrice pyriteuse, observé à la coupe du drumlin de Ste-Clothilde proviendrait probablement d'une zone de brèche qui n'a pas encore été cartographiée, au nord ou à l'est du site, située à proximité en raison de la grande taille et de la forme sub-anguleuse du bloc.

Discussion sur le transport glaciaire

La comparaison avec les données du drumlin de Ste-Clothilde et de 12MT montre que le taux des lithologies provenant de sources lointaines (shales rouges et roches précambriennes) peut varier fortement

à l'intérieur d'un espace géographique restreint dans une même trainée glaciaire. Ceci est surprenant car intuitivement on s'attendrait à ce que la concentration des lithologies s'homogénéise avec le transport dans le till à l'intérieur de la traînée glaciaire.

Bien que la plupart des comptages pétrographiques soient statistiquement satisfaisants, le faible nombre de sites analysés rend très partielle toute conclusion sur le transport glaciaire dans cette région; l'interprétation ne fournit que des pistes intéressantes qui méritent d'être plus détaillées par des études ultérieures.

2.1.5 CONCLUSION SUR LA SÉQUENCE GLACIAIRE

L'unité stratigraphique marquant l'évènement quaternaire le plus ancien est les Sédiments du Lac Châteauguay et le till sous celle-ci. Ils ont été observés, de façon équivoque toutefois, à St-Michel, à Mercier et à Ste-Clothilde. Une unité de till plus compacte a été observée sous le till de surface près de Sherrington. Près de Athelstan, on a observé deux unités distinctes de till en forage, marquant un écoulement vers le sud à la base et un écoulement vers le sud-ouest au sommet. La relation stratigraphique entre ces tills et les Sédiments du Lac Châteauguay n'a pu être établie.

La chronologie glaciaire peut être résumée grossièrement par la séquence suivante : 1. S, 2. SW (et W), 3. SE (seulement dans le secteur ouest.). Au nord de la vallée du Lac Champlain, la stratigraphie des tills et la chronologie des stries indique toutefois une alternance entre les écoulements S et SW pendant la phase 2, indiquant l'influence changeante des écoulements dirigés vers la vallée du Lac Ontario (écoulement SW) et vers la vallée du Lac Champlain (écoulement S).

Le contenu pétrographique des tills, comme par exemple la teneur en orthoquartzites et en shales rouges, indique l'importante influence des écoulements vers le SW durant la dernière glaciation. Notamment, la présence de shales rouges, provenant du nord-est, est rapportée jusqu'à Athelstan.

2.2 SÉQUENCE FLUVIOGLACIAIRE

Les dépôts fluvio-glaciaires de la région sont présentés à la Figure 2.2.1. Les coupes étudiées visent à détailler les connaissances sur les dépôts fluvio-glaciaires présents, en particulier ceux des cônes d'épandages subaquatiques souvent associés aux eskers. Le terme « cône d'épandage subaquatique » (*subaqueous outwash*) a été introduit par Rust et Romanelli (1975) pour désigner un ensemble de sédiments mis en place par des eaux de fonte dans une étendue d'eau proglaciaire sous la limite d'action des vagues. Banerjee et MacDonald (1975) décrivent également les processus de formation des « perles » (*beads*) en milieu subaquatique à l'esker de Windsor, ce qui est similaire à la notion de cônes d'épandage subaquatiques. Les processus de dépôts des sédiments fins associés aux eskers sont également détaillés dans Gorrell et Shaw (1990), Lefebvre, 1995, Brennand (2000) et Cummings et Russel (2007).

Dans la partie centrale de la crête des eskers, les dépôts d'origine sous-glaciaire sont notamment caractérisés par une absence de particules fines rythmiques étant donné qu'ils sont mis en place dans un tunnel où la pression de l'eau est très forte (Banerjee et MacDonald, 1975; Sharpe, 1988; Rust, 1977 et 1988; Gorrell et Shaw, 1990; Lefebvre, 1995). La forme des cailloux est typiquement sub-arrondie à arrondie, en raison de la puissance des courants qui les usent en les transportant. Les eskers de la région peuvent être considérés comme des eskers de type courts et sub-parallèles formés dans des tunnels sous-glaciaires drainant un glacier en retrait rapide, superposés par des cônes d'épandage subaquatiques déposés de façon diachronique (d'après la classification de Brennand, 2000).

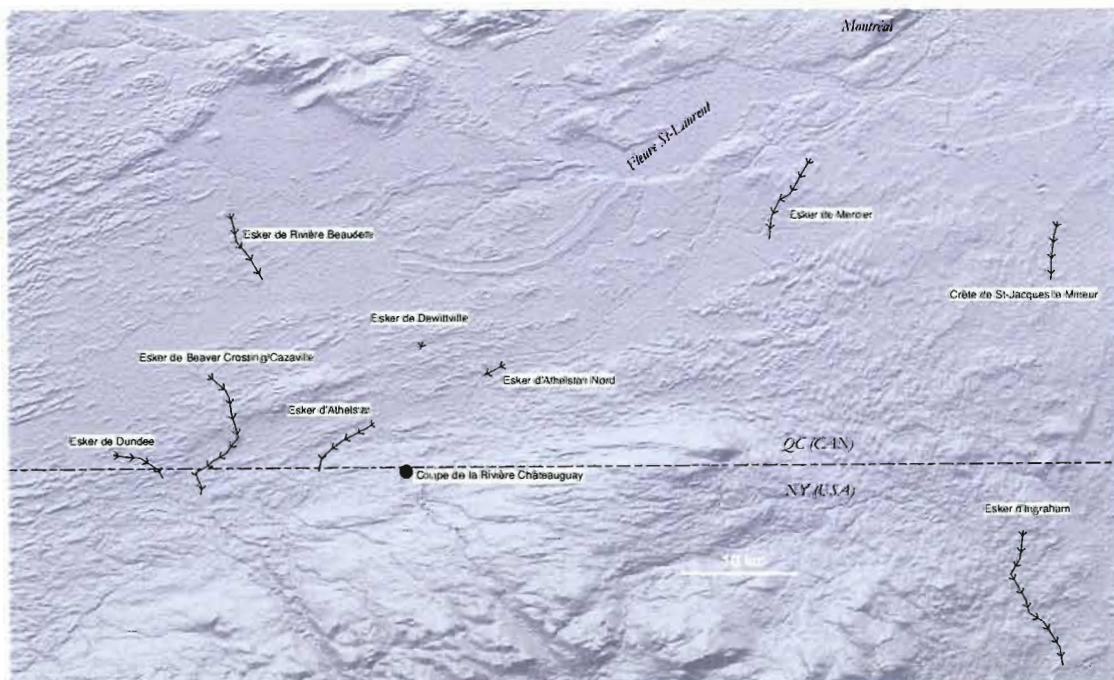


Figure 2.2.1 Carte de localisation des eskers et autres sédiments fluvio-glaciaires.

À proximité de la région à l'étude, deux eskers importants ont été décrits (Figure 2.2.1). À environ 10 km au SE de la région à l'étude, l'esker d'Ingraham (orienté S; 17 km de longueur, décrit par Diemer, 1988) est composé principalement de cônes d'épandage subaquatique. Au nord-ouest de la région d'étude, l'esker de Rivière Beaudette (orienté S, 13 km de longueur environ) forme un grand cordon composé de cônes d'épandage subaquatique (d'une largeur de 3 km au maximum) avec un cœur graveleux (Prichonnet, 1977, Corbeil, 1984). Les dépôts fluvioglaciaires retrouvés aux environs d'Ottawa, abondamment documentés (par entres autres Rust and Romanelli, 1975 ; Sharpe, 1988 ; Gorrel et Shaw, 1990), possèdent plusieurs ressemblance avec ceux observés dans la région à l'étude et à proximité. Une autre manifestation importante des eaux de fonte glaciaires est le chenal proglaciaire de Covey Hill, creusé dans le roc lors de la vidange du Lac Iroquois (Franzi et al., 2002; voir photo 2.2.10A).

2.2.1 MÉTHODE DE LEVÉES DES COUPES ET DE DESCRIPTION DES UNITÉS

Le grand nombre de coupe d'excellente qualité permet de définir plusieurs types d'environnements fluvioglaciaires et leurs relations paléogéographiques. Les levés des coupes stratigraphiques (pour l'esker de Mercier et le drumlin de Ste-Clothilde) ont été réalisées à la planchette avec l'aide de cordes graduées (pour les dimensions verticales).

Un code spécifique a été choisi pour la description des unités sédimentologiques pour ces coupes (basé sur le code du Centre géoscientifique du Québec, voir Parent et al. 2003). Premièrement, les lettres B, G, S, Si et A sont utilisés (pour blocs, gravier, sables, silt et argile). Ensuite, le chiffre suivant ces lettres indique fin (1), moyen (2) et grossier (3). De façon systématique, pour la description de la granulométrie des unités stratigraphiques, l'ordre des lettres et chiffres utilisés indique l'importance relative des granulométries (par exemple G2S1, S23 ou G2S23). Les granulométries retrouvées en faible quantité sont indiquées, si jugé nécessaire, entre parenthèses comme par exemple S2G1(B). Dans le cas où aucun chiffre n'est indiqué après la lettre, il s'agit d'une granulométrie mal triée ou approximative. Pour un sédiment diamictique, le code D est utilisé.

Dans les coupes stratigraphiques de l'esker de Mercier et le drumlin de Ste-Clothilde, les unités ont été divisées en groupes principaux (1,2,3...) qui sont séparées entre elles par des contacts érosifs ou des différences d'origine sédimentaire. Ces unités sont disposées en ordre stratigraphique et chronologique. Les lettres suivant le chiffre du groupe principal (par exemple 2b ou 4a) indique plutôt une lithologie spécifique au sein de l'unité stratigraphique.

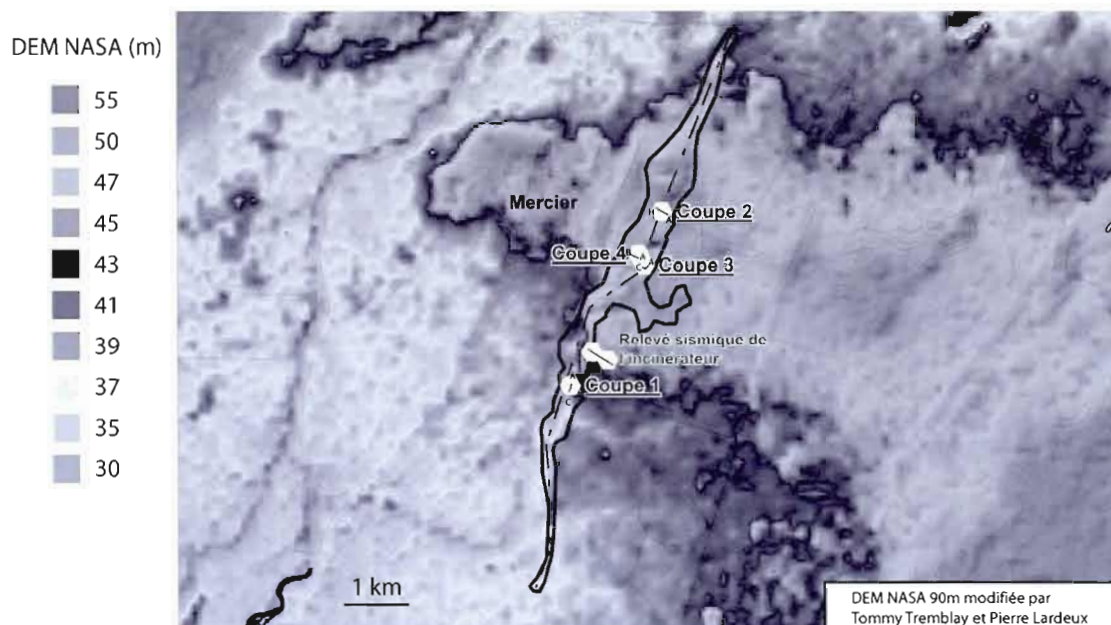


Figure 2.2.2 Carte de localisation des coupes de l'esker de Mercier.

2.2.2 DESCRIPTION DES ESKERS DE LA RÉGION

2.2.2.1 Esker de Mercier

L'esker de Mercier est situé près des villes de Ste-Martine et de Mercier (Figure 2.2.1). Long de 9 km en surface (Figure 2.2.2), il forme une crête aux pentes douces d'une élévation maximale de 15 m par rapport à la plaine environnante. L'élévation du sommet de la crête se situe entre 40 et 55 m asl (Figure 2.2.2). Prichonnet (1987, d'après Poulin 1976) a fait une description de l'esker de Mercier, incluant la partie sous-glaciaire (graveleuse) reposant sous la partie éventail subaquatique (sableuse). Avec une couche discontinue de till à sa base, l'esker est localement en contact direct avec le roc. Dans sa partie Nord, il est bordé directement par du till, tandis que dans sa partie Sud il est partiellement recouvert par les argiles de la Mer de Champlain, dans lesquelles il s'enfonce complètement au niveau de la Rivière Esturgeon. D'orientation SSW, il est témoin de la phase finale de l'écoulement glaciaire causée par l'appel vers le Lac Iroquois (Prichonnet, 1977; Ross, 2005; voir chapitre 5).

Coupe 1

L'orientation de cette coupe est sub-parallèle à la crête de l'esker, la direction des paléo-courants se dirige vers la droite de la coupe. Cette coupe (Figure 2.2.3) est caractérisée par des lits généralement graveleux. Le tri varie de très bon (parfois des rythmites de S3 et G1 très bien triés) ou très mauvais (couches massives ou grossièrement litées de diamicton à matrice sableuse). Les variations de courant

sont importantes et subites, attestées par des alternances granulométriques souvent brusques entre les unités stratigraphiques. Les contacts inférieurs des unités sont souvent érosifs. De nombreux lits obliques de formes variées (droites, concaves et sigmoïdes) et aux orientations changeantes attestent des grandes formes alluviales dans le lit du torrent.

Tous les sédiments (sauf l'unité 6, littorale) sont affectés par des déformations d'origine juxta-glaciaire, représentés notamment par une importante faille normale sub-verticale non-pairée descendant le toit de façon uniforme sur plusieurs mètres. Le jeu vertical de la faille semble être d'au moins 2,5 m. La manifestation structurale de ce mouvement normal est le plissement des couches, dont l'intensité augmente en s'approchant de la faille (unités 4d et 5). Dans les couches inférieures, la faille présente un caractère cassant (couches 1, 2 et 3a).

Coupe 2

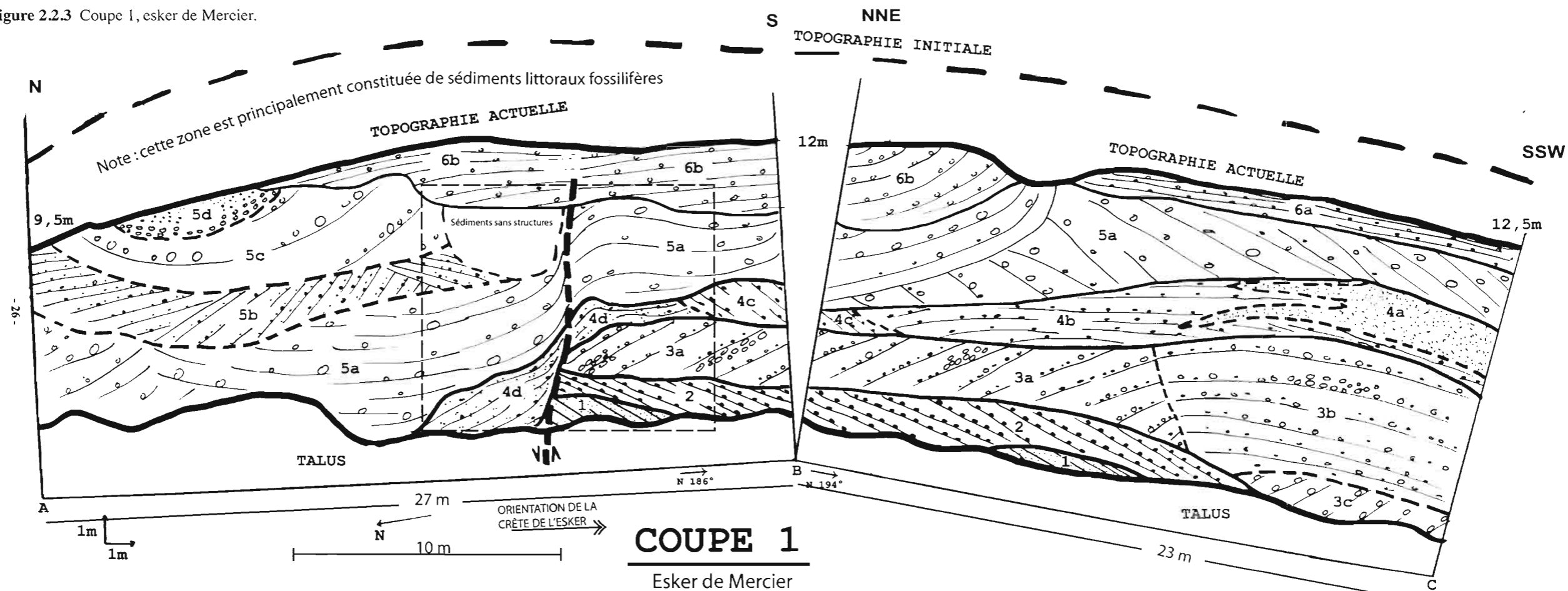
On peut diviser cette coupe (Figure 2.2.4) en deux parties distinctes, soit la partie ouest (coupes CBA et EDC) qui est dominée par les particules fines et la partie est (coupe HGFE) où les sédiments sont plus graveleux. La coupe 2 a été divisée en 3 groupes de sédiments qui représentent des événements sédimentaires distincts.

Une unité silteuse est probablement présente sous l'unité 1. Probablement remontés par diapirisme (convolutes), des fragments bréchiques de strates de silt argileux sont retrouvés dans les sables massifs de l'unité 1.

L'unité 1a, qui est présente sous l'ensemble de la coupe, est surtout composée de sables moyens très bien classés et massifs (à stratifications sub-horizontales), passant vers quelques lits de sables graveleux (avec G12, unité 1b) à stratifications parfois obliques. Le contact, localement érosif, entre l'unité 1a et l'unité 1c est une transition latérale. L'unité 1c est composée de sédiments graveleux stratifiés, à matrice sableuse, parfois jointifs, à stratifications horizontale et oblique. À quelques endroits, l'orientation moyenne des axes longs des galets est orientée vers le sud, soit la direction principale du courant et l'orientation de l'axe de la crête de l'esker.

L'unité 2 est dominée par des silts et sables fins massifs, rythmites fluvioglaciaires, de couleur brun foncé. Du côté ouest l'unité 1 forme un promontoire qui a peut-être empêché la sédimentation de cette unité. La base de l'unité 2 est soulignée par un contact érosif de forme ondulée sur l'unité 1. Par-dessus ce contact, une couche de silt argileux laminé est déposée de façon successivement conforme puis horizontale (Figure 2.2.4, photo 3). Au sein de l'unité 2, des rythmites sablo-silteuses (2a) alternent avec un lit de graviers à matrice silteuse (2c), des lits de rythmites plus argileux (2d) et un lit de sables grossiers (2b). Chaque rythmite de 0.5 à 2 cm environ présente un granoclassement normal et pourrait être analogue à une

Figure 2.2.3 Coupe I, esker de Mercier.



LEGENDE DE LA COUPE 1 (suite)

	S2-3 bien trié, gris foncé lits obliques (N340°, 20°)	Sp
	G1 bien trié alterné avec S-G1 et localement G-B (10cm), jointif, rouge orangé (oxydation du fer) stratification oblique parallèle (11°)	GRmb
	G1-3 avec matrice de S-G1 et 20 à 30% de blocs (20 à 40cm), non jointif lits obliques (24°) légèrement sigmoïde	Gd
	idem 3a avec lits sub-horizontaux	Gh
	idem 3a avec 30 à 50% de blocs	Bmg
	S3 (80%) avec 20% de G1-2, gris	Sp
	G1 (50%) avec G2 (30%) et S3 (20%) lits sub-horizontaux à obliques (4°) granoclassement latéral avec 4a chenaux plus grossiers que dans 4a	GRh
	idem 4b avec plus de S-G1 lits obliques (20°)	GRp
	idem 4a mais le matériel a été déformé par le mouvement de la faille	Sd

LEGENDE DE LA COUPE 1

	G2-3 avec 30 à 50% de blocs (20 à 40cm), jointif lits grossiers obliques avec figures de chenaux	Gt
	S2-3 avec G1 bien trié lits obliques	Sp
	G2-3 avec blocs grossièrement stratifié légèrement obliques	Gt
	G3 avec blocs et SG granoclassement vertical	Gfu
	G1-2 stratifié sub-horizontalement	GRh
	G2-3 avec 10% de blocs stratifié sub-horizontalement au Nord	Gh
		Sm
		faille normale probable

Aggrandissement zone de la faille normale

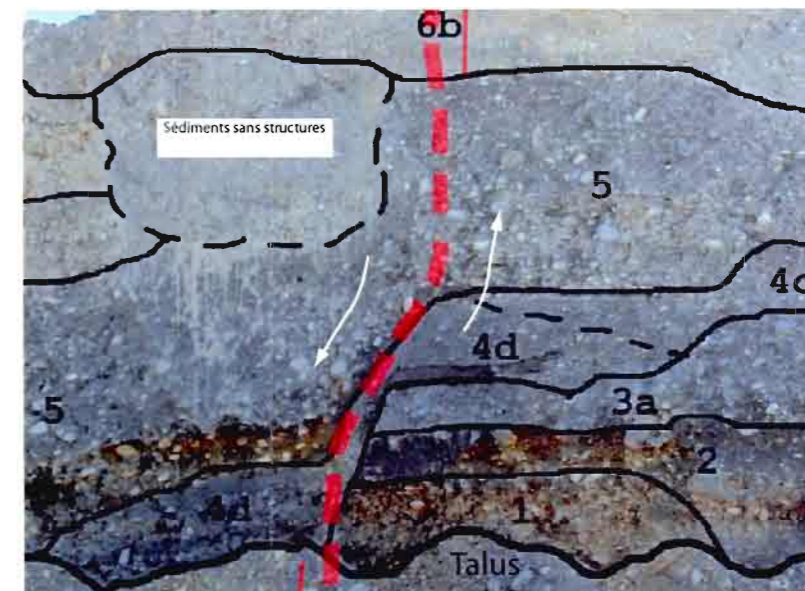
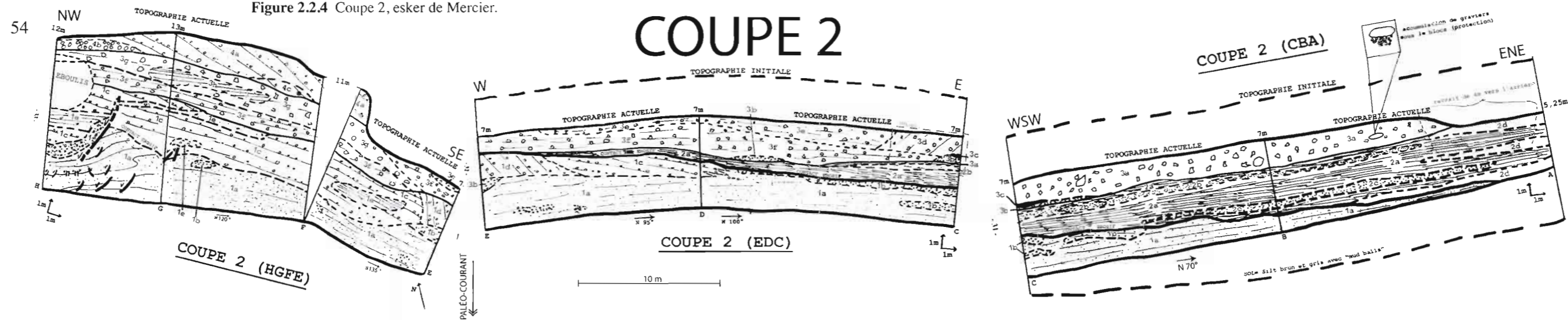


Figure 2.2.4 Coupe 2, esker de Mercier.



LEGENDE DE LA COUPE

4a	S-G arrondis à sub-arrondis, parfois jointifs litage horizontal à oblique	GRp
4b	glaciel de G3 (50%) et blocs (10 à 30 cm), jointifs	Gm
4c	idem 4a mais fossilifère	GRp
3a	diamicton silto-sableux, riche en G1-3 et blocs (5% compris entre 20 et 50 cm) brun pâle parfois grossièrement stratifié	Dms
3b	G1 jointif érosif	GRm
3c	silts gris stratifié et laminé	F1
3d	diamicton silto-sableux stratification oblique (25°)	Dms
3e	diamicton silto-sableux, riche en G2, brun stratification nette et rythmique	Dms
3f	idem 3e mais de couleur gris	Dms
3g	diamicton silto-sableux, riche en blocs grossièrement stratifié	Dms
3h	S2 stratifié et laminé	Sh
2a	F-S1, brun foncé lamines (1 à 5 mm) rythmiques présence d'ondulation de compaction	F1v
2b	S3 avec G1 en cailloux flottants (<10%), beige stratification horizontale	Sh(d)
2b'	idem 2b avec plus de G1 (>30%)	Sh(d)
2c	G1 jointif, légère matrice de S3 stratifié	GRp

Cailloux striés, sub-anguleux à sub-arrondis



2d	F-S1, gris laminé plus et argileux que 2a	F1
1a	S1-3, très bien trié, granoclassement stratification horizontale rythmique présence de cailloux flottants et de "mud balls"	Srg(d)
1b	G1-2 (5 à 30%) lits horizontaux (2°) gradient latéral vers du S3	GRh
1c	G1-2 jointifs lits sub-horizontaux (8°) contact supérieur de nature érosive	GRh
1d	idem 1c mais plus riche en G2 et un pendage de 30°	GRp
1e	S2 avec G1 (<5%) stratifié	Sp
1f	sédiments de l'unité 1 tectonisés	

v	faille normale
f	présence de coquilles marines (<i>Hyatula Arctica</i>)



Photo 2 : Diamicton sommital stratifié obliquement.

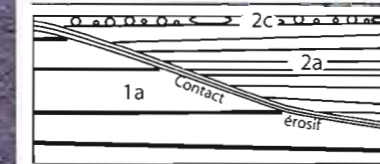


Photo 3 : Rythmites silto-sableuses sur contact érosif.

petite séquence turbiditique de Bouma. Bimodal à matrice silteuse, l'unité 2c (graviers) est manifestement une unité grossière déposée par une coulée gravitaire.

L'unité 3 est de composition principalement diamictique à matrice sablo-silteuse (légèrement plus grossière que dans le till régional). Le contact à la base de l'unité 3 semble principalement érosif. Dans la plupart de ses sous-unités diamictiques on aperçoit des stratifications grossières ou nettes, parfois obliques (Figure 2.2.4, photo 2), parfois soulignées par des lits plus graveleux. La présence de strates obliques écarte l'idée que ce dépôt soit un till, déposé par de la glace active. De plus, aucune évidence de déformation glacio-tectonique n'est observée dans les dépôts sous-jacents. La prédominance de cailloux striés, sub-anguleux à sub-arrondis (comme dans le till régional) indique que la source de sédiments est complètement différente des sédiments de l'esker comme tel (unités 1 et 2), dont les cailloux sont sub-arrondis à arrondis en majorité et non-striés, à cause du transport fluvioglaciaire. Il s'agit donc probablement d'un dépôt produit dans des conditions de transport par coulée gravitaire, à partir des dépôts glaciaires non-triés. Au sommet de la coupe, l'unité 4 représente des sables et graviers littoraux à *Hiatella arctica*.

Quelques déformations d'origine juxta-glaciaires sont présentes dans la partie gauche de la coupe, dans l'unité 1 uniquement. Il s'agit d'une faille normale avec un rejet vertical apparent d'environ 3 mètres.

Coupe 3

La coupe 3 (Figure 2.2.5) présente des sédiments alternant entre sableux (1, 3 et 5) et graveleux (unités 2, 4 et 6). Le contact inférieur des unités graveleuses est souvent érosif. Une particularité de l'unité 4 est la présence d'un « mudball » de silt laminé qui témoigne de la présence de dépôt en milieu glacio-lacuste à proximité. L'unité 7 est constituée de sédiments graveleux stratifiés et fossilifères, d'origine littorale.

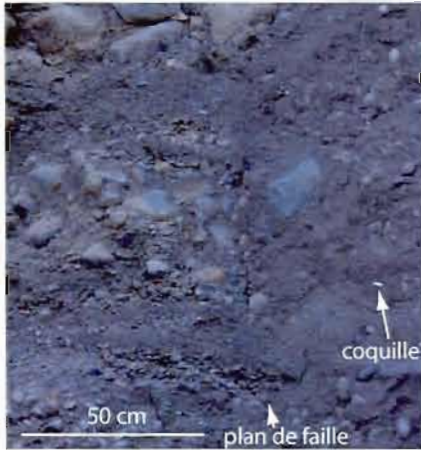
Des déformations d'origine juxta-glaciaire sont dues à la fonte d'un petit culot de glace, spécialement celles du bas (1 et 2). De plus, l'unité 7 est bordée par une grande face d'effondrement de plus de 8 m de hauteur. Il s'agit d'un plan de faiblesse par lequel le sédiment sablo-graveleux initial s'est effondré, en laissant un mur quasi-vertical qui est resté stable pendant le dépôt des sédiments sablo-graveleux fossilifères dans le vide adjacent. Les déformations observées sont probablement reliées à l'instabilité de la crête de l'esker, ébranlée lors d'une période de tempête.

Coupe de l'incinérateur (ligne sismique 8)

Un relevé de sismique réflexion à haute résolution (Figure 2.2.6) effectué sur le terrain adjacent à l'incinérateur, accompagné de données de forages, est perpendiculaire à la crête de l'esker. D'une longueur d'environ 800 m, il a été effectué sur la plaine d'argile marine très plane bordant l'esker. L'interprétation de ce relevé sismique a été validée avec l'aide de 12 forages .

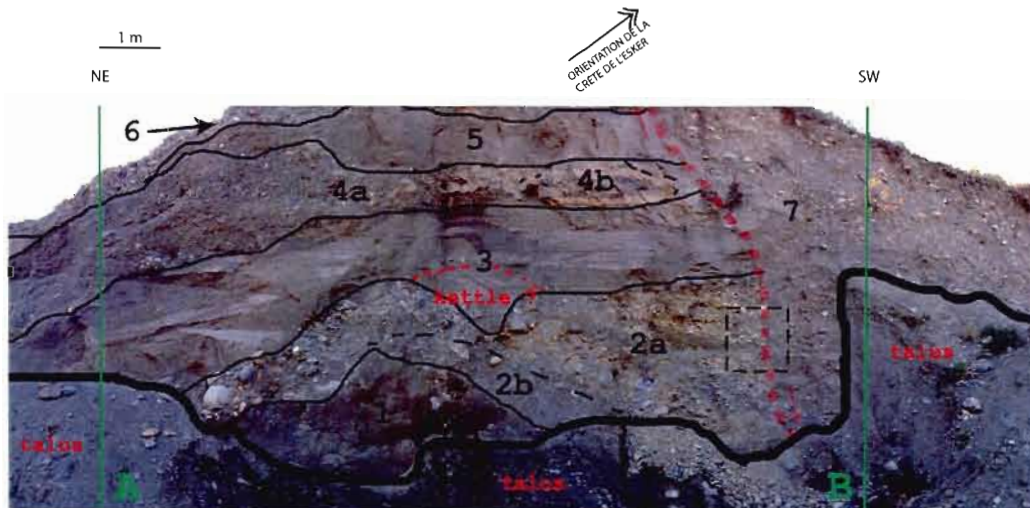
LEGENDE DE LA COUPE 3

Figure 2.2.5 Coupe 3, esker de Mercier.



Vue d'agrandissement montrant la faille, avec S3G12 fluvio-glaciaires (à gauche) et les sables et graviers mal triés littoraux marins fossilifères (à droite)

1	S2-3 bien trié, brun sans structures apparentes présence d'eau souterraine	Sm
2a	G1-2 avec blocs, bien trié structure de fond de chenal	GRch
2b	S1-2 avec G1-2 (20%)	Sd
3	S2-3 litage sub-horizontale diachase au NE (gauche) et présence possible d'un culot de glace enfoui	Sh
4a	G1-2, bien trié lits horizontaux à obliques présence de bancs plus riches en cailloux	GRmb
4b	lentille de fines, orange (Fe oxydé) laminée et endurée	Fm
5	S2-3 avec G1 (cailloux flottants), bien trié légèrement lité	Sh(d)
6	G3 et blocs jointifs présence de galets imbriqués	Gmi
7	S-G mal trié, dépôts de la mer de Chaplain lits obliques (12°) fossilifère (fragments de coquilles)	Dms(r)
f	faille normale N235°, 85° hauteur de 8m	
f	fragments de <i>Nyatella Arctica</i> en position de dépôt	



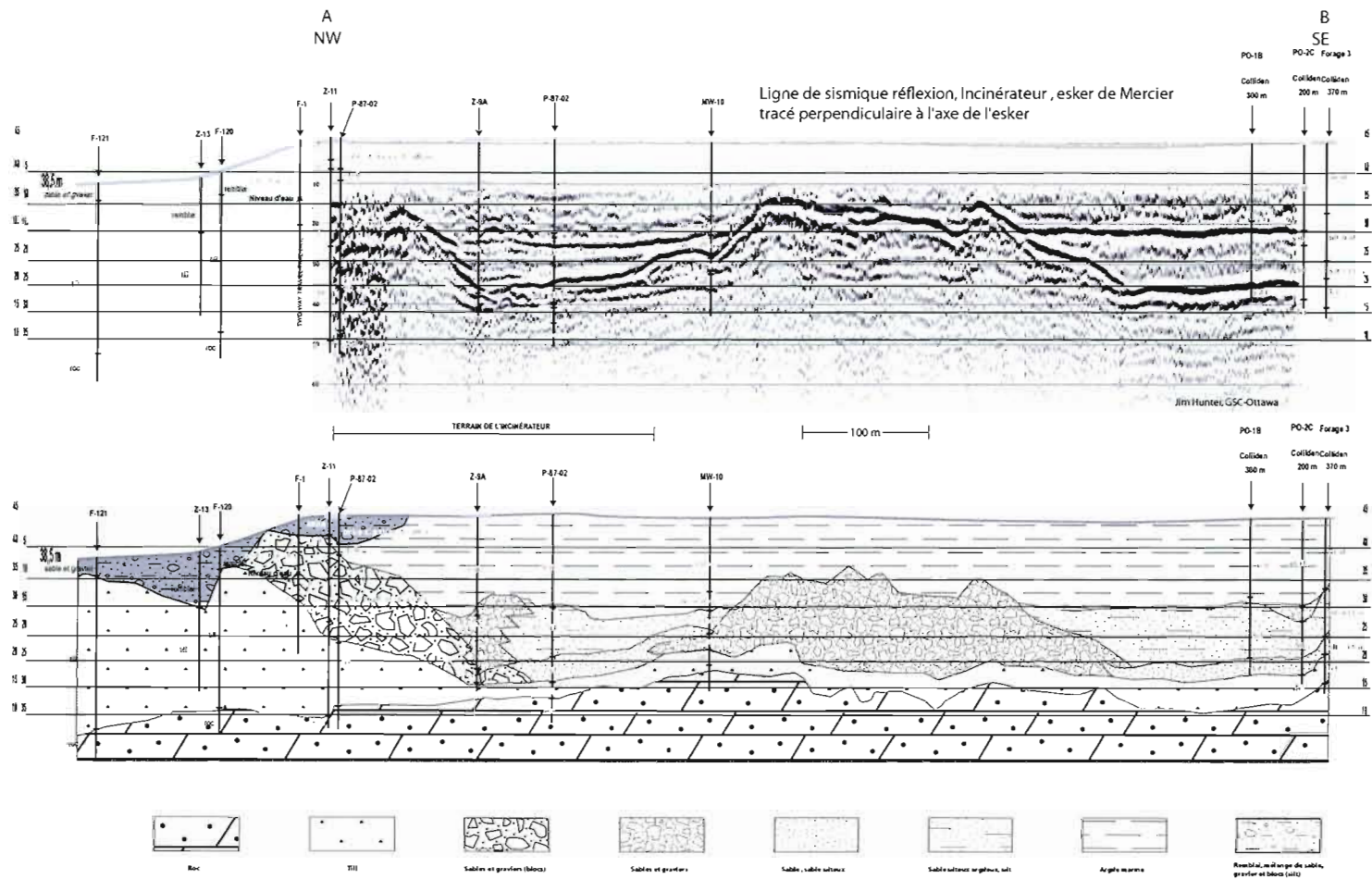


Figure 2.2.6 Ligne de sismique réflexion, incinérateur, esker de Mercier.
Le tracé est perpendiculaire à l'axe de l'esker.

La surface du roc (dolomie et/ou orthoquartzite) est relativement plane sous la séquence de sédiments meubles de cette coupe. Les forages contraignent bien la profondeur du roc, tandis que sur la base du relevé sismique seul il serait difficile de tracer exactement la surface du roc. Le till est d'épaisseur variable et est présent de façon continue à la base de cette coupe. Au NW de la coupe, il forme une butte de 20 m de hauteur (drumlin ?), tandis que dans le reste de la coupe son épaisseur semble être autour de 5 mètres. Au centre de la coupe, une butte de 15 m de hauteur est constituée de sable et gravier. Il n'existe aucun forage qui vient confirmer sa composition en son centre. Il s'agit probablement d'un cordon latéral et secondaire de l'esker. Une unité principalement composée de sable et de silt occupe les dépressions adjacentes aux deux buttes citées précédemment. L'épaisseur de cette unité est comprise entre 10 et 15 m. La surface de cette unité est plane, attestant d'un dépôt en milieu plutôt calme. Du côté gauche de la coupe, l'unité sablo-silteuse et sablo-argileuse se raccorde aux sédiments sablo-graveleux par une transition graduelle. Du côté droit de la coupe, les sédiments silteux sont déposés en conformité sur les dépôts sablo-graveleux. La crête secondaire de l'esker est totalement recouverte par les argiles marines. Les réflecteurs internes présents dans cette unité sont parallèles, de faible intensité et distancés d'environ 1-2 m, résultat de l'interférence des couches minces (Hunter et al., 2000).

2.2.2.2 Esker de Beaver-Crossing

L'esker de Beaver Crossing est exceptionnel par la taille imposante d'un de ses segments principaux où une exploitation de graviers montre une coupe de gravier de 20 mètres de hauteur environ (au niveau du chemin Arnold, coupes 9A et 9B, Figure 2.2.7). Cet esker est orienté vers le SSE dans sa partie nord, et bifurque vers le SW dans sa partie sud. Cette crête fluvioglacière a été décrite comme un esker pour la première fois par Prichonnet (1987). Elle a aussi été décrite dans Richard (1977) comme une moraine terminale et dans Bariteau (1988), comme une moraine bordière. Fulton et Richard (1987) et Gadd (1987) attribue le terme de « moraine interlobaire » à cette crête fluvioglacière. Delage (1997) suggère que le dernier écoulement dans la région de Huntingdon soit vers le SE (pour former le pattern des drumlinoïdes remobilisés et déformés), ce qui invalide l'hypothèse d'une moraine interlobaire qui nécessite un écoulement vers le SE à l'ouest de la crête et un écoulement vers le SW à l'est de la crête. Delage (1997) désigne cette forme par le terme d'esker, mais qualifie la section du renflement située près de chemin Arnold (coupes 9A et 9B) comme une partie de moraine bordière. Il est ici proposé que le terme « moraine » ne soit pas utilisé pour cette forme, car une moraine devrait marquer une réelle stagnation du front glaciaire, ce qui n'est pas le cas ici. La présence d'anabranches au long de cette forme (secteur sud, Figure 2.2.7) confirme qu'il s'agit bel et bien d'un esker déposé en partie en condition sous-glaciaire.

Cet esker est de forme asymétrique et à terminaison subaquatique doté d'une section particulièrement large (macroforme au sens de Brennand, 2000). Delage (1997) attribue la forme asymétrique de la crête à l'existence d'un réentrant de la marge glaciaire qui ne permet le dépôt de sédiments de cône d'épandage

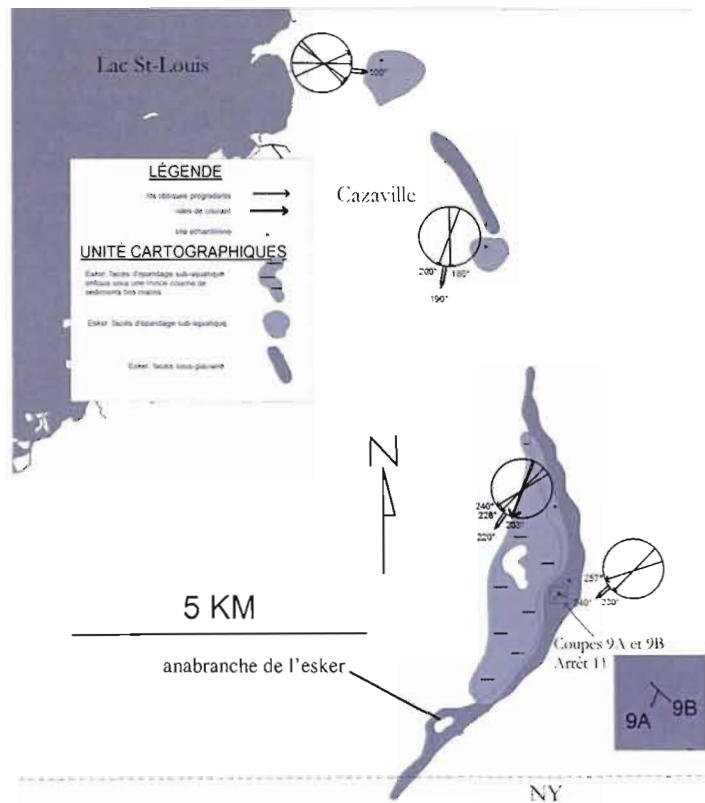


Figure 2.2.7 Paléocourants dans les sédiments de l'esker de Beaver Crossing.

subaquatique que d'un seul côté. En cela, cet esker serait analogue au cas exposé dans Cheel et Rust (1982), où une disposition similaire du front de la glace conduit à une asymétrie du dépôt et une orientation oblique de la direction du courant par rapport à l'axe de l'esker.

Selon des données de forages, l'épaisseur maximale de l'esker atteint 55 m (Prichonnet, 1987). Le sens de l'écoulement des courants est montré sur la Figure 2.2.7. Plusieurs mesures de courant ont été prises sur 2 à 4 endroits par site. Les résultats des mesures sont cohérents avec la forme de l'esker, sauf au site le plus au nord qui est orienté vers E.

Secteur Sud

À la section où la crête est la plus large (près des coupes 9A et 9B, Figure C4, au chemin Arnold), le profil topographique de l'esker est asymétrique, avec une pente abrupte du côté est et par une longue pente douce du côté ouest. Les strates de l'esker pendent généralement vers le SW (Richard, 1977; Bariteau, 1988; Delage, 1997; Figure C4). De plus, plusieurs strates semblent montrer un granoclassement latéral vers le SW. Des déformations juxta-glaciaires, généralement due à des morceaux de glace enfouie, affectent les sédiments de l'esker, sous forme de failles normales et/ou inverses. Une plus forte concentration de déformations juxta-glaciaires du côté est (2.2.10 B et C) que du côté ouest.

Secteur Nord

La crête principale est parfois formée de graviers à blocs (Figure 2.2.10D). Par-dessus sont déposés des sédiments de cône d'épandage subaquatique (sables et silts stratifiés, avec des rides ascendantes et des blocs délestés; Figures 2.2.10 E, F et G). De plus, des graviers sont présents sous les sables fluvioglaciers situés dans Cazaville.

La carte des dépôts meubles de Richard (1982) étendait l'unité fluvioglacière sableuse à l'ouest de Cazaville; en raison d'un couvert important de sédiments sableux d'origine littorale et éolienne sa distribution a été restreinte aux endroits où elle a été bien identifiée.

2.2.2.3 Esker de Dewitt

Ce très petit esker est presque totalement enfoui sous les argiles marines. Il s'agit principalement de rythmites sablo-silteuses et sableuses et de sables graveleux stratifiés horizontalement. Quelques convolutes et brèches dues au diapirisme sont observées dans les zones de sédiments fins. Il s'agit donc, en surface, de sédiments de cône d'épandage subaquatiques.

2.2.2.4 Esker de Athelstan

Cette crête sinueuse et assez longue est formée de deux parties (le corps principal et la partie Nord) auxquelles quelques petits eskers affluents viennent se raccorder (Figure 2.2.1). Cet esker est à moitié enfoui sous les argiles marines. De plus, une section totalement enfouie sous les argiles marines raccorde peut-être les deux segments de l'esker. Dans des sablières abandonnées, on observe des sédiments sableux, des rythmites sablo-silteuses et des sédiments de graviers et blocs arrondis. Il s'agit probablement d'un faciès sous-glaciaire ou proximal recouvert par des cônes d'épandage subaquatique.

2.2.2.5 Esker de Dundee

Cet esker étroit et sinueux de taille moyenne semble se raccorder à l'esker de Beaver Crossing (Figure 2.2.1). Son orientation est oblique (SE) par rapport aux autres eskers à proximité (orientés S ou SW). Il se peut, de façon hypothétique, que cet esker se soit formé lorsque le front glaciaire retraissait vers le NW. Il serait ainsi contemporain de la partie nord de l'esker de Beaver Crossing et de l'esker de Rivière Beaudette (Corbeil, 1984), tous deux orientés vers le SSE. Cet esker est partiellement enfoui sous les argiles sur une grande partie de son parcours. Aucune coupe n'a été aperçue dans cet esker.

2.2.2.6 Esker de Doréa

Delage (1997, p.147) montre sur une carte qu'il pourrait y avoir un petit esker orienté vers SSW près de la frontière au sud de Franklin (Doréa). Toutefois, cette information n'a pu être confirmée sur photo-interprétation ni sur le terrain.

2.2.3 MODÈLE SÉDIMENTOLOGIQUE DE FORMATION DES ESKERS

Cette section contient un modèle sédimentologique expliquant le processus de formation des eskers de la région, dérivée de l'interprétation de la sédimentologie des coupes détaillées décrites à l'esker de Mercier. Une coupe-synthèse est présentée à la Figure 2.2.8, et un schéma explicatif du mode de dépôt des eskers est présenté à la Figure 2.2.9.

2.2.3.1 Sédiments graveleux d'origine sous-glaciaire

La séquence basale de la stratigraphie (Figure 2.2.8) est constituée de sédiments sablo-graveleux d'origine sous-glaciaire. D'après les données de forage, cette unité est communément en contact avec le roc suite à l'érosion du till par les torrents fluvioglaciaires.

Les sédiments sous-glaciaires sont observés à la coupe 1 de l'esker de Mercier (Figure 2.2.3), sur presque toute la coupe, d'une longueur de 200 m environ. La forme du lit torrentiel très dynamique, la variation importante des granulométries, l'absence de lits de particules fines et la présence de déformations juxta-glaciaires témoignent d'un milieu de torrent sous-glaciaire, soit la partie d'un esker située sous la glace. Cette partie est sujette à des forts courants à pression confinée d'intensité variable au gré des saisons et des fortes pluies d'été (Brennand, 2000). Le tri des sédiments n'est généralement pas très élevé; ces conditions se retrouvent souvent lorsque les courants sont très forts et qu'ils transportent les sédiments sous forme de « concentrated flow » (Brennand, 2000).

2.2.3.2 Sédiments graveleux d'origine proximale

L'origine des dépôts graveleux dépourvus de rythmites silteuses contenus dans les eskers peut être d'origine proximale, déposés au moment où l'eau de fonte atteint le milieu lacustre (ou subaquatique). On observe souvent quelques rares rythmites silteuses ou sableuses, en raison du dépôt par décantation en période d'étiage (par exemple, la coupe 3 à la Figure 2.2.5). La coupe de l'incinérateur (Figure 2.2.6) montre des sédiments graveleux proximaux se raccordant par une transition latérale à des sédiments silto-sableux. Cheel (1980 et 1982) propose un modèle où ces graviers sont déposés dans petits réentrants de la marge glaciaire autour de la conduite d'eau de fonte. Cette situation est similaire à celle de la partie

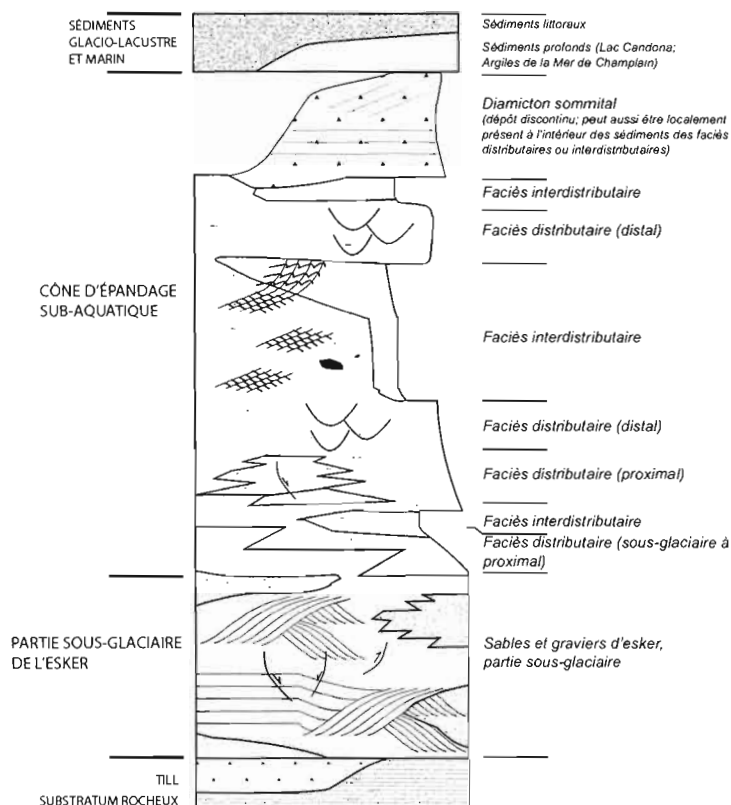


Figure 2.2.8 Coupe sédimentologique synthétique de l'esker de Mercier.

centrale de l'esker de Beaver Crossing (Figure 2.2.7), où on observe une déflexion complète de la direction d'écoulement du cône d'épandage par rapport à l'axe de l'esker (Delage, 1997).

2.2.3.3 Séquence de sédiments graveleux, sablo-silteux et diamictiques

Plusieurs cortèges de sédiments sableux, silteux, graviers et diamictiques (Figure 2.2.8) furent construits lorsque les eaux de fonte glaciaires débouchaient dans les eaux du Lac Candona, en contexte de cône d'épandage subaquatique (voir Coupe 2 à la Figure 2.2.4).

Les sédiments graveleux sont des dépôts proximaux (2.2.3.2 ; à la Coupe 3) ou peuvent être déposés par coulée gravitaire, suite à l'effondrement d'une partie de la crête de sédiments pendant la formation du cône d'épandage subaquatique (unité 2b et 2c, Coupe 2, Figure 2.2.4). Les sédiments sableux sont retrouvés dans les parties plus distales des distributaires ou dans l'espace interdistributaire, par exemple l'unité 1 (sableuse) de la coupe 2. Les sédiments sablo-silteux (rythmites) sont typiques de l'espace interdistributaire et très distal. Quelques blocs déposés par délestage d'icebergs sont parfois retrouvés (Figure 2.2.10E).

Parfois, une séquence diamictique à matrice fine, à cailloux striés, est présente au-dessus de la séquence du cône d'épandage subaquatique. Un bon exemple est le dépôt de l'unité 3 (diamicton stratifié à galets striés) de la coupe 2, qui vient napper l'ensemble de la coupe, et marque un changement à la fois de la source et du mode de dépôt des sédiments. La source de ces sédiments est le diamicton glaciaire plutôt que la charge sédimentaire du tunnel fluvioglaciaire, puisque que la surface des galets striés ne montre aucune marque de transport en milieu fluvioglaciaire. Le mode de dépôt serait davantage des coulées gravitaires que par les torrents fluvioglaciaires. Cet événement n'est donc probablement pas lié à l'exutoire fluvioglaciaire comme tel mais plutôt à un stade final (en effet ce dépôt est sommital donc plus jeune que tous les dépôts purement fluvioglaciaires) de désintégration de la glace adjacente aux exutoires. Le modèle de dépôt de ce diamicton est illustré à la Figure 2.2.9. La glace entourant le tunnel contient des poches de débris qui, lorsque la glace se désintègre, se déversent sous la forme de coulées de débris par-dessus les sédiments de l'esker. Le terme de till de coulée (*flow till*) est approprié pour décrire ce sédiment. Une autre dénomination de ce sédiment est un sédiment de coulée de débris cohésifs (voir Benn et Evans, 1998).

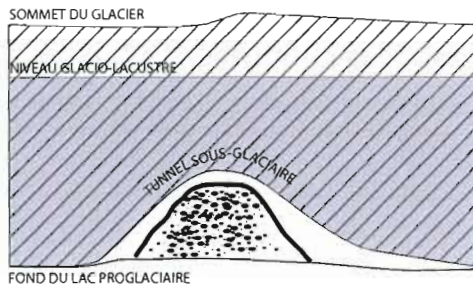
À l'instar de l'esker de Mercier, on retrouve souvent des diamictons à cailloux striés en position sommitale (Aylworth et French, 1975 ; Sharpe, 1988 ; Prichonnet, 1987 et de Vernal et al. , 1989, à St-Césaire). Il ne s'agirait pas non plus d'un faciès de délestage d'icebergs puisque on pourrait s'attendre à y voir des dépôts fins et rythmiques associés aux sédiments diamictiques, tel qu'indiqué dans Prichonnet (1988).

2.2.4 ASPECTS HYDROGÉOLOGIQUES

L'unité de sables et graviers sous-glaciaires (Gx) est invariablement très perméable (sable et gravier), et montre typiquement une forme de crête. La perméabilité peut varier pour l'unité de cône d'épandage subaquatique (Gs) selon la nature des dépôts (sables, graviers, silts et diamicton), et formera une nappe qui recouvre les sédiments antérieurs. Il devient alors indispensable de bien caractériser chacun de ces dépôts pour avoir une juste vision de l'hydrostratigraphie des eskers, ceci étant valable seulement si on s'intéresse au phénomène à une échelle rapprochée. À échelle régionale, ces dépôts subaquatiques devraient être considérés comme étant en moyenne assez silteux dans la région à l'étude, donc peu perméables relativement à la partie graveleuse de l'esker.

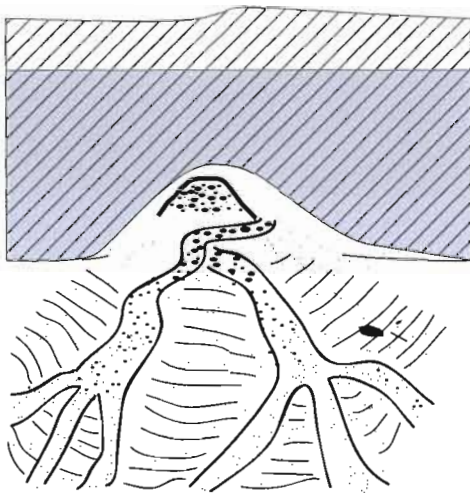
Les méthodes utilisées pour définir ces unités sont variées. Une synthèse des forages disponibles a été réalisée pour l'esker de Mercier (Pontlevoy, 2004). Dans la présente étude, l'épaisseur des argiles marines qui recouvrent les eskers est mesurée avec le Pionjär (Figure 2.3.5). Le relevé GPR est utile pour étudier le type de sédiment présent et sa profondeur minimale (Michaud et al., 1997). Deux cas sont illustrés ici : les sédiments juxta-glaciaires graveleux (Figure C4 et C6, noter les strates obliques croisées) et les

MODÈLE DE DÉPÔT SÉDIMENTAIRE DE L'ESKER DE MERCIER: SECTION SOUS-GLACIAIRE, CÔNE D'ÉPANDAGE SUB-AQUATIQUE ET DIAMICTON SOMMITAL



ÉTAPE 1 : Construction d'une crête d'esker en milieu sous-glaciaire.

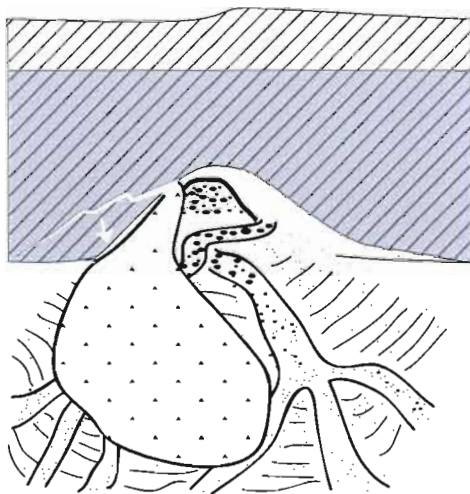
Faciès principal : sables et graviers à strates obliques et sub-horizontales.



ÉTAPE 2 : Construction de cônes d'épandage sub-aquatiques à partir des sédiments transportés par les eaux de fonte du tunnel de l'esker.

Les crues peuvent modifier le parcours du chenal, à la fois en érodant les sédiments antérieurs et en érodant ou soulevant les parois de glace du tunnel.

Faciès principaux : sables et graviers chenalisés, sables chenalisés, sables à rides grim-pantes, rythmites silto-sableuses.



ÉTAPE 3 : Abandon du cône d'épandage et effondrement des parois du tunnel sous-glaciaire. Durant la mise en place du cône d'épandage, des poches de diamicton ont été formées à partir de la fonte partielle de la glace basale riche en débris, à cause de la circulation de l'eau de fonte dans les petites cavités de la glace. Lorsque les parois s'effondrent à la toute fin, les poches de diamicton, concentrées dans la glace basale située près des parois de l'esker, se déversent par coulée gravitaire sur les sédiments antérieurs.

Faciès principal: diamicton un peu plus sableux que le till régional, massif ou stratifié grossièrement, à cailloux striés.

Figure 2.2.9 Modèle sédimentologique de l'esker de Mercier.

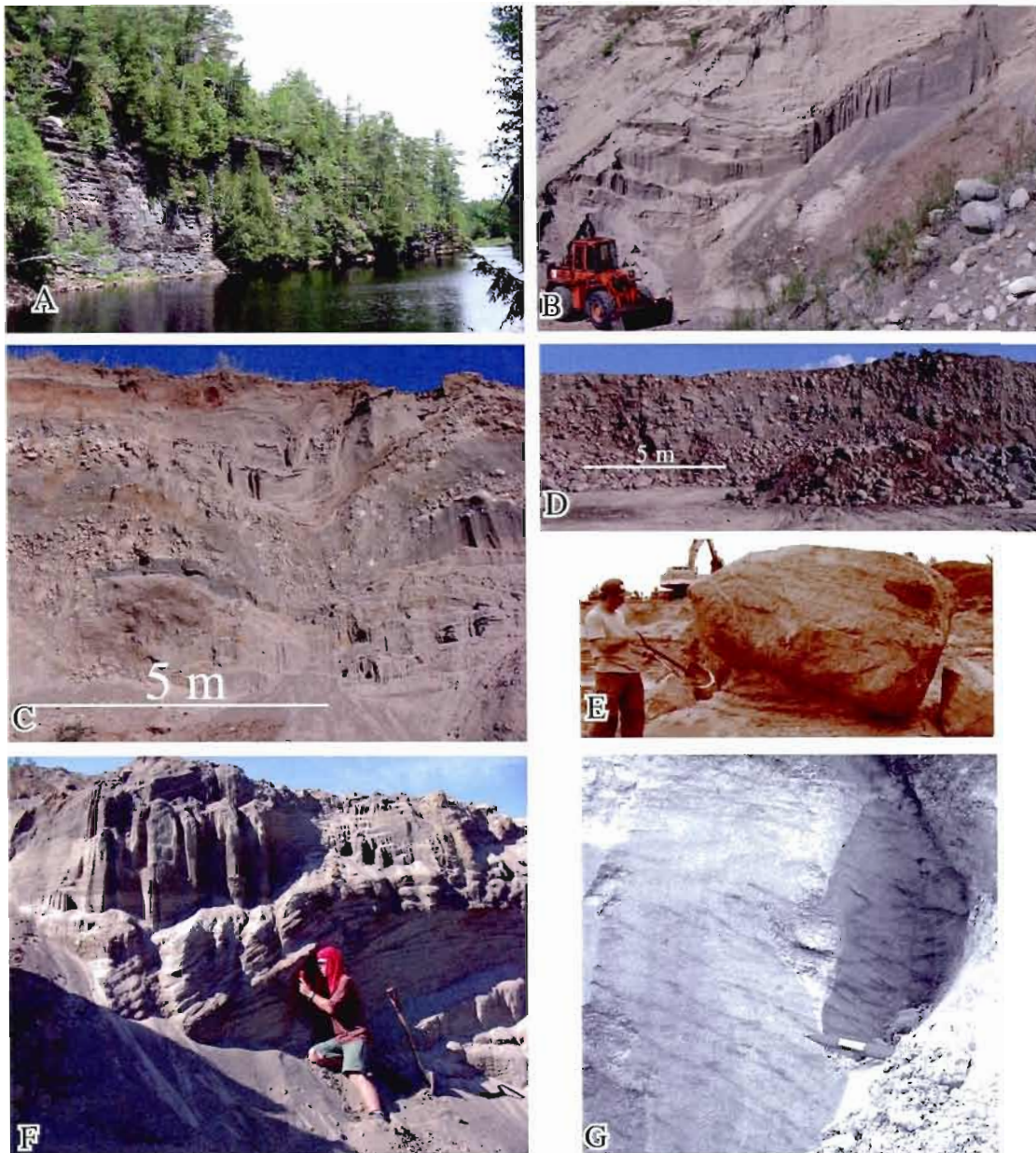


Figure 2.2.10 Photos des sédiments fluvio-glaciaires

A. Chenal proglaciaire de Covey Hill, creusé dans le roc.

Les photos B à E proviennent de l'esker de Beaver Crossing.

B. Déformations juxta-glaciaires, jeux de failles normales (au centre) et inverse (à gauche), dues à un culot de glace enfoui de grande envergure. Partie est de la coupe du chemin Arnold (9A et 9B) .

C. Déformations juxta-glaciaires, failles inverses paarées, dues à un culot de glace enfoui.

D. Lits obliques dans des sables et graviers très grossiers, avec lits obliques, d'origine sous-glaciaire.

Les photos E à G proviennent d'un cône d'épandage subaquatique à Cazaville

E Bloc glaciaire (forme d'obus, strié) délesté, dans un senssemble de sédiments sableux à rides grimpantes d'un cône d'épandage subaquatique

F. Grands lits obliques de progradation.

G. Rides grimpantes vues en 3D.

sédiments de cônes d'épandage proglaciaire subaquatique (Figure C5 ; noter l'absence de signal étant donné la granulométrie silteuse).

Quatre relevés sismiques réflexion (voir annexe D pour tous les détails) ont été effectués dans la région adjacente à l'esker de Châteauguay dans le but de déterminer l'extension de l'esker de Mercier sous les argiles marines. Le relevé sismique 8, dit de l'incinérateur (Figure 2.2.6), a permis de mettre en évidence un éventail subaquatique qui se poursuit sous les argiles marines sur une bonne distance (400 m au moins) à partir de la bordure de la crête d'un esker. Les lignes 1, 2 et 5 (Figure D3, D4 et D5) montrent l'existence de buttes enfouies sous les argiles marines dans la région au sud de l'esker de Mercier. L'interprétation de la nature des sédiments constituant ces buttes n'est pas aisée ; des stratifications parallèles sont visibles, mais celles-ci pourraient être des artéfacts fréquemment vus à l'intérieur des couches de till (voir Ross, 2005, p.241 à 244). De plus, aucun relevé de forage fiable ne vient préciser s'il s'agit de drumlin (till) et d'un esker (sédiments fluvioglaciers). Les relevés sismiques sont donc de bons outils, mais doivent être utilisés en conjonction avec des forages pour obtenir une juste idée de la nature des sédiments sous les argiles marines.

2.3 SÉQUENCE GLACIOLACUSTRE ET MARINE

Cette section contient une description des sédiments associés aux grands plans d'eau qui suivent le retrait de la glace vers la fin du Wisconsinien supérieur.

2.3.1 SÉDIMENTS DU LAC CANDONA

Les rythmites (parfois des varves, La1) du Lac Candona (Parent et Occhietti, 1988) ont été observées par LaSalle (1981 et 1985; Formation de Chambly) et Dion et al. (1985). LaSalle rapporte la présence de rythmites silto-argileuses, parfois rougeâtres, de l'épaisseur d'environ 1 mètre, sous les argiles de la Mer de Champlain. Ces sédiments ont notamment été observés en coupe par LaSalle à Châteauguay dans la région à l'étude, et à Henryville et Clarenceville à quelques kilomètres l'est de Hemmingford. Dion rapporte l'existence, dans les relevés de forages géotechniques du feuillet 31H/05, de couches de silt et de silt argileux laminés à la base des argiles de la Mer de Champlain. Ils sont retrouvés en forage à environ 15 endroits à Beauharnois, Ste-Martine, St-Urbain et St-Constant. Dion indique que ces sédiments sont présents sur une épaisseur de 1.5 à 18 m. Les sédiments du Lac Candona décrits par Dion et al. (1985) incluent des rythmites (varves ?) et des sédiments de sables alternant avec des silts, issus de faciès distaux de cône d'épandage sub-aquatiques. Par exemple, le relevé de forage 8100523 (Dion, 1985), montre une couche d'argile marine (12.5 m) reposant sur des sédiments du Lac Candona (rythmites silteuses, sur 3 m), superposées à une couche de 5 m de till (voir figure 5.1) . Rayburn (2006) présente des sédiments varvés près de Plattsburg qui témoignent de la présence d'un lac proglaciaire (Candona) suite à l'abandon du chenal de Covey Hill.

En ce qui concerne la présente étude, les sédiments silto-argileux du Lac Candona ont été retrouvés en coupe à deux endroits différents. À la Rivière aux Anglais, il s'agit de couplets de rythmites silto-argileuses d'une épaisseur d'environ 1 mm, de couleur gris foncé (Figure 2.3.1). Chaque couplet possède une couche d'argile très foncée superposée à une lamine composée de sable très fin et de silt. Ce faciès a été retrouvé à deux sites différents le long de la Rivière aux Anglais (sites A et B), près de la frontière internationale. Le deuxième endroit où des rythmites silto-argileuses millimétriques ont été retrouvées est la ville de Mercier, dans une nouvelle excavation effectuée pour les fondations d'une maison (). Des fines couches argileuses sont présentes au sommet des couplets de varves et certains lits sont composés de diamictons (épaisseur d'environ 20, matrice silteuse, petits cailloux striés et sub-anguleux à sub-arrondis). De plus, des fines laminations obliques sont présentes au sein d'un lit. Ce dernier faciès pourrait résulter de la formation de rides de courants qui se forment dans des séquences turbiditiques. La coupe de Mercier représente donc des sédiments déposés dans une position distale relativement à un cône d'épandage sub-aquatique. Les sédiments de la coupe de la Rivière des Anglais (varves) furent déposés en position encore plus distale que la coupe de Mercier.

site B , élévation = 85 m

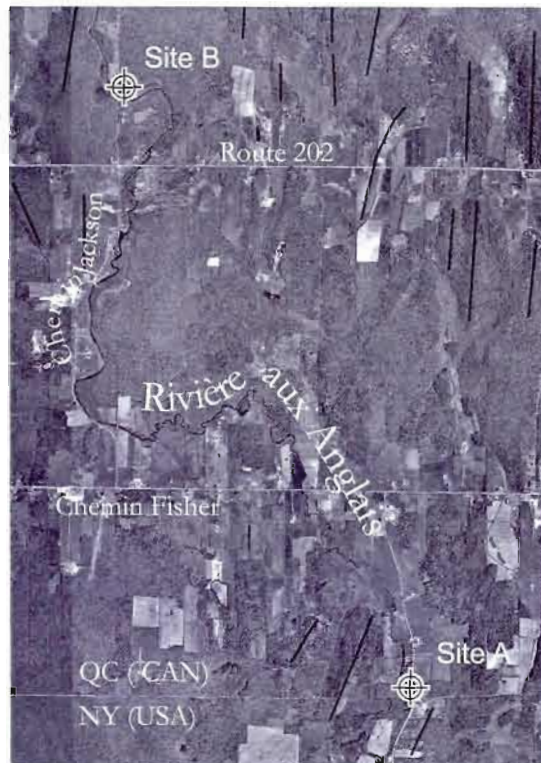
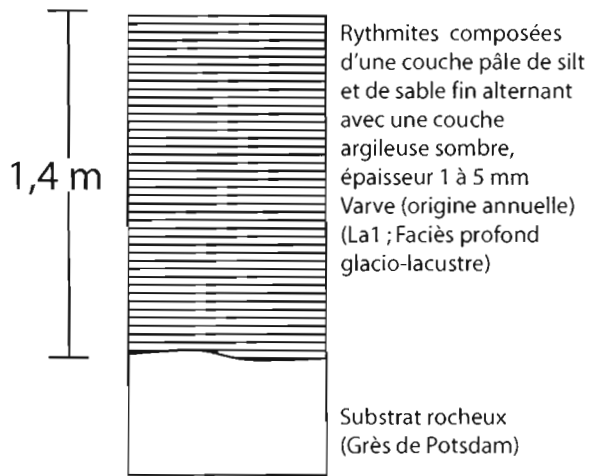


Figure 2.3.1 Coupe de varves du Lac Candona, rivière des Anglais, Hemmingford.

Ville de Mercier, excavation résidentielle, site 25Ma07, élévation = 51 m

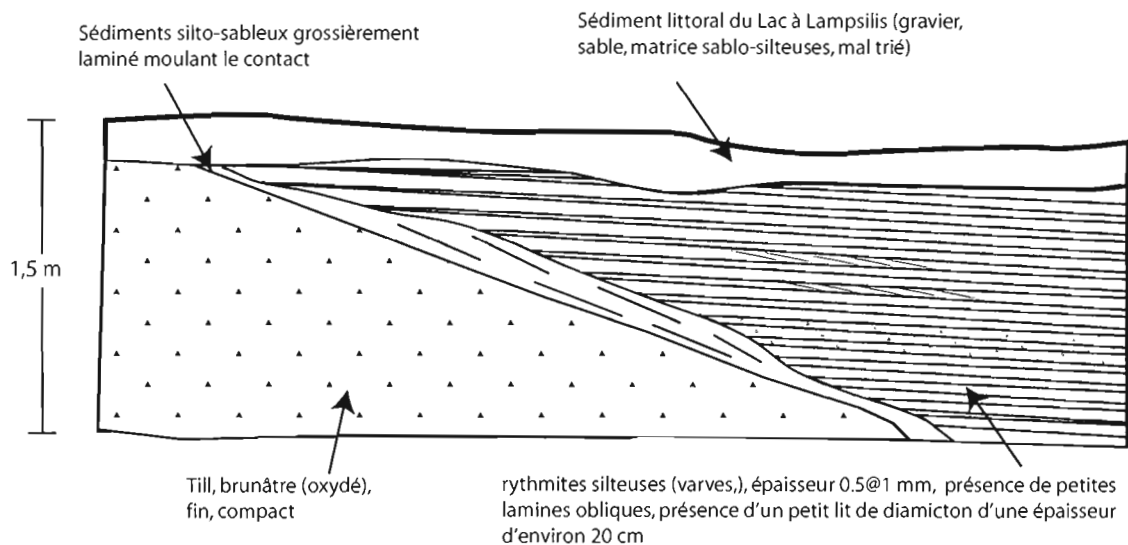


Figure 2.3.2 Sédiments rythmiques (varves?) du Lac Candona à Mercier.

Les sédiments littoraux du Lac Candona (Lb1) sont présents sous forme de quelques rares petites zones de sables et graviers autour de l'altitude de 220 m. Toutefois, puisqu'aucune belle coupe n'a été observée leur origine est difficile à déterminer. Il pourrait bien s'agir en partie de sédiments sablo-graveleux d'origine fluvioglacière.

2.3.1.1 Aspects hydrogéologiques

Les propriétés hydrogéologiques des sédiments profonds (varves) du Lac Candona sont semblables à celles des argiles marines (voir la section 2.3.2.1). Par contre, en raison de leur teneur variable en sable, ces dépôts sont parfois plus perméables que les argiles marines, surtout dans les premiers mètres.

Les sédiments littoraux sont semblables aux sédiments littoraux marins, du point de vue de la conductivité hydraulique (voir la section 2.3.3.1). Ce sont des dépôts généralement très perméables.

2.3.2 SÉDIMENTS DE FACIÈS PROFOND (MA)

Les argiles de la Mer de Champlain représentent une fraction importante des dépôts quaternaires de la région à l'étude. Les plaines d'argile constituent des terres agricoles très fertiles (Figure 2.3.3 A et B). Ce sont des dépôts de texture d'argile et de silt très fin, avec une granulométrie majoritairement comprise entre 1 et 10 μm (vus au MEB); il s'agit donc d'un mélange de silt fin et d'argile que nous appellerons « argile » pour simplifier. Elles sont généralement massives, bien que parfois des rubanement ou des laminations soient visibles. Leur couleur est généralement grise, grise-verte, grise-bleue ou rougeâtre. Il y a parfois présence de graviers ou de blocs délestés par la glace flottante (banquise ou icebergs). Ces dépôts sont rarement fossilifères; à St-Chrysostôme) des coquilles de *Portlandia arctica* sont associées à un faciès laminé silto-argileux marin (Figure 2.3.3 C).

Les argiles de la Mer de Champlain sont généralement des sédiments de décantation marine déposés à grande distance des sources de sédiments, qui sont en grande partie les eaux de fonte du glacier et l'érosion littorale et fluviale du till.

Un apport de sédiments plus grossiers (silts moyens et grossiers) peut parfois être présent sous forme de lamines. Leur origine est probablement la sédimentation sub-littorale; en effet ce sédiment pourrait représenter la fraction fine des dépôts littoraux (issues de Covey Hill notamment).

L'élévation de la surface supérieure des argiles de la Mer de Champlain est d'environ 45 m asl près du fleuve, montant graduellement vers 57 m asl dans la plaine de St-Chrysostôme. L'épaisseur des argiles atteint fréquemment plus de 10 m dans la partie centrale des grandes plaines argileuses (voir Figure B6).



Figure 2.3.3 Photos des sédiments marins profonds (Ma).

A. La plaine d'argiles marines, qui est très plate (près de Ormstown)

B. Orthophoto montrant la plaine d'argile et ses ravinelements en bordure des rivières (Rivière Châteauguay, Ste-Martine)

C. Silt argileux marin laminé, avec coquilles de *Portlandia arctica* (St-Chrysostôme)

D. Petit glissement de terrain sur le bord de la Rivière Châteauguay, près de Ste-Martine

E. Concrétions calcaires retrouvées dans les argiles marines, coupe de la photo F

F. Argile marine grise sur sable et gravier fluvioglaciale, esker de Mercier. Des coquilles de *Macoma balthica* en position de vie sont retrouvées dans les sables et graviers, à quelques centimètres du contact avec les argiles.

La teneur moyenne en eau des argiles marines est de 68% (Dion et al., 1985), ce qui en fait une argile dite « sensible » qui tend à former des glissements de terrain dans les rebords de terrasses (Figure 2.3.3 D).

La composition minéralogique des argiles de la Mer de Champlain est proche de celle de la matrice du till (voir Figure F2), riche en quartz, feldspaths, carbonates, pyroxènes, micas, etc. Ces minéraux proviennent de l'érosion du substratum rocheux, en majorité du Bouclier Canadien et en partie des Basses-Terres du St-Laurent. Le pourcentage de carbonates (selon la mesure par diffraction aux rayons X et par calcimétrie) est d'environ 11 % d'après deux mesures. Des concrétions calcaires de forme botryoïdales (Figure 2.3.3 E) grises pâles d'environ 2 à 5 cm de longueur ont été retrouvées dans les argiles marines près de Mercier, à environ 1.5 mètres de la surface. Les particules des argiles de la Mer de Champlain (vus au MEB) sont presque tous anguleuses, avec aucune figure de dissolution. La composition de l'eau interstitielle est forte en sels (10-15 g/l, Dion et al. 1985). Les argiles de la Mer de Champlain sont liées entre elles par un ciment composé de sels cristallins, qui se forme à partir du ciment de flocculation des particules et des eaux interstitielles salées. Le mode de sédimentation des argiles de la Mer de Champlain est bien illustré par la Figure 2.3.3 F, où l'on peut observer que les pélécy-podes (*Macoma balthica*) sont présents en position de vie dans les sables et graviers fluvioglaciers sous environ 1.5 m d'argiles de la Mer de Champlain. Ceci suggère une situation où les bassins plus bas sont remplis par les argiles avant les points les plus hauts du relief sous-marin, laissant ainsi la possibilité aux pélécy-podes de coloniser l'esker avant que les argiles viennent se déposer.

2.3.2.1 Aspects hydrogéologiques

L'argile marine protège les aquifères sous-jacents de la contamination extérieure (Ross et al., 2004). Pour connaître les épaisseurs des argiles marines, une bonne source de données peut être tirée de la banque des puisatiers et des différents rapports privés et publics (Figure 3.1). Il ressort de ces données que les épaisseurs d'argiles sont généralement d'environ 5- 15 m . L'épaisseur des argiles au centre du bassin atteint souvent 20 ou 30 m, ce qui a été confirmé par les forages archivés ainsi que par des relevés sismiques réalisés avec la collaboration de Jim Hunter, de la Commission géologique du Canada à Ottawa. Ces relevés sismiques (Annexe D) de haute définition ont permis de définir l'emplacement de buttes enfouies sous les argiles champlainiennes.

Les argiles marines qui reposent sur les sédiments glaciaires et fluvioglaciers de la région sont présentes dans les bassins entre les buttes de till (drumlins et drumlinoïdes; Groleau et al., 1977; Bariteau, 1988). Les ondulations morphologiques des drumlins se superposent à celles du roc sous-jacent, généralement de plus grande longueur d'onde. Ainsi, l'épaisseur des argiles se décompose en deux parties : les espaces entre les drumlins et les espaces entre les hauts topographiques du roc. À partir des ces

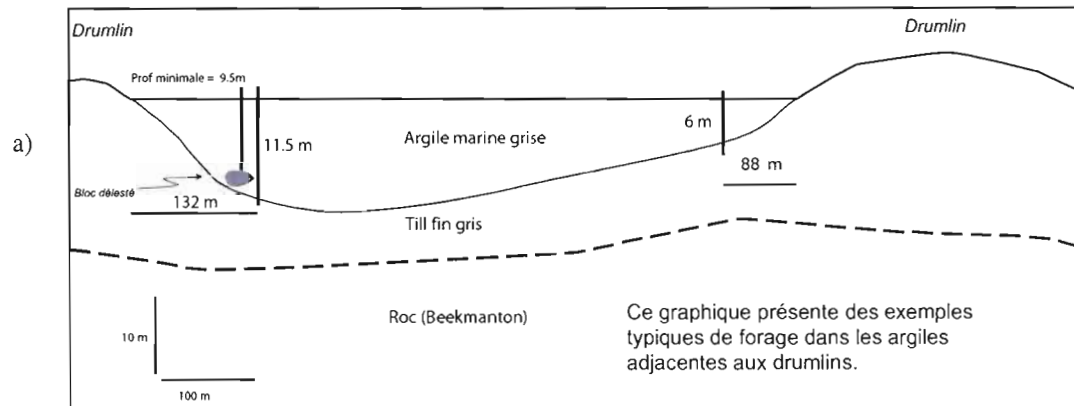
observations géomorphologiques, la campagne de terrain au Pionjär a été conçue pour déterminer les zones où l'épaisseur des argiles est supérieure à 4 mètres, à environ 100m ou 200m du contact (Figure 2.3.4). Les résultats montrent que pour la plupart des endroits sondés, le contact devient rapidement très profond à des distances au contact d'aussi peu que 150 m, même en considérant l'ensemble des points à valeurs « minimales » en raison de l'incertitude entourant la nature de l'objet qui a stoppé la course du Pionjär (un bloc délesté ou le till?). Ce fait est attribuable au fait que la pente du flanc du drumlin est assez escarpée. D'un point de vue architecture hydrostratigraphique, on peut donc considérer qu'à partir d'environ 100 m du contact avec le till, l'aquifère est protégé par une couche d'argile d'au moins 5 m. Toutefois, ce résultat ne doit pas occulter le fait qu'il y a une possibilité que des drumlins enfouis réduisent substantiellement l'épaisseur des argiles même au coeur du bassin d'argile.

Quelques observations de terrain ont spécifiquement porté sur la profondeur de l'altération et la zone racinaire dans les argiles de la Mer de Champlain. Il a été constaté qu'un réseau de cavités liés à la présence de racines existe jusqu'à au moins 2 m. Par contre, à cette profondeur les cavités racinaires se font assez rares.

2.3.3 SÉDIMENTS LITTORAUX DE LA MER DE CHAMPLAIN (MB)

Les sédiments littoraux de la Mer de Champlain (Mb) sont généralement composés de sables et/ou de graviers parfois fossilifères, avec quelques blocs (Figure 2.3.5). Un faciès de plage à dominance sableuse, appelé Mb (S), a également été cartographié, surtout au pied de la colline de Covey Hill (principalement entre 80 et 100 m asl). En certains endroits, des zones de sédiments littoraux minces sur roc (Mb/R) ont été identifiés. Les sédiments littoraux de la Mer de Champlain sont formés à partir de l'érosion du substratum rocheux, du till et/ou des sédiments fluvioglaciaires. L'action littorale produit généralement le délavage des particules fines, le tri ou le mélange des sédiments antérieurs. Les agents d'érosion et de transport sont principalement les glaces flottantes, l'action des vagues et les courants littoraux. L'érosion littorale produit parfois des petites terrasses d'érosion instables qui conduisent à la formation de slumpings dans les sédiments antérieurs.

Les sédiments des rivages de la Mer de Champlain sont entre autres observables autour des principaux éléments fluvioglaciaires (LaSalle, 1985 ; Richard, 1982 ; Bariteau, 1988), sur le sommet de certains drumlins (Delage, 1997 ; McClintock et Stewart, 1965) et dans la ceinture autour de Covey Hill (Goldwaith, 1911 ; Elson, 1962 ; Prichonnet, 1987). La Mer de Champlain a atteint une élévation maximale d'environ 160 m asl dans la région à l'étude (voir introduction à la section 1.1.4.4.2 ; Goldwaith, 1911 ; McClintock et Terasmae 1960, LaSalle 1985). Les sédiments marins littoraux sont présents sous cette limite alors qu'au-dessus le till est relativement intact en surface. Les sédiments marins littoraux sont parfois présents par-dessus les argiles, en tant que sables d'exondation. L'épaisseur des sédiments littoraux



b) Forages au Pionjär dans les argiles marines adjacentes aux zones de till drumlinisé

Nom du forage	profondeur certaine (m)	profondeur minimale (m)	distance contact (m)	lieu	X	Y	NOTE
Pionjar 10ju01		-11	165	Ormstown	596342	5006213	Ma Min 11m
Pionjar 10ju02	-2		23	Ormstown	579630	5000925	Ma 2m/ R Ou T
Pionjar 10ju03	-12		106	Huntingdon	576637	4999644	Ma 12m/t
Pionjar 10ju04		-9,5	120	Huntingdon	570593	4998624	O 30 Cm /ma 9.5m
Pionjar 15ju01		-10,5	132	Cazaville	560506	4987297	Ma Min 10.5m
Pionjar 4ju01	-4		28	St-Anicet	556303	4994761	Ma 4m /t Fin
Pionjar 4ju02		-6	88	St-Anicet	555820	4995329	Ma Min 6m
Pionjar 7ju02	-7		230	St-Chrysostome	597210	4993088	Ma 7m / SG 1m
Pionjar 7ju06	-6,5		73	St-Chrysostome	588808	4999325	Ma 6,5m / T fin
Pionjar 8ju03	-11		205	St-Isidore	602592	5013876	Ma 11m /t

c)

Profondeur des argiles en fonction de la distance au contact avec le till le plus près. Données acquises avec la foreuse à percussion Pionjär équipée d'une tête de forage en "flow-through".

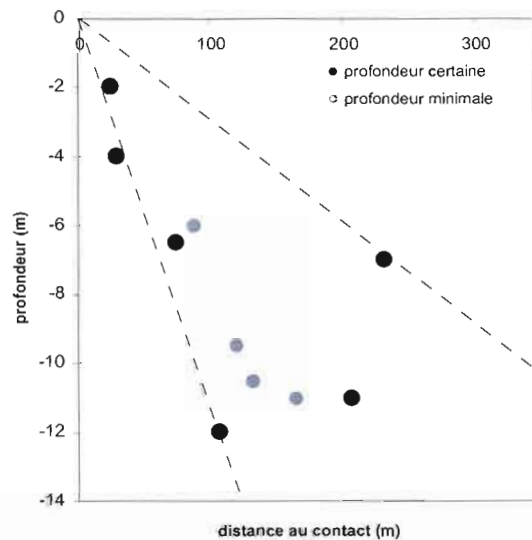


Figure 2.3.4 Résultats de la campagne de forage au Pionjär dans les argiles marines, à proximité des eskers et des drumlins.

Forages au Pionjär à proximité de l'esker de Beaver Crossing

d)

Nom du forage	profondeur certaine (m)	distance contact (m)
16ju03	-8,8	95
4ju04	-1,5	312
4ju05	-1,5	465
15ju03	-5,5	80

e)

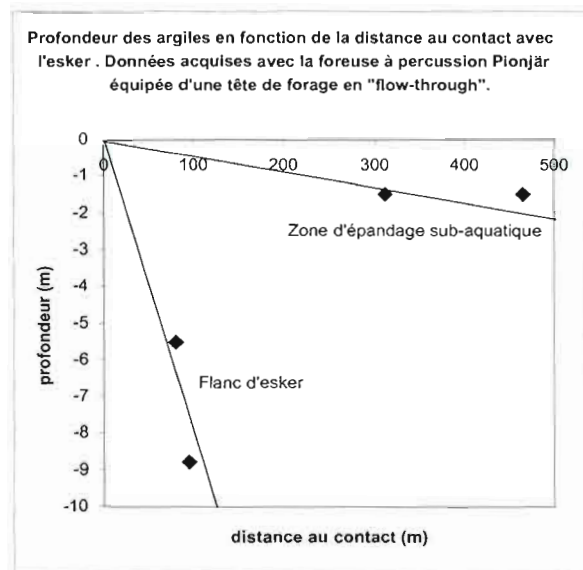


Figure 2.3.4 (suite) Forages au Pionjär dans les eskers et photo montrant le forage au Pionjär (Jean-François Gagnon et Geneviève Pepin).

varie en général de quelques dizaines de centimètres à plus de 8 mètres dans la ceinture de Covey Hill, où ils sont les plus épais en raison de la bonne exposition au fetch.

2.3.3.1 Types de sédiments littoraux

Plusieurs types de sédiments littoraux peuvent être déposés, en fonction du type de substratum, de l'intensité des vagues et de la topographie. L'érosion des affleurements de grès de Potsdam sur Covey Hill et/ou l'éclatement de gros blocs du même type de roche mène à la formation d'empilements jointifs de dalles de grès (Figures 2.3.5 A; Denny, 1974 ; LaSalle, 1985). Ils sont parfois disposés en crêtes littorales de 1 ou 2 mètres de hauteur (par exemple à Maritana).

Des diamictons à matrice sablo-silteuse d'origine littorale sont parfois observés dans les coupes de sédiments littoraux, notamment aux flancs des drumlinoïdes (Delage, 1997 ; coupe du drumlin de Ste-Clothilde, Figure 2.3.5 B et Figure 2.1.1). Le remaniement littoral (parfois par des coulées gravitaires) serait la cause du dépôt de ces sédiments probablement gorgés d'eau lors de leur dépôt. Prichonnet (1988) et Delage et Gangloff (1993) attribuent au labourage des glaces flottantes et icebergs certaines déformations et certains glissements observés dans des coupes de till. Le remaniement littoral marin des eskers peut produire des dépôts diamictiques à cailloux arrondis et des effondrements (Figure 2.2.5).

Plusieurs coupes de sédiments à dominance de blocs (parfois plus de 2 m) sub-anguleux à arrondis, souvent jointifs, ont été observées dans des gravières, d'origine glacielle. La matrice des blocs est souvent composée de sables bien triés et stratifiés (photo 2.3.5 C), déposés par le balayement des vagues. On retrouve ce faciès notamment dans des grosses crêtes de sédiments littoraux autour de Covey Hill, de Hemmingford à St-Antoine-Abbé (Figure 2.3.4 D et E). On observe à l'occasion des strates horizontales et/ou obliques de pendage assez élevé (Figure 2.3.5 F).

Les sables et graviers de granulométries variables sont les faciès observés les plus communément. Les sables et graviers observés sont souvent bien triés et les galets sont un peu plus arrondis que ceux retrouvés dans le till. Des granoclasses normales et inverses sont souvent observés dans ces sédiments. Les lits obliques, qui pendent d'environ 10 à 30° vers le gradient de la pente sur laquelle ils sont déposés, sont assez longs et continus et représentent des plages de graviers. L'action des vagues et de la dérive littorale sont les principaux facteurs qui mènent au dépôt de ces sédiments triés, bien qu'occasionnellement des gros blocs transportés par la glace flottante soient observables (Figure 2.3.5 F).

Des dépôts de sables de granulométries diverses, mais généralement bien triés, sont observables à certains endroits (notamment au site du Lac-Des Pins, voir section 4.1.2). Des strates horizontales, des strates obliques planaires et entrecroisées (Bariteau, 1988) et des petits lits contenant quelques graviers et

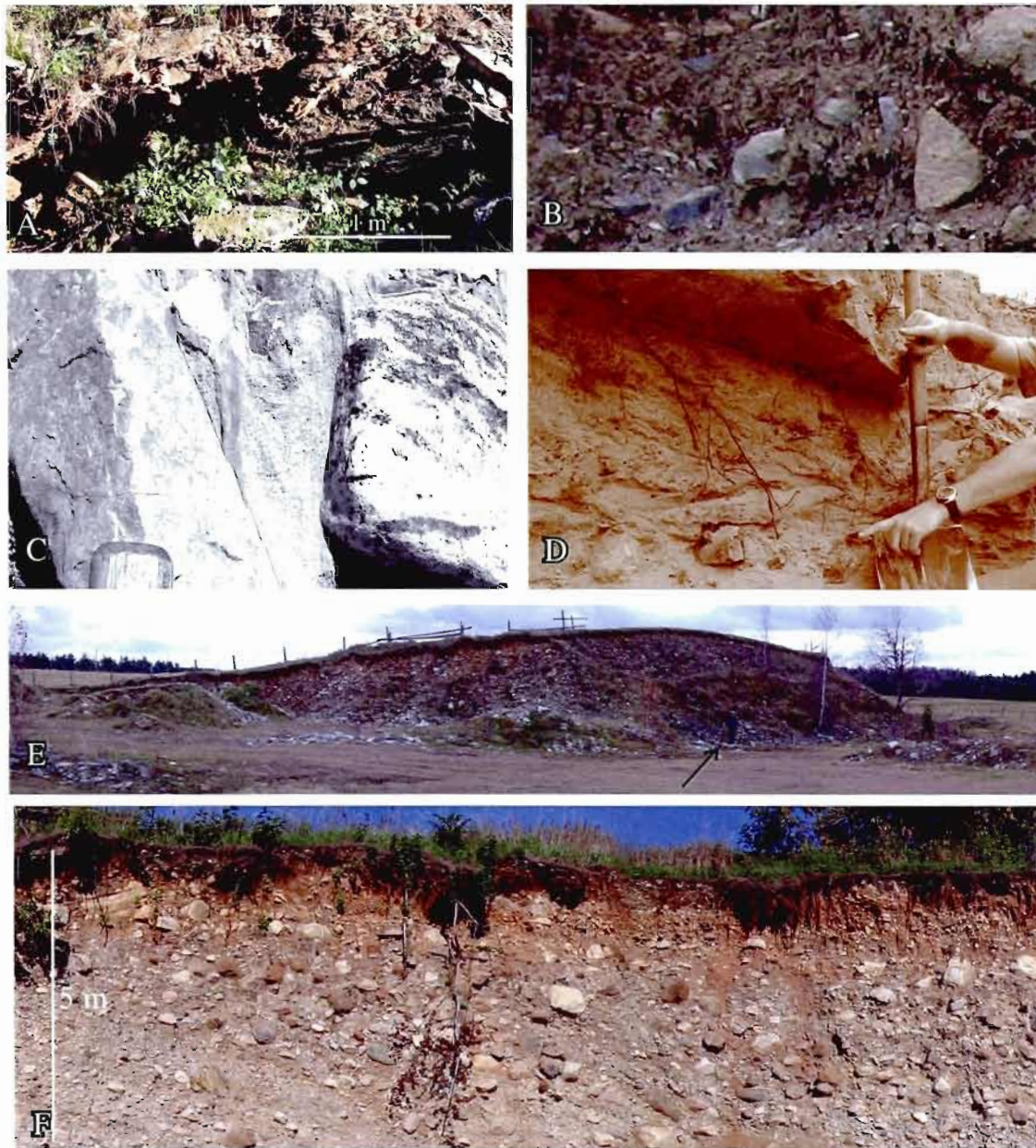


Figure 2.3.5 Photos des sédiments marins littoraux (Mb).

A. Dalles de grès de Potsdam de grande tailles, reposant directement sur le roc

B. Till remanié par l'activité littorale, en coupe, près de Athlestan

C. Matrice stratifiée (sable moyen-fin) entre les blocs, détail de la coupe F. Manche de marteau comme échelle.

D. Sables satrifiés à lits de coquilles marines brisées et bloc d'origine glacielle

E. Sédiments littoraux (sables et graviers, blocs) dans une crête littorale d'une hauteur de 7 mètres. La flèche montre une personne posant comme échelle.

F. Sédiments littoraux (sables et graviers, blocs) dans une crête littorale d'une hauteur de 6 mètres. Noter les strates obliques

des blocs (Figure 2.3.5 D). Les vagues et les courants littoraux sont les principaux agents de transport pour les sédiments sableux.

Les sables silteux représentent des faciès sub-littoraux souvent déposés par-dessus les plaines d'argiles marines. Ils constituent des dépôts contemporains des faciès littoraux de sables et graviers, mais ils ont été déposés à une profondeur plus grande. Ils sont généralement décrits par le terme « sable d'exondation », et post-datent parfois l'évènement marin tel quel.

2.3.3.2 Géomorphologie des sédiments littoraux

La géomorphologie typique des sédiments littoraux sur la colline de Covey Hill consiste en des bourrelets de plage espacés d'environ 10 à 50 m, longue de 100 à plus de 3000 m, d'amplitude de 0.5 à 2 m et parallèles aux courbes de niveau. Des terrasses d'érosion littorale sont visibles dans le coin de St-Antoine-Abbé et sur le flanc de certains drumlin/drumlinoïdes (Delage 1997 et Bariteau 1988). À l'occasion, des petites plages s'étendent au pied des reliefs, par-dessus les argiles marines. À quelques endroits (Hemminford, St-Antoine-Abbé) on observe de larges crêtes littorales, composées de sables, graviers et blocs, qui s'élèvent parfois à plus de 6 m de hauteur sur 50 à 200 m de longueur environ. Ces grosses crêtes littorales ont probablement été formées par l'action conjointe du déferlement des vagues et du transport par la glace flottante.

Dans les endroits où le till a été remanié, on peut apercevoir de petites encoches littorales et des concentrations élevées de blocs dans les champs. Sur beaucoup de collines drumlinoïdes on peut apercevoir, en plus du till remanié sur une faible profondeur, des zones de dépôts littoraux (souvent très graveleux et mal triés) sporadiquement distribués; ceux-ci n'ont pas tous été cartographiés mais ils sont souvent présents.

Près de St-Mathieu et St-Rémi, à la surface du till, des minces linéaments parallèles d'une longueur atteignant parfois 2 km et espacés d'environ 50 m sont visibles (voir Figure 2.2.4). La plupart sont assez rectilignes, mais certains d'entre eux sont un peu sinueux. Ils ne suivent pas forcément les contours topographiques comme le feraient des crêtes de plages. Ils sont probablement issus de l'activité glaciaire ou éolienne. À la surface des argiles marines, Delage et Gangloff (1993) indiquent également la présence de marques d'icebergs reliques dans la région.

2.3.3.3 Aspects hydrogéologiques

La recharge dans les graviers littoraux est un aspect important dans le modèle conceptuel hydrostratigraphique. Autour de Covey Hill, entre les élévations de 160 m et environ 60 m se trouvent des sables et graviers littoraux fortement perméables. Ils permettent la recharge d'une bonne partie de l'aquifère fracturé régional (Croteau, 2006).

En surface, ils constituent une source mineure d'eau potable lorsqu'ils permettent l'extraction d'eau à partir de petits puits peu profonds. Cette eau est généralement très douce, et se trouve souvent à la base des graviers au contact du till. De plus, le principal facteur qui contrôle cette dernière caractéristique est la présence ou non de till à la base du gravier, puisque le till est un matériau beaucoup moins perméable que les sables et graviers.

Les cartes des épaisseurs des dépôts meubles (Annexe B) et les coupes topogéologiques (Annexe E) permettent de visualiser l'hydrostratigraphie sous les sédiments littoraux sur Covey Hill. Dans la partie ouest du corps graveleux littoral, près de Hitchinbrooke, les coupes permettent de constater que le till semble continu et épais entre une couche de graviers de quelques mètres d'épaisseur et le roc. Sur le flanc NE de Covey Hill, les graviers sont souvent en contact direct avec le roc. Entre ces deux endroits, une grande variété de cas est possible. À Franklin, une couche de till discontinue existe sous les graviers littoraux. Il convient de dire que d'un point de vue régional sur , le corps graveleux semble être en contact discontinu avec le roc.

Les relevés au géoradar (ground penetrating radar, GPR) effectués ont permis de déterminer des épaisseurs de graviers variant entre 5 et 10 mètres minimum dans cette région (annexe C, Figure C7 à C10). L'étude des sédiments graveleux littoraux par GPR n'a pas permis de bien identifier la nature du contact sous les graviers. Le signal peut s'estomper à cause de plusieurs facteurs : les blocs qui brouillent le signal, la présence de la nappe phréatique, la conductivité de l'eau dans le sol trop élevée localement, la présence de petits lits diamictiques et la présence de till à la base. Il devient donc hasardeux de tirer des conclusions sur la nature du contact basal des graviers littoraux à partir des relevés GPR.

2.4 SÉDIMENTS LACUSTRES, FLUVIAUX, ÉOLIENS, ORGANIQUES ET FLUVIATILES

Cette section rassemble les informations sédimentologiques et géomorphologiques relatives à toutes les unités sédimentaires qui post-datent l'événement marin. Leur importance en terme de volume sédimentaire est souvent restreinte (sauf pour les dépôts de tourbes), mais leur étude est souvent capitale car ils composent de vastes étendues en surface, et documentent les événements géologiques les plus récents à avoir modelé la région.

2.4.1 LAC LAMPSILIS

Les sédiments lacustres profonds (La2) associés au Lac Lampsilis sont principalement constitués de sédiments fins, c'est-à-dire de silts sableux brunâtres à jaunâtres, *loam*, ou silt-argileux à sables et blocs (voir Lamontagne et al., 2000). L'épaisseur des sédiments silteux du Lac Lampsilis dépasse rarement 1 à 3 mètres.

La limite supérieure où l'on retrouve les sédiments du Lac Lampsilis est environ 52 m asl (Mailloux et Godbout 1965, dans Macpherson, 1967 ; voir section 1.1.4.4.3). Près de St-Rémi, l'on retrouve des chenaux du Lac Lampsilis à une élévation maximale d'environ 48 m (Figure 2.4.1). La limite inférieure est d'environ 45 m asl (jusqu'à l'élévation du Lac St-François) dans la partie ouest de la zone d'étude et d'environ 30 m asl dans la partie est de la zone d'étude (jusqu'à la terrasse de Chambly ; niveau de Montréal selon Macpherson, 1967).

Ces dépôts superposent surtout les argiles marines et partiellement le bas des buttes de till. On observe que les silts du Lac Lampsilis sont surtout présents dans les endroits où de nombreuses buttes de till percent à la surface des argiles marines, au nord de Huntingdon. Ils sont aussi présents du côté est de la zone de till de St-Rémi/St-Isidore. La distribution cartographique des sédiments silteux est probablement due au remaniement des buttes de till par les courants « fluviaux » et les vagues dans le Lac Lampsilis. En effet, la zone drumlinoïdisée au nord de Huntingdon était exposée au fetch et au courant « fluvial » du Lac Lampsilis, et la zone à l'est de St-Rémi/St-Isidore est sous l'influence des courants « fluviaux » dirigés vers l'est.

Les sédiments grossiers d'origine littorale et/ou glacielle (Lb ; sables et graviers, diamictons remaniés, amoncellement de blocs) sont présents à quelques endroits près de St-Isidore et de Cazaville. Des diamictons (d'origine glacielle) composés de blocs et graviers avec une matrice de silt ou d'argile sont déposés parfois par-dessus les argiles marines. Des cordons littoraux (suivant les contours topographiques) et des linéaments d'origine probablement glacielle (analogue à ceux observés en zone marine, voir Figure 2.2.4) sont présents dans ces zones. Autour de l'esker de Beaver Crossing, des sables littoraux ont été

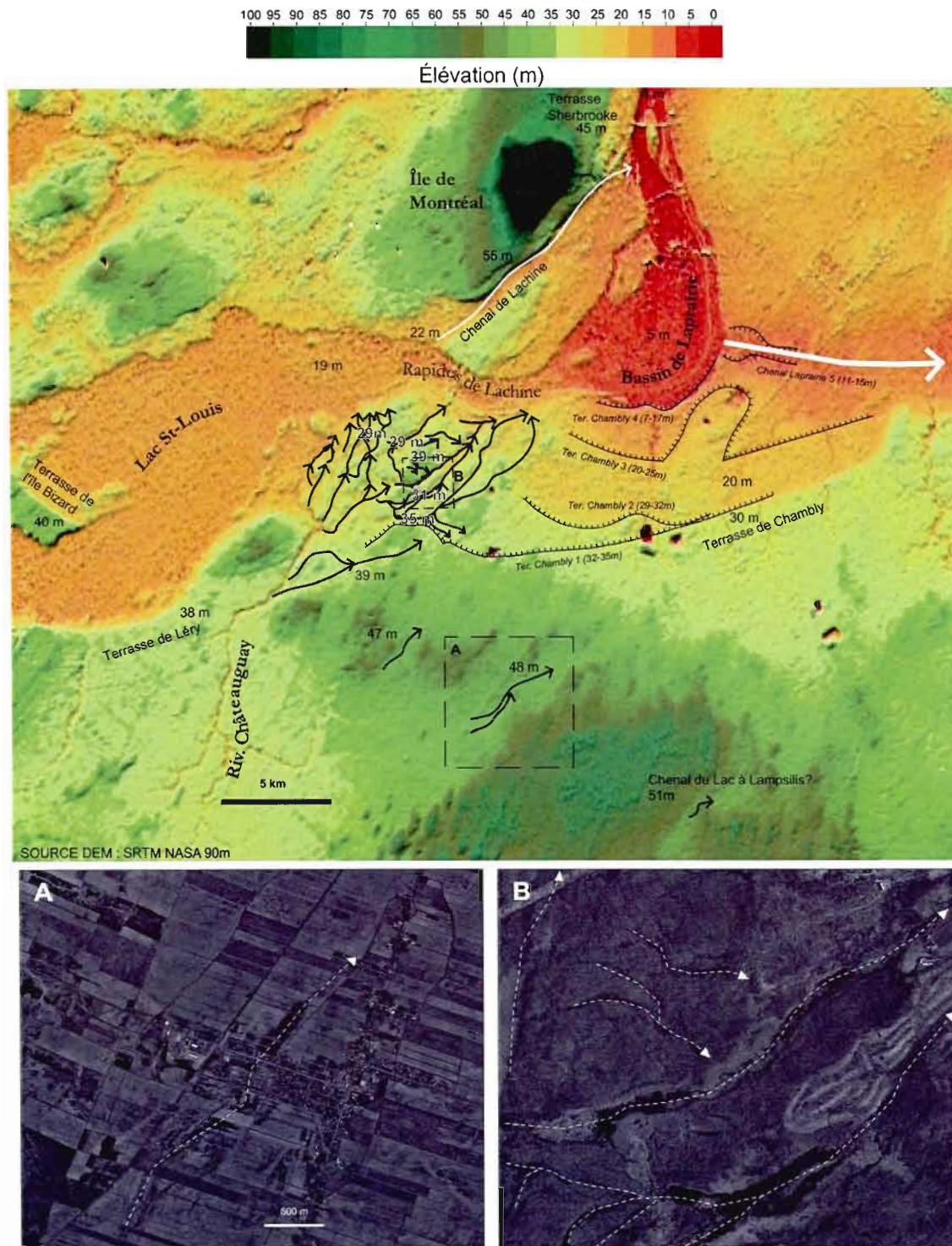


Figure 2.4.1 DEM et orthophotos montrant les chenaux du Lac Lampsilis entre St-Rémi et Kanawake. Les deux orthophotos aériennes sont des agrandissements montrés sur le DEM.

cartographiés comme « Lb2 » sur la base de leur élévation. Des flèches littorales et des tombolos sont observables, semblables à ceux actuellement présents sur la côte du Lac St-François (Bariteau, 1988). Occasionnellement, des blocs ou petits tas de blocs transportés par la glace flottante se retrouvent dans la zone affectée par le Lac Lampsilis.

2.4.1.1 Aspects hydrogéologiques

Les silts lacustres du Lac Candona présents dans la région à l'étude ne dépassent que rarement 1 mètre d'épaisseur. Ils sont parfois sableux, argileux ou graveleux. Ils forment généralement une couche discontinue. Leur importance hydrostratigraphique est réduite. Par contre, ces unités sont importantes vis-à-vis du bilan hydrologique de surface. En effet, leur granulométrie plus grossière que les argiles permettent un assez bon drainage via les sols vers le plus proche chenal collecteur d'eau, tandis que les sols plus argileux se drainent moins bien, permettant davantage de ruissellement direct de surface.

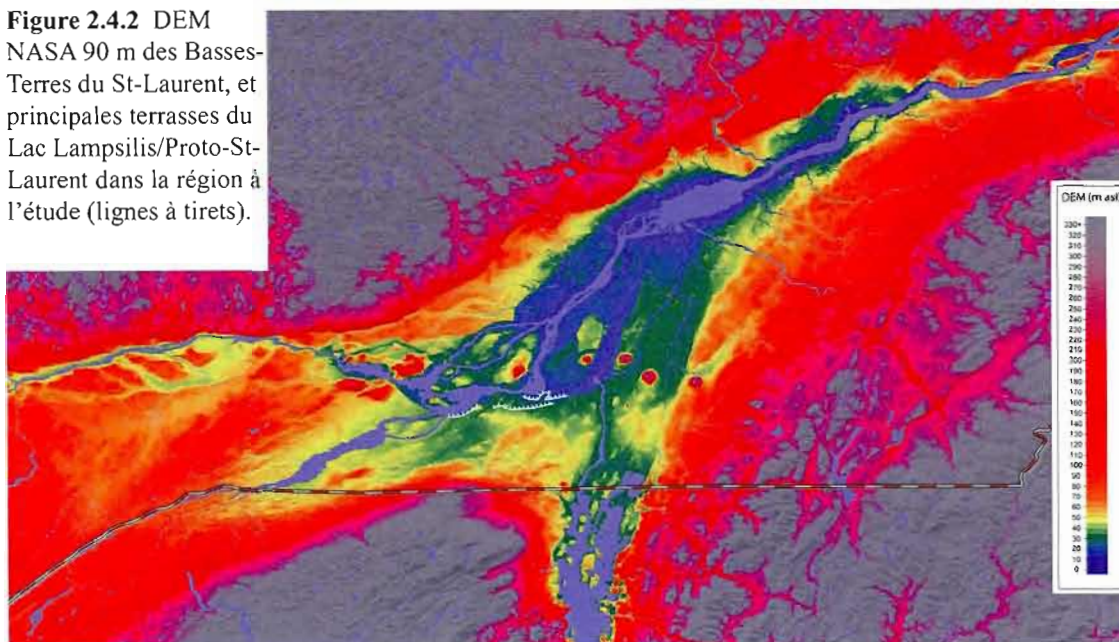
2.4.1.2 Chenaux du Lac Lampsilis

La topographie de Châteauguay, Kanawake, de St-Isidore et de St-Rémi est caractérisée par la présence de chenaux du Lac Lampsilis dont l'élévation décroissent vers le NE (suivant le gradient topographique du sommet de la crête) de 48 m (peut-être même 51 m) à environ 25 m (figures 2.4.1 et 2.4.2). Les chenaux, d'une profondeur couvent inférieure à 3 m et d'une largeur de moins de 500 m sont souvent remplis d'une faible épaisseur de silts lacustres et de sédiments organiques.

Bien que Macpherson (1967) attribue exclusivement l'origine d'une partie de ces chenaux à l'activité érosive de la Rivière Châteauguay primitive, l'examen de la géomorphologie des chenaux révèle qu'ils sont plutôt liés à l'érosion fluviale précoce. Ces chenaux sont aujourd'hui localisés sur un interfluve, entre le bassin-versant la rivière Châteauguay et celui des ruisseaux coulant vers le Fleuve St-Laurent. Il s'agit donc de chenaux qui s'écoulaient entre deux plans d'eau (entre deux niveaux du Lac Lampsilis et/ou du Proto-St-Laurent, voir section 2.4.2), puisque la présence de chenaux implique le déversement d'eau douce à partir d'un réservoir lacustre alimenté par les eaux du bassin-versant des Grands-Lacs.

Le plus élevé de ces chenaux confirme qu'à partir d'au moins 48 m asl, un seuil composé de sédiments quaternaires s'étendait entre le Mont-Royal et ces chenaux à St-Rémi. Le grand chenal au-travers de ce seuil a progressivement été creusé par les eaux du Lac Lampsilis puis du paléo-St-Laurent, jusqu'à aujourd'hui où les rapides de Lachine séparent le Lac St-Louis à 18 m asl et du bassin de La Prairie de 9 m asl. Les multiples terrasses au pied du Mont-Royal sont d'une élévation comprise entre 55 m et 30 m environ ; ils attestent de l'extrémité nord de cet ancien seuil qui divisait le Lac Lampsilis.

Figure 2.4.2 DEM NASA 90 m des Basses-Terres du St-Laurent, et principales terrasses du Lac Lampsilis/Proto-St-Laurent dans la région à l'étude (lignes à tirets).



Des chenaux du Lac Lampsilis sont également présents dans la région au nord de Ormstown (photo 2.4.3 A; voir carte Quaternaire à la Figure A1) à une altitude d'environ 44 m asl. Leur forme est légèrement sinueuse et anastomosée. Ils sont situés au milieu du champ de drumlinoïdes de Huntingdon, et sont soulignés sur le terrain par des légères dépressions parfois remplis de silts et/ou de matière organique. Ces chenaux datent probablement du moment où le Lac Lampsilis, doté d'un faible gradient hydraulique de l'ouest vers l'est, inondait la région en formant de petites baies et de petits chenaux. La tourbière de Small Tea Fields s'est partiellement formée dans un de ces chenaux ainsi que dans une petite baie (Laframboise, 1987).

2.4.2 PROTO-ST-LAURENT

Les sédiments du Proto-St-Laurent (désignés par At) sont surtout des sédiments fins (silts et « argile remaniée », Lamontagne et al. 2000), des tills remaniés et quelques zones plus graveleuses. Le terme « argile remaniée » désigne des sédiments composés majoritairement d'argiles avec des sables et des graviers, issus du remaniement des argiles de la Mer de Champlain lors de l'activité érosive. Des diamictons (d'origine glacielle) composés de blocs et graviers avec une matrice de silt ou d'argile sont déposés parfois par-dessus les argiles marines (Lamontagne et al., 2000).

La terrasse de Chambly (30 m asl ; Figure 2.4.1 ; associée au stade de Montréal, selon Macpherson, 1967) marque le niveau supérieur des sédiments du Proto-St-Laurent dans la partie Est de la zone d'étude. Elle s'étend selon une orientation E-W à partir de la Réserve Kanawake jusqu'à la bordure est de la zone

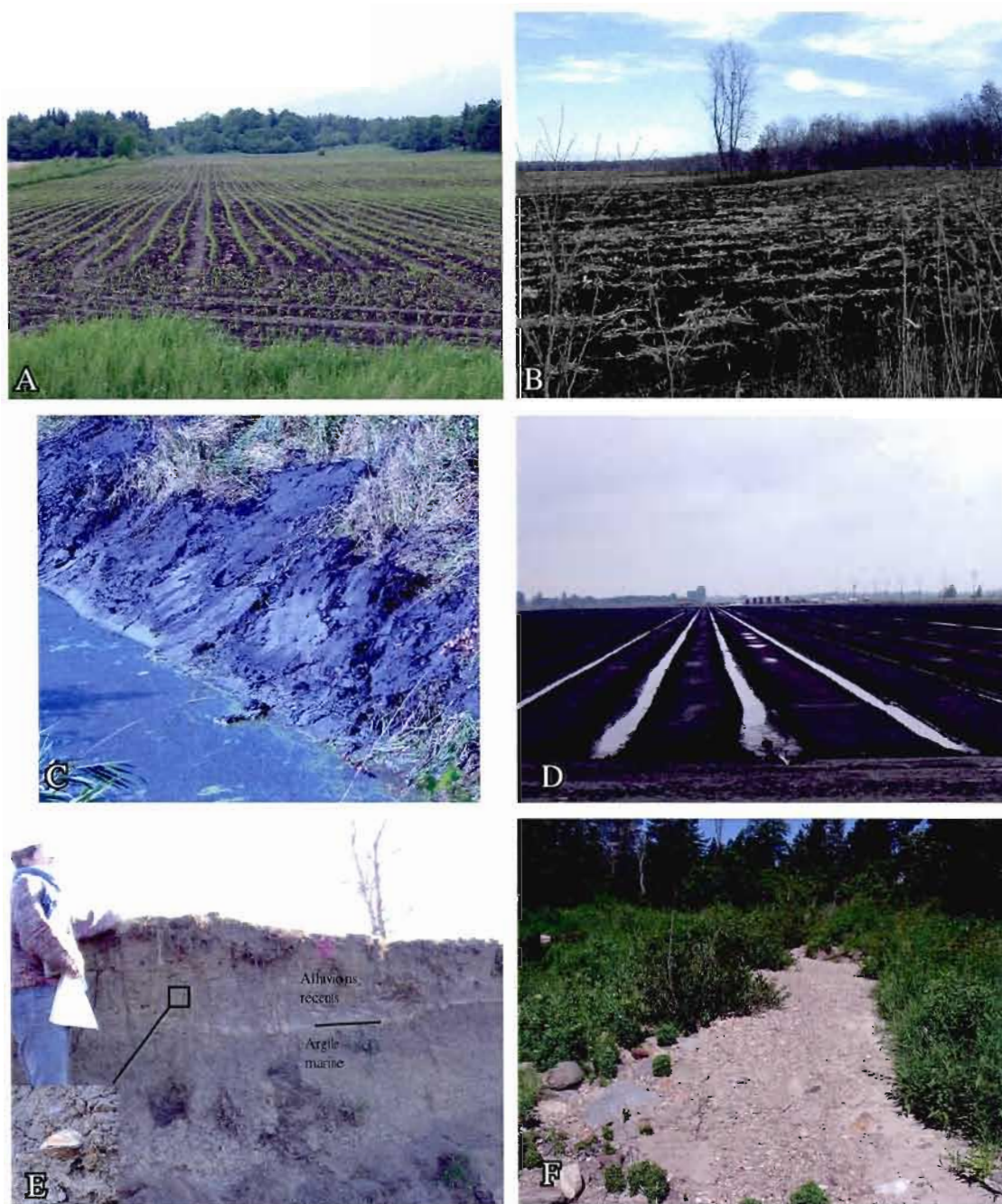


Figure 2.4.3 Photos des sédiments lacustres, alluviaux et organiques.

A. Chenaux du Lac Lampsilis, nord de Ormstown

B. Contact latéral entre la tourbe et une butte de till (drumlinoïde), Large Tea Field

C. Tourbe sur argile marine, Ste-Clothilde

D. Terres noires de Ste-Clothilde au printemps

E. Sédiments alluviaux récents (argile sablo-silteuse) avec coquille de bivalve dulcicole (mactre?), près de St-Constant

F. Sédiments graveleux alluviaux récents, Athelstan

d'étude. Elle se poursuit à travers la Montérégie, où elle est marquée jusqu'au Mont-St-Hilaire (voir Figure 2.4.2) et plus loin encore. La terrasse de Chambly est de faible hauteur dans la région à l'étude (quelques mètres). Elle est accompagnée par des terrasses mineures à 35, 25, 17 et 15 m asl.

Dans la partie centrale de la région à l'étude (Lac St-Louis), le niveau du Proto-St-Laurent est plus élevé en raison de l'existence des chenaux situés au site actuel des rapides de Lachine (voir section 2.4.1). La terrasse de Léry (38 m asl, Figure 2.4.1) est composée de till et d'argile marine recouverte d'une couche discontinue de sédiments du Proto-St-Laurent, et du Lac Lampsilis dans sa partie supérieure. La terrasse de Léry montre également des zones de roc dénudées par l'érosion des berges. Autour du Lac St-François, le Proto-St-Laurent n'a jamais existé; le Lac Lampsilis s'est progressivement transformé en Lac St-François. Au nord de la région à l'étude, le chenal de Lachine a une élévation d'environ 22 m asl à son sommet, et fut donc probablement utilisé relativement récemment par les eaux du Proto-St-Laurent puisque l'élévation du Lac St-Louis lui est actuellement de 4 m supérieur.

2.4.2.1 Aspects hydrogéologiques

Les sédiments du Proto-St-Laurent sont, d'un point de vue hydrostratigraphique, similaires aux sédiments du Lac Lampsilis (voir la section 2.4.1.1), étant composés d'un matériel moyennement perméable qui recouvre d'une couche discontinue les sédiments antérieurs (surtout till et argile). Leur importance hydrostratigraphique est restreinte.

2.4.3 SÉDIMENTS ÉOLIENS

Les sédiments éoliens sont composés de sables moyens à fins, très bien triés. Ils sont massifs, grossièrement stratifiés, stratifiés horizontalement ou stratifiés obliquement (rarement observé). Des sédiments éoliens ont été observés près de Cazaville, Hemmingford, St-Antoine l'Abbé (voir section 4.3.4) et Châteauguay. Ces sédiments sont localisés principalement à proximité de corps sédimentaires sablo-graveleux de bonne dimension, avec une distance de transport éolien généralement assez faible (moins de 1 km; selon Bariteau, 1988). L'activité éolienne a ainsi remanié le matériel granulaire disponible jusqu'à son immobilisation par la colonisation végétale.

La surface des sédiments éoliens est parfois bosselée, mais souvent les sédiments éoliens ne font que napper d'une mince couche les sédiments littoraux sous-jacents sans en modifier significativement la micro-topographie. Un champ de dunes d'environ 3 km de longueur est présent dans la région de Cazaville (Figure 2.4.4 et A1), et est majoritairement situé du côté ouest de l'esker de Cazaville. Ce champ de dunes s'est formé à partir du remaniement des sédiments de l'esker de Cazaville et de son cône d'épandage sub-aquatique de grande envergure et des sédiments littoraux dérivés de l'érosion de ceux-ci. La surface est

bosselée, avec certaines dunes atteignant plus de 4 mètres de hauteur. La plupart des dunes mesurent moins de 300 m de long, mais la coalescence de plusieurs dunes leur permet parfois d'atteindre 500-1000 m de longueur. À certains endroits, les dunes semblent être grossièrement alignées selon une orientation NE-SW. Il s'agit probablement d'un type de dunes paraboliques mal définies. Il est possible que certaines bosses sinueuses, cartographiées comme des dunes, soient en réalité des buttes drumlinoïdes dans cette région. Dans les espaces mal drainés dans les creux entre les dunes se sont développées des petites tourbières (Figure 2.4.4), à l'instar des champs de dunes décrits par Filion (1987) près de Drummondville.

2.4.3.1 Aspects hydrogéologiques

Les dépôts éoliens sont composés de sables bien triés, ce qui les rend très perméables. Toutefois, leur importance hydrostratigraphique est restreinte en raison de leur faible étendue. Ils recouvrent souvent des sédiments littoraux, qui sont eux-mêmes très perméables.

2.4.4 TOURBES ET AUTRES SÉDIMENTS ORGANIQUES

La région à l'étude est recouverte d'environ 170 km² de tourbières (exploitées ou non, de toutes tailles; Figure 2.4.5) et de marécages (incluant les marais bordant le Lac St-François et les marais de l'île St-Bernard). La surface approximative des tourbières est de 95 km² dans la région de Ste-Clothilde/

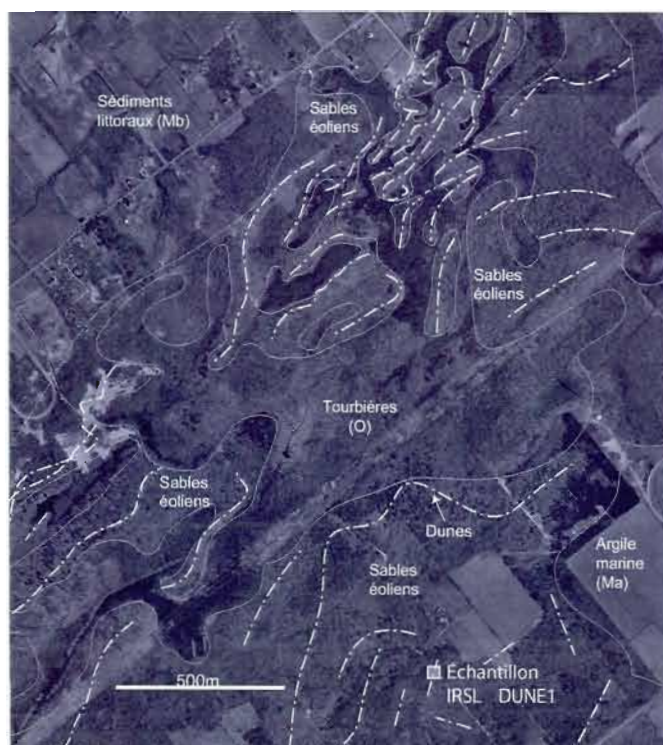
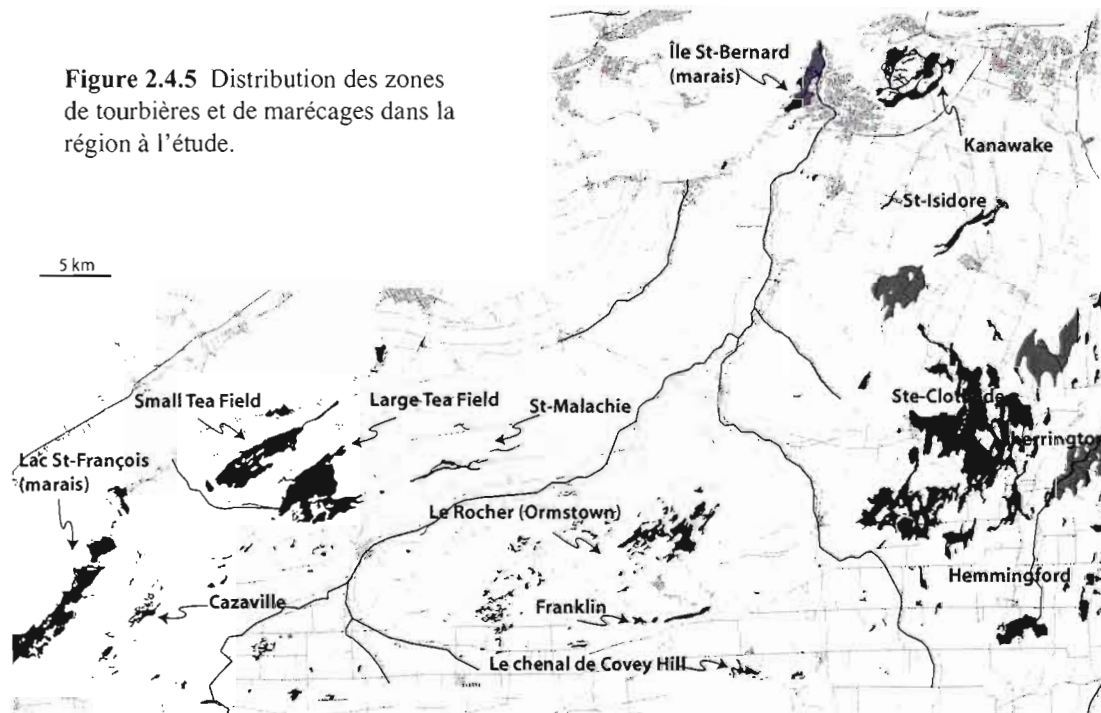


Figure 2.4.4 Orthophotos montrant le champ de dunes de Cazaville. Certaines buttes sont peut-être des drumlinoïdes masqués par une couverture de sables éoliens.

Sherrington/Hemmingford, 25 km² au nord de Huntingdon (Small et Large Tea Fields) et 8 km² au sud de Ormstown (le Rocher). L'altitude des principales tourbières (Tea Fields, Ste-Clothilde/Sherrington) est généralement comprise entre 45 et 50 m.

Extrêmement riches en matières organiques, ces terres noires accueillent une agriculture maraîchère prospère dans cette région. Ces cultures nécessitent un drainage abondant au printemps (Figure 2.4.3 B, C et D) et une irrigation palliative durant les périodes sèches de la fin de l'été. Avant les années 30, des pratiques agricoles mal adaptées ont conduit au brûlage des tourbières sur des régions parfois étendues, sur 30 à 200 centimètres, particulièrement près de Tea Fields et St-Isidore où plusieurs centaines d'acres de terres noires ont été brûlées (McKibbin et Stobbe, 1936). Il est à noter que certaines zones où les terres noires ont été partiellement brûlées sont incluses dans la carte quaternaire dans les zones de sédiments organiques. En conséquence, les zones de terres noires des Small et Large Tea Fields cartographiées dans le présent mémoire sont beaucoup plus étendues que celles présentées dans Laframboise (1987).

Les dépôts organiques des tourbières de la région sont principalement constitués de carex, sphaignes, mousses diverses, de matériaux ligneux et de gyttja (McKibbin et Stobbe, 1936). La décomposition, très lente en condition naturelle, transforme progressivement les matériaux organiques (brun ou vert) en « terres noires ». L'épaisseur des sols décomposés atteint typiquement 0.5 mètres d'épaisseur. L'état de la décomposition est généralement plus avancé sur les bords qu'au centre des tourbières, et est accéléré par l'usage agricole. Le fond des tourbières est souvent recouvert d'une couche d'épaisseur variable



(typiquement 10 à 50 cm) de gyttja, une boue brune ayant une consistance gélatineuse et contenant de la matière organique. Une analyse chimique par dissolution au peroxyde a montré une composition de 55% de matière organique pour la gyttja comparativement à 96% pour un échantillon de tourbe. Les tourbes situées près des bordures formées par les buttes de till comprennent parfois des blocs et quelques graviers (McKibbin et Stobbe, 1936).

Les grandes tourbières sont généralement les plus profondes (plus de 2 mètres), tandis que l'épaisseur des petites tourbières est souvent inférieure à 1 mètre (voir Figure B11). Au centre, plusieurs grandes tourbières sont d'une épaisseur dépassant 3 ou 4 mètres. Nous avons acquis des données en profondeur à l'aide de deux méthodes complémentaires, soit le GPR et le Pionjär (Annexe C) auxquelles s'ajoutent des observations directes dans les fossés et excavations diverses. Une coupe-diagramme provenant du modèle 3D dans la région de Ste-Clothilde montre la relation entre les tourbières, les argiles marines, le till et le roc à la Figure E11.

Les cuvettes dans lesquelles se développent les tourbières sont formées par des processus géomorphologiques de nature variée. Les tourbières de la région de Ste-Clothilde/Sherrington/Hemmingford et de Large et Small Tea Field se développent dans des cuvettes de l'assise rocheuse tapissées de till, qui sont limitées latéralement par la présence de drumlins, lesquels obstruent le drainage hydrographique normal de la région (McKibbin et Stobbe, 1936 et Prichonnet, 1987). Les tourbières sur le Rocher se développent dans des dépressions du roc affleurant, dans des zones où les dépôts meubles sont presque absents. De petites tourbières se forment dans des chenaux abandonnés creusés dans les sédiments meubles (St-Isidore, Kanawake, partie nord de Small Tea Field, St-Malachie; ils sont tapissés de silts lacustres) et dans le roc (chenal proglaciaire de Covey Hill). À Cazaville, de petites tourbières se développent dans un champ de dunes, avec quelques buttes drumlinoïdes. Des petites tourbières allongées présentes sur le flanc ouest de Covey Hill, entre Hitchinbrooke et Franklin, se développent dans les cuvettes formées entre des buttes drumlinoïdes et le flanc de la colline.

Dans la région de Ste-Clothilde/Sherrington, les tourbières reposent partiellement sur des argiles marines au centre des tourbières et sur le till (ou, rarement, le roc) en bordure (Figure 2.4.3 B). Une couche épaisse d'argile marine (5 à 8 mètres) a été trouvée à de nombreux endroits au centre de la tourbière de Ste-Clothilde (par forage au Pionjär, voir Annexe C).

2.4.4.1 Aspects hydrogéologiques

Les sédiments organiques sont généralement peu perméables, avec une conductivité hydraulique typique de 10^{-6} à 10^{-8} m/s (Croteau, 2006). Typiquement, la conductivité hydraulique horizontale sera plus élevée que la conductivité hydraulique verticale, en raison de l'anisotropie du matériel. Pour comprendre l'hydrologie des tourbières de la région de Ste-Clothilde, il faut se rappeler qu'elles doivent leur existence

à la présence de cuvettes formées entre les drumlins, lesquels obstruent le drainage hydrographique normal de la région, et non à des causes purement hydrogéologiques. Également, les étangs et tourbières du Rocher sont formés dans des petits bassins du roc, alimenté par les eaux météoritiques, comme le démontre la présence l'exemple d'un étang à quelques dizaines de mètres d'une carrière, qui aurait rabattu le niveau d'eau souterrain s'ils étaient en connexion hydrogéologique.

Dans l'ensemble de la région à l'étude, les tourbières sont ou bien des aquifères perchés sans contact direct avec l'aquifère fracturé régional ou bien des points humides alimentés en eau par l'aquifère fracturé profond.

2.4.5 SÉDIMENTS FLUVIATILES

Les sédiments fluviaux sont principalement composés de dépôts de silts, de sables et d'argiles comprenant occasionnellement des restes de matière organique et des pélécytopodes dulcicoles (Figure 2.4.3 E et F). La granulométrie des alluvions dépend de la pente et de la nature des sédiments quaternaires plus anciens à proximité. Les rivières situées aux endroits où la pente est assez forte présentent des alluviaux à dominance sablo-graveleux, par exemple sur les flancs de la colline de Covey Hill. Aux abords de la Rivière Châteauguay près de la frontière internationale, des terrasses montrent une accumulation importante (plus de 7 m) de sédiments très grossiers (sables et graviers contenant des lits riches en blocs) et sub-arrondis à arrondis.

Les sédiments sablo-graveleux issus de l'érosion des rivières sur la colline de Covey Hill sont transportés sur une faible distance par les rivières sur la plaine (Figure 2.4.3B), en formant des méandres bien développés (voir carte Quaternaire à la Figure A1). À proximité des étendues de sables et graviers d'origine fluvioglaciaires, les rivières transportent des alluvions grossiers. La Rivière à la Truite transporte sur une courte distance une bonne quantité de sédiments sableux probablement issus du remaniement alluvial des dépôts sableux provenant de l'esker de Cazaville.

Plus en aval, les rivières transportant des sédiments sableux verront leur charge sédimentaire considérablement réduite par la pente très faible des plaines d'argile où elles coulent. Les dépôts alluviaux sont alors principalement constitués de silts parfois argileux, d'épaisseur généralement faible. Le cours des rivières suit alors un tracé modérément sinueux ; les méandres ne sont pas bien développés, en raison de la faible accumulation sédimentaire. Les rivières sont incisées dans les argiles marines jusqu'à un certain niveau de base défini par l'existence de certains seuils rocheux le long des parcours. La Rivière Châteauguay est assez profondément entaillée dans les argiles marines en aval des seuils rocheux de la ville de Huntingdon. Des petites terrasses secondaires apparaissent à l'occasion, formées pendant que la rivière atteignait son niveau de base. Dans les argiles marines, des ravins courts mais larges et profonds se sont développés en réponse à l'incision des rivières, dont les rebords de terrasses sont instables.

Dans les zones soumises aux inondations printanières, des dépôts silteux sont actuellement déposés en minces couches. L'occurrence de ces inondations est peut-être liée à la topographie plane, à la déforestation du bassin-versant et aux pratiques de drainage des terres agricoles. La Rivière Châteauguay dépose actuellement ses sédiments dans le Lac St-Louis. Bien qu'il y ait certainement quelques alluvions déposés près de l'embouchure il n'y a pas de deltas au sens où l'a entendu MacPherson (1967), seulement une bifurcation du chenal dans les derniers kilomètres de son parcours.

2.4.5.1 Aspects hydrogéologiques

Les dépôts alluviaux graveleux situés en zone de pente forte ou modérée (par exemple autour de la colline de Covey Hill) sont généralement très perméables. Ils peuvent potentiellement constituer des aquifères intéressants. Par contre, les sédiments alluviaux silteux présents dans les zones de faible pente sont beaucoup moins perméables. L'importance hydrostratigraphique des sédiments alluviaux est restreinte, en raison de leur abondance relativement faible.

2.4.5.2 Paléo-chenaux d'origine fluviale

Différents types de paléo-chenaux d'origine fluviale présentent des éléments géomorphologiques intéressants à différents endroits dans la région à l'étude. Sur le flanc ouest de Covey Hill, de petits chenaux sont incisés dans les buttes de till (drumlinoïdes? ; voir Figure 2.1.10 et section 2.1.2.1). Delage et al. (1985) attribue l'origine de certains de ces chenaux à l'action des eaux de fonte (« chenaux proglaciaires »), or ces chenaux n'ont pu se former à la marge glaciaire car à cette élévation (entre 100 et 200 m asl environ) le secteur était situé sous le niveau lacustre lors du retrait glaciaire. On peut supposer que ces chenaux sont d'origine alluviale et qu'ils ont dissecté les buttes de till sans doute peu après leur émergence, après avoir formé des petits bassins lacustres dans les cuvettes entre les buttes. Delage (inédit, dans Bariteau, 1988) présente trois dates (1140 ± 60 , 5280 ± 80 et 5460 ± 90 ^{14}C BP) sur matière organique terrestre (bois ou tourbe) provenant de sédiments alluviaux ou de sédiments de bras mort près de ces petits chenaux. Ces dates sont des âges minimum du début du ravinement des ces chenaux.

Près de la frontière internationale, la rivière Châteauguay présente plusieurs chenaux qui divergent à partir du cours actuel de la rivière (Figure 2.4.6). Il s'agit de paléo-chenaux fluviaux qui traversent quelques buttes de till ainsi que des sédiments littoraux graveleux. Ce patron de divergence des chenaux s'est formé suite aux premières tentatives de la rivière de se frayer un chemin dans ce secteur. Richard (1977) avait cartographié ce secteur comme étant un delta datant de l'époque de la Mer de Champlain, or aucune coupe n'a montré la présence de lits progradants de deltas ni de sédiments prodeltaïque sablo-silteux.

À quelques kilomètres au sud de Chateaugay (NY) il est possible que la rivière Châteauguay ait emprunté un chemin passant par la rivière Trout après l'émergence du Lac Candona (Figure 2.4.7). À une altitude d'environ 350 à 450 m, ce chemin alternatif empruntait d'anciens chenaux proglaciaires marginaux, jusqu'au moment où la rivière s'est creusé son propre chemin vers son lit naturel. Il est possible que les chenaux divergeants présents près de la frontière à Hitchinbrooke (cités précédemment) se soient développés au moment où la rivière Châteauguay ait réintégré son parcours « naturel » après le bref (?) intervalle pendant lequel elle a pu couler vers la rivière à la Truite.

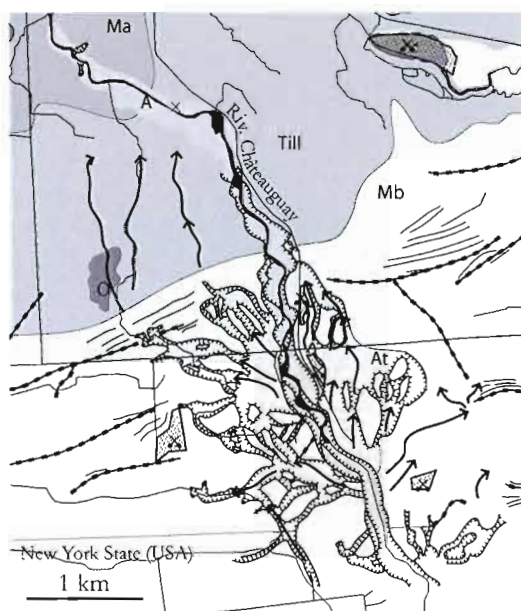


Figure 2.4.6 Chenaux d'origine fluviale de la Rivière Châteauguay près de la frontière internationale.
Voir carte géologique à l'annexe A1 pour la légende.

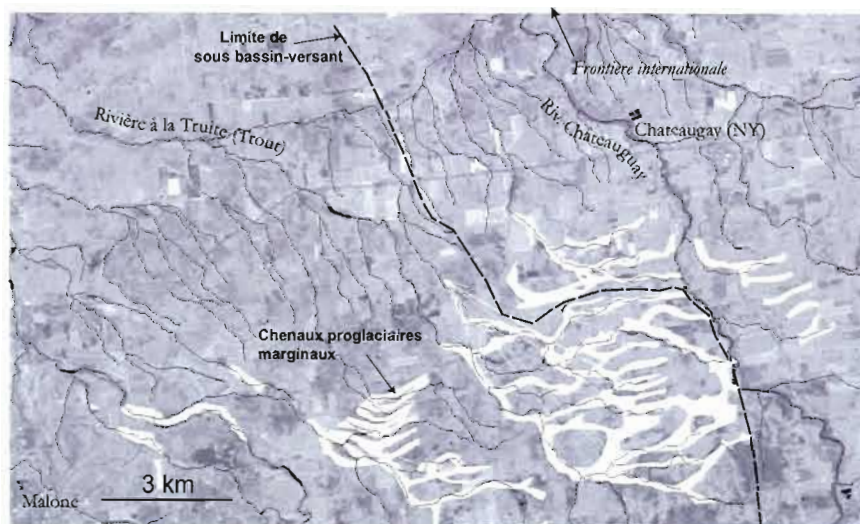


Figure 2.4.7 Chenaux proglaciaires marginaux (en blanc) près de Chateaugay, NY, et capture précoce de la rivière Trout par la Rivière Châteauguay.
Cartographie des chenaux proglaciaires marginaux modifiée de McCormack et Stewart (1965).

CHAPITRE 3

MODÉLISATION 3D DES SÉDIMENTS QUATÉRNAIRES

Ce chapitre contient un article intitulé « *Grid-based hydrostratigraphic 3D modelling of the Quaternary sequence in the Châteauguay River watershed, Québec* » décrivant la méthode développée pour construire un modèle hydrostratigraphique en 3 dimensions des sédiments meubles de la région à l'étude. Il a été soumis au journal *Canadian Water Resources Management* dans le cadre de l'édition spéciale pour l'étude hydrogéologique régionale du bassin-versant de la Rivière Châteauguay.

Pour ce projet, plusieurs différentes sources de données de forages étaient disponibles pour effectuer la cartographie en 3D (Figure 3.1 ; rapports publics: Banque des puisatiers, forages du ministère pour le projet, Dion et al., 1985; McKibbin et Stobbe, 1937; McCormack, 1980 ; rapport privés : Biogénie, 1995; Envir'eau Puits, 1998; Envir'eau Puits, 2002; Foratek International, 1982; IEW, 1976; Géomines, 1983; Tecsalt, 2003; Géomines, 1996). Les données d'origine publique ont apporté la grande majorité des informations de forages pour la cartographie en 3D. Les données privées fournissent des données utiles mais sur des zones relativement petites. Généralement, une simplification est nécessaire pour pouvoir intégrer les données de forages parfois trop détaillées pour la construction d'un modèle régional.

Grid-based hydrostratigraphic 3D modelling of the Quaternary sequence in the Châteauguay River watershed, Québec

Tremblay, Tommy , UQAM, Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère Case postale 8888, Succursale Centre-ville, Montréal (Québec), Canada

Nastev, Miroslav, GSC-Québec. 490 de la Couronne, Québec (Qc), CANADA

Lamothe, Michel, UQAM, Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère, Case postale 8888, Succursale Centre-ville, Montréal (Québec), CANADA

Abstract

Groundwater recharge, groundwater-surface water interaction, and protection and management of the groundwater resource are strongly constrained by the geological nature of the substratum. A grid-oriented technique has been developed in order to build a 3D stratigraphic model of the Quaternary sediments overlying a regional fractured rock aquifer. It is based on the integration of the surficial sediments map and borehole logs with the use of GIS and grid-calculator software. The applied methodology focused on the estimation of the thickness of the stratigraphic units rather than of the elevation of the contacts. First, a regular grid was generated over the study area with 30 x 30 m cells. The bulk thickness of the Quaternary sequence for each grid cell was computed as the difference between the terrain digital elevation model and the rock surface krigged over more than 5000 drillers' logs available. Two computation methods for the estimation of the discrete thicknesses are discussed and evaluated: the absolute method in which the thickness of a given unit is computed as an independent value, and the relative method in which the thickness is computed as a fraction of the bulk thickness. The considered simplified Quaternary stratigraphy consisted, from top to bottom, of : organic (peat), alluvium, lacustrine, aeolian, coarse marine, marine clay and fine silt, fine sandy and silty glacio-fluvial, coarse sandy and gravely glacio-fluvial, and glacial (silty clayey till). Their spatial distribution respected fully the surficial sediments map and contacts. At locations with missing stratigraphic data, the borehole logs datum was improved with the addition of control points representing the anticipated variation of the successive layers. With the absolute method, derivation of the thicknesses of the layered strata in zones of irregular bedding proved to be difficult. The relative computation method gives more consistent results for various stratigraphic settings and allows rapid computation of the hydrostratigraphic model.

3.1 INTRODUCTION

3D geological models provide the necessary basis whenever the need for synthesis of geological data over critical environmental and/or land-use matters arises. They are regularly used in geological structural analysis, definition of potential ore reserves and geotechnical assessment of the substratum. In hydrogeology, the principal use of 3D geological models is to provide the aquifer architecture. In cases where Quaternary sediments overly fractured rock aquifers and act as a discontinuous lid between the ground surface and the bedrock, the 3D geological models provide the input parameters for the definition of the groundwater flow conditions, e.g. confined, semi-confined or water table aquifers, the estimation of groundwater recharge (see Croteau, 2006), and for the estimation of groundwater and surface water interaction. When granular aquifers are studied, 3D geological models are used as a medium for groundwater flow modelling (Bolduc et al., 2005). In all these cases, the 3D geological models are critical for the estimation of aquifer vulnerability to surface contamination (e.g. Girard, 2000; Thorleifsen, 2001; Ross et al. 2005; Keller et al., 2006 ; Logan et al., 2006 ; Artimo et al., 2006, Dey, 2006; Lavigne, 2006).

The synthetic nature of the 3D geological model sheds light to many environmental problems as long as the relative uncertainties are clearly stated and scale-related interpretations are accurate. Different modern techniques for 3D modeling of Quaternary sediments have been developed during the last few years (Soller, 1998; Berg et al., 2002; Ross et al., 2005; Bajc and Newton, 2006). Most of these methods are comprised into two major groups : bounding surface grid-based methods and bounding surface vector-based methods. The first method defines, in grid-based software, the lower and/or the upper bounding surfaces of a given unit between known contact locations in either borehole (1D) or cross section (2D). The method relies heavily on the elevation contour lines drawn by the geologist for a specific bounding surface (e.g. Soller 1998, Berg et al. 2002). This method provides a good convergence for hand-drawn or standard GIS generated conceptual or simple geometric models. It is however, relatively slow in the areas of discontinuous layers with rapidly varying thickness where, in order to prevent overlapping of bounding surfaces, multiple manual corrections are required. The efficiency of this method is thus limited by the complexity of the encountered stratigraphy. In grid-based 3D modelling in GIS software environment, the visualization potential of the data is hampered by the impossibility of looking at the data in real 3D. The bounding surfaces vector-based method computes the elevations of the bounding surfaces using sophisticated tools such as Gocad , Datamine or Rockworks. These tools allow imposing flexible constraints on the final result for the bounding surface and an integral use of the bore-hole data. In Gocad, for example, the user-friendly 3D environment allows gradual generation of a given surface using iterative extrapolations. In addition, the vectorial base of the model structure is extremely versatile and relatively easy to manage with modern computers. However, the relatively high software related costs, highly specified expertise, and time needed for such 3D modelling are the limiting factors for this method.

Independently of the method chosen for 3D modelling, a fact that clearly state out of past studies (Berg et al., 2001; Thorleifson et al., 2002; Berg et al, 2004; Hazen et al., 2006) is that a good hydrostratigraphic model cannot be produced by an automatical modelling protocol processed by a computer from crude data. Important decisions about conceptual models and key stratigraphic relationships have to be made by geologists trained in the sedimentological and stratigraphic aspects of the earth material in the specific setting.

This paper introduce the relative method, a new 3D-mapping method based on unit thickness calculation and relying on the use of a combination of grid-calculating software and standard GIS software. It allows for simple and rapid computation of the respective thicknesses of the geologic strata with respect to the surficial geologic maps and borehole logs. Two different discrete thickness computation approaches are presented, each with its own advantages and disadvantages: a) the absolute approach, adapted from Rine et al. (2001), in which the thickness of a given unit is computed as an independent value; and b) the relative approach, newly introduced, where the discrete thickness is computed as a fraction of the bulk thickness. The basics of the proposed 3D modelling methodology is developed using a case study from the Châteauguay basin, in southwestern Quebec (Canada).

3.2 STUDY AREA

3.2.1 BEDROCK GEOLOGY AND PHYSIOGRAPHY

The study area (Figure 1.1) is located in the St. Lawrence Lowlands and covers approximately 2300 km². The fractured regional aquifers consist of Cambrian sandstones - Potsdam Group and Ordovician dolomites - Beekmantown Group (Clark, 1966; Globensky, 1981 and 1986 ; Lavoie, 2004) see map in Lamontagne et al., 2000). The porosity is primarily produced by sub horizontal bedding planes and sub vertical joints, and in some cases through more friable layers of primary porosity, weathering or minor karstification. The topography is generally level to gently rolling with altitudes between 40 and 80 m asl (above sea level). Covey Hill (330 m asl), located on the U.S. border, and Huntington Hill (100 m asl), in the western part of the basin, are small isolated reliefs in the region. The clay flatlands are pierced by small till hills - drumlins and drumlinoids (Delage, 1997).

3.2.2 QUATERNARY STRATIGRAPHY

The Quaternary stratigraphy (Figure 2.0.1) has been defined in detail by previous studies (LaSalle, 1981 and 1985; Richard, 1982; Tremblay and Lamothe, 2005). Relatively complex, it required a

simplification in order to be used for the generation of the 3D geologic model. In some cases, units having similar hydrostratigraphic properties have been merged to facilitate the work. From the base upward, the Quaternary stratigraphy consists of:

A sequence of glacial sediments characterised by three major units. Older, very compacted till (till A) is found at the base of the sequence. This unit has been described on the island of Montreal by Prest and Hode-Keyser (1977), but it is not very well defined in the study area. The second unit is a glaciolacustrine unit named Lac Châteauguay Sediments (LaSalle, 1981) or Middle-till complex (Prest and Hode-Keyser, 1977). The third unit is a silty-clay till layer defined as St. Jacques Till (LaSalle, 1981) or Till B (Prest and Hode-Keyser, 1977). It is less compact than the older till. For the 3D model stratigraphy, the entire glacial sequence forms the till unit (T). This unit is continuous over most of the study area, and is important from the hydrogeological point of view as it confines the regional fractured aquifer;

Glaciofluvial sediments are found occasionally over the till unit. They comprise ice-contact sand and gravel (Gx) and outwash fan silt and sand (Gs). These sediments mainly occur as eskers, with Gx in the core of the ridge and Gs on the top and side of the ridge ;

Glaciolacustrine sediments mainly consist of rhythmic sand, silt, and clay. These sediments were deposited at the bottom of Glacial Lake Candona (Parent et Occhiotti, 1988). This lake was formed following the coalescence of Lake Iroquois and Lake Vermont after ice retreated from the northern edge of the Adirondacks. In the 3D model, Lake Candona sediments are combined with the overlying Champlain Sea marine silt and clay deposits (Ma) as both sediments have similar physical characteristics. The Ma unit occurs in a continuous sequence on top of the glacial/glaciofluvial sediments, and fills most of the major valleys located under 50 m asl ;

Marine littoral sand and gravel (Mb) were deposited during the recession of the Champlain Sea. A large belt of these sediments is located on Covey Hill. Over or near Mb, aeolian sediments are sometimes present, but were merged within the Mb unit. Alluvial gravels found near the international border were also merged with the Mb unit ;

Lacustrine silt is found in the area north of Huntingdon and Rémi as a thin, generally less than 1 meter thick veneer. It was deposited after the water level fell below about 52 m asl, when the fresh water Lake Lampsilis replaced the marine salt waters. Younger Proto-St. Lawrence sediments sharing similar characteristics were combined with the lacustrine unit. A coarser (sand, gravel, diamicton) unit of littoral lacustrine sediments (Lb) is mapped, mainly in the vicinity of St. Isidore. A few patches of alluvial sediments (A ; a mixture of silt, clay and sand) located in the lowlands were also mapped, although the alluvial plains of the major rivers do not exhibit any significant amount of fluvial sediments; and

Organic sediments (O ; peat, gyttja) are mainly present in the Ste-Clothilde area, on the Rocher (north of Covey Hill) and north of Ormstown (Small and Large Tea Fields).

3.2.3 AVAILABLE DATA

At the beginning of the 3D modelling process, existing data from various sources (Figure 3.1) were combined with data collected during this study and compiled in a common database.

- GPR (ground penetrating radar) surveying was conducted at 25 locations with granular or organic sediments. It provided field measurements of the thickness of the surficial coarse sediments and helped assess the nature of the underlying sediments. Very thick, 5-10 m, gravelly sediment was identified in the Covey Hill beaches, resting on till with a slightly undulating contact, or contiguously on the bedrock with a rugged contact. In peatlands, a general peat thickness of 1~4 m was clearly identified overlying approximately 0~1 m of lacustrine organic sediments (gyttja). Located often in drumlin-bordered basins, the organic sediments rest on either till (particularly near the limits of the basins), or marine clay located in the middle portion of the basins.

- Seismic reflection surveying was undertaken at 4 locations to study the spatial extent of glaciofluvial sediments located stratigraphically underneath marine clays. These sediments commonly reach 15 m. Details on this part of the field work and interpretation are given in Tremblay et al. (in prep.) and Hunter et al. (2006).

- A percussive portable drilling device (Pionjär) was used at over 30 locations for easy drilling in relatively soft materials such as silts, clays peat and non-gravelly sands. The usual clay thickness of 6 to 10 m was encountered at short distances, usually 100 to 200 m, from the till contact. This finding allowed for the reconstruction of the relatively steep geometry of the drumlin/clay contact. Under peatlands, the clay thickness reaches up to 8 m.

- The drillers' logs database of the Quebec Ministry of Environment provided numerous, but generally poor quality data and inconsistent well logs of surficial sediments (over 5000 locations). However, data for rock depth (length of installed casing in rock wells) was used as a valuable source of information for the computation of the bulk thickness of the surficial sediments. Also, the stiffness and texture of marine clay was generally well recognized in the logs, due to its obvious impact on the drilling efficiency. Thus, this database provided seemingly trustable information allowing for a fair reconstruction of clay thickness in most areas of the clay basin. Furthermore, the accuracy of the locations of these logs is sometimes uncertain, and was checked to correspond to the right National topographic sheet (NTS) and municipality.

**Origine des informations
de forages et de stratigraphie**

Nouvelles données

- ⊕ GPR (18)
- ⊕ GPS Pionjar (19)
- GPS (26)

Rapports publics

- Dion, 1985 (64)
- ▲ McCormack 1980 (9)
- McKibbin 1936 (80)
- ⊙ MENV_2004 (14)
- PUISATIERS (4880)
- PUISATIERS, argiles marines(536)

Rapports privés

- ◆ Envir'eu Puits-1998 (4)
- ◆ Envir'eu Puits-2001 (6)
- ◆ Géomines, 1983 (32)
- Géomines, 1996 (3)
- Groleau et al., 1977 (18)
- IEW, 1976 (11)
- Mercier forages (dont Biogénie, 1995) (169)
- TecSult, 2003 (4)

Carte de localisation des données de forage et de stratigraphie des dépôts meubles provenant de différentes sources. Ces données ont été intégrées à la cartographie traditionnelle et 3D et extrapolées par différents moyens aux endroits où aucune donnée n'était disponible.

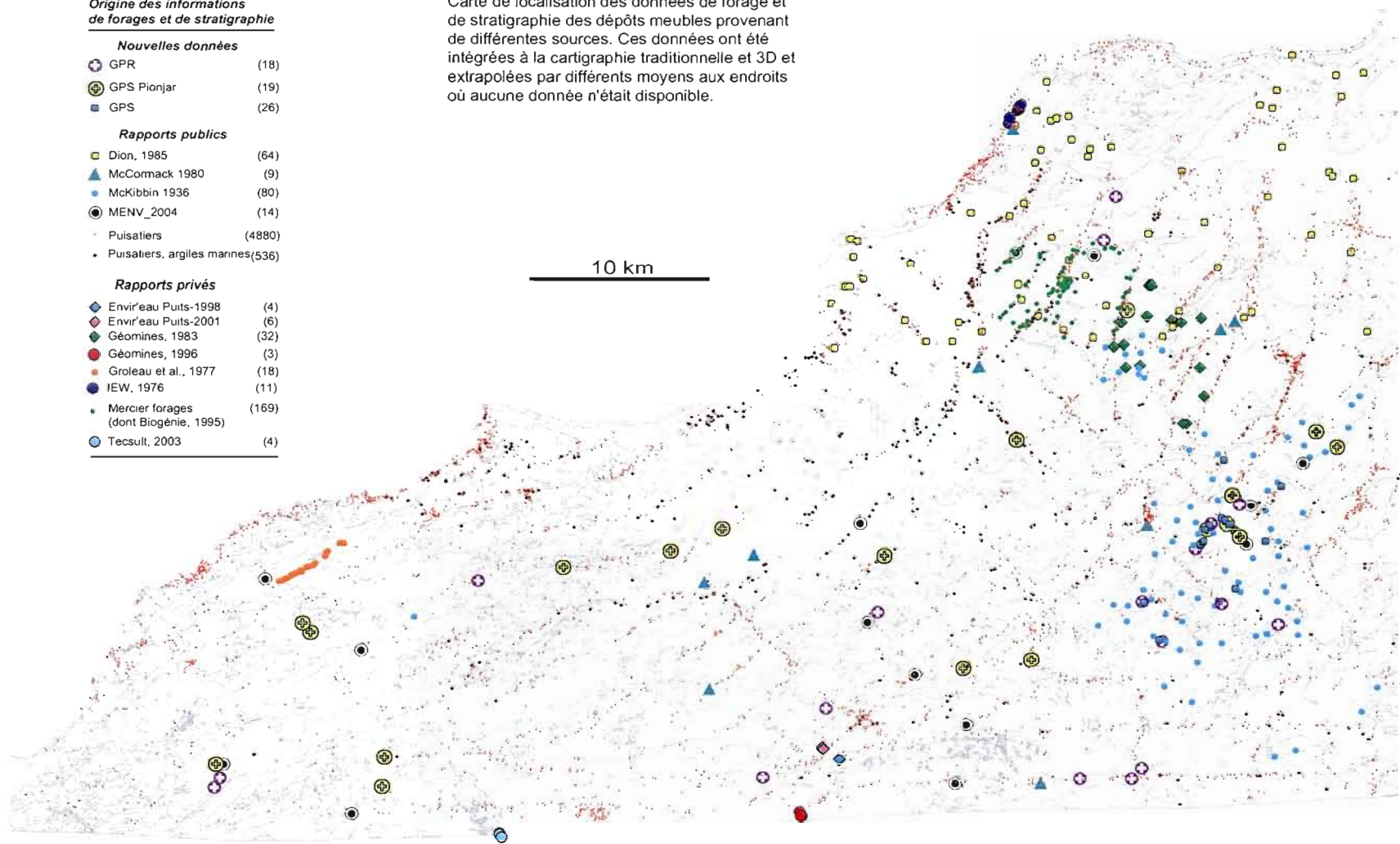


Figure 3.1 Distribution of drillholes log data and geophysics surveys (GPR and seismic).

- Various public (3) and private reports (over 10, at 247 locations) also provided a considerable amount of valuable drillhole log information at about 400 locations. About 75% of these boreholes are reaching bedrock. For NTS sheet 31H/05, the geotechnical study by Dion et al. (1985) contains stratigraphic details for over 64 sites. It also contains numerous drillhole logs, geophysical surveys, and estimates of sediments thickness (seismic refraction and resistivity). McCormack (1980) provided stratigraphic data for most major locality in the study area. The study of McKibbin and Stobbe (1936) contains very good stratigraphic information relative to the large peatlands localized in the region. New drillholes locations (14) were done through the Chateauguay watershed project in 2003.

- Rock outcrops data is important for accurate assessment of the rock surface and for the bulk thickness of the Quaternary sediments. Numerous locations were taken from the existing bedrock maps (Globensky, 1981 and 1986). Additional information was obtained from field cartography and air-photo interpretation.

- A digital elevation model (DEM) provided a 3D topographic image of the study area displaying the major morphological features such as drumlins, terraces, flat clay lands, etc. Furthermore, anthropic activities and construction (roads, railroads, rock quarry and power lines, etc.) are also visible. The DEM used for this study was obtained with 90 m grid cells from a satellite radar source (NASA URL). Note that this DEM has not been adjusted for vegetation cover, thus it is possible that some of the apparent geomorphic features are in fact images of discontinuous woodlands (e.g. drumlin hills tend to be wood-rich, compared to neighbouring clay lands).

- Surficial sediments map at the scale of 1:50,000 (Tremblay and Lamothe, 2005; Figure A1), adjusted to the specifications of 3D modelling.

3.3 METHODOLOGY FOR 3D MODELLING

The methodology for 3D modelling is presented in a flowchart diagram (Figure 3.2) depicting the various steps from data collection to results visualization.

The various steps of the procedure were undertaken using Mapinfo 7.5 GIS software together with Vertical Mapper 3.0 (Northwood Technologies, 2001). The Encom Discover 3.0 application was used in conjunction, mainly for the versatile data query capability and for visualization of log data along transects. The modelling technique presented in this article could also be computed using softwares such as ESRI ArcGIS 3D analyst along with ESRI ArcScene.

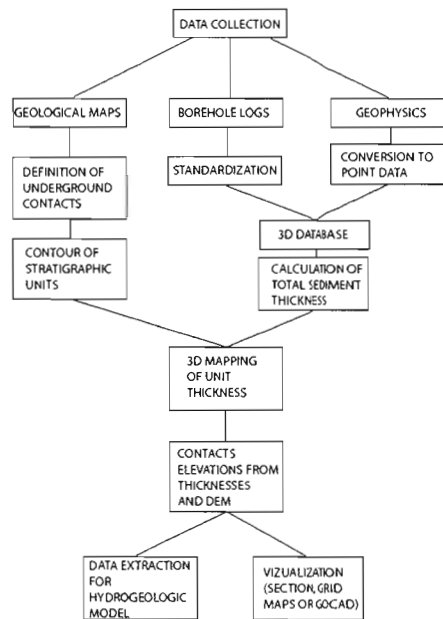


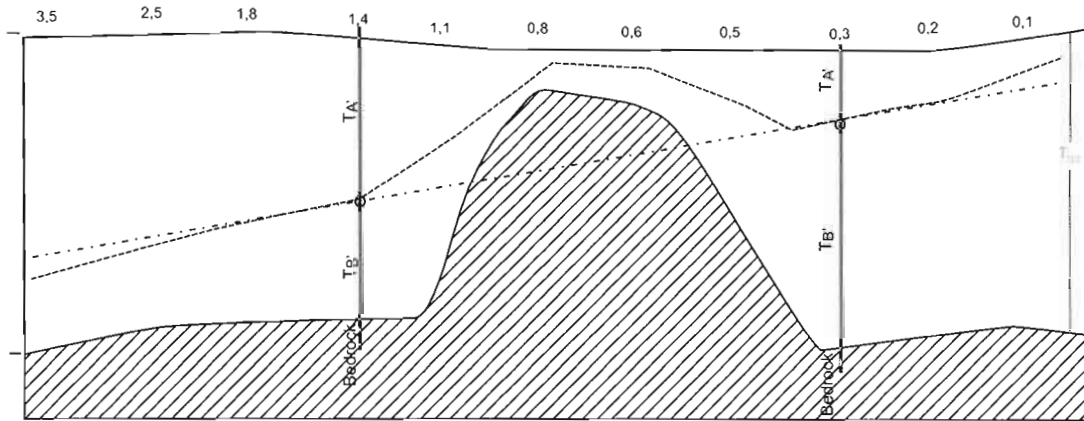
Figure 3.2 Flowchart diagram for relative calculation method.

3.3.1 THE ABSOLUTE AND RELATIVE COMPUTATION METHODS

Two basic approaches for the definition of the hydrostratigraphic units thicknesses are discussed in this paper: the absolute computation and the relative computation.

- The absolute computation method was adopted from Rine et al. (2001). This method is intended to directly compute the thickness of a specific unit based on the interpolation of the existing (absolute) values of the thickness data (boreholes, geophysical profile, etc.). It is a straightforward, and at the same time, rough method for computing the thickness of the stratigraphic units. It is generally appropriate in cases where sufficient and good quality data exists. An example of this application is given in Figure 3.3. In cases where bedrock topography is complex and most logs provide fair information only for total sediments thickness, most attempts to define contacts will result in overlapping contacts (Figure 3.3). Correcting such situations afterward requires additional modifications, such as hand-drawing of contacts or thicknesses contours. In this study, this method was used for the computation of the thickness of the organic sediments, as the existing data was fairly accurate and widespread and the thickness itself was relatively constant. However, it should be noted that in such cases the relative method could also have been used successfully.

- The relative computation method was developed in the scope of this study (Figure 3.3). It is based on the computation of a relative ratio (k) defined as the ratio between the thickness of an overlying unit A and that of an underlying unit B. The ratio k' is first computed at borehole locations with known thicknesses (T_A' and T_B') of units A and B.



Legend

- Contact between A and B, extrapolated from relative calculation method
- Contact between A and B, extrapolated from absolute calculation method
- | Borehole location
- 0.25 k' values (T_A' / T_B'), from boreholes
- 0.25 k values (T_A / T_B), intrapolated

Figure 3.3 Example of relative calculations versus absolute calculations for unit thickness in the case of varying total sediment thickness (T_{tot}).

See text for explanations. Beforehand, note that T_{tot} is calculated before the individual stratigraphic unit thickness calculations, from borehole data sometimes indicating only the total sediment thickness.

In this example, sediment A could be Ma (marine clays) and sediment B could be T (till); these two sediments are the most important in term of volume for the Chateauguay 3D model.

$$k' = \frac{T_A}{T_B} \quad (3.1)$$

The ratio k' is intrapolated over the study area, giving ratio k , used to define the unit A and B calculated thickness (T_A and T_B), where only the total sediment thickness is known.

$$k = \frac{T_A}{T_B} \quad (3.2)$$

The total sediment thickness (T_{tot}) is defined as the difference between the terrain and bedrock surface elevations. Knowing that at this point the total sediment thickness is

$$T_{tot} = T_A + T_B = kT_B + T_B$$

then,

$$T_{tot} = T_B(k+1) \quad (3.3)$$

$$T_{tot} = \frac{T_A}{k}(k+1) \quad (3.4)$$

Finally, the discrete thicknesses of the stratigraphic units A and B at the calculation point can be obtained as follows,

$$T_A = \frac{k}{k+1} T_{tot} \quad (3.5)$$

and

$$T_B = T_{tot} - T_A \quad (3.6)$$

In this way, the geometric relationships between two layers are used rather than the measured thicknesses for the extrapolation in areas where no information exists. Furthermore, the relative computation method reveals to be a powerful tool as, in most cases with rugged terrain and a non-uniform bedrock surface where the variation of the total sediment thickness is important, this method avoids the possible overlapping of the upper and lower contacts (popout). It makes it easier to assemble a sequential model of thin units, particularly over an undulating bedrock surface. It thus provides satisfactory results in the vertical dimension, in a short time, and in accordance with the surficial maps.

3.3.2 SEQUENCE OF OPERATIONS WITH THE RELATIVE COMPUTATION METHOD

The following steps are involved in the 3D modelling relative computation method. For easier comprehension, example outcomes generated at each of the steps are shown in Figure 3.4.

- I. Selection of the contour of the mapped unit from the existing Quaternary map: As only the contacts of the top units are given in the surficial map, the 3D model has to define the position of the same contacts with depth (underground contacts). For example, in a map where a peatland unit is bordered by till on one side and marine clays on the other, it is assumed that somewhere beneath the peatland is the till-clay contact. The determination of underground contacts is one of the most important steps in building the 3D model as it strongly influences the final result. It is obvious, however, that sometimes this step is undertaken with low confidence as underground contacts are not visible in the field, air photos, or log data. For the further uses, the selected contour file should be saved under a polygon and polyline versions.

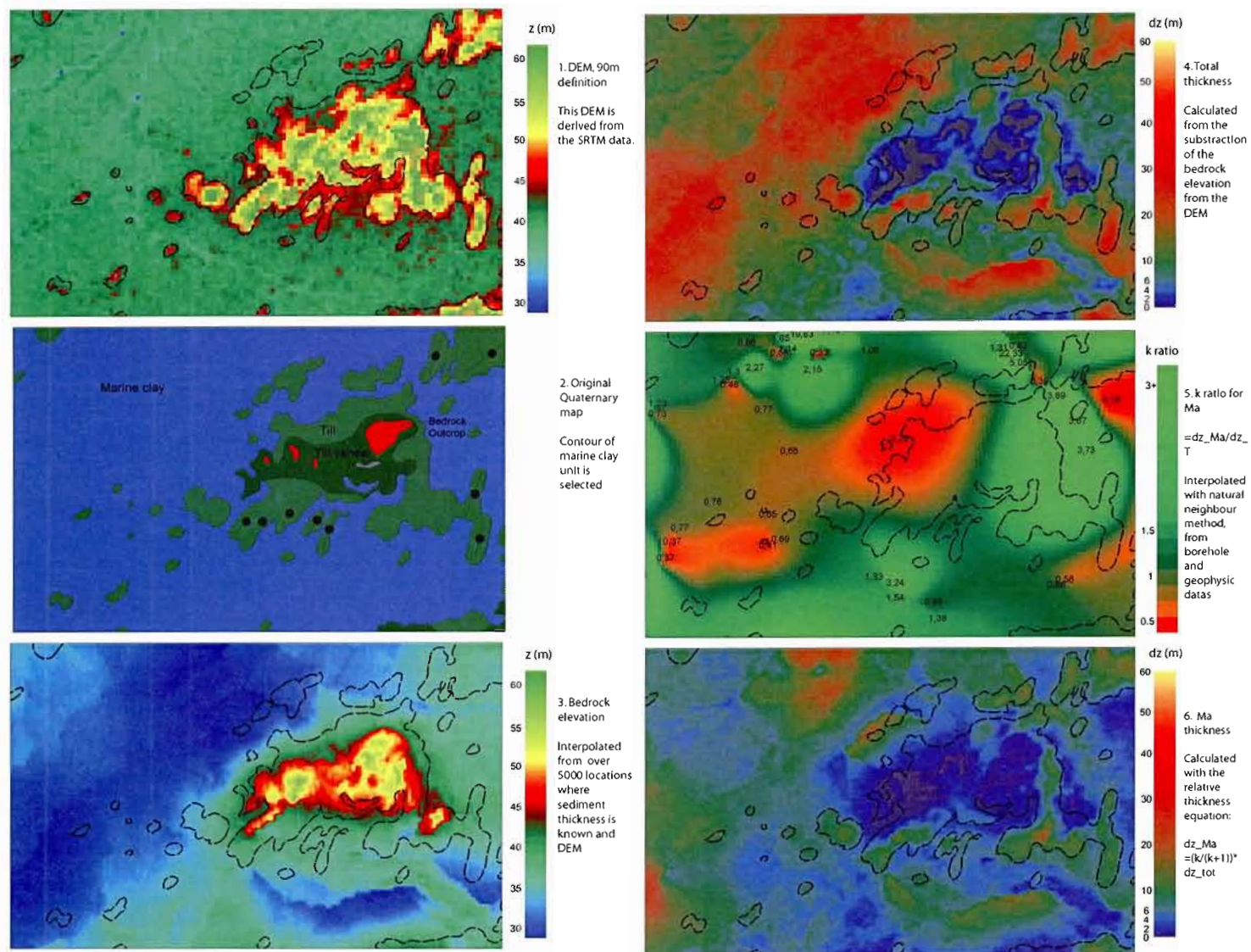


Figure 3.4 Sequence of operations for relative calculation method.

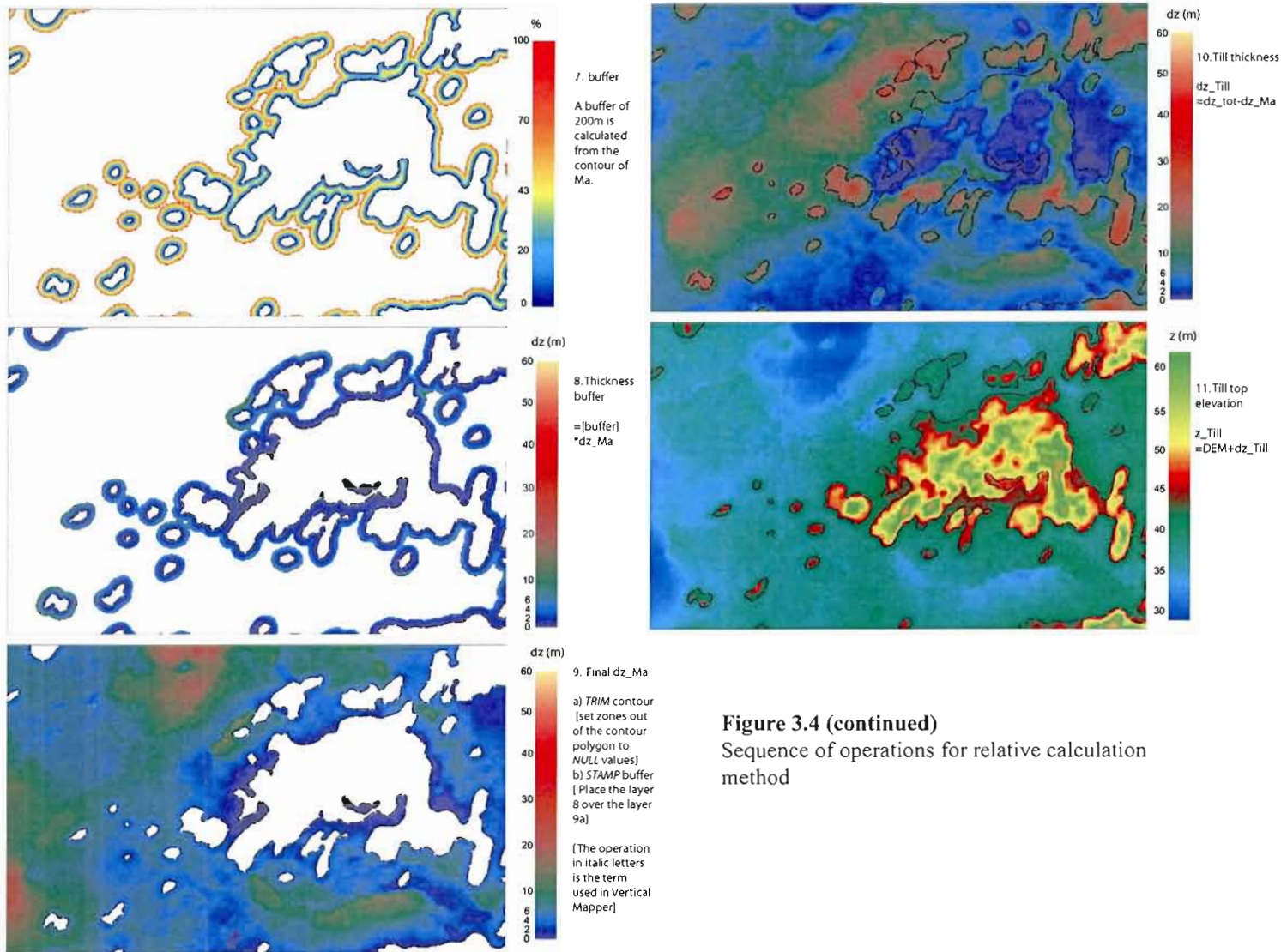


Figure 3.4 (continued)
Sequence of operations for relative calculation method

Selection and eventual correction of the DEM: The DEM is the top of the 3D model units present at the surface. At this step it is necessary to choose an appropriate grid resolution for ensuing computations. For this study, the original grid cell size was 90 m, but it was decided to downscale it to 30 m for producing better details of contacts and buffer zones. The computation capacity of the computer used for the modelling exercise can be a limiting factor for the cell size.

- II. Interpolation of the bedrock surface: Total sediments' thickness data from the drillhole database is used to define the bedrock surface topography and total sediments' thickness (T_{tot}) layers. At the beginning of the modelling process, T_{tot} can either be calculated by interpolating the top surface of bedrock from borehole data, or else by interpolating the total sediment thickness values from boreholes data. In this model the first option was selected (see Lavigne, 2006). Particular attention is necessary to avoid the problems relative to the sampling bias, for example in places with much data derived from bedrock outcrops locations, and few from boreholes.
- III. Computation of the total sediment thickness grid (T_{tot}): It is calculated by the subtraction of bedrock elevation grid obtained in the preceding step from the DEM defined in step I. If T_{tot} was calculated first, bedrock elevation grid is calculated at this step.
- IV. Computation of the k ratios: This operation should be carried out with regard to the spatial distribution of the stratigraphic data. Due to the uneven density of the existing information, it is often necessary to add control points to constrain the thickness of the stratigraphic units in areas lacking data. The interpolation of the k ratio can be done for example with the *natural neighbour* technique (preferred in this model), triangulation or krieging (without nugget effect). Other interpolation methods can honour the original data, such as the inverse distance weighting, should be avoided.
- V. Application of the relative computation method: The thickness of the given unit is calculated using equation 3.5 with the grid operator.
- VI. Computation of the buffer zone, i.e. the transition zone between the upper and lower contour of the unit: In order to simulate the presence of more or less steeply plunging contacts between two neighbouring stratigraphic units, it is important to create a buffer zone taking into account the assumed geometry of the contact zone (Figure 3.5). For example, in an area where till is drumlinized, the assumed contact may be represented by a gradually rising contact, which can be modelled as a buffer zone of a certain width. The grid buffer is created from the unit contour polyline defined in step I, using the *grid buffer* tool from the Vertical Mapper software (Figure 3.5). It is calculated with a predefined width (w) from the contour (lateral

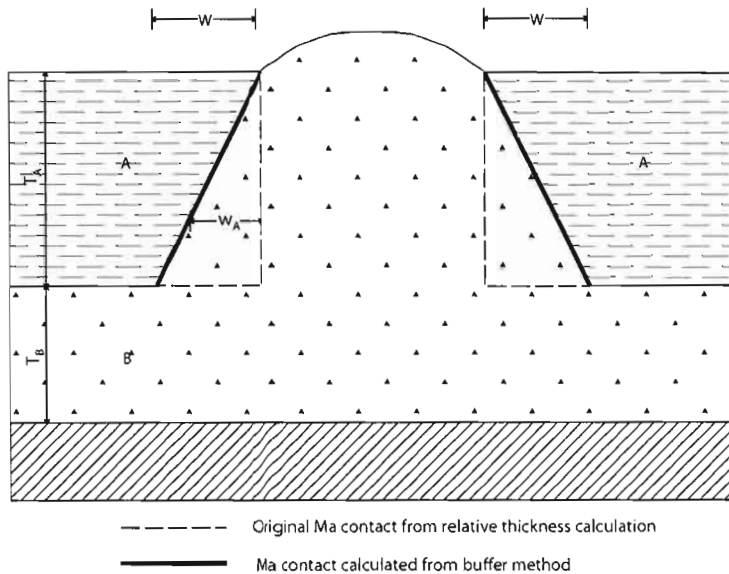


Figure 3.5 Example of buffer method in order to 3D-draw a plunging contact on the side of the Till/Ma surficial contact. The buffer method is mainly parametrised by the width (W) of the buffer. This parameter can be derived from the acquisition of borehole data in the vicinity of the contacts.

contact). For this study a constant buffer width was assumed at 200 m for the marine clay unit (Ma, as obtained by Pionjär drillings), whereas it ranges from 100 to 400 m for other units. The thickness of the overlying unit varies linearly from 0% at the edge of the buffer located along the upper contour to the maximal 100% at the buffer's lower contour.

- VII. Computation of the thickness of the A unit ($T_{Ma_bufferzone}$) in the buffer zone : The following equation is used,

$$T_{Ma_bufferzone} = \frac{w_A}{W} T_A \quad (3.7)$$

where w_A is the variable distance between the contact and the cell (comprised, in the depicted example, between 0 and 200 m), and W is the total width (200 m, in the depicted example) of the buffer.

- VIII. Completion of the thickness definition at the contact: The thickness and the extent of the buffer zone are placed first over the initial thickness grid using the *stamp* function in the Vertical Mapper software. Then, the contour area of the overlying unit is cropped from the resulting grid using the *trim* function.
- IX. Producing the grid of the underlying unit at the contact (unit B): For this 3D model, the thickness of the till unit, located at the base of the Quaternary sequence, was calculated with equation 3.6. It was done by subtracting the thickness of the A unit from the remaining available thickness. Steps 2 and 5 through 10 should be carried out for each stratigraphic unit.

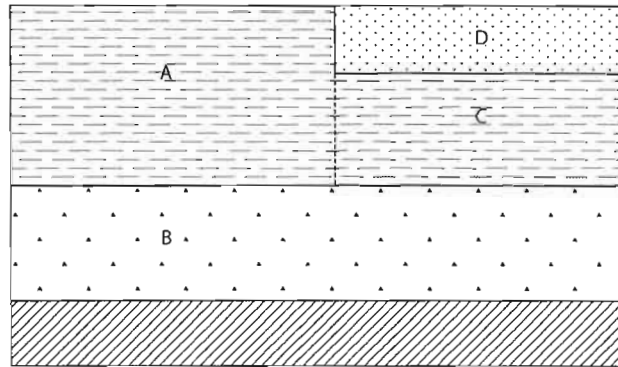


Figure 3.6 Creating sublayer (D) within another layer (A).

In this example, layers A and B are respectively marine clays (Ma) and till. From layer A is created sublayer D (Marine littoral sands), with remnant sublayer C (marine clays).

- X. Definition of upper surfaces of the units: This is the final step where the elevation of the upper contacts (in the example shown in Figure 3.3 the contact between the unit A and B) is computed by stacking up the discrete thicknesses of the units in the stratigraphic order. In the case of absence of some of the considered units in given areas, it is necessary to stamp a zero value thickness on the corresponding grid. In this way, the grid of each stratigraphic unit is continuous over the study area although it may not always be present, i.e. its thickness is nil.

At the end of the mapping process, thickness grids of the considered units can be exported in appropriate output formats. For this study, thickness grids were exported to point object grids via the *point inspection* tool embedded in Vertical Mapper. The resulting upper contact grids can also be used for the definition of the cross-sections and be exported to other softwares (e.g. Gocad) for a 3D visualization.

3.3.3 ADDITION OF CONTROL POINTS

Due to the uneven distribution of the existing data (hard data) and knowledge over the study area, it is often required to implement additional control points that best represent the geology according to the mapper. Control points are “fake” drillhole data that are added to the database; they contain information about the thickness of each unit. Based on the situations encountered throughout this study, several types of control points can be defined:

- Control points due to bias in the dataset of the bulk sediment thickness: During the interpolation of the bedrock topography, it is often important to look for areas located between neighbouring rock outcrops

that lack drillhole data. Unless control points are added, these areas tend to be defined as rock outcrops as well in the total sediment thickness grid;

- Control points due to sparse data: Extrapolation of information patterns from a well known region is possible only by adding control points in poorly defined areas. Particular attention has to be taken to preserve the geological and hydrostratigraphical consistency of the final product ;
- Border control points: If insufficient information exists, control points should always be added at the edges of the computation area. It helps in preserving the interpolation pattern and preventing from software error in these areas.

3.3.4 COMPUTATION OF THE K RATIOS

The k ratios are calculated from drillholes data simply by dividing the thickness of the upper unit with that of the lower unit. However, some practical problems might appear as the knowledge on the thickness of both layers is needed. For example, the bulk sediments thickness often includes more than two sub-units. Thus, if a sand layer of important thickness overlies a clay layer which in turn overlies a till layer (Figure 3.6), it is possible to compare the clay versus till layer alone in the computation of the k ratio. First, the top sand unit thickness should be calculated with the absolute method and then removed from the bulk thickness grid (T_{tot}). The remaining thickness will correspond to the clay and the till unit only. Another option is to consider the sand unit as part of the clay unit. The sand thickness should be removed from that of the clay at the end of the computation of the clay vs. till ratio. This procedure is explained in the following section.

There are also cases where only the thickness of the upper unit (unit A) is defined from the database, e.g. when only shallow drillhole logs are available. The thickness of the lower unit B, till unit in this case, can be reasonably estimated from the difference between the upper unit and the defined bulk sediment thickness. It is thus important to distinguish within the generated 3D GIS database data-derived thicknesses from computation-derived thicknesses. A new column should be created in this case in which appropriate codes are entered to explain these details.

For this study, the extrapolation of the computed k ratios was carried out using the natural neighbour interpolation method embedded within the Vertical Mapper software. This technique applies a network of Thiessen polygons as a centerpiece for the area-weighted computation, which accurately creates interpolated surfaces from sparsely distributed data. The more important characteristic is that this method honours the local minima and maxima (when set to avoid over- and under-shooting), and it also closely respects the original values.

3.3.5 CREATING A SUB-LAYER WITHIN ANOTHER LAYER

This tool is used to sub-divide a layer, usually the overlying layer A, into two different superposed layers (Figure 3.6). This method can be used, for example, for representing the occurrence of regressive sands (Mb) over marine clays (Ma). The relative computation method is applied for this operation within layer A rather than taking into account the bulk thickness of the Quaternary sediments. Following the creation of the layers A and B with the standard procedure explained earlier, a sub-layer D is defined in the upper portion of the computed thickness of the layer A. The remaining basal part of the layer A is identified hereafter as sub-layer C. The ratio between layers C and D ($k = T_D/T_C$) is computed, using the standard combination of the 3D database and by adding control points where needed. The value of T_D is calculated with the equation:

$$T_D = \frac{k}{k+1} T_A \quad (3.8)$$

The value of T_C is then calculated with this equation:

$$T_C = T_A - T_D \quad (3.9)$$

In the generated 3D model, the maximum number of layers occurring at the same stratigraphic column was four.

3.3.6 DESIGNING COMPLEX STRATIGRAPHIES

The relative calculation method can be also used to define the complex stratigraphic and geometric characteristics of an esker (Figure 3.7). A typical esker, as it appears in the St. Lawrence Lowlands, can be divided into two distinct parts: the central part (X) and the lateral part overlain by marine clays (Y). Unless indicated otherwise with field data, the central part can be assumed to be in a direct contact with the bedrock. The lateral part of the esker can be conceptually designed as having an upper contact located under marine clay and a lower contact located over till.

The procedure for the central part which corresponds to the outcropping esker contour is straightforward as the esker is a single unit with a thickness equal to the bulk thickness, T_{tot} . In this case it is necessary to set the till and the clay grid thicknesses to zero. In order to define the sub-clay part of the esker (Figure 3.7a), control points along the assumed contour of the underground unit should be added and a corresponding thickness grid created. Then, the overlapping parts of the marine clays and till can be removed

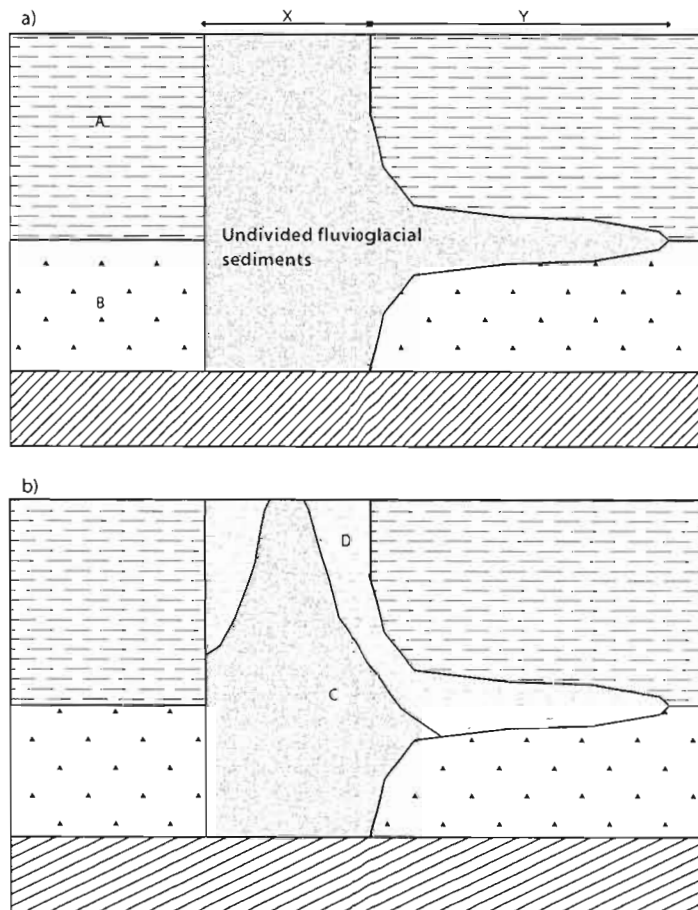


Figure 3.7 3D modelling of eskers using relative method calculation.

a) Basic esker modelling, cross-section perpendicular to esker main axis;
 X : Esker central area
 Y : Sub-clay lateral part of the esker
 A : Clay
 B : Till

b) Facies subdivisions in esker modelling;
 C : Glaciofluvial sand and gravels
 D : Subaqueous outwash sand and silt

In the example shown in Figure 3.7b, the upper part of the esker contains a subaqueous outwash sand/silt (unit D). In this case, the convenient way to model this stratigraphic unit is to first model the whole esker unit as discussed previously. The esker should then be subdivided into two sub-units, using a predefined ratio between the sub-aqueous outwash fan (sand and silt, sub-unit D) and the proximal **outwash fan** or sub-glacial facies (sand and gravel, sub-unit C). Note that in some cases both sides of the esker can be presented as having a sub-aqueous outwash.

3.4 RESULTS

Following the construction of the 3D model, it was exported for typical hydrogeological usages such as visualization and for building groundwater flow models. The visualization of the spatial distribution and thicknesses of the stratigraphic units was achieved using Vertical Mapper software, with the use of an appropriate color scales. It was also possible to add a greyscale DEM over the area where the selected

unit is absent thus providing better visual effects. The obtained results are presented as thickness maps for the considered units in Annex B. The till is present over most of the study area, with thickness varying with the occurrence of drumlins (Figure B3). The glaciofluvial sand and gravel (Figure B4) occurs in the main esker outcrops, while glaciofluvial sand and silt (Figure B5) are sparsely distributed around eskers. It is possible that a greater proportion of sand and silt may be present in eskers, but more data is needed. The marine clay basins (Figure B6) located between the partly submerged drumlins appear realistically as they pinch out gradually toward the till contact (drumlins in most cases). The spatial extent of the marine clays provides information on the portions of the bedrock aquifers that are well protected from surface pollution. On the other hand, the spatial extent of marine gravels overlying the bedrock indicates locations where regional aquifers may be vulnerable to surface contamination (Figure B7), because till cover is otherwise thin. Similarly, marine gravels indicate areas where important recharge to regional aquifer take place. Lacustrine, fluvial and fluvial sediments cover appreciable portions of the study area (Figure B8, B9 and B10). However, they do not play a significant role in the regional hydrogeology as they occur as relatively thin layers and are usually underlain by till or marine clays of considerable thickness. The 3D model also accurately reproduces the spatial extent and the thickness of the organic peat (Figure B11) as the density of field data there was high.

Statistical information related to thickness, area and volume for each sedimentary unit is presented in Figure 3.8. Most distributions of thicknesses (Figure 3.8 A) show a peak near 2 and 5 m, and decrease afterward to a maximum comprised between 15 and 50 m. Exception to this is peat and lacustrine sediment, which are relatively units, not exceeding 8 m, with an average thickness near 1 m.

Representative cross-sections were drawn extracting upper surfaces of the stratigraphic units using the *cross-section* tool embedded in Vertical Mapper. The cross-section can be exported as a .wmf file (windows metafile) into appropriate drawing software (Adobe Illustrator, Corel Draw, etc.). An example of a typical stratigraphic cross-section in a south to north direction is presented in Figure E3. The upper area on Covey Hill is covered with rock outcrops, sand and gravel, and till. In the lowlands, the marine clays basins are present between drumlins (composed of till). A few organic and lacustrine deposits are shown.

Data export to a 3D vector modelling software such as Gocad was carried out by exporting the thickness elevation grids to a XYZ ASCII format. In this way the top surface of the stratigraphic units were created. The 3D model was then visualised as fence diagrams over the bedrock surface. The fence diagram shown in Figure E9 depicts the complex stratigraphic relationship between the esker sediments on one side and the till and marine clays on the other. As can be seen in this figure, the esker is sometimes buried under thick marine clays and is underlain either by till or by bedrock. These relationships are extremely important for the regional hydrogeological study as the occurrence of eskers strongly favours the groundwater recharge.

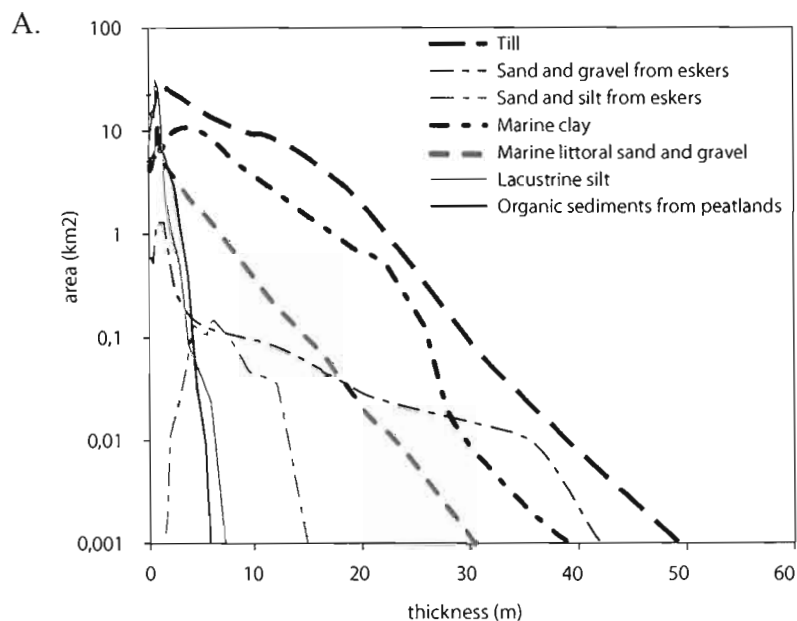


Figure 3.8 Statistical information related to thickness, area and volume of sedimentary units in the 3D model.

A. Distribution of thickness versus covered area for each sedimentary unit.

B.

Unit	Average thickness m	Area km ²	Volume km ³
till	7,2	2280	1,6E-02
esker sand and gravel	6,0	41	2,5E-04
esker sand and silt	7,1	8	5,9E-05
marine clay	6,8	962	6,5E-03
marine littoral sediments	3,4	266	9,0E-04
lacustrine silt	0,9	311	2,8E-04
peat	1,4	164	2,3E-04

B. Table showing average thickness, total area and total volume for each sedimentary unit.

Finally, the thickness elevation grids were also exported as a grid of points to a groundwater-related software, using the *point inspection* tool embedded in Vertical Mapper software. For this study the data export was done in the standard dbf format (database format) and the information was used for the recharge estimation on a 250X250 m grid (Croteau et al., this volume).

3.5 CONCLUSION AND DISCUSSION

In this study, a new approach to 3D grid-based modelling of Quaternary sediments basin is described, and applied in the Châteauguay River watershed in Canada. Two basic approaches for the computation of stratigraphic units were discussed and evaluated : the absolute and the relative thickness computation methods. The absolute computation method directly defines the thickness of the given stratigraphic unit by interpolation of the existing values of the thickness data. The relative computation method, introduced for the first time in this paper, uses the ratio between the known thicknesses of two or more superposed layers at

a given point to interpolate their corresponding thickness in neighbouring areas where no field data exists. The applied equations and the complete sequence of operations of these methods were presented in detail.

The usefulness of the absolute computation method seems to be restricted to those areas where stratigraphic layers have gently varying contacts and where the density of field data is high. The relative computation method proved to be much more efficient for 3D modelling. This method, in combination with GIS software, such as Mapinfo with Vertical Mapper, provided a sophisticated way to avoid the over-crossing of the top and bottom surfaces of thin layers. Therefore, the model is internally consistent. This alone enables the user to quickly calculate relatively complex map patterns with highly varying thicknesses of the stratigraphic units in relatively few steps. In the case of the Quaternary context of the Chateauguay River basin, mainly composed of flat-lying sediments with clear-cut stratigraphy, this method gave excellent results, consistent with the basics of glacial geology. Among those are the following important research objectives, such as the synthesis of available data, definition of the underground contacts, interpolation of the total sediment thickness, and the various grid operations and computations. The definition of complex stratigraphic geometries was also presented using appropriate 3D modelling tools and operations. More specifically, the esker geometry was designed as a main ridge and a secondary outwash. The marine clay basin and drumlin geometries were reproduced using a buffer zone along the contour contact.

The obtained results were visualised as thickness maps and cross sections. It was also possible to export the generated 3D model layers in Gocad for visualization in 3D blocks or fence diagrams. Data were also exported as a XYZ ASCII or dbf files for further hydrogeological purposes.

The relative computation method is also time efficient and appropriate for users with average knowledge of GIS. Its simplicity prevails for relatively small 3D modelling studies and in the case of a Quaternary context mainly composed of relatively flat-lying sediments with well defined stratigraphy. The difficulty increases dramatically where data is sparse and the number of superposed layers increases. The increased complexity can become such that it might be necessary to perform a conceptual simplification of the resulting units. For large scale studies with complex and heterogeneous stratigraphy with a high number of superposed layers (>4?), more sophisticated software such as Gocad should be used.

The relative approach is a quite simple and efficient method of computation which can be used in other applications. Geotechnic, mineral exploration and hydrostratigraphic applications may benefit from this alternative in geomodelling. The basis of the technique could be exported to any geostatistical case-studies that requires interpolating a value within limiting upper and lower surfaces (grids) with perfect coherency with the original data.

CHAPITRE 4

PALÉOÉCOLOGIE ET GÉOCHRONOLOGIE (IRSL ET ^{14}C)

Ce chapitre présente des données inédites de paléoécologie et de géochronologie, principalement reliés à la Mer de Champlain. Un site fossilifère littoral d'une richesse paléontologique remarquable, comprenant des fossiles d'algues, de végétaux et d'animaux, a été découvert à St-Antoine-Abbé au pied de Covey Hill. À partir de datations sur multiples espèces marines et terrestres, l'effet réservoir du radiocarbone dans la Mer de Champlain a été estimé. Une nouvelle chronologie de l'émersion marine est proposée. Enfin, un programme de datations en luminescence optique par infrarouge (infrared-stimulated luminescence, IRSL) a été réalisé sur différents sédiments d'origine littorale et éolienne.

4.1 PALÉOÉCOLOGIE DES SÉDIMENTS LITTORAUX À FOSSILES TERRESTRES ET MARINS, ST-ANTOINE-ABBÉ

Un site fossilifère (Figure 4.1 à 4.4) se retrouve dans une grande sablière opérée par le camping Lac-des-Pins (45,055°N 73,914°E ; Figure 4.1). L'élévation du site a été mesurée à 91 ± 2 m par GPS différentiel (DGPS). Le contenu paléontologique comprend entre autres des macrorestes végétaux, des lits d'algues et de bryozoaires marins (Figure 4.5) ainsi qu'un bois de caribou (Figure 4.6) intégralement préservé. Ce bois de caribou a été découvert par M. Gilles Pouliot et un collègue, employés du camping. Ce site permet d'effectuer une étude sur les effets réservoirs sur les âges ^{14}C pour plusieurs différentes espèces marines et terrestres. De plus, l'âge précis obtenu sur ce site permet de tester la datation IRSL.

4.1.1 DESCRIPTION SÉDIMENTOLOGIQUE DU SITE DU LAC-DES-PINS

La stratigraphie du site du Lac-des-Pins (figures 4.2, 4.3 et 4.4) est composée de till, de sédiments littoraux et de sédiments éoliens. Les sédiments littoraux reposent en partie sur le roc strié et en partie sur du till. Une couche de sables et graviers fossilifères et mal triés, d'épaisseur variable mais souvent assez faible (moins de 1,5 m), est disposée directement par-dessus le roc ou le till. Les cailloux de cette unité ne sont pas beaucoup plus arrondis que ceux du till régional (sub-anguleux à sub-arrondis), et de lithologies variées. Cette unité graveleuse passe progressivement à une unité de sables moyens et fins (bien triés) alternant avec des lits plus graveleux et des petits lits contenant quelques algues fossiles. Quelques lits obliques planaires ont été observés dans ces strates. Ensuite, des couches de sables alternent avec des couches noires de 0.2 à 3 cm d'épaisseur composés majoritairement d'un mélange de matériaux organiques

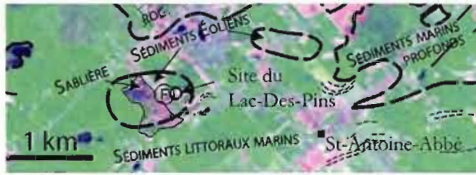


Figure 4.1 Image satellite montrant la géomorphologie de la région de St-Antoine-Abbé.



Figure 4.2 Sédiments littoraux à la sablière du Lac-Des-Pins. Sables moyens bien triés avec interlits d'algues, faciès intertidal.

Figure 4.3 Coupe du Lac-Des-Pins, St-Antoine-Abbé.



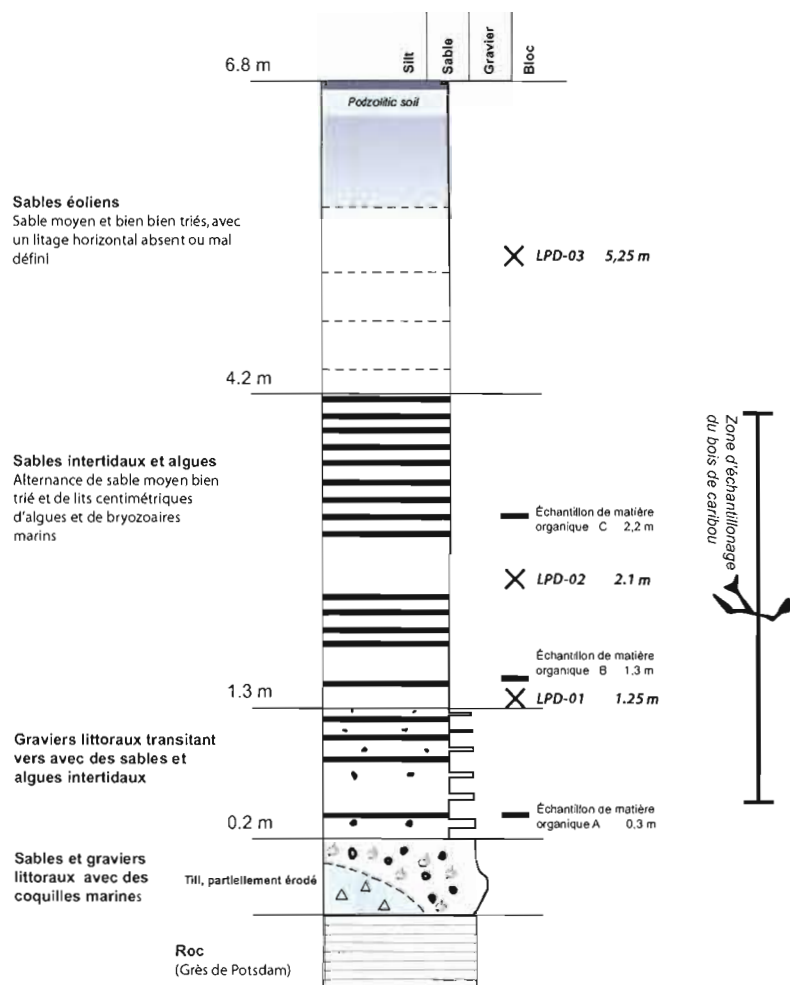


Figure 4.4 Description stratigraphique du site fossilifère du Lac-Des-Pins, St-Antoine-Abbé.

dominés par les algues. L'espace entre les couches d'algues est environ 5 cm en moyenne (de 2 à 15 cm environ). Cette unité forme deux lentilles d'une largeur de 20 m au maximum. L'unité sommitale est composée de sables éoliens grossièrement stratifiés.

La séquence sédimentaire du Lac-Des-Pins témoigne donc d'un environnement littoral dont deux caractéristiques importantes ressortent : premièrement la présence de sables interlités avec des algues et deuxièmement le granoclassement normal qui affecte l'ensemble. Le faciès montrant des lits d'algues alternant avec des lits de sables suggère une origine intertidale. Il est possible que, sur un estran de marée, les couches d'algues soient laissées lors du retrait de la marée tandis que les couches de sables soient déposées lors du retour de la marée haute. Toutefois, aucune exemple de rides de courant en alternance (de type « herringbone ») n'est observée, ce qui serait un exemple clair de sédimentation intertidale. Prichonnet (1987) a observé des faciès de sables à stratifications en « herringbone » dans des sédiments intertidaux au sommet de la coupe de St-Césaire, attestant de la présence de marées dans la Mer de Champlain.

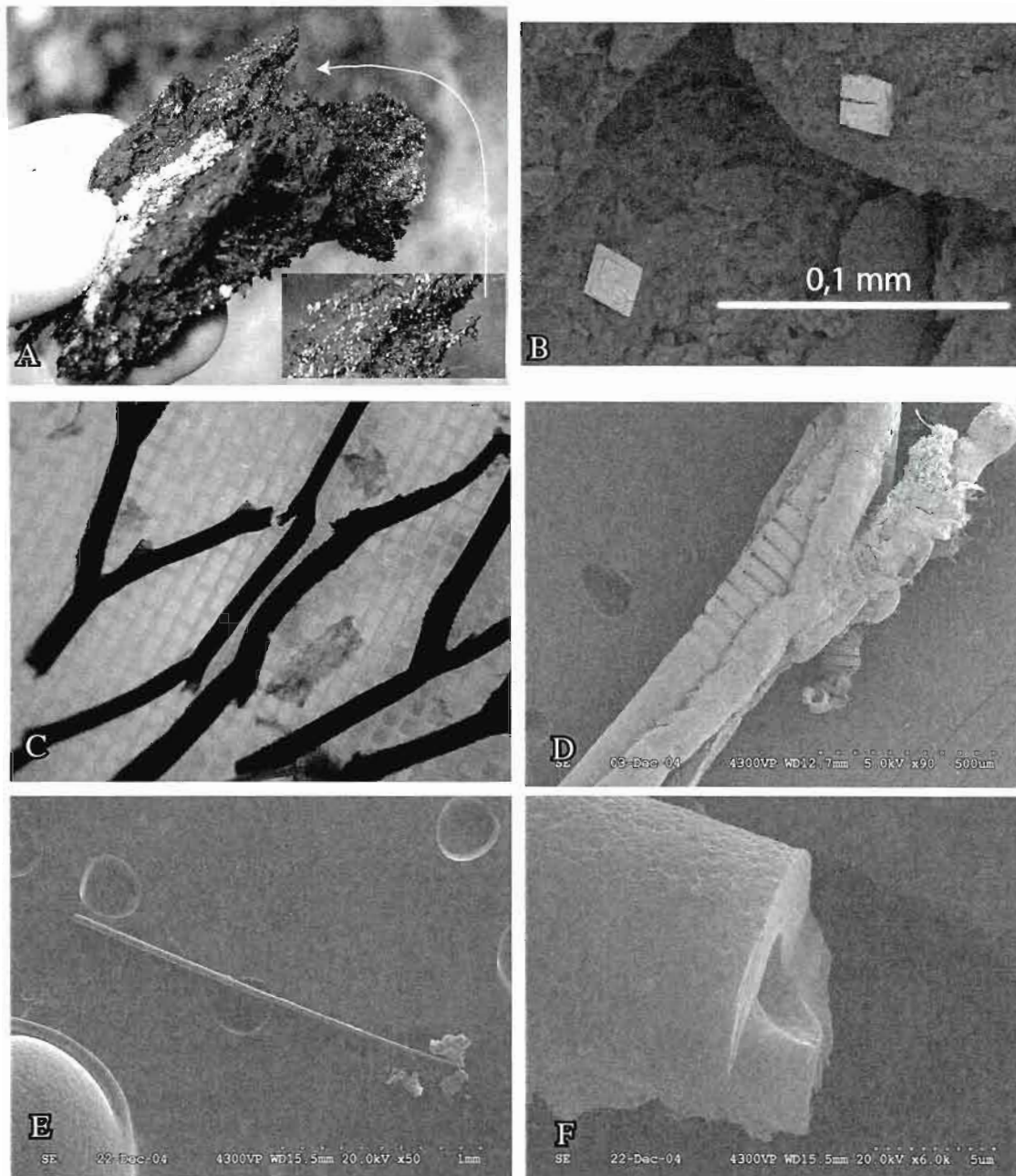


Figure 4.5 Photos des macrorestes marins, site fossilifère du Lac-Des-Pins, St-Antoine-Abbé.
 A Algues (feuilletés noirs) et bryozoaires marins chitineux de type Eudendrium (bâtonnets noirs)
 B Cristaux de barite authigéniques à la surface des algues (MEB, 400X)
 C Bryozoaires marins chitineux de type Eudendrium (Binoculaire, maillage de 0.1 mm)
 D Bryozoaires marins chitineux de type Eudendrium (MEB, 90X)
 E Spicule d'éponge siliceuse (MEB, 50X)
 F Spicule d'éponge siliceuse brisée, détails (MEB, 6000X)

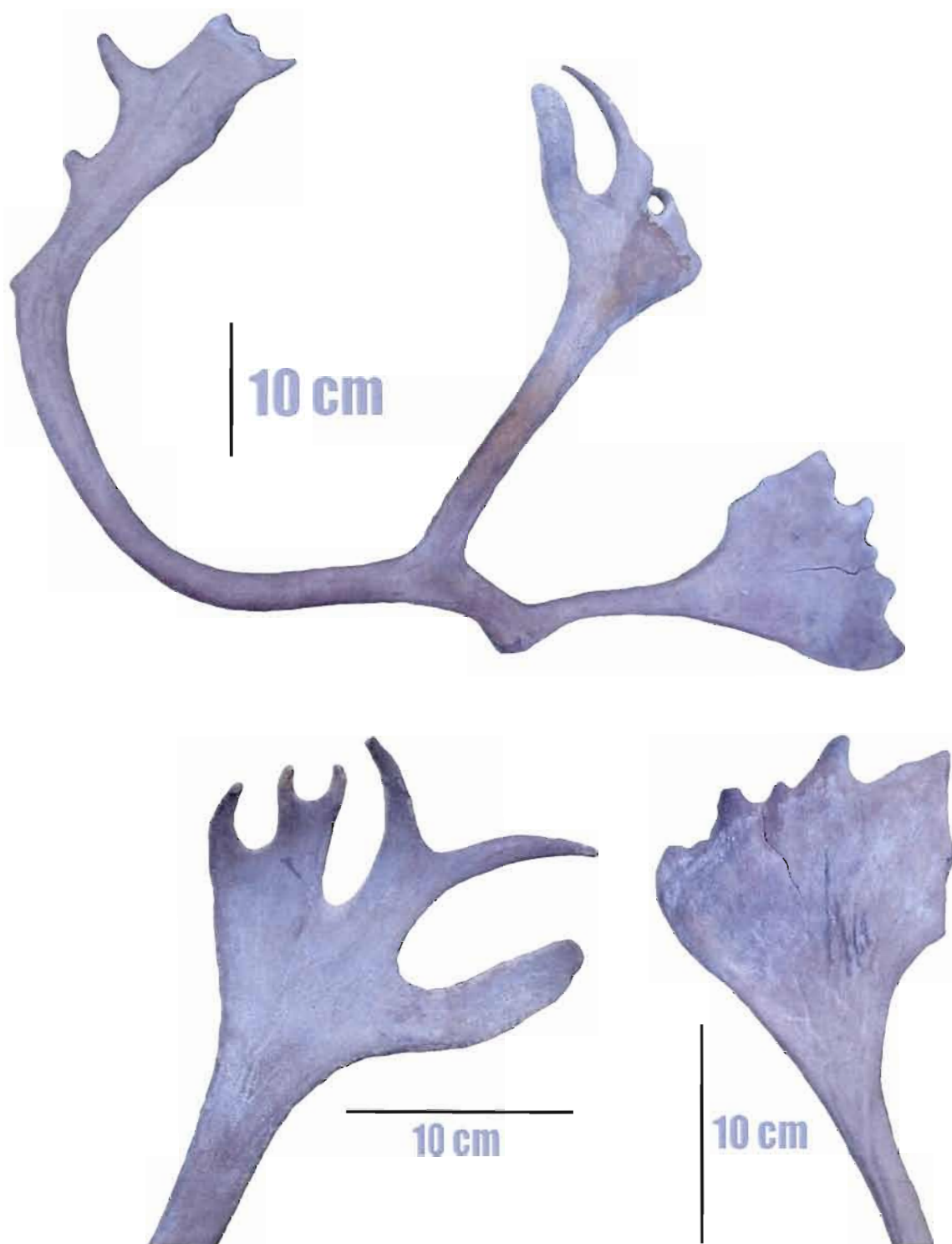


Figure 4.6 Bois de caribou (*Rangifer tarandus*) et détails des pointes.
Il a été retrouvé dans les sédiments intertidaux de sables à interlits d'algues, sablière du Lac-Des-Pins, St-Antoine-Abbé.

4.1.2 ANALYSES PALÉOÉCOLOGIQUES DU SITE DU LAC-DES-PINS

Les macrorestes végétaux présents dans les lits d'algues ont été analysés par Alayn Larouche, du Laboratoire de palynologie Rousseau de l'Université de Montréal (Figure H1). Trois échantillons d'environ un kilogramme ont été prélevés dans trois couches différentes de la coupe. En majorité, les macrorestes sont composés de feuillets de matière organique noire non-vasculaire qui sont parcourus par un enchevêtrement de petits bâtonnets dendritiques noirs. Il s'agit respectivement d'algues (d'une espèce non identifiable, probablement marine ; la couleur est due à une légère oxydation) et de bryozoaires chitineux marins de type *Eudendrium*. De plus, les macrorestes d'animaux marins comprennent des périostracum de pélicypodes (la coquille ayant été complètement dissoute par l'acidité du milieu riche en matière organique) et des spicules siliceuses d'éponge (composition élémentaire analysée au MEB de Si et O ; *Tethya logani*?). Dans les sédiments graveleux à la base de la coupe, des restes fragmentés de *Hiattella arctica* ont été retrouvés.

Globalement, il ne semble pas y avoir de différence d'environnement (arctique-alpin) entre les macrorestes analysés dans les trois échantillons. L'échantillon C est le plus riche en macrorestes végétaux d'origine terrestre, témoignant d'une végétation arctique (*Dryas integrifolia*, *Salix herbacea* (nain), *Carex* cf. *bigelowii*, mousses arctique de type *Orthotrichum*). Toutefois, il faut noter que des traces de contamination ont été retrouvées, par la présence de fragments de *Echinochloa* (cf. *crus-galli*, fruit), de *Pinus strobus* (Pin blanc) et de *Populus populifolia* (Bouleau gris). Ces végétaux se retrouvent immédiatement au sommet de la coupe et ont contaminé, probablement lors de l'échantillonnage, les assemblages de macrorestes qui autrement sont indicatifs d'un environnement arctique-alpin. De petits (2 cm) morceaux arrondis de bois de conifères ont également été retrouvés dans les couches d'algues et de sables mélangés. On peut supposer que les macrorestes végétaux terrestres proviennent de la végétation présente en bordure de la mer, qui a été érodée et transportée par un petit cours d'eau, les vagues ou le vent. L'eau interstitielle salée dans les lits d'algues a contribué à la formation de cristaux authigéniques de baryte (Figure 4.5 B ; l'analyse élémentaire au MEB a relevé du Ba et du S).

Un magnifique bois de caribou d'environ 80 cm de longueur (le côté droit ; Figure 4.6) a été retrouvé par les opérateurs de la sablière dans les sédiments sableux à interlits d'algues. Le spécimen présente un état de conservation remarquable, suite à son enfouissement dans des sédiments organiques qui maintenaient un milieu légèrement réducteur propice à la conservation des ossements d'animaux. De plus, la marée remontante l'a rapidement recouvert de sédiments, ce qui a empêché les animaux de le ronger et évité l'exposition aux éléments météorologiques.

4.1.3 ÉTUDES PALÉOÉCOLOGIQUES ANTÉRIEURES

Cette section décrit sommairement les sites où l'on retrouve des fossiles similaires à ceux rencontrés à St-Antoine-Abbé, pour fins de comparaison.

4.1.2.1 Fossiles d'organismes marins autres que des Pélécypodes

Deux sites où des algues marines ont été retrouvées dans les sédiments de la Mer de Champlain ont été décrits par Mott (1968) et Prichonnet (1987). Mott (1968) décrit des algues de couleur brun-vert en bonne condition de préservation, interlitées avec sables littoraux de la Mer de Champlain (Ottawa, à 98 m asl, vers $10,800 \pm 150$ ^{14}C BP sur algues et coquilles marines). Au même site, plusieurs espèces d'algues ont été identifiées par Illman (1970) : des algues brunes (*Phaeophyceae*) de types *Laminaria* et *Ectocarpus* (ou *Pilayella*) et des algues rouges (*Rhodomenia*). Des fossiles de *Hiatella arctica*, *Macoma balthica* et *Balanus sp.* ont également été retrouvées en-dessous et au-dessus des lits contenant les algues marines. L'état de conservation optimal indique un dépôt rapide des algues et une conservation en milieu réducteur. La présence de *laminaria* indique des conditions de salinité proche de la normale de l'eau de mer (Illman, 1970).

Prichonnet (1977 et 1987) signale la présence de lits d'algues associés à des colonies de *Macoma balthica* dans les sédiments marins sous-jacents à des argiles marines au pied du Mont St-Hilaire (53 m asl, $9,640 \pm 160$ ^{14}C BP sur algues marines). Prichonnet (1987) rapporte la présence de bryozoaires ramifiés et de *Tethya logani* (spicules d'éponges siliceuses) dans des dépôts profonds (fins) de la Mer de Champlain à Ste-Dominique (associés aux espèces *Balanus crenatus*, *Balanus sp.*, *Portlandia arctica*, *Macoma calcarea* et *Neptunea despecta tornata*). La présence de *Tethya logani* associé à *Hiatella arctica* et *Macoma balthica* est également relevée dans des sables et graviers littoraux au même site. La description des micro-fossiles présents dans la Mer de Champlain (dynokystes, foraminifères) est présentée dans De Vernal et al. (1989) et Paiement (2007), indiquant des conditions de mer arctique de salinité variable.

4.1.2.2 Fossiles terrestres en bordure de la Mer de Champlain

Les localités où l'on retrouve des sites contemporains à la Mer de Champlain recelant des macrorestes de végétaux terrestres incluent Hitchinbrooke (Delage, 1997), St-Eugène (Mott, 1981), St-Hilaire (Mott, 1981 ; Prest, dans Lowdon et Blake, 1979 et McNeely, et Atkinson, 1996), Bromont (Gangloff et Richard, 1978) et Burlington (Hunt et Wagner, 1969).

Le site de Hitchinbrooke (110 m asl, mesuré sur carte topographique par Delage, comm. pers, et appuyé par mesure sur le DEM de la NASA) est situé dans la région à l'étude et daté à $10,480 \pm 140$ ^{14}C

BP sur macrorestes végétaux. Les macrorestes végétaux du site d'Hitchinbrooke montrent une végétation à dominance arctique-alpine (*Dryas integrifolia*, *Vaccinium uliginosum* var. *alpinum*, *Cerastium alpinum*, *Carex*, *Euisetum*, *Salix herbacea*, etc.). Les assemblages polliniques indiquent un très bas rapport du nombre de grains de pollen arboréens sur le total de grains de pollen, ce qui est spécifique à l'environnement de toundra. Certains de ces macrorestes ont peut-être été transportés sur une courte distance par un cours d'eau avant de se retrouver dans la mer, ce qui expliquerait la présence d'un macroreste de crustacées d'eau douce (*Daphnia*). Par ailleurs, il n'y a aucun indice paléontologique que ce dépôt représente un dépôt littoral marin; en effet il n'y a aucun macro- ou micro-fossile marin dans ces échantillons. De plus, le site est situé immédiatement en aval d'un petit chenal auquel Delage et al. (1985) attribue une origine proglaciaire; or ce chenal est selon nous d'origine alluviale (voir la Figure 2.1.10 et la section 2.4.5.2). Le site de Hitchinbrooke est ainsi peut-être constitué, en partie, de sédiments alluviaux. Le temps qui sépare le retrait de la mer et le creusement du chenal est peut-être très court, néanmoins l'âge ^{14}C obtenue sur les macrorestes constitue un âge minimal pour l'élévation de la Mer de Champlain à cet endroit.

Le site de St-Eugène (près de Québec, 144 m asl, Mott, 1981) est daté à $11,050 \pm 130$ ^{14}C BP (QU-448) sur macrorestes de plantes terrestres. Les sédiments contenant les fossiles sont des sables et graviers deltaïques marins. Les macrorestes végétaux incluent surtout des petites plantes arbustives et herbages typiques d'un environnement de toundra, comme *Salix herbacea*, *Dryas integrifolia*, *Carex maritima*, bryophytes arctique-alpins et boréaux, et plusieurs autres. Les macrorestes et pollens d'arbres sont absents de ces sédiments, indiquant que la forêt était absente de cette région à cette époque.

Le site de St-Hilaire (Mott, 1981 ; Prest, dans Lowdon et Blake, 1979 et McNeely, R. et Atkinson, 1996) est situé à une altitude de 43 m asl et daté à $10,100 \pm 150$ ^{14}C BP (GSC-2200) sur macrorestes d'arbres. Les macrorestes végétaux sont retrouvés dans des dépôts argileux et recouverts par une couche non-perturbée de dépôt argileux, ce qui indique qu'ils ont été déposés sous une certaine profondeur d'eau, peut-être suite à un glissement de terrain. Les macrorestes d'arbres retrouvés incluent des aiguilles et des cônes de *Picea mariana* et de *Larix laricina*, des fruits de *Betula cf. lutea*, *Betula papyrifera* et de bouleau nains, et du bois de *Abies balsamea*, *Populus sp.*, *Larix laricina* et *Picea sp.* Les plantes arbustives et herbages retrouvés incluent *Dryas integrifolia*, *Dryas Drummondii*, *Carex*, et plusieurs autres. La coexistence d'espèce arctique-alpine et d'arbres témoigne d'un environnement où des habitats variés de plantes sont présents en bordure de mer (sables, graviers, roc, dépression humide,...), mais qu'à proximité existait une forêt ouverte.

À Bromont, un site présenté par Gangloff et Richard (1978) a livré un âge de $10,760 \pm 290$ ^{14}C BP pour un morceau de bois fossile. Dans le Sud du Québec (Montérégie), l'afforestation date donc d'au moins cette époque.

À Burlington, une excavation (58 m asl) a permis l'observation de morceaux de branches d'arbres (datés à $10,950 \pm 300$ ^{14}C BP, W-2309, Hunt and Wagner, 1969) dans des dépôts silto-argileux. Il s'agit d'une date minimale pour l'afforestation dans la vallée du Lac Champlain.

4.1.2.3 Fossiles de grands mammifères de la période post-glaciaire

Des données trouvées dans Harrington (2003), Faunmap (2006), Storck et Spiess (1994), Boisvert (1998), Drumm (1963) et Rayburn (2004) ont permis de dresser un portrait régional des découvertes de grands mammifères terrestres entre 15,000 et 9,000 ans (Figure 4.7). Les découvertes de restes de grands mammifères terrestres datant des premiers millénaires après la dernière déglaciation sont très rares au nord des Adirondacks, dans le nord des Appalaches et au sud du Québec. Parmi les découvertes de grands mammifères les plus proches de la région à l'étude, citons les cas de la vertèbre de bœuf musqué à $11,380 \pm 110$ ^{14}C BP (après correction pour le ^{13}C , selon Rayburn, 2006) retrouvée dans un delta de lac juxta-glaciaire à Elizabethtown (New York State) par David Franzy, le site de Jeffersen (Nord du Maine) où des bois de cervidé ont été retrouvés (environ 10,000 à 12,000 ^{14}C BP; Boisvert, 1998) et les nombreuses découvertes d'ossements de proboscidiens (mammouth et mastodontes ; 10,000 à 12,500 ^{14}C BP) et de caribous (10,000-11,250 ^{14}C BP) au sud du Lac Ontario.

4.1.4 CORRÉLATIONS PALÉOÉCOLOGIQUES DU SITE DE ST-ANTOINE-ABBÉ

De façon générale, l'analyse paléoécologique des macrorestes du site du Lac-Des-Pins se compare bien avec les sites cités précédemment pour la période comprise entre 10 et 11 ka ^{14}C BP. La présence

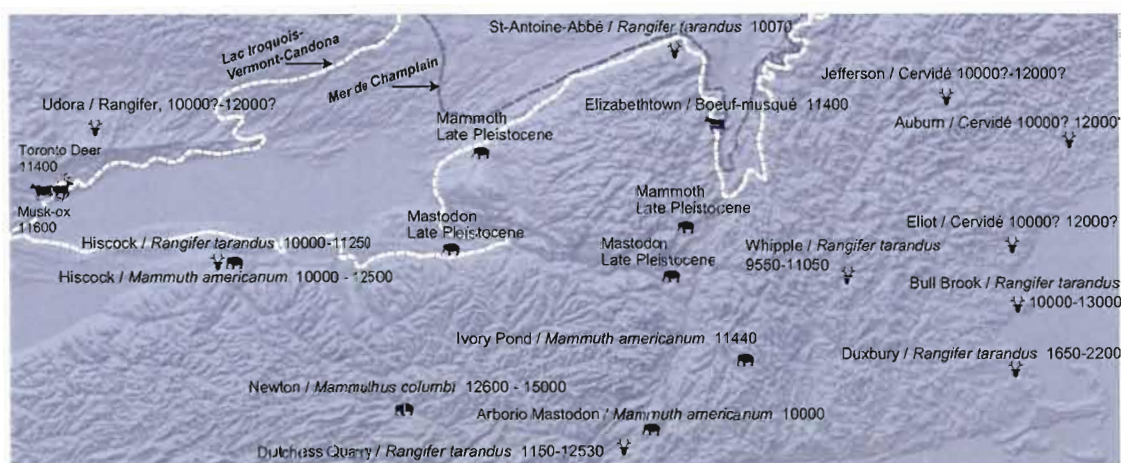


Figure 4.7 Carte de la région du Sud du Québec et de l'Ontario, et de la Nouvelle-Angleterre, montrant la localisation des principales découvertes de mammifères datant du tardiglaciaire, entre 14 et 10 ka ^{14}C BP.

(Sources variées, voir texte)

de végétaux de type arctiques alpins (*Dryas*, *Carex*, *Salix*, etc.) est retrouvée à la fois au site du Lac-Des-Pins, à St-Eugène, à St-Hilaire et à Hitchinbrooke (Delage et al., 1985). Toutefois, le site de Hitchinbrooke se caractérise par une absence de macrorestes d'arbres, à l'opposé que des sites du Lac-Des-Pins, de St-Hilaire, de Bromont et de Burlington. Il est possible que l'absence d'arbres à Hitchinbrooke soit le fait de la fraîche exondation des lieux.

L'environnement marin de température froide du Lac-Des-Pins est bien indiquée par la présence de *Hiatella arctica*, ubiquiste dans la Mer de Champlain. La présence des macrorestes marins d'algues est documentée ailleurs dans la Mer de Champlain, notamment à St-Hilaire par Prichonnet (1987) et à Ottawa par Mott (1968). De plus, au site de St-Hilaire décrit par Prichonnet (1987), on a retrouvé, à l'instar du site du Lac-Des-Pins, des bryozoaires chitineux marins de type *Eudendrium* ainsi que des spicules siliceuses d'éponge (*Tethya Logani*).

La présence de bois de caribou au site du Lac-Des-Pins est la première observation de *Rangifer tarandus* sur les paléo-rivages de la Mer de Champlain (Figure 4.7). Les observations de macrorestes d'animaux terrestres datant du tardiglaciaire sont extrêmement rares dans les Basses-Terres du St-Laurent. Comme au site de Jeffersen (Boisvert, 1998) dans le nord de la Nouvelle-Angleterre, il est possible que la présence de *Rangifer tarandus* puisse être corrélée avec celle de bandes humaines nomades (Paléindiens) chassant les grands mammifères (dont le caribou) dans la toundra post-glaciaire. Un seul site au Québec a révélé la présence de ces groupes humains, celui de Cliche-Rancourt à Mégantic (Corbeil et Chapdelaine, 2008).

4.2 DATATION ^{14}C DES SÉDIMENTS LITTORAUX

Cette section présente une compilation des données ^{14}C pour la région à l'étude (Figure 4.8). Le site du Lac-Des-Pins a permis d'effectuer plusieurs datations ^{14}C de différentes espèces dont le carbone provient de source terrestres et marines; les considérations résultantes sur l'effet réservoir seront donc présentées, ainsi qu'une revue de littérature à ce sujet. Les nouvelles dates AMS provenant de l'Arizona Radiocarbon Lab (AA ; en âge ^{14}C BP) sont présentées avec une incertitude instrumentale d'un écart-type (1σ).

Toutes les dates ^{14}C citées dans ce rapport sont conformes aux normes de la Commission géologique (^{13}C des coquilles autour de 0‰, et ^{13}C des restes organiques autour de -25‰). Cette norme de publication des dates introduit une correction automatique de -410 ans pour les coquilles marines, ce qui équivaut à la valeur moyenne de l'effet réservoir actuel (Tauber, 1979). Les résultats provenant des laboratoires Arizona Radiocarbon (AA), sont originellement publiées avec un ajustement de $\delta^{13}\text{C}$ ramené à -25 ‰, nous avons donc effectué une réduction d'environ 410 ans sur l'âge publié pour satisfaire les critères de

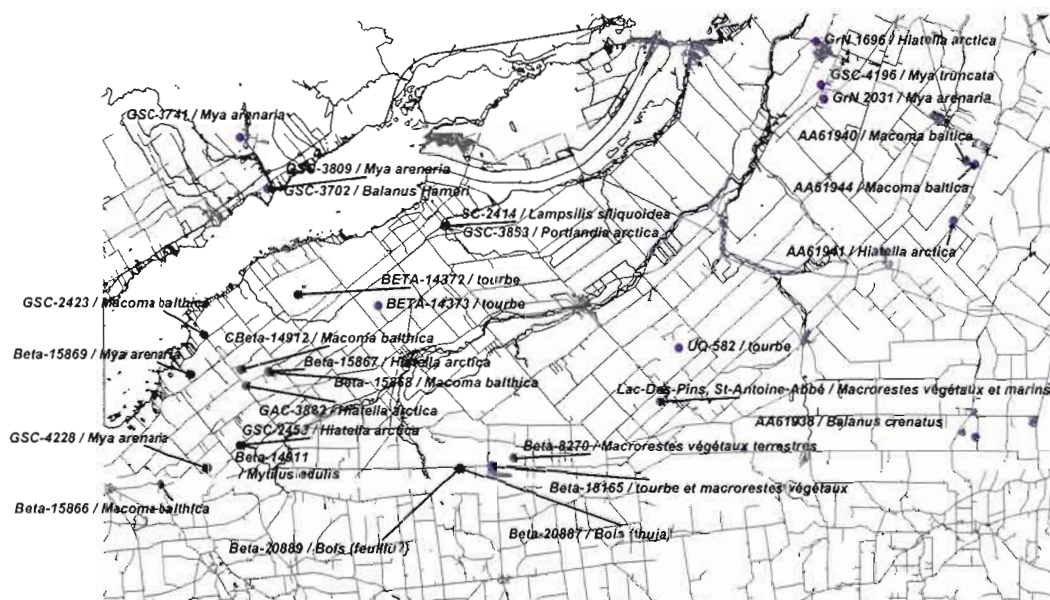


Figure 4.8 Localisation des sites de datation ^{14}C pour la région à l'étude, voir Figure 4.11 pour détails.

normalisation de la CGC. Par ailleurs, les dates par mesure radiométriques fournies par le Laboratoire Beta (BETA ; ref CARD url), l'université de Groningen, Netherlands (GRN ; Vogel et Waterbolk, 1972), le USGS (W ; Spiker et al., 1978) et le Laboratoire Teledyne Isotope (I, Buckley et Valdes-Pages, 1981) sont originellement publiées sous forme non-correctée (^{13}C des coquilles autour de 0‰).

4.2.1 L'EFFET RÉSERVOIR DU RADIOCARBONE

Les dates ^{14}C sur coquilles marines sont vieillies par l'apport de carbone « mort » provenant de roches carbonatées dissoutes dans les eaux de fonte glaciaires ou par l'effet réservoir provenant d'eaux marines « anciennes » profondes ou isolées sous la glace de mer (Karrow et al., 1975, Hillaire-Marcel, 1979, 1980 et 1988, Rodrigues, 1988, Andersen, 1988 et Occhietti et Richard, 2003; Richard et Occhietti, 2005). Les coquilles de la Mer de Champlain ne font pas exception, avec entre autres des âges de plus de 12,000 ^{14}C BP obtenues sur des coquilles près de Ottawa (voir Rodrigues et Richard, 1983), qui sont suspectées d'être trop vieilles notamment depuis Karrow (1975), après avoir incorporé du carbone « mort ». L'ensemble des dates sur coquilles dans la Mer de Champlain est susceptible d'être affecté par un effet réservoir et d'une incorporation de carbone mort d'une magnitude qui reste à déterminer.

Tel que mentionné précédemment, le fait de présenter les données avec la correction standard ($\delta^{13}\text{C} = 0‰$) de la Commission Géologique du Canada amène une réduction d'environ 410 ans comparativement à l'âge normalisé ($\delta^{13}\text{C} -25‰$). Dans ce mémoire, la valeur ΔR est une mesure de l'effet réservoir et de

l'apport en carbone « mort » pour les âges corrigés selon les standards de la CGC ; la valeur totale de l'effet réservoir est donc de 410 ans additionné de la valeur ΔR .

4.2.1.1 Effet réservoir des pélécyodes marins actuels

En ce qui concerne les effets réservoirs affectant les pélécyodes modernes (pré-bombes), l'étude de McNeely et al. (2006) montre que le ΔR actuel varie selon la région. Dans l'Arctique, le ΔR est le plus élevé avec environ 400 ± 100 ans tandis que le Golfe du St-Laurent, la côte du Labrador et l'Ungava montrent un ΔR d'environ 150 ± 100 ans. Le ΔR dans la Baie James et dans l'estuaire du St-Laurent semble être d'environ 350 ± 100 ans, probablement parce qu'ils sont des zones marines isolées avec un apport continental assez élevé et un upwelling important (dans le cas de l'estuaire du St-Laurent).

4.2.1.2 Effet réservoir dans la Mer de Champlain

Les études qui démontrent clairement une estimation directe de l'effet réservoir pour les coquilles de la Mer de Champlain sont peu nombreuses. En effet, il n'y a que très peu d'endroits où il a été possible de retrouver des restes de végétaux terrestres en compagnie de fossiles marins contemporains.

L'étude de Richard et Ochietti (2005) présente un site (Lac Hertel, au Mont St-Hilaire) où des coquilles de *Macoma balthica* (probablement en position de vie retrouvées dans des dépôts silto-argileux marins) sont datées à $11,640 \pm 80$ et $11,880 \pm 40$ ^{14}C BP. Ces coquilles sont présentes dans le même intervalle que des macrorestes végétaux datés à $10,510 \pm 60$ ^{14}C BP, ce qui représente un ΔR de $1,250 \pm 150$ ans environ. Il est possible que la nature endobenthique de *Macoma balthica* participe au ΔR élevé de ce site.

L'étude de Occhietti et al. (2001a) sur le site de St-Nicolas présente des datations croisées sur *Hiatella arctica* ($9,810 \pm 70$ ^{14}C BP) et du bois ($9,470 \pm 40$ ^{14}C BP). Ce site représente donc la fin de l'épisode de la Mer de Champlain dans la région de Québec, où un ΔR de 350 ± 100 ans est mesuré. Cette valeur de ΔR représente toutefois une valeur minimale car il s'agit d'un morceau de bois de plage qui pourrait être plus vieux que le site.

Au Mont St-Hilaire, Prest (dans Lowdon et Blake 1979 et McNeely et Atkinson, 1996) et Mott (1981) présente des dates sur des brindilles de bois (6.3×1.8 cm, $10,000 \pm 150$ ^{14}C BP) au même site où des *Macoma balthica* en position de vie sont datés à $10,900 \pm 200$ ^{14}C BP, moyenne des âges sur coquille interne et externe). Le niveau de la mer relatif à ce site est supérieur à 43 m asl, puisque les macrorestes végétaux ont été retrouvés dans des dépôts argileux marins. Il s'agit de petits morceaux de bois associés à d'autres plantes fragiles qui n'ont probablement pas été transportées très longtemps, peut-être par un

processus gravitaire. Un ΔR de 900 ± 300 ans peut donc être inféré pour *Macoma balthica*. Un autre site mentionné dans Mott (1981) montrant des datations croisées de végétaux terrestres et de coquilles ne présente pas de différence significative de ΔR .

À Burlington (Hunt et Wagner, 1969 ; 55-60 m asl ; 44°27'30"N, 73°12'30"W), une excavation a permis la datation croisée de brindilles de bois (W-2309, $10,950 \pm 300$ ^{14}C BP, pas de mesure de $\delta^{13}\text{C}$, mais probablement située autour de -21‰) et de coquilles de *Hiatella artica* et *Macoma balthica* (W-2311, $11,420 \pm 350$ ^{14}C BP, $\delta^{13}\text{C} = 0.1\text{‰}$) au sein de la même unité silto-argileuse. Cette unité silto-argileuse (0,2 m à la base) est superposée par 2,1 m de sables et de silts sublittoraux puis 2,0 m de sables et graviers littoraux. L'unité comprenant les fossiles datés est donc une unité déposée à une profondeur importante ; le niveau marin relatif était probablement à plus de 80 m asl à cette époque. Le ΔR calculé est donc d'environ 500 ± 600 ans pour un mélange de *Hiatella artica* et *Macoma balthica*.

Une datation croisée d'algues marines et de coquilles par Mott (1968 ; Ottawa, 98 m asl) suggère qu'il n'y a aucune différence d'âge ^{14}C entre ces deux organismes dans la Mer de Champlain. Cette mesure croisée de ΔR entre les deux espèces pourra être comparée avec celle obtenue au site de St-Antoine-Abbé.

Selon ces études, l'effet réservoir dans la Mer de Champlain doit être compris entre 1200 ans, au début, et 350 ans minimum à la fin de l'épisode marin.

4.2.2 RÉSULTATS ET DISCUSSION

4.2.2.1 Estimation directe de l'effet réservoir pour différents organismes marins au site du Lac-Des-Pins

Les dates ^{14}C obtenues au site du Lac-des-Pins sont comparées à la Figure 4.9. L'âge retenu pour ce site (et par conséquent pour le niveau marin de 91 ± 2 m asl dans la région) est de $10,070 \pm 100$ ^{14}C BP, ce qui correspond à la moyenne de deux dates sur carbone d'origine terrestre (caribou à $10,000 \pm 100$ ^{14}C BP et macrorestes végétaux terrestres à $10,140 \pm 70$ ^{14}C BP). Cette date correspond à $11,600 \pm 200$ cal BP en âge calibré pour les variations du ^{14}C atmosphérique selon Stuiver et al. (2005). Les restes végétaux terrestres analysés (feuilles de *Dryas integrifolia*, graines de *Potentilla*, graine de *Carex*, capsule de *Salix* nain, tiges de mousse) sont des morceaux relativement fragiles qui n'ont certainement pas voyagé très loin et/ou très longtemps; donc ils sont contemporains du dépôt et par conséquent du niveau marin correspondant. Le même commentaire s'applique au bois de caribou, dont le très bon état de préservation suggère qu'il ait été enfoui sous les sables et les algues immédiatement après s'être détaché du caribou.

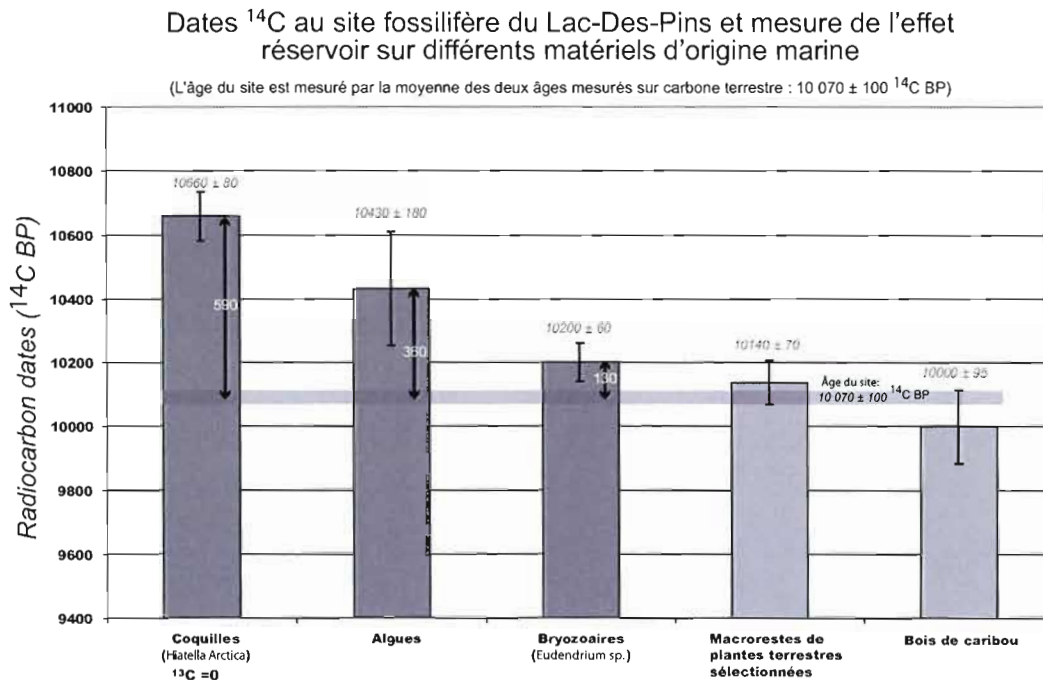


Figure 4.9 Mesure de l'effet réservoir pour différents organismes au site du Lac-Des-Pins.

Pour la coquille *Hiatella arctica* (datée à $10\,660 \pm 80$ ^{14}C BP), l'effet réservoir est calculé à 600 ± 150 ans. Ce différence est statistiquement significative et représente une première mesure directe et fiable de l'effet réservoir sur les coquilles de *Hiatella arctica* dans la partie ouest de la Mer de Champlain. Voir la section suivante pour une discussion sur l'origine de l'effet réservoir pour cette espèce.

Les bryozoaires chitineux de type *Eudendrium* (daté à $10\,200 \pm 80$ ^{14}C BP) montrent un ΔR de 150 ± 150 ans, ce qui pourrait signifier un effet réservoir presque nul étant donné la largeur des barres d'erreur instrumentale. Il semble donc s'agir d'une espèce qui puise son carbone dans un réservoir en partie issu du carbone atmosphérique. Il se nourrit des phytoplanctons en suspension, qui tirent leur carbone directement du pCO_2 de l'eau de surface (?). Il s'agit de la première mesure du ^{14}C et de ΔR pour des bryozoaires chitineux de type *Eudendrium* dans la Mer de Champlain.

La date obtenue sur les algues ($10\,430 \pm 180$ ^{14}C BP) montre un ΔR d'environ 350 ± 150 ans. À Ottawa, Mott (1968) rapporte un effet réservoir pour les algues similaires à celui des coquilles marines (*Hiatella arctica* et *Macoma balthica*), ce qui est plus élevé que pour le ΔR du Lac-Des-Pins présenté dans cette étude. Les algues (qui montrent un ΔR équivalent à la moitié de celui des pélécytopodes) semblent puiser en partie leur carbone dans un réservoir «d'eau marine» (HCO_3^-), à l'instar des pélécytopodes, et en partie dans la pCO_2 (White, 1997). Les phytoplanctons (et le zooplancton qui s'en nourrit) puisent leur

carbone dans la $p\text{CO}_2$ et ont en conséquence un effet réservoir généralement faible, tout comme les baleines qui en tirent leur subsistance (Dyke et al., 1996).

4.2.2.2 Courbe d'émersion de la Mer de Champlain

Une courbe d'émersion de la Mer de Champlain pour la région à l'étude a été obtenue grâce à trois dates effectuées sur carbone terrestre (Figure 4.10). Deux de ces dates sont des datations directes sur macrorestes végétaux terrestres retrouvés en bordure de la Mer de Champlain, soit la date du site du Lac-Des-Pins (91 ± 2 m, $10,070 \pm 150$ ^{14}C BP, présent travail), et la date de Hitchinbrooke (110 ± 5 m, $10,480 \pm 140$ ^{14}C BP, Delage et al. 1985). De plus, la courbe d'émersion est calibrée avec une estimation de l'âge du début de la Mer de Champlain (160 ± 5 m asl, $11,100 \pm 100$ ^{14}C BP; Richard et Occhietti, 2005).

4.2.2.3 Estimation indirecte de l'effet réservoir dans la région à l'étude

Dans le but d'obtenir une estimation du ΔR , il est possible de comparer les dates obtenues sur des coquilles de différentes espèces effectuées dans la région d'étude avec la courbe d'émersion obtenue à partir de trois dates sur carbone terrestre (Figure 4.10).

Les dates sur coquilles de la région à l'étude sont détaillées à la Figure 4.11, et proviennent principalement de Bariteau (1988), Richard dans Lowdon et Blake (1979), Rodrigues et Richard (1985), Laframboise (1987) et du présent travail (sites du Lac-Des-Pins, de Hemmingford, Ste-Clothilde et St-Mathieu). Hormis quelques dates situées en périphérie de la région à l'étude (Rivière Beaudette et Fort Covington), la comparaison se limite strictement aux dates situées dans la région à l'étude (Figure 4.8), dans le but d'éviter que les variations des niveaux marins isochrones ne viennent compliquer les résultats. Autrement dit, la courbe du niveau marin est suffisamment identique parmi les données présentées pour ne pas représenter un paramètre susceptible d'expliquer la variation des résultats.

Il est possible que les fossiles aient vécu à une certaine profondeur avant d'être retrouvés dans les sédiments littoraux. Parmi les dates de coquilles présentées, seules celles qui sont retrouvées dans des sédiments littoraux (sables et graviers, till remanié, etc.) ont été retenues (Figure 4.10). Les dates sur fossiles retrouvés dans les argiles marines sont donc exclues, étant donné qu'elles représentent sûrement toutes des organismes qui ont vécu à une bonne profondeur, et qui sont à coup sûr de mauvaises mesures de l'âge du niveau marin.

Toutes les dates recensées proviennent de sédiments littoraux échantillonnés sous l'altitude de 94 m, avec une moyenne d'environ 65 m. La raison principale qui explique l'absence de coquilles au-dessus

Élévation du niveau marin d'après les dates ¹⁴C sur carbone terrestre et mesure de l'effet réservoir sur différents organismes marins

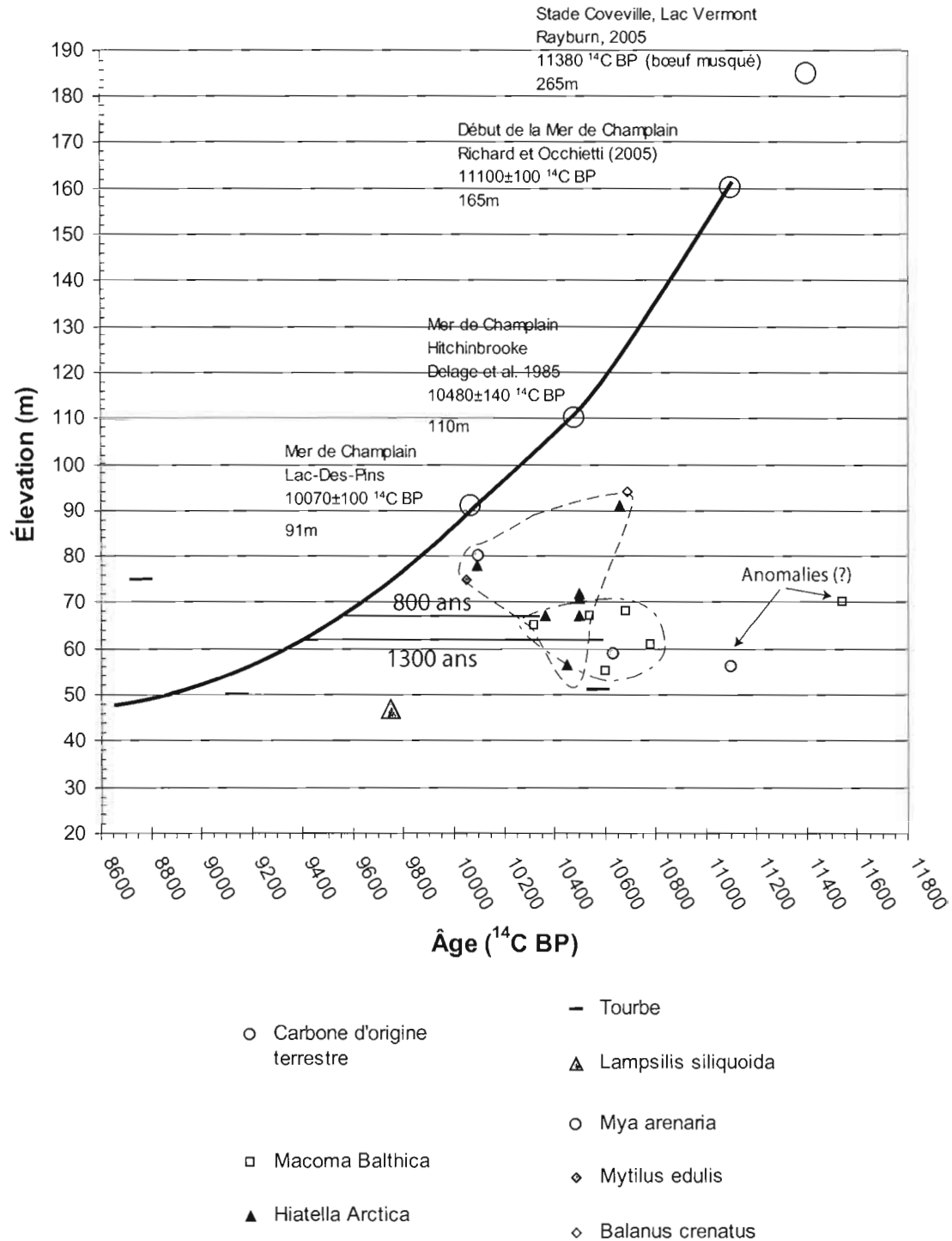


Figure 4.10 Courbe de niveau marin et dates ¹⁴C sur différents matériels et organismes dans la région à l'étude.

Figure 4.11 Tableau des dates ^{14}C mesurées dans la région à l'étude et environs. Les dates dont le type de sédiments est en gris ont été exclus de la figure 4.12, se référer au texte.

Localité	Lat	Lon	Date 14C (BP)	écart- type	Numéro de laboratoire	espèce	Nature du dépôt	Altitude (m)	13C	Source
Lac-Des-Pins, St-Antoine-Abbé	45,056	73,914	10430	180	AA-63294	Algues	sables intertidaux	91	-24,3	nouvelle date
Hemmingford	45,030	73,583	10690	80	AA-61938	<i>Balanus crenatus</i>	graviers et blocs glaciels	94	0,4	nouvelle date
Rivière Beaudette	45,210	74,324	11000	90	GSC-3702	<i>Balanus Hameri</i>	base des argiles marines	56	1,4	Blake, 86
Hinchinbrooke	45,007	74,124	1140	60	Beta-20889	Bois (<i>feuillu?</i>)	sable et gravier (chenal)	100	-	Delage, 1987 (inédit)
Hinchinbrooke	45,007	74,123	5280	80	Beta-20887	Bois (<i>thuja</i>)	argile marine (?)	100	-	Delage, 1987 (inédit)
Lac-Des-Pins, St-Antoine-Abbé	45,056	73,914	10000	100	AA-61942	bois de caribou	sables intertidaux	91	-19,7	nouvelle date
Lac-Des-Pins, St-Antoine-Abbé	45,056	73,914	10200	60	AA-63293	Bryozoaire marin chitineux de type <i>eudendrium</i>	sables intertidaux	91	-23,6	nouvelle date
Cazaville	45,077	74,324	10090	100	Beta-15867	<i>Hiatella arctica</i>	sables et graviers littoraux	78	0,2	Bariteau, 1988
Cazaville	45,067	74,347	10500	90	GAC-3882	<i>Hiatella arctica</i>	diamicton fossilifère	72	1,2	Rodrigués et Richard, 1'
Mercier	45,317	73,750	10450	180	GrN-1696	<i>Hiatella arctica</i>	sables et graviers littoraux	56	-	Occhietti et al., 1984
Beaver Crossing	45,024	74,353	10500	80	GSC-2453	<i>Hiatella arctica</i>	gravier, sable grossiers, diamicton remaniés; dans un kettle, déformé	67	1,6	Lowdon et Blake, 1979
Cazaville	45,067	74,347	10500	90	GSC-3882	<i>Hiatella arctica</i>	tilil remanié	71	1,2	McNeely et McQuaig, 15
Ste-Clothilde	45,187	73,606	10360	90	AA-61941	<i>Hiatella arctica</i>	sable et gravier littoral	67	1,2	nouvelle date
Lac-Des-Pins, St-Antoine-Abbé	45,056	73,914	10660	80	AA-61943	<i>Hiatella arctica</i>	sable et gravier littoral	91	1,7	nouvelle date
St-Stanislas-de-Kotska	45,183	74,139	9750	150	GSC-2414	<i>Lampsilis siliquoidea</i>	sable silteux d'eau peu profonde	47	-	S.H. Richard, 1978
Cazaville	45,076	74,323	11540	230	Beta-15868	<i>Macoma balthica</i>	faciès de régression marine	70	-1,7	Bariteau, 1988
Cazaville	45,078	74,353	10320	110	Beta-14912	<i>Macoma balthica</i>	lit de cailloux	65	-2,7	Bariteau, 1988
Fort Covington, NY	44,995	74,439	10780	150	Beta-15866	<i>Macoma balthica</i>	sédiments glaciels	61	-2,0	Bariteau, 1988
Cazaville	45,104	74,390	10600	140	GSC-2423	<i>Macoma balthica</i>	plage d'eau peu profonde, sable; plage de la Mer de Champlain la plus basse	55	-	S.H. Richard, 1978
St-Mathieu	45,230	73,592	10680	80	AA-61940	<i>Macoma baltica</i>	sable et gravier littoral	68	-0,5	nouvelle date
St-Mathieu	45,228	73,583	10540	60	AA-61944	<i>Macoma baltica</i>	tilil remanié	67	-0,8	nouvelle date
Hinchinbrooke	45,014	74,069	10480	140	Beta-8270	<i>Macrorestes végétaux terrestres</i>	lits organiques dans plage	110	-	Delage et al., 1985
Lac-Des-Pins, St-Antoine-Abbé	45,056	73,914	10140	70	AA-63292	<i>Macrorestes végétaux terrestres</i>	sables intertidaux	91	-25	nouvelle date
Cazaville	45,075	74,404	10630	110	Beta-15869	<i>Mya arenaria</i>	faciès de régression marine	59	-1,7	Bariteau, 1988
Mercier	45,275	73,742	10870	100	GrN-2031	<i>Mya arenaria</i>	argile varvée	43	-	Eison, 1969
Rivière Beaudette	45,247	74,353	11100	100	GSC-3741	<i>Mya arenaria</i>	sable moyen littoral, alternant avec couches de silts	56	-2,2	Blake, 86
Rivière Beaudette	45,210	74,324	10900	100	GSC-3809	<i>Mya arenaria</i>	argile marine	58	-2,7	Blake, 86
St-Agnès-de-Dundee	45,007	74,388	10100	180	GSC-4228	<i>Mya arenaria</i>	sable et gravier littoral, sur l'esker	80	-2,7	McNeely et McQuaig, 15
Mercier	45,285	73,745	10300	110	GSC-4196	<i>Mya truncata</i>	boues graveleuses, sur l'esker	41	1,3	McNeely et McQuaig, 15
Beaver Crossing	45,024	74,352	10050	130	Beta-14911	<i>Mytilus edulis</i>	sable littoral	75	-2,0	Bariteau, 1988
St-Stanislas-de-Kotska	45,183	74,139	10500	210	GSC-3853	<i>Portlandia arctica</i>	argiles marines	42	-0,4	McNeely et McQuaig, 15
Ste-Barbe, large tea field	45,125	74,208	10570	210	Beta-14373	<i>tourbe</i>	base d'une tourbière	51	-	Laframboise, 1987
Ste-Barbe, small tea field	45,133	74,292	9140	180	Beta-14372	<i>tourbe</i>	base d'une tourbière	50	-	Laframboise, 1987
Ormstown	45,094	73,894	8760	180	UQ-582	<i>tourbe</i>	base d'une tourbière	75	-	Richard, P. J. H. (inédit)
Hinchinbrooke	45,008	74,092	5460	90	Beta-18165	<i>tourbe et macrorestes végétaux</i>	sédiments de bras tort	100	-	Delage, 1986 (inédit)

de 94 m asl est probablement leur dissolution due à la grande porosité des sables et graviers et du contenu faible en carbonates des sédiments littoraux (sur Covey Hill, contenu élevé en grès).

Invertébrés marins

Les coquilles de *Macoma balthica* montrent un ΔR moyen ($1,200 \pm 200$ ans) généralement plus élevé que celui de *Hiatella arctica* (800 ± 200 ans). L'incertitude a été calculé en intégrant l'écart entre les valeurs, mais en écartant les valeurs les plus extrêmes. La raison de cette la valeur ΔR plus élevée pour *Macoma balthica* est peut-être due à l'effet que les *Macoma balthica* sont endobenthiques tandis que les *Hiatella arctica* sont épibenthiques. L'eau interstitielle dans les sédiments, où vit *Macoma balthica*, est peut-être enrichie en carbone « mort » provenant de la dissolution des grains fins de carbonates des sédiments. Il est possible de trouver des âges très vieux qui pourraient bien être des anomalies, attribuables à l'assimilation excessive de carbone mort provenant de la dissolution des carbonates. Il y a un petit nombre de dates qui se rapprochent de l'âge réel (ΔR d'environ 300 ans); ces dates peuvent s'expliquer par les variations naturelles de ΔR dans les eaux marines (McNeely et al., 2006). La profondeur de vie de ces organismes ne semble pas être un facteur influant sur le ΔR mesuré dans la Mer de Champlain, car *Macoma balthica* vit généralement entre 0 et 6 mètres de profondeur tandis que *Hiatella arctica* se retrouve le plus souvent entre 0 et 15 mètres de profondeur (Hillaire-Marcel, 1979).

La date sur la communauté de *Balanus crenatus* obtenue à Hemmingford (94 ± 2 m) montre un ΔR d'environ 650 ± 150 ans, similaire à celui de *Hiatella arctica* obtenu au Lac-Des-Pins, de même élévation. Il s'agit d'une communauté manifestement établie en eau très peu profonde car ils sont présents dans une crête de sédiments glaciels. À ce site, la communauté de *Balanus crenatus* est associée à des *Hiatella arctica*. L'espèce *Balanus crenatus* vit généralement à une profondeur (5-15 m, Hillaire-Marcel 1988) similaire à celle de *Hiatella arctica* (environ 0-15 m).

Les dates de *Mya arenaria* montrent un étalement du ΔR très large (de 300 à 1,300 ans, ou jusqu'à 2,000 ans si on compte une valeur qui semble anormale car très vieille par rapport à l'ensemble). *Mya arenaria* est une espèce endobenthique généralement retrouvée près de la zone intertidale, à moins de quelques mètres de profondeur (Hillaire-Marcel, 1979). Ces caractéristiques ressemblent à celles de *Macoma balthica*, ce qui pourrait expliquer le ΔR relativement élevé pour *Mya arenaria*.

La seule date présentée pour *Mytilus edulis* montre un ΔR d'environ 300 ± 150 ans. Le milieu de vie le plus fréquent pour cette espèce épibenthique est de 0 à 12 mètres, bien que cette espèce ait aussi été retrouvée à 30 m de profondeur (Hillaire-Marcel, 1988). Plusieurs auteurs (incluant Dyke et Peltier, 2000) pensent que cette espèce est le meilleur marqueur des niveaux marins, en raison de leur faible ΔR et de leur faible profondeur de vie.

Pélécy-pode lacustre

La seule date disponible sur *Lampsilis siliquoida* montre que ΔR serait de l'ordre d'au minimum 800 ± 150 ans pour cette espèce. *Lampsilis siliquoida* est un pélicypode qui vit en eaux douces, autant dans les lacs que dans les rivières sur des lits variés. Le fait de retrouver un ΔR similaire à celui mesuré pour les coquilles de la Mer de Champlain indique que le déficit en ^{14}C dans le carbone inorganique dissous est probablement issu des eaux de fonte glaciaire ou de la dissolution des sédiments carbonatés plutôt que des eaux marines fossiles. D'autres mesures sur cette espèce, ou d'autres espèces dulcicoles, seraient intéressantes pour mieux cerner la valeur de ΔR dans le Lac Lampsilis.

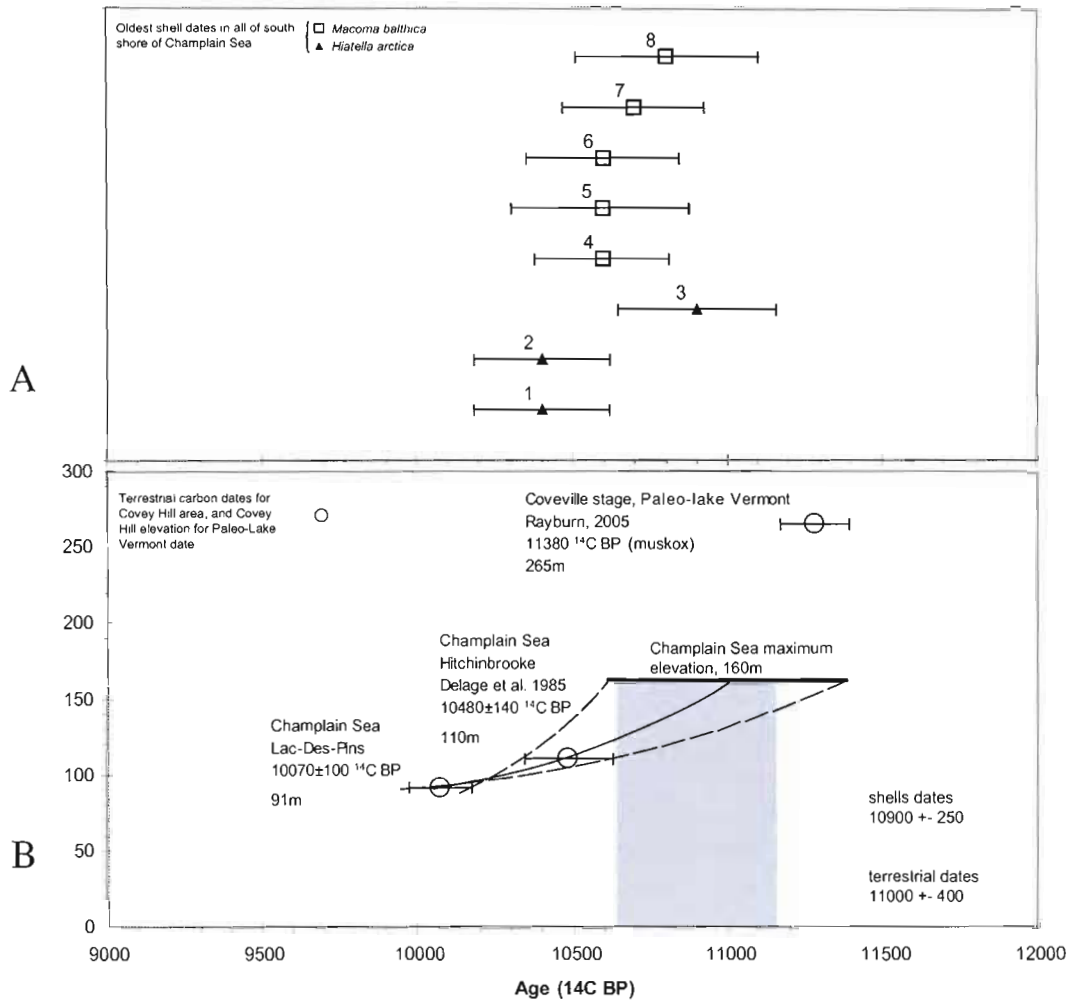
Tourbe

En ce qui concerne les dates basales sur tourbe, il y a présence à Large Tea Field (Ste-Barbe) d'une date anomalique à $10,570$ ^{14}C BP qui semble trop vieille (elle est remise en questions dans Laframboise, 1987). La raison de ce vieillissement est probablement un effet réservoir dû au carbone mort dans l'eau des milieux aquatiques. La date sur de $9,140$ ^{14}C BP sur l'autre tourbière de Ste-Barbe (Small Tea Field) semble bien correspondre au niveau marin (ΔR de 0 à 300 ans), mais par contre il faut voir que l'extrapolation inférieure de la courbe d'émersion est très mal contrainte. Ainsi il est possible que la courbe soit un peu plus relevée au niveau de 50 m asl, ce qui augmenterait la mesure de ΔR pour cette date. De plus, il est possible que cette date constitue une date minimale mais affectée d'un effet réservoir qui, conjointement, conduisent à un âge qui paraît bon mais qui n'est que le fruit d'une coïncidence.

4.2.2.4 Discussion sur l'âge du début de la Mer de Champlain

L'estimation de l'âge du début de la Mer de Champlain est possible à l'aide des nouvelles données sur l'effet réservoir calculées dans le présent mémoire. La correction appliquée pour l'effet réservoir (ΔR) est de $1,200 \pm 200$ ans pour *Macoma balthica* et 800 ± 200 ans pour *Hiatella arctica*. Les dates les plus vieilles obtenues sur les coquilles des espèces *Macoma balthica* et *Hiatella arctica* ont été compilées pour la région sud de la Mer de Champlain, en écartant les dates supposées trop vieilles du nord-ouest de la Mer de Champlain. Des âges pour le début de la Mer de Champlain (Figure 4.12) sont ainsi calculés, avec une barre d'erreur composée de l'addition de l'incertitude sur les âges ^{14}C et de l'incertitude sur ΔR . L'âge calculé le plus vieux obtenu est celui sur *Hiatella arctica* de Warwick, à $10,900 \pm 400$ ^{14}C BP, et qui inclut dans sa barre d'erreur un bon nombre de dates sur *Macoma balthica* entre $10,600$ et $10,800$ ^{14}C BP.

À supposer que ces organismes aient vécu au tout début de la Mer de Champlain, la valeur de ΔR applicable serait vraisemblablement contenue dans la frange inférieure du ΔR calculé, en raison de l'incorporation d'une composante incertaine liée à la profondeur de l'eau pour le calcul de ΔR . Dans ces conditions, l'âge du début de la Mer de Champlain serait compris entre $10,900$ et $11,300$ ^{14}C BP.



Laboratory number	Age ¹⁴ C BP	Elevation (masl)	Locality	material dated	Reference	Age ¹⁴ C BP, corrected for reservoir effect	
8	GSC-936	12000 ± 230	122	L'Avenir, Qc	<i>Macoma balthica</i> (90%)	Lowdon et Blake, 1970	10800 ± 300
7	GSC-2338	11900 ± 120	101	Peru, NY	<i>Macoma balthica</i>	Lowdon et Blake, 1979	10700 ± 230
6	GSC-2366	11800 ± 150	96	Plattsburg, NY	<i>Macoma balthica</i>	Lowdon et Blake, 1979	10600 ± 250
5	GSC-1013	11800 ± 210	103	Mailland, Ont	<i>Macoma balthica</i>	Lowdon et Blake, 1970	10600 ± 290
4	GSC-3523	11800 ± 100	120	Merrickville, Ont	<i>Macoma balthica</i>	Rodrigues and Richard, 1985	10600 ± 220
3	I-13342	11700 ± 170	137	Warwick, Qc	<i>Hiatella arctica</i>	Parent et Occhietti, 1988	10900 ± 260
2	GSC-2108	11200 ± 100	106	Newington, Ont	<i>Hiatella arctica</i>	Richard, 1975	10400 ± 220
1	GSC-2296	11200 ± 90	160	Rigaud, Qc	<i>Hiatella arctica</i>	Richard, 1978	10400 ± 200

Figure 4.12 Calcul de l'âge du début de la Mer de Champlain par deux différentes méthodes. et tableau des plus vieilles dates sur coquilles dans la Mer de Champlain. Voir texte pour explications.

Il est également possible de calculer l'âge du début de la Mer de Champlain en se fondant uniquement sur les dates sur carbone terrestre obtenues au site du Lac-Des-Pins (présent travail) et à Hitchinbrooke (Delage, 1985). En respectant l'incertitude sur ces mesures, une valeur extrapolée de $11,000 \pm 400$ ^{14}C BP est obtenue. Toutefois, la date de $11,380 \pm 110$ ^{14}C BP obtenue par Rayburn (2005) sur une vertèbre de Bœuf musqué à Elizabethtown (NY), dans les strates d'un delta marquant le niveau Coveville du Paléo-Lac Vermont, est une contrainte d'âge maximale pour le début de la Mer de Champlain, une durée minimale de 200 ans doit être soustraite pour la fin du Lac Vermont et le Lac Candona (Rayburn, 2005 ; Prichonnet, 1977, a compté 60 à 100 varves près de la région à l'étude). L'âge du début de la Mer de Champlain est donc nécessairement survenu après $11,200 \pm 110$ ^{14}C BP.

On peut donc constater qu'il y a un excellent accord entre l'âge du début de la Mer de Champlain obtenu avec les plus vieilles dates sur coquilles corrigées pour ΔR , et celui calculé avec la courbe d'élévation du niveau marin avec les dates sur carbone terrestre. Un âge du début de la Mer de Champlain de $11,000 \pm 300$ ^{14}C BP pourrait être déduit de ces deux dates. Il s'agit d'une très bonne correspondance avec l'âge de $11,100$ ^{14}C BP calculé de façon indirecte par Richard et Occhietti (2005) pour le début de la Mer de Champlain. L'incertitude publiée de ± 100 ans n'est pas retenue comme objet de comparaison, celle-ci est jugée trop proche de l'incertitude sur les mesures ^{14}C à la base du calcul. Après le calcul indirect de l'âge du début de la Mer de Champlain, incluant une durée de dépôt sédimentaire avec le flux de pollen, et une estimation de la position initiale du front glaciaire lors du début de la Mer de Champlain et de la vitesse de retrait glaciaire, une incertitude globale plus élevée aurait dû être publiée. Ainsi, la relation chronologique entre le début de la Mer de Champlain et le début du Dryas récent n'est pas encore bien définie à partir des données actuelles, et pourrait se retrouver entre $10,700$ et $11,300$ ^{14}C BP environ.

4.2.2.5 Discussion sur la chronologie du Lac Lampsilis

En général, il existe un déficit en ^{14}C dans les échantillons provenant de matériel lacustre. Un effet réservoir de 1500 ans est calculé en moyenne sur les échantillons en vrac de dépôts lacustres selon Ridge et al. (1999). Rea et Colman (1994) ont mesuré un effet réservoir de 350 ± 100 ans dans les coquilles d'eau douce des Grands-Lacs, pour des échantillons actuels pré-bombes. Au Danemark, Fischer et Heinemeier (2003) indiquent un effet réservoir d'environ 1000 ans sur des coquilles d'eau douce actuels post-bombe. En somme, l'effet réservoir peut varier d'environ 200 à 1500 ans pour les coquilles d'eau douce selon diverses études, mais aucune mesure directe n'a été effectuée pour le Lac Lampsilis.

Prichonnet (1977, 1987) rapporte une date de $9,640 \pm 160$ ^{14}C BP pour une strate d'algues sous-jacente aux « derniers dépôts argileux fossilifères de la Mer de Champlain ». En prenant compte du ΔR de 350 ± 150 ans calculé sur les algues du site du Lac-Des-Pins, une date maximale de 9.3 ± 0.3 ka ^{14}C BP est calculée pour la fin de la Mer de Champlain. La date de $9,750 \pm 150$ obtenue sur une coquille de *Lampsilis*

siliquoida par Richard (1978 ; 47 m asl) est la date de l'âge maximal du Lac Lampsilis, puisqu'elle a été prélevée près de la limite maximale (50 m asl). En appliquant un ΔR d'environ 800 ± 200 ans (similaire à celui calculé pour *Hiatella arctica* dans la Mer de Champlain), l'âge minimal du début du Lac Lampsilis, et de la fin de la Mer de Champlain, serait d'environ 9.0 ± 0.3 ka ^{14}C BP pour la date corrigée pour l'effet réservoir sur *Lampsilis siliquoida* obtenue par Richard (1978). L'âge du début du Lac Lampsilis serait donc situé entre 8.7 et 9.6 ka ^{14}C BP.

Vers 8,000 ans, le Lac St-François atteint sa taille actuelle (Macpherson, 1967 et Laframboise, 1987). Il n'y a toutefois aucune datation satisfaisante pour cet événement. La date de Macpherson est régionale et se base sur des relevés polliniques. Sur la base des relevés de tourbières de Ormstown, Laframboise 1987 (p.68) propose que la fin de la phase marécageuse (Lac Lampsilis) soit située vers 8,000 ans, mais la limite entre le Lac Lampsilis et l'étang d'un fen n'est pas claire entre 6,000 et 8,000 ^{14}C BP.

En ce qui concerne la partie Est de la région à l'étude, il n'existe aucune date pour contraindre les stades du Lac Lampsilis. Il n'y a donc pas de véritable contrôle chronologique pour le Lac Lampsilis dans la région à l'étude.

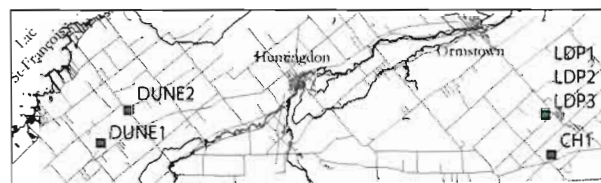
Parent et al. (1987), sur la base d'une extrapolation de la courbe d'émersion, propose un âge d'environ 8000 ^{14}C BP pour le rivage de St-Barthélémy. Par contre, Macpherson (1967), sur la base d'une zonation pollinique isochrone, place ce rivage à environ 6,000 ^{14}C BP. Il est à noter que ces âges sont d'une part des estimations indirectes, et d'autre part des dates comprenant systématiquement un effet réservoir d'environ 500 à 1,000 ans.

4.3 PROGRAMME DE DATATION IRSL DES SÉDIMENTS LITTORAUX ET ÉOLIENS

La luminescence optique par simulation infra-rouge, ou infrared-stimulated luminescence (IRSL), est une technique de datation des sédiments quaternaires applicable sur des sédiments datant de quelques décennies à plus de 100 ka. Une campagne de datation IRSL a été entreprise, dans le but de tester l'applicabilité de cette méthode à la chronologie des dépôts post-glaciaires de la région à l'étude et de contribuer au développement de cette méthode de datation prometteuse (Lamothe, 1996). L'âge obtenu en IRSL peut être comparé à la courbe d'émersion marine obtenue sur carbone terrestre (Figure 4.10) et convertie en âge calibré (par exemple pour LDPI et LDP2, le site du Lac-Des-Pins de St-Antoine-Abbé à $10,070 \pm 150$ ^{14}C BP ou $11,600 \pm 200$ cal BP en âge calibré; Stuiver et al., 2005). La datation IRSL est encore au stade expérimental, et les âges présentés dans cette section devraient être considérés comme étant préliminaires. De futurs travaux pourront permettre d'évaluer plus précisément l'âge IRSL des sédiments littoraux, notamment sur l'échantillon LDP2.

Un total de 5 dates a été effectué dans les sédiments littoraux (LDP1 et LDP2 à 91 m asl) et éoliens (LDP3 à 91 m asl, DUNE1 à 80 m asl et DUNE2 à 67 m asl) à proximité de Covey Hill. Un sixième échantillon (CH1) a été prélevé dans un lit de sables grossiers inclus dans une séquence de sables et graviers situés sur Covey Hill à une élévation de 125 m asl, mais sa remise à zéro est très mauvaise. La localisation et les photos des sites d'échantillonnage sont présentées à la Figure 4.13, tandis que la position exacte des échantillons IRSL dans la coupe LDP est montrée aux figures 4.3 et 4.4.

Figure 4.13 Carte de localisation et photos des sites des échantillons IRSL.



4.3.0.1 Principes de datations en IRSL

Le principe fondamental de la luminescence est basé sur des électrons libres, capturés dans les défauts cristallins, qui sont libérés à l'aide d'une quantité suffisante d'énergie sous forme thermique ou lumineuse (Aitken, 1998). Les électrons émis interagissent avec des sites cristallins particuliers, appelés centre de recombinaison, et provoquent l'émission de photons d'une certaine énergie. L'équipement de laboratoire permet de mesurer l'intensité de ces photons émis, qui est proportionnelle à la quantité d'électrons capturés au départ. La méthode IRSL (Lamothe, 1996; voir Huot, 2003 pour une description complète de la méthode) stimule les grains avec la lumière infra-rouge (840 nm) tandis que la lecture de la luminescence se fait dans la bande spectrale bleu-violet.

Quand les sédiments sont exposés au soleil durant leur transport sédimentaire, tous les électrons capturés dans les défauts cristallins sont libérés. Ce processus est appelé « la remise à zéro » ou « sun-bleaching », et constitue le point de départ de l'IRSL. Lorsque les sédiments sont enfouis, la radioactivité naturelle du sol interagit avec la matière environnante et provoque le relâchement d'électrons libres. Un certain nombre de ces électrons sont capturés dans les défauts cristallins, et leur quantité s'accroît en fonction du temps (t) et de l'intensité de l'émission radioactive du sol et des grains eux-mêmes (Da, la dose annuelle). Au moment de l'échantillonnage, la quantité d'électrons accumulée dans le cristal est une fonction de la quantité totale de radiation que l'échantillon a reçue depuis son enfouissement sédimentaire. Cette valeur est nommée De, la dose équivalente, et est mesurée en laboratoire avec la luminescence à stimulation optique.

Pour le calcul de l'âge (apparent) de l'aliquot en IRSL (et OSL), on utilise la formule classique suivante (Aitken, 1998) :

$$\hat{\text{Âge}} (a) = \text{Dose équivalente (De)} / \text{Dose annuelle (Da)} .$$

Pour les âges obtenus sur feldspaths, il est ensuite nécessaire de corriger l'âge obtenu pour tenir compte de la perte d'électrons en fonction du temps, un phénomène appelé fading (Lamothe et Auclair, 1999; Huntley et Lamothe, 2001).

4.3.1 MÉTHODOLOGIE

4.3.1.2 Échantillonnage

L'échantillonnage sur le terrain a été effectué de façon conventionnelle, afin de ne pas exposer les sédiments à la lumière (1 gros tube opaque pour luminescence, 2 petits tubes pour la teneur en eau [%

et saturation], 2 petits pour la doses annuelle). La mesure de l'élévation a été effectuée par DGPS, d'une précision de près de 1m en élévation.

Sur chaque aliquot, une quantité variable mais relativement faible de grains a été déposée, estimée entre 10 et 50 en général. Le nombre d'aliquots (n) analysés sur RISO varie généralement entre 18 et 24 (ce qui est statistiquement fiable), sauf pour LDP2 pour lequel 55 aliquots ont été analysés, puisque cet échantillon constitue le centre d'intérêt de cette étude.

4.3.1.3 Traitement des échantillons

Le traitement des échantillons a été réalisé par M. Jeffrey Vaillancourt du Laboratoire Lux. Un tamisage à 150-250 μm , une densimétrie (pour séparer quartz et feldspaths) et un traitement à l'acide fluorhydrique 10% pendant 40 minutes pour enlever le quartz restant dans l'échantillon de feldspath sont effectués.

La courbe de croissance a été mesurée de la même façon pour tous les échantillons (0, 60, 125, 250 et 500 secondes; Figure 4.14). Les courbes de croissance obtenues se caractérisent par leur linéarité et leur reproductibilité (elles sont presque toutes identiques). Les échantillons sont irradiés avec une source β (^{90}Sr) qui émettait à 6.882 Gy/min au moment des analyses.

Les valeur de dose annuelle (D_a) ont été mesurés sur trois aliquots par échantillons par activation neutronique (École polytechnique; pour les valeurs de U, Th et K) et sur le scintillomètre β selon la méthode standard utilisée au Laboratoire Lux (Figure 4.15). Les valeurs D_a obtenues varient entre 2.2 ± 0.1 et 3.0 ± 0.1 Gy/ka.

L'appareil RISO du Laboratoire Lux de l'UQAM (sous la supervision de Michel Lamothe) a été utilisé pour toutes les dates de luminescence présentées dans ce mémoire. Les âges obtenus ont été

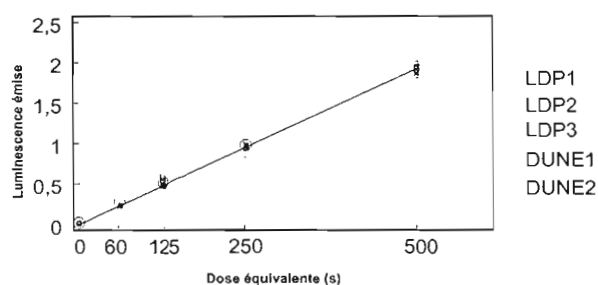


Figure 4.14 Courbe de croissance de l'IRSL en fonction de la dose de régénération.

Figure 4.15 Tableau des mesures de U, Th et K pour la dose radiative environnementale (D_a).

Sample	Zone	U	Th	K
LDP 01	OSL sample	0,54	1,24	1,495
LDP 01	KUT H	0,95	2,36	2,119
LDP 01	KUT L	0,72	1,34	1,771
LDP 02	OSL sample	0,77	1,78	1,723
LDP 02	KUT H	2,58	1,8	1,829
LDP 02	KUT L	0,77	2,14	1,46
LDP 03	OSL sample	0,6	1,06	1,166
LDP 03	KUT H	0,65	1,21	1,147
LDP 03	KUT L	0,57	1,26	1,351
DUNE 01	OSL sample	1,16	2,91	1,753
DUNE 01	KUT H	0,62	2,6	1,634
DUNE 01	KUT L	1,29	2,71	1,758
DUNE 02	OSL sample	0,79	2,32	1,944
DUNE 02	KUT H	0,48	1,33	1,872
DUNE 02	KUT L	0,93	3,18	1,766

corrégés pour le fading avec la méthode de Huntley et Lamothe (2001) et de Auclair et al. (2003), à partir des macros Excel programmées par Sébastien Huot au Laboratoire Lux de l'UQAM. La valeur g utilisé pour le calcul du fading a été mesurée sur les échantillons LDP2 et DUNE1 et est de $7.0 \pm 0.7 \%$ (7.0 ± 0.7 et 7.0 ± 1.5 respectivement). Nous considérons que cette valeur peut aussi s'appliquer aux autres sédiments analysés dans cette étude, puisque la source sédimentaire ne devrait pas varier substantiellement au niveau du contenu minéralogique.

4.3.1.4 La méthode SAR cure

La méthodologie IRSL employée est une variante de la méthode appelée SAR (single-aliquot regeneration, Murray et Wintle, 2000) que nous désignerons par le terme SAR cure (voir la séquence à la Figure 4.16, Lamothe, comm. pers.). Elle n'est pas publiée au moment de la rédaction de cette thèse, car elle a été développée très récemment par Michel Lamothe au laboratoire Lux de l'UQAM. La méthode traditionnelle SAR permet de construire une courbe de croissance et de déterminer ainsi une D_e par aliquot. La même préchauffe est donnée avant la lecture L et avant la lecture T (test dose). L'objectif visé par la séquence appelée SAR cure est de redispenser l'état des pièges cristallins de façon similaire avant chaque mesure, autant avant la « test dose » qu'avant la dose de courbe de croissance. Les pièges cristallins sont complètement vidés par une combinaison de d'exposition sous la lampe solaire, suivie d'une préchauffe et d'une nouvelle stimulation optique, afin de vider les réservoirs des électrons qui peuvent se retrouver dans le piège daté.

Séquence pour la lecture de la dose naturelle (L_n/T_n)

1	préchauffe 300°C	
2	lecture avec émission de IR	L_n
3	<i>bleach</i> lumière blanche (300s)	
4	préchauffe 300°C	
5	<i>bleach</i> IR (99s)	
6	dose test de 250s	
7	préchauffe 300°C	
8	lecture avec émission de IR	T_n

Figure 4.16 Séquence de IRSL SAR cure effectuée.

Séquence pour la lecture des doses artificielles (L_x/T_x)

1	<i>bleach</i> lumière blanche (300s)	
2	préchauffe 300°C	
3	<i>bleach</i> IR (99s)	
4	dose test de X s	
5	préchauffe 300°C	
6	lecture avec émission de IR	L_x
7	<i>bleach</i> lumière blanche (300s)	
8	préchauffe 300°C	
9	<i>bleach</i> IR (99s)	
10	dose test de 250s	
11	préchauffe 300°C	
12	lecture IR de la dose test	T_x

où X = dose artificielle (0, 60, 125, 250 et 500 secondes)

4.3.1.5 Estimation de l'âge vrai à partir des âges corrigés des aliquots

Suite à l'obtention de la courbe de distribution des âges corrigés pour le fading pour chaque aliquot, plusieurs méthodes ont été mises à l'essai pour en déduire le vrai âge IRSL de l'échantillon (voir Huot, 2003 pour une discussion à ce sujet). Le but de ces méthodes est de déterminer l'approche la plus rigoureuse dans l'interprétation des âges à partir des distributions asymétriques obtenues sur des échantillons relativement mal remis à zéro (comme les sédiments littoraux). Ces distributions sont probablement issues d'une combinaison d'une quantité variable de remise à zéro dans les grains au sein des aliquots et de l'erreur de mesure individuelle sur chaque aliquot. Comme nous avons une bonne idée (par des dates ^{14}C provenant de carbone terrestre transformées en âges calibrés) de l'âge réel sidéral de ces échantillons littoraux, il devient possible d'estimer la validité des méthodes. Voici un aperçu succinct de ces méthodes, qui ont toutes été décrites dans Huot (2003) :

-Modèle d'âge central

Cette méthode utilise un algorithme (Galbraith et al., 1999) qui consiste à trouver un âge représentatif de l'ensemble de la distribution, mais en tentant de diminuer la pondération des données qui s'écartent trop de la moyenne.

-Âge du mode

Cette méthode consiste simplement à prendre le mode (le plus jeune, dans le cas d'une distribution multi-modale) de la distribution sur le graphique (Lamothe, 1996).

-Modèle d'âge minimum (3 paramètres)

Cette méthode utilise un algorithme (Galbraith et al., 1999) qui tente d'isoler le pôle inférieur d'une distribution caractérisée par certains aliquots qui comprennent des grains mal remis à zéro. Il s'agit d'une version simplifiée (3 paramètres) mais robuste du calcul à 4 paramètres.

-Modèle d'âge minimum (4 paramètres)

Cette méthode utilise un algorithme (Galbraith et al., 1999) qui tente d'isoler le pôle inférieur d'une distribution caractérisée par certains aliquots qui comprennent des grains mal remis à zéro. Il s'agit toutefois d'un calcul de nature expérimentale (Huot, 2003).

-Moyenne arithmétique

Il s'agit simplement de la moyenne arithmétique de tous les aliquots de l'échantillon (méthode proposée par Murray et al. 1995).

-Âge à mi-chemin entre la mesure minimale et le mode

Cette méthode consiste à considérer que « l'âge réel » de l'échantillon est entre le mode et la valeur mesurée la plus faible, dans la région qualifiée de « leading edge » (Lepper et McKeever, 2002). Dans la présente étude, on prend la moyenne entre ces deux valeurs, ce qui ne constitue pas une méthode aux bases statistiques très solides mais qui peut être utile aux fins de comparaison.

4.3.2 RÉSULTATS

Le tableau montrant les principaux paramètres mesurés et les différents résultats est présenté à la Figure 4.17. La Figure 4.18 montre la distribution des âges obtenus pour chaque aliquots après le calcul du fading.

L'âge retenu pour LDP1 est de $15.4 \pm 1,6$ ka, ce qui est notablement plus élevé que l'âge présumé (11,5 ka). Ce sédiment n'a été que partiellement remis à zéro, puisque la distribution est asymétrique. Le modèle d'âge minimum avec 3 paramètres utilisé ne semble donc pas livrer l'âge présumé.

La date obtenue pour LDP2 (11.9 ± 1.5 ka) semble très bien correspondre à la date de 11.5 ka BP obtenue sur ^{14}C sur carbone terrestre au Lac-Des-Pins. Le modèle d'âge minimum avec 3 paramètres a été utilisé pour dériver l'âge à partir de la distribution des âges des aliquots puisque la remise à zéro n'est pas complète. La forme des courbes de distribution gaussienne des De de LDP1 et LDP2 (Figure 4.19) montre que les *leading edges* des deux courbes se superposent parfaitement. On peut également remarquer que la taille de la « queue » de LDP1 est plus grande (presque le double) comparativement à LDP2. Donc, la remise à zéro est significativement moins bonne pour LDP1 que pour LDP2. Cette observation est en accord avec la sédimentologie des dépôts qui montre que LDP2 a été plus longtemps remanié par les vagues sur le littoral (voir Figure 4.3).

L'échantillon LDP3 est daté à $9,8 \pm 2,0$ ka et provient de la couverture de sables éoliens situé au sommet de la coupe LDP. La distribution des âges des aliquots ne montre pas d'asymétrie, ce qui est typique des sédiments éoliens. La dispersion des résultats est cependant supérieure à celle typique des sédiments éoliens.

L'âge de DUNE1 est de $11.0 \pm 3,0$ ka, mesuré sur le mode de la distribution des âges des aliquots de l'échantillon de sables éoliens pris dans une grande dune à 80 m d'altitude. La distribution des âges des aliquots est symétrique.

La date ($13.0 \pm 0,4$ ka) sur DUNE2 a été obtenue avec mode de la distribution des âges des aliquots sur cet échantillon. Cet âge semble significativement trop vieux (de 2,5 ka) par rapport au moment de l'émergence dans ce secteur (environ 10.5 ka). La raison de cette disparité pourrait être que le taux de fading n'a pas été mesuré sur l'échantillon DUNE2, il s'agit plutôt du taux de fading mesuré sur DUNE1. Il est possible que la source des sédiments soit légèrement différente et que par conséquent le taux de fading (facteur g) ne soit pas le même pour DUNE1 et DUNE2.

4.3.3 DISCUSSION SUR LA COMPARAISON DES MÉTHODES D'INTERPRÉTATION DE LA DISTRIBUTION DES ÂGES DES ALIQUOTS

Le modèle d'âge minimum (MAM) semble montrer une différence assez faible (ne dépassant pas 0.4 ka) entre les deux types à 3 et à 4 paramètres. Les deux méthodes semblent donc relativement équivalentes par rapport à l'ensemble des erreurs expérimentales.

La méthode à mi-chemin entre le mode et la valeur minimale donne des valeurs qui sont toujours plus basses que le modèle d'âge minimal (de 0.6 à 2.4 ka). Cette méthode donne des résultats semblables

Paramètres	CH-01	LDP-01	LDP-02	LDP-03	DUNE-01	DUNE-02
sediment	sable grossier, inclus dans sables et graviers	sable moyen, inclus dans sable alternant avec gravier	sable moyen-fin, bien trié	sable moyen-fin, bien trié	sable moyen	sable moyen
environnement	littoral (vagues énergiques)	intertidal	intertida	éolien	éolien (dune)	éolien ou littoral
Elevation (m asl)	125 ± 5	91 ± 2	91 ± 2	91 ± 2	80 ± 4	67 ± 2
g (%)	7 ± 0,7	7 ± 0,7	7 ± 0,7	7 ± 0,7	7 ± 0,7	7 ± 0,7
n (aliquot)	18	23	55	24	21	18
Da (Gy/ka)	2,6 ± 0,1	2,6 ± 0,1	2,8 ± 0,1	2,2 ± 0,1	2,9 ± 0,2	3,0 ± 0,1
Âge présumé(ka)	13	11,5	11,5	1 - 11,5	9,5 - 10,5	9,5 - 10,5
Mesures d'âges (ka)						
Mi-chemin entre mode et valeur minimale	(300+ ka)	13,5 ± 1,4	11,0 ± 1,1	7,5 ± 0,8	9,0 ± 0,9	11,0 ± 1,1
Modèle d'âge minimum (4 paramètres)	(300+ ka)	14,9 ± 1,9	12,8 ± 1,6	9,8 ± 0,1	9,7 ± 0,6	12,5 ± 0,1
Modèle d'âge minimum (3 paramètres)	(300+ ka)	15,4 ± 1,6	11,9 ± 1,5	9,8 ± 0,4	9,6 ± 0,7	12,1 ± 1,1
Mode	(300+ ka)	15,5 ± 1,6	14,3 ± 1,4	9,0 ± 0,9	11,0 ± 1,1	13,0 ± 1,3
Moyenne arithmétique	(300+ ka)	21,4 ± 3,9	16,7 ± 3,2	9,7 ± 2,0	11,9 ± 1,6	13,1 ± 1,6
Modèle d'âge central	(300+ ka)	19,8 ± 6,7	16,0 ± 4,0	9,8 ± 2,0	11,0 ± 3,0	13,0 ± 0,4
<i>Note:</i> Très mal remis à zéro						
= âge retenu						

Figure 4.17 Tableau des paramètres et résultats pour les dates IRSL.

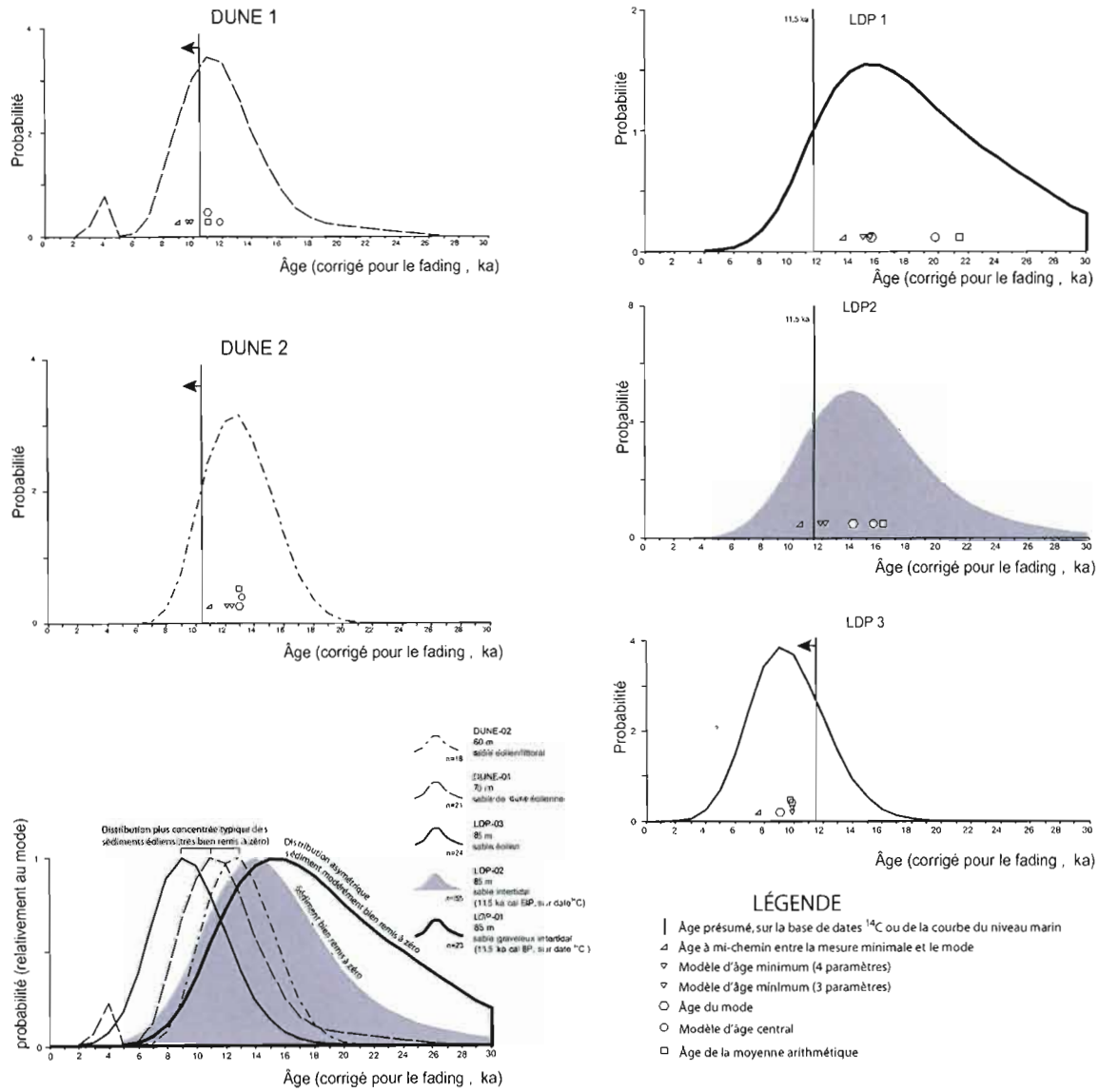


Figure 4.18 Histogrammes de densité de probabilité pour les âges IRSL SAR cure (corrigés pour le fading) pour différents échantillons de la région de Covey Hill.

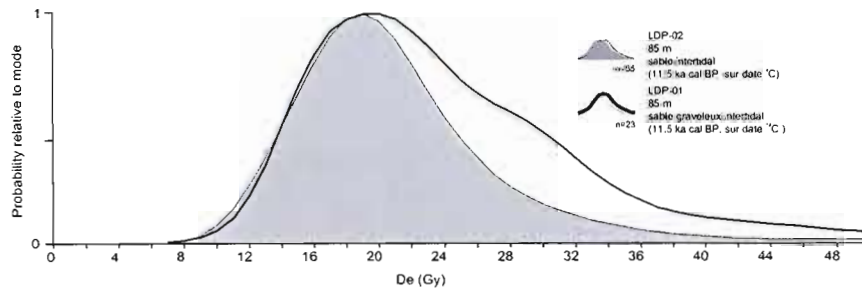


Figure 4.19 Distribution des De pour LDP1 et LDP2.

à ceux du MAM dans le cas de LDP2 (même différence d'environ 500 ans avec l'âge ^{14}C). Pour les autres échantillons, cette méthode semble apparemment donner des meilleurs résultats que le MAM. Il s'agit certainement d'une méthode qui devrait servir de base de comparaison dans les études ultérieures qui se pencheront sur l'interprétation des distributions asymétriques des âges des aliquots.

Conformément aux notions de statistique classique, la moyenne s'écarte significativement des modes lorsque la distribution est asymétrique (sédiments mal remis à zéro). Pour les échantillons éoliens (aux distributions symétriques), la moyenne s'écarte légèrement du mode (environ 0.7 ka de plus pour LDP3, 0.9ka pour DUNE1, et 0.1 ka pour DUNE2). Il semble donc y avoir une légère dissymétrie présente dans les trois échantillons éoliens. Dans tous les cas, la moyenne est un outil à proscrire pour l'interprétation des distributions des âges des aliquots, puisque le taux de remise à zéro influe considérablement sur les valeurs obtenues sur cette valeur.

Le modèle d'âge central semble être l'équivalent de la moyenne pour les échantillons mal remis à zéro (LDP1 et LDP2). Par contre, pour les échantillons bien remis à zéro (éoliens), le modèle d'âge central semble être plutôt l'équivalent du mode. Ces deux dernières méthodes sont adéquates pour les sédiments bien remis à zéro.

4.3.4 DISCUSSION SUR LA GÉOCHRONOLOGIE DE L'ACTIVITÉ ÉOLIENNE

Provenant des dunes de Cazaville, l'échantillon DUNE1 (80 m asl, âge équivalent à 9.6 ka ^{14}C BP), ce qui correspond approximativement à l'âge de l'émersion à cet endroit, en tenant compte des erreurs (voir Figure 4.20). Probablement que cette dune date même du moment de l'émersion des terres à environ 65 m asl, là où se retrouve la majorité des sédiments sableux de l'esker de Beaver Crossing situé à proximité.

L'échantillon DUNE2 (67 m,), composé de sédiments éoliens nappant des sédiments littoraux, a été daté à un âge équivalent à 11.2 ka ^{14}C BP, ce qui manifestement trop vieux mais qui signifie peut-être que le dépôt des sédiments éoliens a suivi de peu l'émersion des terres dans cette région.

Le sable éolien LDP3 (équivalent à 9 ka ^{14}C BP, à 91 m) au pied de Covey Hill (site du Lac-Des-Pins, St-Antoine-Abbé), suggère une sédimentation éolienne continue sur au moins 1000 ans suivant l'émersion dans le secteur des plages sableuses au pied de Covey Hill.

Comme le note Bariteau (1988) au sujet de l'ensemble des sédiments éoliens retrouvés dans la région, l'absence généralisée de lits contenant des charbons de bois, des couches d'accumulations organiques ou des sols enfouis permet d'exclure la possibilité que ces sédiments éoliens se soient déposés suite à des processus cycliques comme des feux de forêts (voir St-Laurent et Filion, 1992). Les dépôts

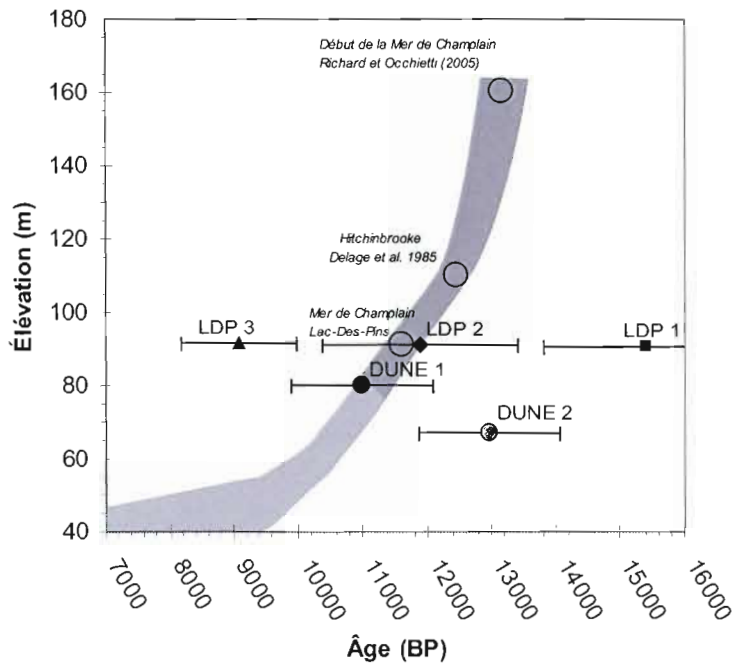


Figure 4.20 Âges IRSL relativement à la courbe d'émergence (âge calibrés).

éoliens se sont probablement formés avant que la végétation ne vienne consolider la surface des sédiments fraîchement exondés.

Il y a correspondance de dates entre les dunes de Drummondville (Filion, 1987) et celle de la région présentement à l'étude. Filion (1987) a daté la mise en place des dunes paraboliques post-Mer de Champlain (107-130 m, émergence vers 10,500 ^{14}C BP) près de Drummondville entre 10,100 et 7,500 ^{14}C BP (dates sur arbres en position de croissance pour les plus vieilles et tourbes pour les plus jeunes). De plus, Filion (1987) indique que l'orientation des dunes est NE-SW, analogue à celle retrouvée dans la région à l'étude.

4.2 CONCLUSION

Le site fossilifère de St-Antoine-Abbé, daté à $10,070 \pm 150$ ^{14}C BP sur carbone terrestre, montre des macrorestes végétaux de type arctique-alpin et des morceaux de bois flottants. Un bois de caribou a été retrouvé au sein des unités intertidales composées de sables alternant avec des lits d'algues. La paléocéologie de ce site est corrélable avec d'autres sites contemporains autour de la Mer de Champlain.

L'effet réservoir (ΔR) dans la Mer de Champlain sur *Hiattella arctica* a été directement mesuré à 650 ± 150 ans au site de St-Antoine-Abbé. En ce qui concerne la mesure indirecte de l'effet réservoir dans la Mer de Champlain à l'échelle de la région à l'étude, les seules espèces pour lesquelles nous disposons d'un

nombre satisfaisant de mesures sont *Macoma balthica* et *Hiatella arctica*, qui montrent des ΔR d'environ 1200 ± 200 et 800 ± 200 ans respectivement. Il est probable que la différence entre ces deux espèces soit issue du mode de vie de ces organismes, qui sont respectivement endo- et epi-benthiques.

À partir des mesures de l'effet réservoir présenté ci-dessus, des plus vieilles coquilles recensées dans la Mer de Champlain et des dates ^{14}C sur matériel terrestre des niveaux de la Mer de Champlain, le début de celle-ci a été estimé à $11,000 \pm 300$ ^{14}C BP (12,700-13,250 cal BP).

Les mesures IRSL sur l'échantillon LDP2 prélevé dans les sédiments littoraux (sables intertidaux) du site du Lac-Des-Pins ont permis de valider la méthode IRSL utilisée (SAR cure) par rapport à une date ^{14}C calibré sur carbone terrestre. Les importants écarts d'âges inter-aliquots pourraient s'expliquer en partie par l'instabilité thermique du système de lecture de la luminescence RISO, découverte et documentée récemment au laboratoire Lux. L'âge plus vieux sur LDP1 relativement à LDP2, montre l'importance de la remise à zéro dans l'estimation de l'âge IRSL des sédiments. Il convient donc d'être prudent dans l'interprétation des âges IRSL sur sédiments sablo-graveleux littoraux, jusqu'à ce que la méthode IRSL soit améliorée pour éviter le problème de la remise à zéro. L'utilisation d'aliquots plus petits (moins de grains), ou encore de la méthode du *single grain*, pourraient permettre un progrès dans ce sens. Pour déterminer l'âge des sédiments imparfaitement remis à zéro, le *minimum age model* (MAM) s'est montré la méthode la plus rigoureuse.

Les dates IRSL sur sédiments éoliens, bien remis à zéro, ont permis d'établir que la période de formation des sédiments éoliens et des dunes a probablement été de 12 à 9 ka cal BP (11 à 8 ka ^{14}C BP). Il y a donc une période d'environ 2-3 ka où la végétation ne parvient pas complètement à s'installer dans les régions où une grande quantité de sable est disponible.

CHAPITRE 5

SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIE

5.1 SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE DE LA RÉGION À L'ÉTUDE.

Faute de nouvelle découverte majeure, la stratigraphie de la région à l'étude est encore celle qui a été spécifiée par LaSalle (1981 et 1985), Dion et al. (1985) et Delage (1997). La Figure 5.1 montre les principales coupes stratigraphiques sur lesquelles se base le cadre lithostratigraphique de la région à l'étude pour le présent travail.

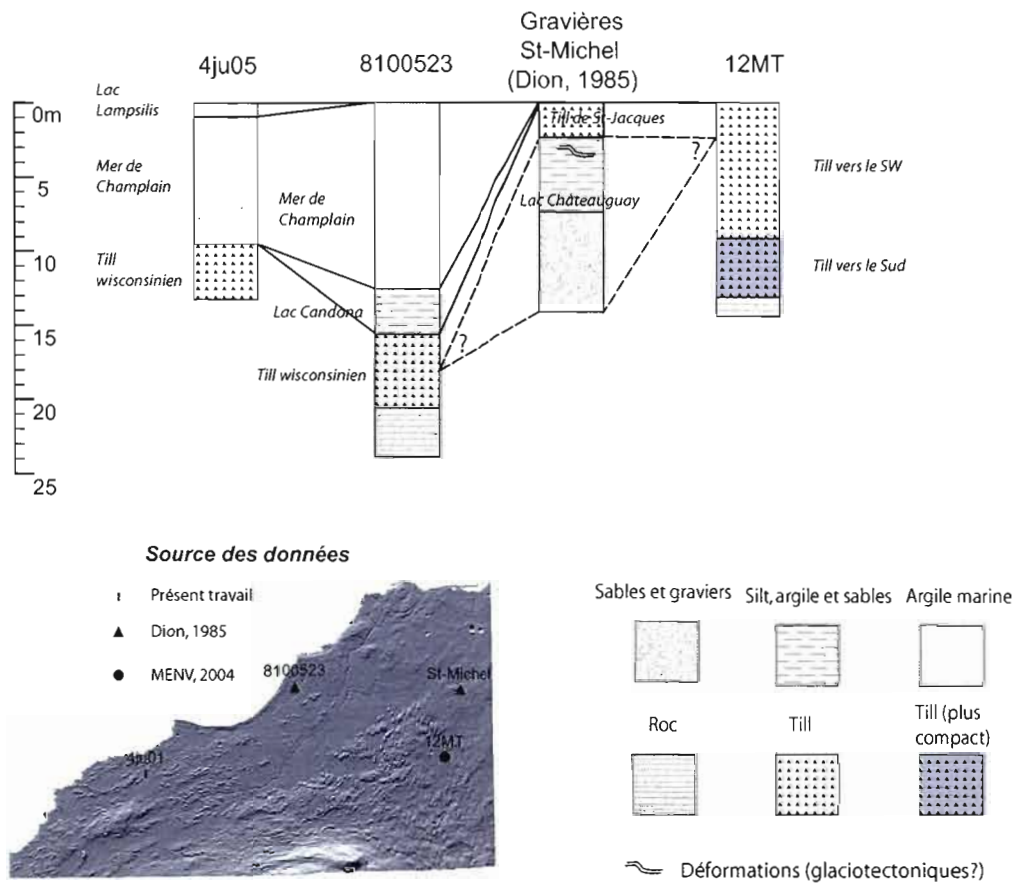


Figure 5.1 Synthèse des coupes stratigraphiques de la région à l'étude.

Le forage 12MT montre un exemple de variation de la composition pétrologique d'un till au sein de la même glaciation, montrant un écoulement dirigé vers le S (absence de shales rouges) à la base de la coupe vers un écoulement dirigé vers le SW (présence de shales rouges) au sommet de la coupe.

La séquence stratigraphique montrant les sédiments du Lac Châteauguay fut observée par LaSalle (1981, 1985) et Dion et al. (1985) à St-Michel et à St-Jacques-le-mineur. Le Till de St-Jacques superpose les Sédiments du Lac proglaciaire Châteauguay, témoignant d'une petite réavancée glaciaire qui date probablement de la déglaciation, étant donnée la faible étendue du Till de St-Jacques. Des sédiments pouvant être apparentés aux sédiments du Lac Châteauguay furent observés au drumlin de Ste-Clothilde et à la ville de Mercier (section 2.1.1.1). Toutefois, d'importantes ambiguïtés stratigraphiques empêchent de clairement établir la présence de cette unité dans ces coupes. Des sédiments fluvioglaciers (par exemple l'esker de Mercier) sont retrouvés par-dessus le till de surface, la partie supérieure des eskers ayant été déposée dans le Lac Candona. Les sédiments (varves) du Lac Candona furent retrouvés près de la Rivière Aux Anglais. Également, le forage 8100523 (Dion et al., 1985) montre la présence des sédiments du Lac Candona et de la Mer de Champlain par-dessus le till de la dernière glaciation (Wisconsinien). Une observation par forage au Pionjar (4ju05) présente les sédiments silteux du Lac Lampsilis reposant en conformité sur les argiles de la Mer de Champlain. La séquence stratigraphique se termine par des sédiments fluviaux (Proto-St-Laurent), éoliens, fluviaux et palustres (non montrés sur la figure).

5.2 CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES RÉGIONALES

La stratigraphie inférieure, Pré-Wisconsinien classique (Illinois, Sangamonienne et Éowisconsinienne) des Basses-Terres du St-Laurent (Till de Bécancour, Sédiments de Pointe-Fortune, till de Lévrard; Gadd, 1971, Lamothe, 1987 et 1989) n'est pas retrouvée dans la région à l'étude. Toutefois, il serait raisonnable de penser que ces événements ont aussi affecté la région à l'étude, et qu'ils constituent par conséquent le prolongement inférieur de la séquence lithostratigraphique observée (Figure 5.2). Dans la région à l'étude, le Till inférieur et le Till de St-Jacques seraient donc des équivalents du Till de Gentilly supérieur (caractérisé dans la région de Trois-Rivière par Gadd, 1971). À l'échelle de la région de Montréal (Prest et Hode-Keyser, 1977) et du Haut-St-Laurent (McClintock et Stewart, 1965; Terasmae, 1960), le Till supérieur serait un équivalent du Till de St-Jacques tandis que les tills inférieurs seraient corrélables. Finalement, les termes « Till de Fort Covington » et « Till de Malone », devraient être nuancés (Clark et Karrow, 1983; Delage, 1997). Ces auteurs suggèrent que le Till de Fort Covington serait peut-être un équivalent du Till supérieur et le Till de Malone un équivalent du till inférieur, mais que l'épisode Fort Covington n'est pas une réavancée tardi-wisconsinienne et sa direction d'écoulement inclut le mouvement vers le SW et vers le SE. L'épisode de Fort Covington serait donc plus important que celui de St-Jacques.

	Haut St-Laurent (Ontario/NY) (MacClintock et Stewart, 1965; Terasmae, 1965)	Haut St-Laurent (Québec) Région de Châteauguay (LaSalle, 1961)	Région de Montréal (Prest et Hode-Keyser, 1977)	Région de Trois-Rivières (Lamoine, 1985, Gadd, 1971)	Région de Sherbrooke
HOLOCÈNE	—	Proto-St-Laurent Lac Lampsilis	Proto-St-Laurent Lac Lampsilis	Proto-St-Laurent Lac Lampsilis	—
	Mer de Champlain	Mer de Champlain	Mer de Champlain	Mer de Champlain	—
POST-ÉOWISCONSIEN	Lac Candona Lac Iroquois	Lac Chambly (Lac Candona)	Lac Candona	—	Lac Memphémagog
	Till de Fort Covington ?	Till de St-Jacques	Till supérieur	Till de Gentilly	Till de Lennoxville
	Middle Till Complex ?	Sédiments du Lac Châteauguay	Middle Till Complex		Sédiments du Lac glaciaire Gayhurst
Till de Malone	Till inférieur (L'Ange Gardien)	Till inférieur	Till de Chaudière		
PRÉ-ÉOWISCONSIEN	?	?	?	Sédiments de St-Pierre Till de Lévesque Till de Bécancour	Sédiments de Massawipi Till de Johnville Sédiments pré-Johnville

Figure 5.2 Synthèse stratigraphique du Sud du Québec.

La séquence observée au forage 12MT (voir Figure 5.1) est analogue à celle rencontrée à Argenteuil par Ross (2005), où un till inférieur riche en cailloux précambriens et provenant d'un écoulement vers le sud (Till d'Argenteuil) est superposé par un till pauvre en cailloux précambriens provenant d'un écoulement vers le SW (Till d'Oka).

Le Lac proglaciaire Châteauguay serait un équivalent stratigraphique du Middle Till Complex observé entre le Till inférieur (Malone) et le Till supérieur (Fort Covington) dans la région de Montréal (Prest et Hode-Keyser, 1977) et du Haut-St-Laurent (McClintock et Stewart, 1965; Terasmae, 1960). Des corrélations stratigraphiques sont possibles avec l'Estrie, bien que la relation d'âge n'ait pas été établie. Le Middle Till Complex pourrait être un équivalent des Sédiments de Gayhurst dans les Appalaches (MacDonald et Shilts, 1971), bien que l'épisode Gayhurst soit un événement sédimentaire beaucoup plus important que l'épisode Châteauguay/Middle Till Complex. Le Till supérieur pourrait également être un équivalent du Till de Lennoxville, tandis que le Till inférieur serait un équivalent du Till de Chaudière.

5.3 GLACIATION ET DÉGLACIATION DANS LES BASSES-TERRES DU ST-LAURENT

Cette section vise à intégrer l'histoire glaciaire de la région à l'étude développée dans ce mémoire (Figure 2.1.11), avec le contexte régional (voir Figure 1.4) élaboré par McClintock et Terasmae (1960),

McClintock et Stewart (1964), Terasmae (1965), Denny (1974), LaSalle (1981), Richard (1982), Prichonnet (1977 et 1987), Lortie et Martineau (1985), Delage (1997), Ridge et al. (1999 et 2001), Rayburn (2005) et Ross (2005). Les grandes lignes de l'histoire de ces régions périphériques doivent être cohérentes avec le schéma proposé. Toutefois, la plus grande attention a été portée à l'histoire glaciaire de la région à l'étude.

Une reconstruction paléogéographique de la dynamique glaciaire est présentée (Figure 5.3), du retrait du front glaciaire et de la chronologie des plans d'eau remplissant les vallées suite à la déglaciation. La reconstruction des fronts glaciaires et des niveaux lacustres pour la portion américaine se base essentiellement sur les travaux de synthèse de Ridge et al. (1999) et de Rayburn (2005). Une modélisation qualitative du profil glaciaire à chaque étape, présentée sous la forme du dégradé bleu-blanc-rouge, permet d'apprécier le lien entre les courants glaciaires et le profil rabattu de la glace dans les basses-terres. La géomorphologie d'origine glaciaire (drumlin, drumlinoides et eskers) et les stries (Figure 2.1.7) ont également participé à la conception de cette reconstruction. La géochronologie proposée est en partie basée sur le retrait glaciaire de la Nouvelle-Angleterre (Ridge, 1999), sur la chronologie de la Mer de Champlain (Richard et Occhietti, 2006) et du Lac Lampsilis (MacCormack, 1967; Parent, 1985). Une incertitude minimale de 300 ans est attribuée aux dates présentées ci-dessous.

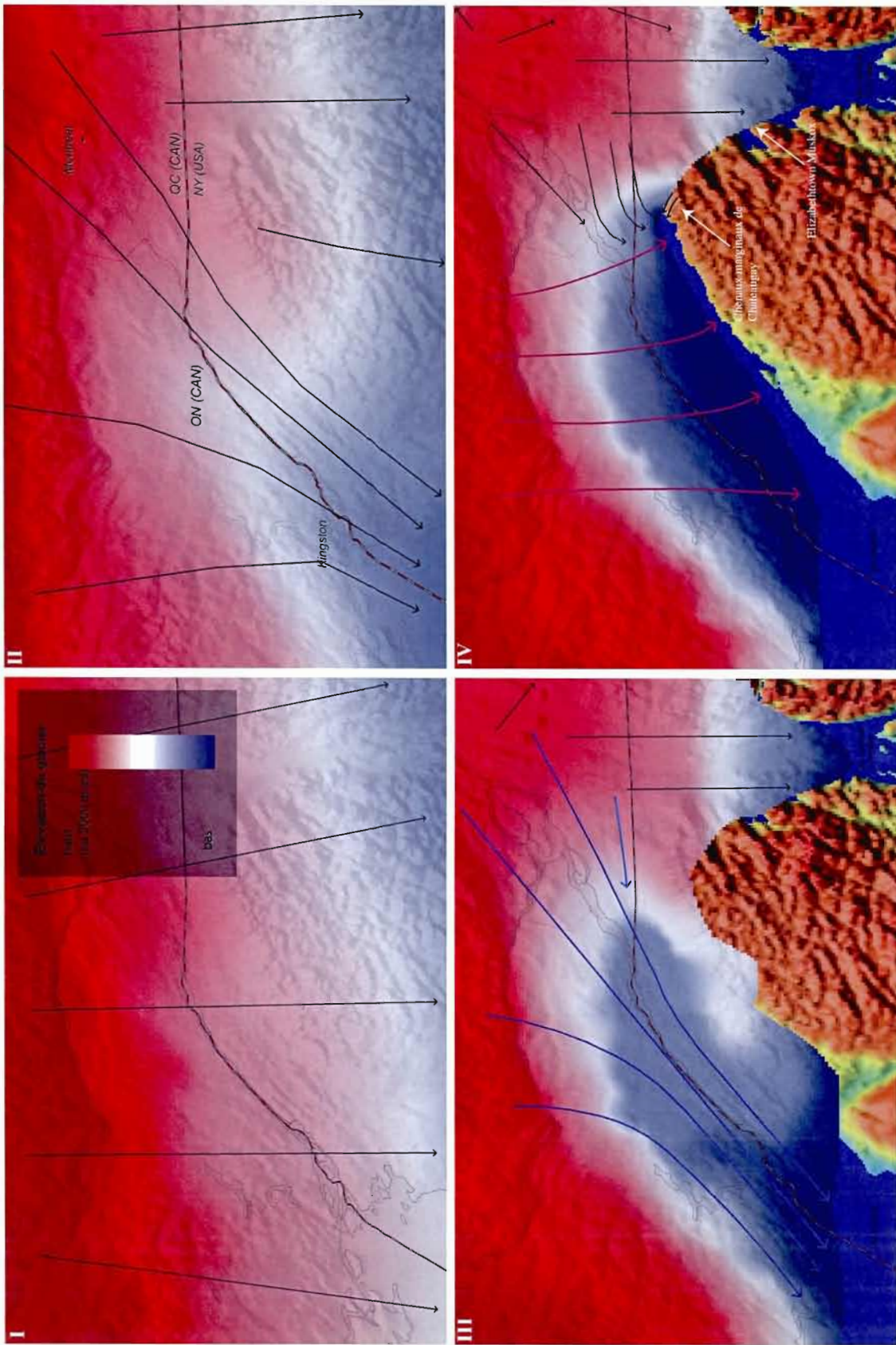
I

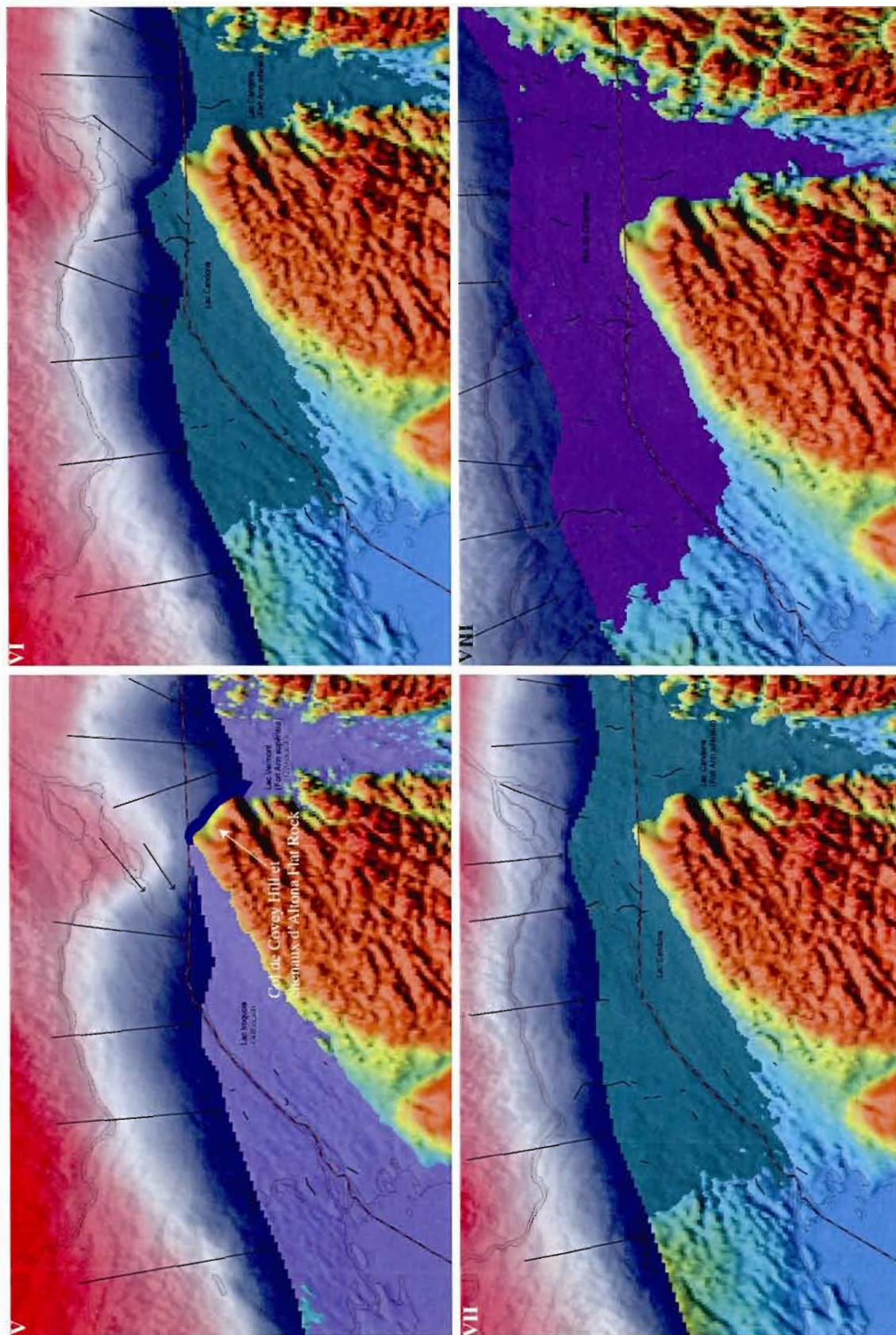
Le premier mouvement glaciaire observé est dirigé vers S, il a été mesuré sur plusieurs surfaces striées dans la région à l'étude. Il s'agit d'une phase qui a été observée sous forme de stries vers le S recoupées par les stries vers le SW dans la région à l'étude, ainsi que dans la région de Montréal par Prichonnet (1977) et par des tills riches en cailloux précambriens (voir ci-dessus) au nord de Montréal par Ross (2005). Ce mouvement glaciaire a probablement été de longue durée et daterait de la phase pléni-glaciaire (vers 20-30 ka cal BP) pendant lequel l'écoulement provenait du centre de la calotte glaciaire au centre du Québec et qu'aucun écoulement vers des lacs proglaciaires des Grands-Lacs n'était perceptible.

II

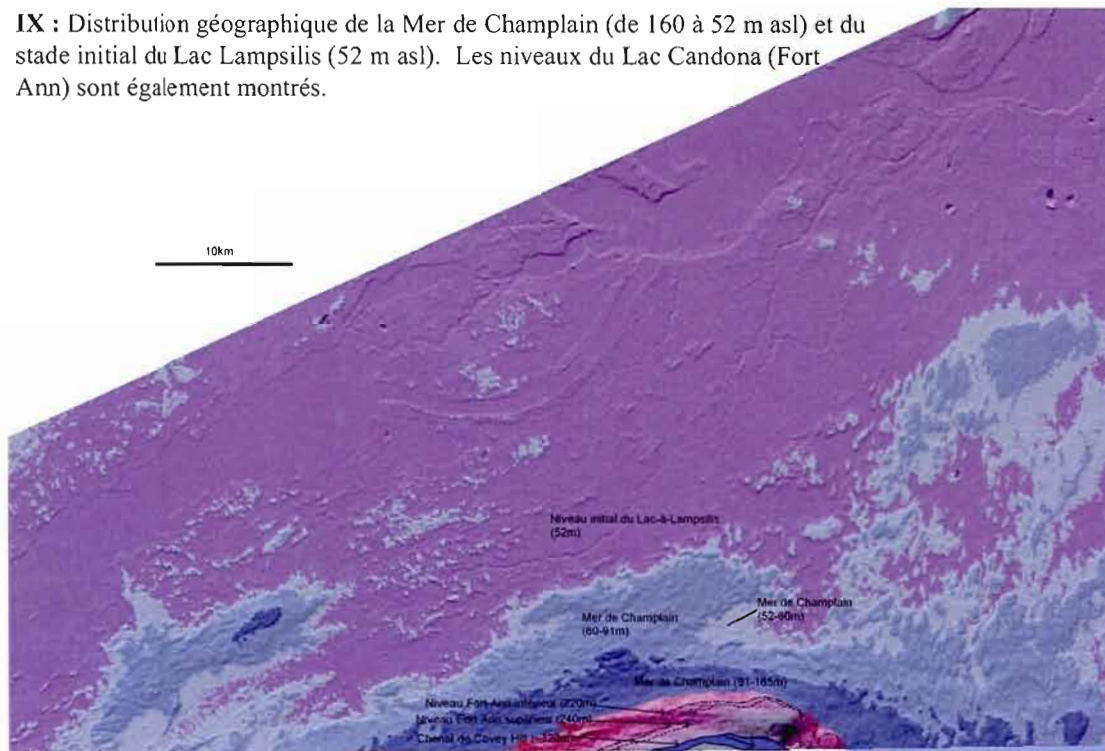
Les premiers effets observables de la déglaciation dans les Grands-Lacs sont les déflexions de l'écoulement glaciaire vers le SW dans la partie ouest de la vallée du St-Laurent. L'apparition du paléo-lac proglaciaire Iroquois dans la vallée du Lac Ontario amène un velège causant une ablation rapide à la marge, ce qui a créé cet écoulement glaciaire vers le SW.

Figure 5.3 Reconstruction des écoulements glaciaires et des plans d'eau post-glaciaires dans le Sud des Basse-Terres du St-Laurent, les Adirondacks du nord et les Appalaches du nord-ouest. Les lignes d'écoulements reflètent le profil de la glace de surface. Les traits noirs sinueux sont des eskers. (pages suivantes)





IX : Distribution géographique de la Mer de Champlain (de 160 à 52 m asl) et du stade initial du Lac Lampsilis (52 m asl). Les niveaux du Lac Candona (Fort Ann) sont également montrés.



X : Lac Lampsilis, à 48 m asl. Début du creusement des chenaux de St-Rémi/Kanawake.

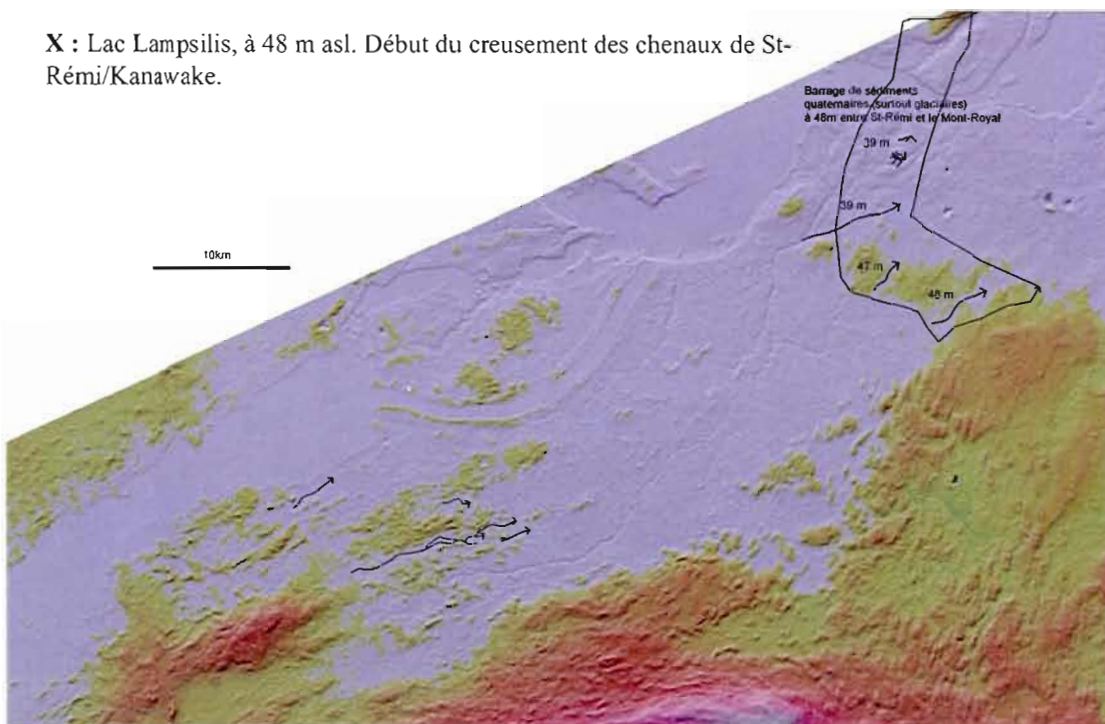
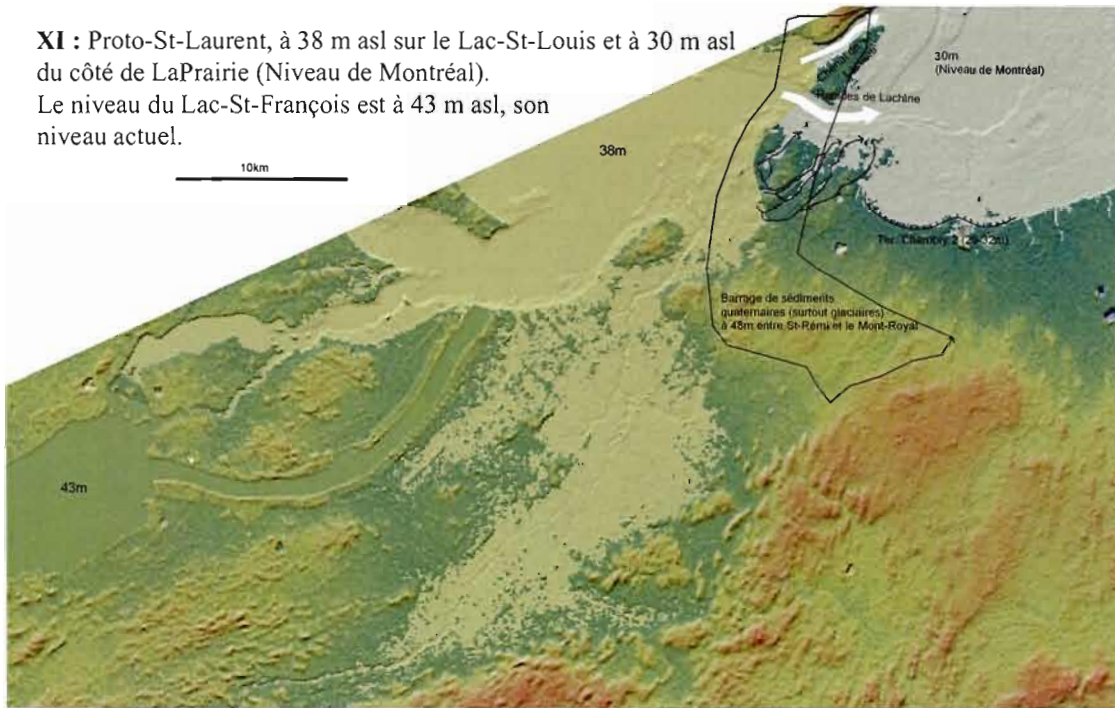


Figure 5.3 (suite)

XI : Proto-St-Laurent, à 38 m asl sur le Lac-St-Louis et à 30 m asl du côté de LaPrairie (Niveau de Montréal).
Le niveau du Lac-St-François est à 43 m asl, son niveau actuel.



XII : Proto-St-Laurent, à 31 m asl sur le Lac St-Louis et à 20 m asl sur le bord du chenal de Laprairie (Niveau de St-Barthélémy). Fin du creusement des chenaux de St-Rémi/Kanawake.

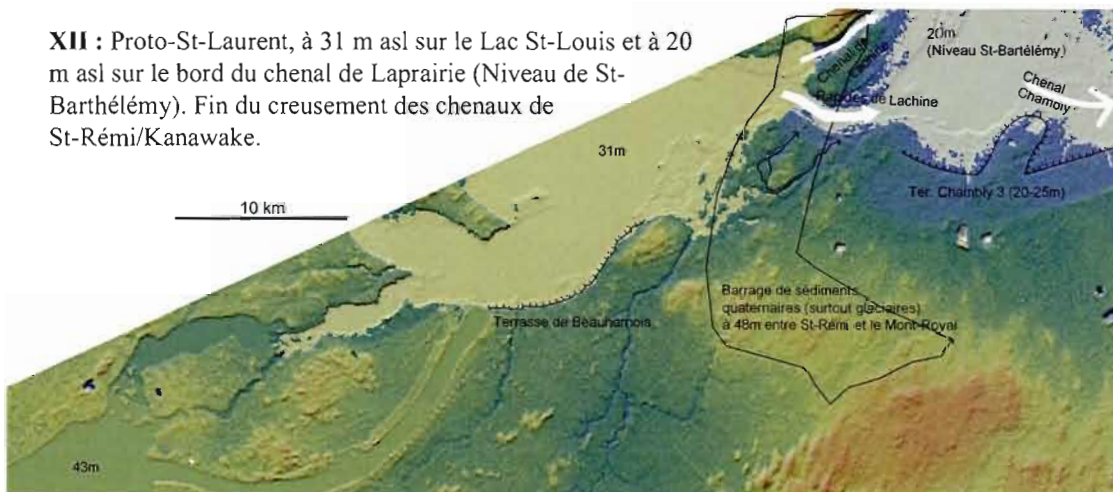


Figure 5.3 (suite)

L'amorce du Lac Iroquois, et du mouvement vers le SW, est daté à environ 12.5-13 ka ^{14}C BP (ca 15 ka cal BP).

III

Un plus petit paléo-lac proglaciaire dans la vallée du Lac Champlain (Lac Vermont) crée un mouvement vers le S dans la partie est de la région à l'étude, située au nord du Lac Champlain. Dans le reste de la région à l'étude, le mouvement vers le SW se poursuit. Progressivement, tandis que le profil de la glace est rabattu vers le centre de l'axe des Basses-Terres du St-Laurent, l'écoulement vers le SW subit une déflexion vers W dans la région à l'étude, surtout au nord et à l'ouest de Covey Hill. Cette phase correspond aux premières stries vers le WSW du site de la carrière de Sainte-Clothilde.

Puisque l'amorce du Lac Iroquois est légèrement plus jeune d'environ 1000 ans par rapport au début du Lac Vermont, le courant glaciaire vers le Lac Iroquois (SW) devait être un peu plus vieux que celui vers le Lac Vermont (SE). L'amorce de ce lac est approximativement datée à environ 12-12.5 ka ^{14}C BP (ca 14 ka cal BP, Ridge et al. 1999). Cette position du front glaciaire pourrait être corrélée à celle de la moraine de Littleton/Bethléem (Ridge et al., 1999).

IV

La marge glaciaire retraite du flanc nord-ouest des Adirondacks, tandis qu'apparaît un nouveau bras du Lac Iroquois qui les sépare. Cet événement change l'orientation du front de vêlage d'orientation NW-SE vers une orientation NE-SW. La topographie de la glace telle qu'imprimée par le mouvement précédent vers le SW a laissé une cavité topographique de la glace le long de l'axe de l'écoulement, ce qui a produit un gradient de pente de la glace vers le SE lorsque le front de vêlage se déplace de la marge nord du lac Ontario au piémont des Adirondacks. Dans la partie extrême ouest de la région à l'étude jusqu'à Ottawa, ce phénomène produit un écoulement glaciaire vers le SE et le S (Gadd, 1980 et 1981). Le décollement de la marge nord des Adirondacks et la forme du profil glaciaire ont pu à eux seuls avoir causé le phénomène de changement de direction d'écoulement glaciaire.

Dans le centre de la région à l'étude, l'écoulement W ou SW se poursuit, tandis que dans la partie au nord de la vallée du Lac Champlain l'écoulement est encore dirigé vers le S. À la carrière de Ste-Clothilde, cet écoulement est marqué par les stries de la surface principale vers le SSW qui recoupent les stries vers le SW.

La position de la marge glaciaire correspond aux chenaux proglaciaires marginaux de Chateaugay (Figure 2.4.7) au flanc nord-ouest des Adirondacks, et à la position de la découverte de Boeuf musqué ($11,380 \pm 110$ ^{14}C BP; Rayburn, 2005) dans un delta juxtaglaciaire près de Elizabethtown (NY) sur le flanc est des Adirondacks. Cette position serait datée d'environ 11.4 ka ^{14}C BP, (ca 13.3 ka cal BP).

V

Dans la vallée du Haut-St-Laurent, y compris la région au sud de la partie ouest de la région à l'étude, la marge glaciaire poursuit son retrait vers le nord, tandis que l'écoulement est principalement dirigé vers le S. Au nord de Covey Hill, la glace s'écoule principalement vers le SW. Dans la région au nord de la vallée du Lac Champlain, l'écoulement convergeant vers le S et SSE progresse vers le nord. À la carrière de Ste-Clothilde, cet écoulement est marqué par un groupe de stries assez rares vers le SSE, présents sur la surface principale.

À ce stade, la marge glaciaire est située au niveau du col du paléo-chenal proglaciaire de Covey Hill, par lequel le Lac Iroquois se transvide dans le Lac Vermont via le col de Covey Hill et les chenaux d'Altona Flat Rocks (Franzy et al., 2002 et 2007). La chute subite du niveau d'un lac suite à un drainage catastrophique (Rayburn et al., 2005 et 2007) pourrait vraisemblablement être un mécanisme qui a pu mener à l'abaissement rapide du profil de la glace donc à un drainage de glace plus important vers cette région. Cet événement est daté à environ 11.3 ka ¹⁴C BP (ca 13.2 ka cal BP).

VI

La glace commence à se détacher de Covey Hill, entraînant la formation du Lac Candona (Parent et Occhietti, 1988). La forme complexe du front glaciaire, et conduit à un écoulement glaciaire dirigé vers le SW, W et S. Au nord du Lac Champlain l'écoulement est principalement dirigé vers le S, tandis qu'à la carrière de Ste-Clothilde, un écoulement vers W marqué par de très fines et rares stries représente cette phase finale du retrait glaciaire.

Cette phase marque le début du retrait glaciaire dans la partie ouest de la région à l'étude. À cet endroit, la marge glaciaire montre une forme concave, tel que suggéré par l'orientation convergente des eskers d'Athelstan Sud et Nord (orientés SW), de Beaver Crossing (orienté SW bifurquant vers S), de Dewitt (orienté S) et de Dundee (orienté SSE). La forme concave du front glaciaire semble être empruntée à la forme du front glaciaire épousant celle de la colline de Covey Hill à l'étape précédente. L'âge proposé pour cette étape du front glaciaire est de 11.2 ka ¹⁴C BP (ca 13.1 ka cal BP).

VII

Le glacier poursuit son retrait rapide dans la vallée du St-Laurent. Dans la région à l'étude, l'écoulement glaciaire est principalement orienté vers le S et le SSE, ce mouvement étant mal enregistré en raison de la rapidité du retrait causé par le vèlage d'icebergs dans le Lac Candona.

La marge glaciaire retraite complètement des parties centrale et ouest de la région à l'étude. Au fur et à mesure du retrait glaciaire, la forme concave du front glaciaire s'élargit et s'estompe, ce qui permet

le dépôt de l'esker de Mercier (orienté SSW) et de l'esker de Rivière Beaudette (orienté SSE). Une date de 11.1 ka ¹⁴C BP (ca 13.0 ka cal BP) est proposée pour cette étape.

VIII

Cette étape marque la position du front glaciaire lors de l'invasion de la Mer de Champlain. La déglaciation est complétée dans la région à l'étude. Immédiatement avant le début de la Mer de Champlain, le niveau glaciolacustre final du Lac Candona est identifié par le Stade Fort Ann inférieur dans la vallée du Lac Champlain à environ 215 m asl aux environs de Covey Hill (voir Figure 5.3-IX). Le niveau marin est de 160 m asl au début de la Mer de Champlain à Covey Hill, qui est alors le seul relief émergé de la région à l'étude.

Cet événement a été daté à environ 11.0 ± 0.3 ka ¹⁴C BP (ca 12.9 ka cal BP); voir section 4.2.2.4), de façon indirecte par rapport à des dates obtenues sur carbone terrestre. Noter que la position du front glaciaire lors de l'invasion de la Mer de Champlain intègre les observations de Ross (2005) sur des sédiments du Lac Candona près de Oka et de Prichonnet (1988) sur des sédiments glaciomarins de contact près de Ste-Dominique.

IX

L'étape de la Mer de Champlain est marquée par le retrait progressif du niveau marin de 160 à 52 m asl. La faune de la Mer de Champlain est typique des eaux arctiques et sub-arctiques. L'eau de la Mer de Champlain devient progressivement plus chaude et moins salée vers la fin de la Mer de Champlain (Épisode III, Hilaire-Marcel, 1979; Bariteau, 1988 ; attesté par la présence de *Mya arenaria* sous l'altitude de 65m asl). Deux sites fossilifères (St-Antoine-Abbé et Hitchinbrooke) indiquent la présence de plantes arctiques alpines, d'arbres et de caribou (*Rangifer tarandus*) sur les rivages de la Mer de Champlain vers 10-10,5 ka ¹⁴C BP (voir section 4.1). L'épisode de la Mer de Champlain a probablement duré jusqu'à environ $9,2 \pm 0.3$ ka ¹⁴C BP (ca 10.3 ka cal BP; voir section 4.2.2.5), et cède à 52 m asl sa place au Lac Lampsilis.

X

Au sein du Lac Lampsilis, les chenaux de St-Rémi commencent à être creusés vers 48 m asl. Un barrage de sédiments quaternaires sépare alors le Lac Lampsilis en deux au niveau de l'axe St-Rémi/Kanawake/Lachine/Montréal (voir section 2.4.1.2). Cet événement est mal daté, mais serait probablement survenu entre 8 et 9 ka ¹⁴C BP, (ca 9.5 ka cal BP) puisqu'il commence près du début du Lac Lampsilis. Des petits chenaux se développent également près de Huntingdon.

XI

L'activité fluviale précoce (Proto-St-Laurent) forme deux terrasses d'érosion reliées à un stade supérieur de Montréal (environ 40m asl, terrasse de Léry, près de Beauharnois) et au niveau de Montréal (MacPherson,1967) à 30m asl (terrasse de Chambly, au sud de St-Constant). Pendant cette période, des chenaux érodés entre 40 et 30 m asl dans la région de Kanawake ont été creusés par un courant fluvial érosif pris en entonnoir à cet endroit. Aux rapides de Lachine et au chenal de Lachine s'érode le barrage de sédiments qui sépare encore le Lac Lampsilis en deux. Le Lac St-François atteint son niveau actuel à 43 m asl. La date des niveaux tracés sur cette figure est probablement d'environ 7-8 ka ¹⁴C BP (ca 8.5 ka cal BP).

XII

Les rapides et le chenal de Lachine séparent toujours le cours du Proto-St-Laurent. Son niveau est à 31m asl sur le Lac St-Louis, tandis que le chenal de Laprairie (le plus bas en altitude, à environ 18-20m asl) est corrélatif du niveau de St-Barthélémy (à 20m asl au Lac St-Pierre en aval du Proto-St-Laurent; Lamarche, 2005; MacPherson,1967). Le stade de St-Barthélémy pourrait être âgé d'environ 6-7 ka ¹⁴C BP (7.5 ka cal BP; Lamarche, 2005). Lorsqu'ensuite les chenaux de Chambly et de Lachine sont abandonnés, le cours du Proto-St-Laurent commence à ressembler au cours actuel du Fleuve St-Laurent.

5.4 ÉVÈNEMENTS ÉOLIENS, FLUVIATILES, PALUSTRES ET FORESTIERS

Suite à l'exondation des dépôts sableux (littoraux et fluvioglaciers), le vent souffle les sables et forme des nappes de sédiments éoliens et, localement, des dunes. Les sédiments éoliens sont déposés entre 12 à 9 ka cal BP (11 à 8 ka ¹⁴C BP), selon des datations IRSL (voir section 4.3.5). Il y a donc une période d'environ 2-3 ka où la végétation ne parvient pas complètement à s'installer dans les régions où une grande quantité de sable est disponible.

Des dépôts alluviaux sableux ou graveleux sont déposés à flanc de colline et près des eskers, tandis que presque partout ailleurs les alluvions sont silteux ou argileux. Dans la plaine argileuse, la dynamique fluviale est très restreinte puisqu'à la fois le courant est faible et la charge sédimentaire sableuse est restreinte.

Des événements de rupture du réseau hydrographique viennent perturber le cours de la Rivière Châteauguay, comme la capture par la Rivière Trout, la formation des chenaux anastomosés d'Athelstan (voir section 2.4.5.2) et la capture par la Rivière aux Anglais à Ste-Martine. Ces événements sont dus à des phénomènes épigéniques, qui subviennent lorsque le lit de la rivière est soumis à des perturbations

topographiques mineures dues aux à la morphologie des dépôts meubles et à la topographie du roc, qui sont graduellement corrigées lorsque la rivière reprend son cours « normal », souvent dicté par la topographie du roc.

Des tourbières se forment dans des lacs peu profonds formés par des cuvettes de roc, des barrages de drumlins et des paléo-chenaux du Lac Lampsilis. Le début de la formation des tourbières date probablement des premiers siècles après le retrait glaciaire, ou de l'émersion glaciolacustre, marine, lacustre ou fluviale, selon la localisation de la tourbière. Plusieurs tourbières ont été encore actives jusqu'à très récemment.

L'afforestation par la forêt de conifères (sapin baumier, mélèze et épinette noire) date du tout début de l'Holocène (10 à 9 ¹⁴C ka), avant lequel (pendant le Dryas récent de 11,000 à 10,000 ¹⁴C BP) une toundra arbustive était présent au sud de la Mer de Champlain. Après 9 ka ¹⁴C BP, la forêt transite vers l'établissement d'une érablière à bouleaux jaunes.

CONCLUSION

Les travaux présentés dans ce mémoire ont permis d'intégrer la géologie du Quaternaire dans l'étude hydrogéologique régionale du bassin-versant de la Rivière Châteauguay. Le secteur cartographié comprend les terrains des feuillets topographiques du système national topographique 31G1, 31H4 et 31H5, localisés au sud du fleuve Saint-Laurent et du canal de Beauharnois.

Ce mémoire démontre l'importance de la géologie quaternaire dans les programmes d'évaluation et de protection de la ressource en eau. L'étude en 3 dimensions des sédiments quaternaires a été possible grâce à une compilation des forages existants, à des forages au Pionjar, à des relevés géoradar et à des relevés de sismique réflexion. Tous ces éléments ont été rassemblés pour créer un modèle 3D des sédiments quaternaires de la région à l'étude. La méthode de calcul dite « relative » est introduite, utilisant le ratio entre deux unités hydrostratigraphiques pour calculer leur épaisseur. Ce modèle hydrostratigraphique 3D a servi d'intrant aux différentes étapes de l'étude hydrogéologique régionale du bassin-versant de la rivière Châteauguay, réalisée par une équipe conjointe IRNS-CGC-UQAM (Nastev et al., 2004; Croteau, 2006; Lavigne, 2006; Blanchette, 2006), notamment pour le calcul de la recharge à l'aquifère régional. Les eskers, les graviers de Covey Hill ainsi que les zones de till mince ou de roc ont été désignées comme étant des zones de recharge importantes où l'aquifère fracturé est vulnérable. Les zones où les argiles de la Mer de Champlain et le till épais sont distribués correspondent à une vulnérabilité moindre des aquifères fracturés.

Les principaux événements géologiques du Wisconsinien et de l'Holocène ont été présentés dans ce mémoire. Pendant la glaciation du Wisconsinien, la région à l'étude a connu une déglaciation (partielle?) durant l'épisode du Lac Châteauguay (LaSalle, 1981) suivie par une réavancée glaciaire d'une importance non-définie (Till de St-Jacques). À partir du dernier maximum glaciaire, l'histoire glaciaire est marquée par un écoulement vers le S. Ensuite, quand les lacs proglaciaires Iroquois et Vermont apparaissent dans les vallées, la direction de l'écoulement glaciaire est vers le SW (S), en direction des baies de vêlage où la forte ablation crée un appel de glace. Localement l'écoulement est dirigé vers W. Ensuite l'écoulement bifurque vers le SE dans l'ouest de la région à l'étude, probablement liée au décollement du glacier du piedmont des Adirondacks.

Les sédiments fluvioglaciaires des eskers sont liés à des torrents situés dans des grands tunnels sous-glaciaires qui se déversent ensuite sous forme de cône d'épandage subaquatique à la base du front glaciaire dans un lac proglaciaire. Un modèle sédimentologique a été présenté comme synthèse des coupes observées.

La Mer de Champlain est présente sous l'altitude de 160 m asl, notamment à Covey Hill où une volumineuse formation de sédiments littoraux graveleux est observée. L'effet réservoir (ΔR , $\delta^{13}C=0\text{‰}$) dans la Mer de Champlain sur *Hiatella arctica* a été mesuré à 650 ± 150 ans au site de St-Antoine-Abbé (10 ka ^{14}C BP; 11.5 ka cal BP). Un bois de caribou (*Rangifer tarandus*) est également observé sur ce site. En ce qui concerne la mesure indirecte de l'effet réservoir dans la Mer de Champlain à l'échelle de la région à l'étude en référence au niveau marin relatif selon les dates sur carbone terrestre, les seules espèces pour lesquelles nous disposons d'un nombre satisfaisant de mesures sont *Macoma baltica* et *Hiatella arctica*, qui montrent des ΔR d'environ 1200 ± 200 et 800 ± 200 ans respectivement. Les mesures IRSL sur les sédiments littoraux et éoliens ont permis de tester la méthode à son stade de développement actuel avec un certain succès, notamment la méthode SAR cure (Lamothe, inédit), la correction du fading des feldspaths (Auclair et al., 2003) et différentes méthodes d'interprétation des distribution d'âge des aliquots. Les dates IRSL sur sédiments éoliens ont permis d'établir que la période de formation des sédiments éoliens et des dunes a probablement été de 12 à 9 ka cal BP (11 à 8 ka ^{14}C BP).

Les plans d'eau post-Mer de Champlain (Lac Lampsilis et Proto-St-Laurent) sont marqués par différentes formes géomorphologiques (terrasses, chenaux) sous 52 m asl. La présence d'un seuil au niveau de Lachine, St-Rémi et Kanawake a divisé ces plans d'eau en deux niveaux distincts séparés d'une dizaine de mètres. L'activité fluviale et des tourbière caractérise la majeure partie de l'Holocène jusqu'à aujourd'hui.

Suggestion de travaux futurs

La vallée enfouie de la rivière Châteauguay serait un endroit idéal pour effectuer des forages stratigraphiques, puisqu'on pourrait y retrouver une stratigraphie plus complète. Des forages pourraient aussi servir à valider certaines sections des relevés sismiques effectués pour ce mémoire. Également, des forages seraient intéressants à effectuer dans le coin de St-Rémi, où l'on retrouve des épaisseurs importantes de till ainsi que des sédiments du Lac Châteauguay. La stratigraphie des sédiments situés sous le till de surface c'est pas encore bien comprise et mériterait une attention particulière.

Les crêtes sablo-graveleuses apparemment enfouies sous le till et les sédiments du Lac Châteauguay représentent encore un sujet problématique. La découverte de nouvelles coupes et des forages pourraient apporter des éléments plus concluants sur la stratigraphie de ces unités.

Les écoulements glaciaires dans la région à l'étude commencent à être bien compris. Toutefois, des fabriques de till et des comptages pétrographiques sur l'ensemble de la région à l'étude n'ont pas encore été réalisés, et pourraient apporter des éléments intéressants.

Suite au modèle de dépôt présenté dans ce mémoire, de nombreuses coupes sur l'esker de Mercier et de Beaver Crossing restent encore à décrire et à intégrer. Les environnements de dépôts liés aux diamictons et la distinction des environnements sous-glaciaire versus subaquatique sont des aspects méconnus et particulièrement intéressants pour de futures études.

Le cadre chronologique de la région pourrait être amélioré de plusieurs façons. Les sédiments du Lac Candona (varves) sont mal connus dans la région à l'étude, et une description sédimentologique détaillée pourrait amener des précisions sur la durée de ce plan d'eau. La découverte d'autres sites littoraux contenant des restes organiques terrestres pourrait préciser la chronologie de la Mer de Champlain, et apporter d'autres éléments sur l'effet réservoir des différentes espèces. Le site de St-Antoine-Abbé est idéal pour permettre le développement de la méthode IRSL, notamment pour la question de la remise à zéro des sédiments littoraux. La méthode IRSL pourra être appliquée aux sédiments des terrasses du Lac Lampsilis et du Proto-St-Laurent pour permettre d'éclaircir la chronologie des événements post-Mer de Champlain ébauchés dans ce mémoire.

RÉFÉRENCES

- Aitken, M.J., 1998. *An introduction to optical dating*. Oxford University Press, Oxford, UK.
- Annan, A.P., 2003. *Ground penetrating radar: principles, procedures and applications*. Sensors and Softwares, Mississauga.
- Andersen, T.W., 1988. «Late Quaternary pollen stratigraphy of the Ottawa valley–Lake Ontario region and its application in dating the Champlain Sea», p. 207-224. In N.R. Gadd, édité., *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*. Geological Association of Canada, Ottawa, Special Paper 35, 312 p.
- Archéo-Québec, site web dédié à l'archéologie au Québec, www.archeoquebec.com.
- Artimo, A.; Saraperä, S.; Ylander, I., 2006. «The role of 3D geologic modeling and database solutions in the Virttaankangas artificial recharge project, southwestern Finland». In Russell, H A J; Berg, R C; Thorleifson, L H., *Three-dimensional geological mapping for groundwater applications: workshop extended abstracts*. Commission géologique du Canada, Dossier public 5048, 109 p.
- Auclair M., Lamothe M. et Huot S., 2003. «The measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR». *Radiation Measurements*, 37, 487-492.
- Bajc, A.F., and Newton, M.J., 2006. «3D modelling of Quaternary deposits in Waterloo region, Ontario; a case study using Datamine studio software». In Russell, Hazen, Berg, Richard C. and Thorleifson, L. Harvey (convenors) 2006. *Three-Dimensional Geologic Mapping for Groundwater Applications: Workshop Extended Abstracts*. Geological Survey of Canada, Open File 5048, 109p.
- Banerjee, I., McDonald, B.C., 1975. «Nature of esker sedimentation». In: Jopling, A.V. , McDonald, B.C. (Eds), *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*. Society of economic paleontologists and mineralogists, special publication 23, 132-154.
- Bariteau, L., 1988. *La cartographie géomorphologique au 1:20 000 de modelés polygéniques: un exemple des Basses-Terres du St-Laurent*. Mémoire de maîtrise, Dép. de Géographie, Université de Montréal [carte géomorphologique au 1:20000 de la région 31G/01-200-0101].
- Benn, D.I., Evans, D.J.A., 1998. *Glaciers & glaciation*. E. Arnold (Eds), 734 p.
- Benoît, N., 2005. *Définition de la transmissivité du bassin de la rivière Châteauguay par modélisation inverse*. Mémoire de maîtrise, École Polytechnique de Montréal, 108 pp.
- Berg, Richard C., Thorleifson, L. Harvey, (convenors) 2001. *Geologic Models for Groundwater Flow Modeling: Workshop Extended Abstracts*. Illinois State Geological Survey, Open File Series 2001-1, 62p.
- Berg, R.C., E.D. McKay, D.A. Keefer, R.A. Bauer, P.D. Johnstone, B.J. Stiff, A. Pugin, C. P. Weibel, A.J. Stumpf, T.H. Larson, W.-J. Su and G.T. Homrighous, 2002. «Three-dimensional Geologic Mapping for Transportation Planning in Central-northern Illinois: Data Selection, Map Construction, and Model Development». In Thorleifson, L. Harvey, Berg, Richard C. (convenors) 2002. *Three-Dimensional Geological Mapping For Groundwater Applications: Workshop Extended Abstracts*. Geological Survey of Canada, Open File 1449.
- Berg, Richard C., Russell, Hazen and Thorleifson, L. Harvey, (convenors) 2004. *Three-Dimensional Geological Mapping For Groundwater Applications: Workshop Extended Abstracts*. Illinois State Geological Survey, Open File Series 2004-8, 100p.
- Biogénie, 1995. *Campagne de forage dans la région de Mercier*. Ministère de l'environnement, rapport hydrogéologique, 10p.
- Blanchette, D., 2006, *Caractérisation géochimique des eaux souterraines du bassin versant de la rivière Châteauguay, Québec*. Mémoire de maîtrise, Institut National de la Recherche Scientifique - Eau, Terre et Environnement, Québec.
- Blake, W., Jr., 1986. *Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXV*. Geological Survey of Canada, Paper 85-7, 32 p.

- Boisvert, R.A., 1988. «The Israel river complex : a paleoindian manifestation in Jeffers, New Hampshire». *Archeology of Eastern North America*, 26, 97-106.
- Bolduc, A., Paradis, S.J., Riverin, M., Lefebvre, R., and Michaud, Y., 2005. «A 3D Esker Geomodel For Groundwater Research: The Case Of The Saint-Mathieu – Berry Esker, Abitibi, Québec, Canada». In Russell, Hazen, Berg, Richard C. and Thorleifson, L. Harvey (convenors) 2006. *Three-Dimensional Geologic Mapping for Groundwater Applications: Workshop Extended Abstracts*. Geological Survey of Canada, Open File 5048.
- Boulton, G.S., 1987. «A theory of drumlin formation by subglacial sediment deformation». In Menzies, J. and Rose, J. *Drumlin Symposium*, Balkema, Rotterdam, 25-80.
- Brennan, T.A., 2000. «Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics inferences from Laurentide eskers, Canada». *Geomorphology*, 32, 263-293.
- Buckley, J. et Valdes-Pages, C., 1981. «Teledyne Isotopes radiocarbon measurements XII». *Radiocarbon*, 23-3, 329-344.
- Burbridge, G.H., et Rust, B.R., 1988. «A Champlain Sea subwash fan at St-Lazare, Québec». In Gadd, N.R. (ed.), *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*, GAC special Paper 35, 47-61.
- Caldwell, D.H. and Pair, D.L., 1991. *Surficial geologic map of New York, Adirondack Sheet*. New York State Museum, Map and Chart Series No. 40.
- CARD URL, <http://www.canadianarchaeology.ca/radiocarbon/card/labs>
- Cheel, R.J., 1982. «The depositional history of an esker, Ottawa». *Can. J. Earth Sci.*, 19, 1417-1427
- Cheel, R.J. et Rust, B.R., 1980. «Coarse grained facies of glaciomarine deposits near Ottawa». In *Research in Glacial, Glaciofluvial and Glaciolacustrine systems*, Proceedings of the 6th Guelph symposium on geomorphology, Geobooks, Norwich, 279-295.
- Clark, P. et Karrow, P.F., 1983. «Till stratigraphy in the St-Lawrence Valley near Malone, New York: Revised glacial history and stratigraphic nomenclature». *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 1308-1318.
- Clark, P. et Karrow, P.F., 1984. «Late Pleistocene water bodies in the St-Lawrence Lowland, New York, and regional correlations». *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, 805-813.
- Clark, T.H., 1966. *Région de Châteauguay, comtés de Châteauguay, Huntingdon, Beauharnois, Napierville et St-Jean*. Min. Ress. Nat., Québec, RG-122, 63p.
- Corbeil, P., 1984. *Géologie du Quaternaire de la région de Rigaud/Rivière-Beaudette (Québec) : Quelques applications à l'environnement*. Mémoire de Maîtrise en Sciences de la Terre, UQAM, Montréal.
- Corbeil, P. et Chapdelaine, C., 2008. *Entre la Kennebec et la Chaudière, la terrasse sablonneuse du site Cliche-Rancourt révèle les premiers indices du Paléoindien ancien au Québec*. Résumé, Congrès national des sociétés historiques et scientifiques, Québec.
- Côté, M.J., Lachance, Y., Lamontagne, C., Nastev, M., Plamondon, R. et Roy, N., 2006. *Atlas du bassin-versant de la rivière Châteauguay*. Ministère du développement durable, de l'environnement et des parcs du Québec, 64 p.
- Croteau, A., 2005. *Détermination de la distribution spatiale et temporelle de la recharge à l'aquifère régional du bassin versant de la rivière Châteauguay*. Mémoire de maîtrise, Institut National de la Recherche Scientifique - Eau, Terre et Environnement, Québec.
- Cummings, D. I., Russell, H. A. J., 2007. *The Vars-Winchester esker aquifer, South Nation River watershed, Ontario*. CANQUA Fieldtrip, June 6, 2007. GSC Open File 5624, 68 pp.
- Dagenais, M.P., 2007. Un conflit sur l'utilisation de l'eau: action collective et controverse environnementale ? une étude de cas. M.Sc. Thesis, Université Laval, Québec.
- Delage, M., 1997. *Façonnement et métamorphose du modelé drumlinoïde par deux écoulements glaciaires successifs dans la région de Huntingdon (sud du Québec)*. Thèse de doctorat, Université de Montréal, Québec.
- Delage, M., Gangloff, P., 1993. «Marques d'icebergs reliques dans la région de Montréal, Québec». *Géog. Phys. Quat.*, 47(1), 69-80.
- Delage, M., Gangloff, P., Larouche, A. et Richard, P.J.H., 1985. «Note sur un site à macrorestes végétaux tardiglaciaires au sud-ouest de Montréal, Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, 39, 85-90

- Denny, C.S., 1974. *Pleistocene geology of the northeast. Adirondack region, New York*. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 786, 50 pp.
- Desmeules, Jean, 1981, *Caractéristiques physiques et démographiques, bassin-versant de la Rivière Châteauguay*, Programme de connaissances intégrées, Ministère de l'Environnement, Direction générale des inventaire et de la recherche, Gouvernement du Québec, Québec.
- De Vernal, A., Goyette, C., Rodrigues, C.G., 1989. Contribution palynostratigraphique (dynokystes, pollen et spores) à la connaissance de la Mer de Champlain : coupe de St-Césaire, Québec. *Can. J. Earth Sci.*, 26, 2450-2464.
- Dey, W.S., Davis, A.M., Abert, C.C., Curry, B.B. and Seiving, J.C., 2006. « Three-dimensional geologic mapping of groundwater resources in Kane County, Illinois». In Russell, H A J; Berg, R C; Thorleifson, L H., *Three-dimensional geological mapping for groundwater applications: workshop extended abstracts*. Commission géologique du Canada, Dossier public 5048, 2006: 17-20.
- Dion D.J., Cockburn D., Caron, P., 1985. *Levé géotechnique de la région de Beauharnois-Candiac*. DV-85-05, Quebec, Ministère de l'énergie et des ressources, Direction générale de l'exploration géologique et minière.
- Diemer, J.A., 1988. «Subaqueous outwash deposits in the Ingraham ridge, Chazy, New York». *Can. J. Earth Sci.*, 25, 1384-1396.
- Drumm, J., 1963. *Mammoths and Mastodons—Ice Age Elephants of New York*. New York State Museum, 31 p.
- Dyke, A.S., Prest, V.K. 1987. «Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet». *Géographie Physique et Quaternaire*, 41, 237-263.
- Dyke, A.S., McNeely, R.N. and Hooper, J., 1996. «Marine reservoir corrections for Bowhead whale radiocarbon age determination». *Can. J. Earth Sci.*, 33, 1628-1637.
- Dyke, A.S. et Peltier, W.R., 2000. «Forms, response times and variability of relative sea-level curves, glaciated North America». *Geomorphology*, 32, 315-333.
- Elson J.A. et Elson J.B., 1959. «Phases of the Champlain Sea indicated by littoral mollusks»: *Geological Society of America Bulletin*, 70, p.1956.
- Elson J.A., 1962, *Pleistocene geology of the St-Lawrence Lowland*. New England Intercollegiate Geological Conference, Guide Book for the 54th annual meeting, Montreal, ed T.H. Clark, 15-24, 61-66.
- Elson, J.A., 1969. «Late Quaternary submergence of Quebec». *Revue de Géographie de Montréal*, 23, 3, 247-258.
- Envir'eau Puits, 1998. *Étude hydrogéologique présentée à Les Vergers Leahy Inc. dans le cadre d'une demande d'autorisation pour l'établissement d'une prise d'eau d'alimentation non traitée (Eau de Source)*, 31 pp.
- Envir'eau Puits, 2002. *Évaluation de la capacité de production des puits P-6 et P-8*, 13 pp.
- Environment Canada, 2004. *Canadian Daily Climate Data (CDCD)*, http://climate.weatheroffice.ec.gc.ca/prods_servs/cdcd_iso_e.html.
- Fagnan, N., Michaud, Y., Lefebvre, R., Boisvert, E., Parent, M., Martel, R., Paradis, D., Larose-Charette, D., 1998. *Cartographie hydrogéologique régionale du piémont laurentien dans la MRC de Portneuf : hydrostratigraphie et piézométrie des aquifères granulaires de surface*. Geological Survey of Canada, Open File 3664b, 1998; 1 sheet.
- Faunmap, 2006. *Electronic database documenting the late Quaternary distribution of mammal species in the United States*. Illinois State Museum, <http://www.museum.state.il.us/research/faunmap>.
- Filion, L., 1987. «Holocene development of parabolic dunes in the central St-Lawrence Lowland, Quebec». *Quaternary Research*, 28, 196-209.
- Foratek International Inc., 1982. *Étude hydrogéologique de faisabilité du captage des eaux contaminées extraites de la nappe aquifère de Ville Mercier*, pp. 27.
- Flint, R.F., 1971. *Glacial and quaternary geology*. J. Wiley & sons (Eds), New York, 892 p.
- Franzi, D.A., Rayburn, J.A., Tansa, C.H et Knuepfer, PLK, 2002. *Late glacial water bodies in the Champlain and St-Lawrence Lowlands and their paleoclimatic implications*. New York State Geological Association Field Trip 2002 Field guide.

- Franzi, D.A., Rayburn, J.A., Knuepfer, P.L.K., Cronin, T.M., 2007. *Late Quaternary history of Northeastern New York and adjacent parts of Vermont and Quebec*. 70th Annual Reunion of the Northeast Friends of the Pleistocene Guidebook. 70 p.
- Fulton, R. J., et Richard, S.H., 1987. *Chronology of late Quaternary events in the Ottawa region, p.24-30 in R.J. Fulton, edit., Quaternary geology of the Ottawa region, Ontario and Quebec*. Geolo. Surv. Can., Paper 86-23, Ottawa, 47 p.
- Gadd, N.R., 1964. «Moraines of the Appalachian region of Québec». *GSA Bulletin*, 75, 1249-1254.
- Gadd, N.R., 1971. *Pleistocene geology of the central St. Lawrence Lowlands*. Geol. Surv; Canada, Memoir 359, 153 p.
- Gadd, N.R., 1980. *Ice flow patterns, Montreal-Ottawa lowland area*. Geol. Surv; Canada, paper 80-1A, 375-376.
- Gadd, N.R., 1981. «Late-glacial regional ice-flow patterns in eastern Ontario». *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17, 1439-1453.
- Gadd, N.R., 1987. «Geological setting and Quaternary deposits in the Ottawa region». p. 3-9, in R.J. Fulton, edit., *Quaternary geology of the Ottawa region, Ontario and Quebec*. Geol. Surv. Can., Paper 86-23, Ottawa, 47 p.
- Galbraith, R. F., Roberts R. G., Laslett G. M., Yoshida H. and Olley J. M., 1999. «Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinnium Rock Shelter, northern Australia : Part I, experimental design and statistical models». *Archaeometry* , 1999, vol. 41, n°2, pp. 339-364.
- Gangloff, P. et Richard, P.J.H., 1978. «Feu de forêt et morphogénèse holocènes dans la cuvette du Mont Brome», *Résumés du congrès ACFAS*, p.103.
- Géomines Itée, 1983. *Étude hydrogéologique, Région de St-Rémi*. Rapport 83150, ministère de l'agriculture, des pêcheries et de l'alimentation.
- Géomines Itée, 1996. *Étude hydrogéologique d'une source d'eau souterraine destinée à la production d'eau embouteillée - Source Doréa, Franklin (Québec)*, Ministère de l'environnement, 67 pp.
- Girard, F, 2000. *Architecture et hydrostratigraphie d'un complexe morainique et deltaïque dans la région de Portneuf, Québec*. Mémoire de maîtrise, INRS-Géoressources, Université du Québec.
- Globensky, Y., 1981. *Géologie de la région de Huntingdon*. Rapport Géologique 198. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 53 pp.
- Globensky, Y., 1986. *Géologie de la région de Saint -Chrysostome et de Lachine (sud)*. Ministère de l'Énergie et des Ressources. Québec, MM 84-02, 166 pp.
- Globensky, Y., 1987. *Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent*. MM 85-02, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 43 pp.
- Godin R., 2006. *Caractérisation hydrogéologique du socle rocheux de la portion canadienne du bassin versant de la rivière Châteauguay*. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi.
- Goldwaith J. W., 1911. «Raised beaches of Southern Quebec». *Geol. Surv. Can., Summ. Rept. For 1910*, 220-223
- Gorrell, G. and Shaw, J. 1991. «Deposition in an esker, bead and fan complex, Lanark, Ontario, Canada». *Sedimentary Geology*, 72, 285-314.
- Gray, J.M., 1993. «Quaternary geology and waste disposal in South Norfolk, England». *Quaternary Science reviews*, 12, 899-912.
- Groleau, de Guise & Associés. 1977. *Études intégrées d'aménagement de bassin versant. Rivière La Guerre*. Longueuil, Québec. 166 p.
- Hardy, L., 1982. «La moraine frontale de Sakami, Québec sub-arctique». *Géogr. Phys. Et Quat.*, 36 (1-2) : 51-61
- Harrington, C.R., 2003. *Annotated Bibliography of Quaternary Vertebrates of North America – with radiocarbon dates*. University of Toronto Press, Toronto, 539 p.
- Hillaire-Marcel, C., 1979. *Les mers post-glaciaires du Québec, quelques aspects*. Thèse de doctorat, Paris, Université de Paris VI, 600 p.
- Hillaire-Marcel, C., 1980. «Les faunes des mers post-glaciaires du Québec ; quelques considérations paléo-écologiques». *Géographie Physique et Quaternaire*, 34, 1, 3-59.

- Hillaire-Marcel, C., 1988. «Isotopic composition (^{18}O , ^{13}C , ^{14}C) of biogenic carbonates in Champlain Sea sediments». In Gadd, N.R. (ed.), *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*, GAC special Paper 35, 47-61.
- Hunt, T.L. et Wagner, W.L., 1969. *Original data sheets submitted to the USGS radiocarbon lab for samples W-2311 & W-2309*. USGS non-published radiocarbon lab documents.
- Hunter, J.A.; Burns, R.A.; Aylsworth, J.M.; Pullan, S.E., 2000. *Near-surface seismic-reflection studies to outline a buried bedrock basin in eastern Ontario*. Geological Survey of Canada, Current Research, 2000-E13, 7 pages.
- Hunter, J.A., Burns, R.A., Good, R.L., Douma, M. and Cartwright, T., 2006. *High resolution seismic reflection surveys, Châteauguay, Qc*. Commission géologique du Canada, rapport de Géophysique de surface.
- Huntley, D.J. et Lamothe, M., 2001. «Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction of for it in optical dating». *Canadian journal of earth sciences*, 38, 1093-1106.
- Huot, S., 2003. *Étude détaillée de la luminescence de feldspaths de sédiments fluviaux holocènes*. Mémoire de maîtrise, UQAM.
- IEW (International water supply ltd), 1976. *Travaux exploratoires pour établir le site du nouveau puits Ranney, Ville de Châteauguay*. Rapport d'ingénieur, firme Lalonde, Girouard, Letendre et Associés, Montréal.
- Illman, W.I., McLachlan, J., Ad Edelman, T., 1970. «Marine algae of the Champlain Sea episode near Ottawa». *Can. J. Earth Sc.*, 7, 1583-1585.
- Isachsen, Y.W., and Fisher, D.W., 1970. *Geologic Map of New York*. N.Y. State Mus. and Sci. Serv., Map and Chart Series No. 15, reprinted in 1995.
- Jopling, A.V., Walker, R.G., 1968. «Morphology and origin of ripple-drift cross lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts». *Journal of Sedimentary Petrology*, 38, 971-984.
- Karrow, P.F., Andersen, T.W., Clarke, A.H., Delorme, L.D. et Sreenivasa, M.R., 1975. «Stratigraphy, paleontology and age of Lake Algonquin sediments in southwestern Ontario, Canada». *Quaternary Research*, 5, 49-87.
- Keller, G.; Matile, G.; Thorleifson, H.; Malolepszy, Z., 2006. «3D geological model of the Red River Valley, central North America». In Russell, H.A.J.; Berg, R.C.; Thorleifson, L.H., *Three-dimensional geological mapping for groundwater applications: workshop extended abstracts*. Commission géologique du Canada, Dossier public 5048, 2006: 35-38.
- Laframboise, M., 1987. *Origine et évolution de deux terres noires de la MRC du Haut-St-Laurent, Québec*. Mémoire de maîtrise, Département de géographie, Université de Montréal.
- Lamarche, L., 2005. *Histoire géologique Holocène du Lac St-Pierre et de ses ancêtres*. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal.
- Lamontagne, L., Martin A., Cossette J.M., Grenon L., 2000, *Étude pédologique dans le comté de Laprairie (Québec)*, Agriculture et agroalimentaire Canada.
- Lamothe, M., 1996. «Datation par les méthodes de luminescence des feldspaths des milieux sédimentaires: le problème de la remise à zéro». *Géographie physique et Quaternaire*, 50, 365-376.
- Lamothe, M., 1989. «A new framework for the Pleistocene stratigraphy of the St-Lawrence Lowland, Southern Quebec». *Geographie Physique et Quaternaire*, 43, 2, 119-129.
- Lamothe, M. et Auclair, M., 1999. «A solution to anomalous fading and age shortfalls in optical dating of feldspar minerals». *Earth and planetary science letters*, 171, 319-323.
- Laporte G., 1995-2006. *Les Patriotes de 1837 à 1838*. Site web, Collège du Vieux-Montréal, <http://cgi2.cvm.qc.ca/glaporte/index.shtml>.
- Lardeux, Pierre, 2005. *Genèse, contexte Sud Québécois et cas de l'Esker de Mercier. Etude critique d'un sujet choisi en Sciences de la Terre*. Activité de synthèse, UQAM, Montréal, 56 p.
- LaSalle, P. 1981. *Géologie des sédiments meubles de la région de Saint-Jean-Lachine*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Direction générale de l'exploration géologique et minérale, DPV 780.
- LaSalle, P. 1985. *Géologie des sédiments meubles de la région Lacolle - St-Chrysostome*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Direction générale de l'exploration géologique et minérale, ET 83-21.

- Lavigne, M.-A., 2006, *Modélisation numérique de l'écoulement régional de l'eau souterraine dans le bassin versant de la rivière Châteauguay*, M.Sc. Thesis, Institut.
- Lavoie, D., 2004, *Geological, Stratigraphic and Structural Settings of the Châteauguay Area. St. Lawrence Platform of Southern Quebec*. GSC-Québec, 12 pp.
- Lepper, K. et McKeever, W.S., 2002. «An Objective Methodology for Dose Distribution Analysis». *Radiation Protection Dosimetry*, 101, 349-352.
- Levasseur, D., 1995. «Les eskers : essai de synthèse bibliographique». *Géographie physique et Quaternaire*, 49, 459-479.
- Logan, C.; Sharpe, D. R.; Russell, H. A. J., 2006. *Regional 3D structural model of the Oak Ridges Moraine and Greater Toronto area, southern Ontario: version 1.0*. Commission géologique du Canada, Dossier public 4329, 2002.
- Lortie G., et Martineau, G., 1985. *Les systèmes de stries glaciaires dans les Appalaches du Québec*. Min. de l'Énergie et des ressources, Rapport DV85-10, 45p.
- Lowdon, J.A. and Blake, W., Jr. 1979. *Geological Survey of Canada radiocarbon dates XIX*. Geological Survey of Canada, Paper 79-7.
- MacClintock, P. et Terasmae, J., 1960. «Glacial history of Covey Hill». *Journal of Geology*, 68, 232-241.
- MacClintock, P. et Stewart, D.P., 1965. *Pleistocene geology of the St. Lawrence Lowland*. New York State Museum and Science Service, Bull 394.
- MacPherson, J.B. 1967. «Raised shorelines and drainage evolution in the Montreal Lowland». *Cahiers de Géographie de Québec*, 11, 242-260.
- Brown-Macpherson, J.C., 1967. «Raised shorelines and drainage evolution in the Montreal Lowlands». *Cahiers de géographie du Québec*, 23, 343-360.
- Mailloux, A. et Godbout, G., 1954. *Étude pédologique des sols des comtés de Huntingdon et Beauharnois*. Min. de l'agri., Bull. tech. 4.
- MacClintock, P., et Terasmae, J., 1960. «Glacial history of Covey Hill». *Journal of Geology*, 68, 232-241
- McCormack R., 1980. *Etude hydrogéologique du Bassin de la Châteauguay, Québec*. Ministère de l'environnement, Direction générale des inventaires et de la recherche, 175 p.
- McDonald, B.C., Shilts, W.W., 1971. «Quaternary stratigraphy and events in southern-eastern Québec». *Geological Society of America Bulletin*, 82, 683-698.
- McDonald, B.C., Shilts, W.W., 1975. «Interprétation of faults in glaciofluvial sédiments». In: A.V. Jopling, B.C. McDonald (Eds), *Glaciofluvial and glaciolacustrine sédimentation*. Society of economic paleontologists and mineralogists, Special publication 23, 123-131.
- McKibbin R R, Stobbe P C, 1936. *Les sols organiques du sud-ouest du Québec*. Ministère de l'agriculture Canada, Publication 499.
- McNeely R., 1989. *Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXVIII*. Geological Survey of Canada, Paper 88-7, 93 p.
- McNeely, R. et McCuaig, S., 1991. *Geological Survey of Canada Radiocarbon dates XXIX*. GSC Paper 89-7.
- McNeely, R. and Atkinson, D.E. 1996. *Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXXII*. Geological Survey of Canada, Current Research 1995-G, 92 p.
- McNeely, R., Dyke, A. S., Southon, J R., 2006. *Canadian marine reservoir ages, preliminary data assessment*. Geological Survey of Canada, Open File 5049.
- Michaud, Y., Fortier, R., Parent, M., Pilon, J., 1997. «L'utilisation du géoradar et des méthodes électriques pour la cartographie des formations aquifères du piémont laurentien, Québec». in, *Recherches en cours 1997-E*, Geological Survey of Canada, pages 73-82.
- Mott, R.J., 1968. «A radiocarbon-dated marine algal bed of the Champlain Sea episode near Ottawa, Ontario». *Can. J. Earth Sc.*, 5, 319-324.

- Mott, R.J., Anderson, T.W. et Matthews, J.V., Jr, 1981. «Late-Glacial paleoenvironments of sites bordering the Champlain Sea based on pollen and macro-fossil evidence». In W.C. Mahaney (ed.), *Quaternary Paleoclimate*. GeoAbstracts, Norwich, 129-172.
- Murray A.S. et Wintle, A.G. 2000. «Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol». *Radiations measurements*, 32: 57-73.
- NASA, 2004. *Shuttle radar topography mission DEM*. <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>.
- Nastev, M., Lamontagne, C., Tremblay, T., Lavoie, D., Hardy, F., Lamothe, M., Croteau, A., Blanchette, D., Lavigne, M.-A., Peron, R., Roy, N., Morin, R., Corland, B., Paradis, D., Benoît, N., Godin, R., Dagenais, M.P., Lefebvre, R., Marcotte, D., Rouleau, A., Chapuis, R., Guay, L., 2004. *Hydrogeological Overview of the Transboundary Aquifers in the Châteauguay River Basin, Canada-United States*, Proceedings, 57th Canadian Geotechnical Conference and 5th Joint CGS/IAH Conference, Quebec, ISBN 0-920505-29-5, Session 1B: 25-32.
- Occhietti, S., Hillaire-Marcel, C., Lapierre, S., Desjardins, Y., 1984. *Banque de datations au 14C du Québec: 1961-1977*. Bulletin de l'AQQUA, 10, 3, 81 p.
- Occhietti, S., Chartier, M., Hillaire-Marcel, C., Cournoyer, M., Cumbaa, S.L., Harington, C.R., 2001a. «Paléoenvironnements de la Mer de Champlain dans la région de Québec, entre 11300 et 9750 BP: le site de Saint-Nicolas». *Géographie Physique et Quaternaire*, 55, 23-46.
- Occhietti, S., Parent, M., Shilts, W.W., Dionne, J.-C., Govare, E., Harmand, D., 2001b. «Late Wisconsinan glacial dynamics, déglaciation and marine invasion in southern Québec». In : Weddle, T.K., Retelle, M.J. (Eds), *Deglacial history and relative sea-level changes, Northern New-England and adjacent Canada*. Boulder, Colorado, Special Paper-Geological Society of America, 351. pp. 245-272.
- Occhietti, S. et Richard, P.J.H., 2003. «Effet réservoir sur les âges 14C de la Mer de Champlain à la transition Pléistocène-Holocène : révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional». *Géographie Physique et Quaternaire*, 57, 2-3, 115-138.
- Paiement, M., 2007. Reconstitution des paléoenvironnements de la Mer de Champlain à partir de palynomorphes terrestres et marins. Mémoire de maîtrise, UQAM, 59 p.
- Parent, M., Occhietti, S., 1988. «Late wisconsinan déglaciation and Champlain Sea invasion in the St.Lawrence valley, Québec». *Géographie Physique et Quaternaire*. 42, 215-246.
- Parent, M., Michaud, Y., Boisvert, E., Bolduc, A. M., Fagnan, N., Fortier, R., Cloutier, M., Doiron, A., 1998. *Cartographie hydrogéologique régionale du piémont laurentien dans la MRC de Portneuf : géologique et stratigraphie des formations superficielles*. Geological Survey of Canada, Open File 3664a, 1998; 1 sheet.
- Parent, M. et Occhietti, S., 1999. «Late Wisconsinan deglaciation and glacial lake development in the Appalachians of southeastern Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, 53, 117-135.
- Parent, M., Girard, F., Fagnan, N., Michaud, Y., Boisvert, E., Fortier, R., 2003. «Caractérisation géologique des formations superficielles enfouies». In Michaud, Y., Lefebvre, R., et McCormack, R., (eds.), *Guide méthodologique pour la cartographie hydrogéologique régionale des aquifères granulaires de surface*. Rapport non-publié, Centre géoscientifique de Québec, 30-53.
- Pontlevoy, O., 2004. *Modélisation hydrogéologique pour supporter la gestion du système aquifère de la région de Ville-Mercier*. Mémoire de maîtrise, INRS-ETÉ, Québec.
- Poulin, M., 1976. *Groundwater contamination near a liquid waste lagoon, Ville Mercier, Québec*. Mémoire de maîtrise, University of Waterloo, Ontario.
- Prest, V.K., Grant, D.R., Rampton, V.N., 1968. *Glacial map of Canada*. Geological Survey of Canada, carte 1253-A, échelle 1/5000000.
- Prest, V. K. and Hode-Keyser, J., 1977. *Geology and engineering characteristics of surficial deposits, Montreal Island and vicinity, Quebec*. Geological Survey of Canada, Paper 75-27, 29 p., Maps 1426 A and 1427.
- Prichonnet, G., 1977. «La déglaciation de la vallée du Saint-Laurent et l'invasion marine contemporaine». *Géographie physique et quaternaire*, 31, 323-345.
- Prichonnet, G., 1984. *Réévaluation des systèmes morainiques du sud du Québec (Wisconsinien supérieur)*. Commission géologique du Canada, Étude 83-29, 20 p.

- Prichonnet, G., 1987. *Livret guide excursion A-7/C-7 Glaciations et déglaciations du Wisconsinien dans le sud du Québec (région de Montréal)*. INQUA, Montreal, 53p.
- Prichonnet, G., 1988. «Glacial Marine Facies of the Late Wisconsinian Champlain Sea (Southern Quebec)». In Gadd, N.R.(ed.) 1988. *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*. Geological Association of Canada, Special Paper 35, p. 91-105.
- Prichonnet, G., Doiron, A., Cloutier, M., 1982. «Le mode de retrait glaciaire tardiwisconsinien sur la bordure appalachienne au sud du Québec». *Géographie physique et quaternaire*, 35, 125-137.
- Rayburn, J.A., 2004. *Deglaciation of the Champlain Valley New York and Vermont and its possible effects on North Atlantic climate change*. Thèse de doctorat, Binghamton University, Binghamton, New York, 158p.
- Rayburn, J.A., 2006. *A comparison of radiocarbon ages with a varve-estimated ice retreat rate in the northern Lake Champlain valley, New York*. Abstract, Dynamics and retreat of the eastern Laurentide Ice Sheet Symposia, GAC-MAC 2006 annual meeting, Montréal.
- Rayburn, J.A., Knuepfer, P.L.K., Franz, D.A., 2005. «A series of large late Wisconsinian meltwater floods through the Champlain and Hudson Valleys, New York State, USA». In: Fisher, T.G., and Russell, A.J. (Eds) Re-assessing the Role of Meltwater Processes During Quaternary Glaciations. *Quaternary Science Reviews* 24, 2410-2419.
- Rayburn, J.A., Franz, D.A., Knuepfer, P.L.K., 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». In: Lewis, C.F.M., and Teller, J.T. (Eds), Late Quaternary North American Meltwater and Floods to the Atlantic Ocean: Evidence and Impacts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 246, 62-74.
- Rea, D.K. et Colman, S.M., 1994. «Radiocarbon ages of pre-bomb clams and the hard-water effect in Lakes Michigan and Huron». *Journal of Paleolimnology*, 14(1), 89-91.
- Richard, P.J.H., Occhietti, S., 2005. «¹⁴C chronology for ice retreat and inception of Champlain Sea in the St. Lawrence Lowlands, Canada». *Quaternary Research*, 63, 353-358.
- Richard, S.H., 1982. *Géologie de surface, Huntingdon*. Commission géologique du Canada, Carte 1489A.
- Richard, S.H., 1977. «Surficial geology mapping: Valleyfield-Huntingdon area, Quebec». *Current Research, Geol. Surv. Can.*, Paper 77-1A, 507-512.
- Richard, S.H., 1978. «Age of Champlain Sea and "Lampsilis Lake" episode in the Ottawa-St-Lawrence Lowlands». *Current Research, Geological Survey of Canada, Paper 78-1C*, 73-28.
- Ridge, J.C., Besonen, M.R., Brochu, M., Brown, S., Callahan, J.W., Cook, G.J., Nicholson, R.S. et Toll, N.J., 1999. «Varve, paleomagnetic, and ¹⁴C chronologies for late Pleistocene events in New Hampshire and Vermont». *Géographie physique et Quaternaire*, 53, 79-106.
- Ridge, J.C., Canwell, B.A., Kelly, M.A. et Kelley, S.Z., 2001. «Atmospheric ¹⁴C chronology for late Wisconsinian deglaciation and sea-level change in eastern New England using varve and paleomagnetic records». *Geological Society of America Special Paper 351*, 171-189.
- Rine, J.M., Shafer, E. C. and Berg, R.C., 2001. «Construction of a stack-unit map to predict pathways of subsurface contaminants within the A/M Area of the Savannah River Site, SC». In Berg, Richard C., Thorleifson, L. Harvey, (eds.) 2001. *Geologic Models for Groundwater Flow Modeling: Workshop Extended Abstracts*. Illinois State Geological Survey, Open File Series 2001-1.
- Rodrigues, C.G., 1988. «Late Quaternary Invertebrate Faunal Associations and Chronology of the Western Champlain Sea Basin». In Gadd, N.R., (ed.). *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*. Geological Association of Canada, Special Paper 35, 155-176.
- Rodrigues, C.G., et Richard, S.H., 1983. «Late glacial and postglacial macrofossils from the Ottawa-St-Lawrence Lowlands, Ontario and Quebec». *Current Research, Geol. Surv. Can.*, Paper 83-1A, 371-379.
- Rodrigues, C.G., et Richard, S.H., 1985. «Temporal distribution and significance of Late Pleistocene fossils in the western Champlain Sea basin, Ontario and Quebec». *Current Research, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B*, p. 401-411.
- Ross, M., 2005. *Stratigraphie et architecture des formations quaternaires au nord-ouest de Montréal - applications en géologie régionale*. Thèse de doctorat, INRS - Eau, Terre et Environnement, Québec.

- Ross, M., Parent, M., Bolduc, A.M., Hunter, J.A., and Benjumea, B., 2001. «Étude préliminaire des formations quaternaires comblant les vallées des basses Laurentides, nord-ouest de Montréal, Québec». *Current research*, 2001-D5. Geological Survey of Canada.
- Ross, M., Martel, R., Parent, M., Lefebvre, R., and Savard, M.M., 2004. «Assessing rock aquifer vulnerability using downward advective times from a 3D model of surficial geology: a case study from the St. Lawrence Lowlands, Canada». *Geofísica Internacional, special issue on aquifer vulnerability and risk*, 43(4), 591-602.
- Ross, M., Aitssi, L., Martel, R., and Parent, M., 2005. «From Geological To Groundwater Flow Models: An Example Of Inter-Operability For Semi-Regular Grids». *Three-Dimensional Geologic Mapping for Groundwater Applications Workshop, Extended Abstracts*. Salt Lake City, Utah.
- Ross, M., Parent, M., Benjumea, B., and Hunter, J., 2006. «The late Quaternary stratigraphic record northwest of Montréal: regional ice-sheet dynamics, ice-stream activity, and early deglacial events». *Can. J. Earth Sci.* 43, 461-485.
- Ross, M., Parent, M., and Lefebvre, R. 2005. «3D geologic framework models for regional hydrogeology: a case study from a Quaternary basin of southwestern Quebec, Canada». *Hydrogeology Journal*, 13(5-6): 690-707.
- Russell, H., Berg, R. C. and Thorleifson, L. H. (convenors) 2006. *Three-Dimensional Geologic Mapping for Groundwater Applications: Workshop Extended Abstracts*. Geological Survey of Canada. Open File 5048, 109p.
- Rust, B.R. et Romanelli, R., 1975. «Late Quaternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada». In A.V. Jopling, B.C. McDonald (Eds), *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*. Society of economic paleontologists and mineralogists, special publication 23, 177-192.
- Rust, B.R., 1977. *Mass flow deposits in a quaternary succession near Ottawa, Canada : diagnostic criteria for subaqueous outwash*. Canadian Journal of Earth Sciences 14, 175-184.
- Rust, B.R., 1988. «Ice-proximal deposits of the Champlain Sea at South Gloucester, near Ottawa, Canada». In Gadd, N.R. (ed.), *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*. GAC special Paper 35, 37-45.
- Saint-Laurent, D. et Filon, L. 1992. «Interprétation paléocéologique des dunes à la limite des arbres, secteur nord-est de la mer d'Hudson, Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, 46, 209-220.
- Salad Hersi, O., Lavoie, D., and Nowlan, G.S., 2003. «Reappraisal of the Beekmantown Group sedimentology, Montréal area, southwestern Quebec: implications for understanding the depositional evolution of the Lower-Middle Ordovician Laurentian passive margin of eastern Canada». *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40, 149-176.
- Sharpe D.R., 1988. «Glaciomarine fan deposition in the Champlain Sea». In Gadd, N.R. (ed.), *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*. GAC special Paper 35, 63-82.
- Shilts, W.W., 1981. *Surficial Geology of the Lac Mégantic area, Québec*. Geological survey of Canada, memoir 397.
- Soller D. R., Price S.D, Berg R.C., and Kempton J.P., 1998. *A Method for Three-Dimensional Mapping, Digital Mapping Techniques '98. -- Workshop Proceedings*, U.S. Geological Survey Open-File Report 98-487.
- Spiker, E., Kelley, L. and Rubin, M., 1978. «US Geological Survey Radiocarbon dates XIII». *Radiocarbon*, 20-1, 139-156.
- NASA, *SRTM DEM 90m*, web site <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>.
- Stork, P.L. and Spiess, A.E., 1994. «The significance of new faunal identifications attributed to an Early Paleoindian (Gainey complex) occupation at the Udora site, Ontario, Canada». *American Antiquity*, 59(1), 121-142.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., and Reimer, R. W., 2005. *CALIB 5.0*. WWW program and documentation.
- Systèmes d'information hydrogéologique (SIH), Ministère des Parcs, de l'environnement et du développement durable, Québec, url : www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/sih/index.htm
- Tecslut, 2003. *Aménagement du puits de production PP-2 source Athelstan, Hinchinbrooke (Québec)*. Ministère de l'environnement, 58 pp.
- Terasmae, J., 1965. *Surficial geology of the Cornwall and St-Lawrence Seaway project areas, Ontario*. Geological survey of Canada, Bull. 121, 54 p.

- Thorleifson, L. Harvey, Berg, Richard C. (eds), 2002. *Three-Dimensional Geological Mapping For Groundwater Applications: Workshop Extended Abstracts*. Geological Survey of Canada, Open File 1449, 87p.
- Thorleifson, L.H., G.L.D. Matile, D.M. Pyne and G.R. Keller, «Construction of a geological model of the Winnipeg region for groundwater modeling». In Berg, Richard C., Thorleifson, L. Harvey, (eds) 2001. *Geologic Models for Groundwater Flow Modeling: Workshop Extended Abstracts*. Illinois State Geological Survey, Open File Series 2001-1.
- Tremblay, T., Lamothe, M., Hardy, F., Gagnon, J-F., Lamontagne, C., Nastev, M., 2005a. *OSL and AMS 14C dating on marine and terrestrial organic remnants from a Champlain Sea beach near Covey Hill, Quebec*. 40th Annual Meeting 2005, Geological Society of America - Northeastern Section, Saratoga-Springs NY.
- Tremblay, T., et Lamothe, M., 2005b. *Géologie des formations superficielles du bassin-versant de la Rivière Châteauguay, rapport final et carte de la géologie de surface*. Rapport géologique, Ministère de l'environnement et Université du Québec à Montréal.
- Tremblay, T., Nastev, M., Lamothe, M. 3D hydrostratigraphic modeling using relative calculation method, Châteauguay watershed, Quebec. Canadian water resources management journal, in preparation.
- Tremblay, T., Hunter, J., Nastev, M. Seismic stratigraphy in Châteauguay river basin, Quebec. Canadian water resources management journal, in preparation.
- Tremblay, T., Lamothe, M., Ross, M. and Parent, M. 2006a. *3D hydrostratigraphic modeling using relative thickness calculation method, an example from the Châteauguay river drainage basin area, Quebec*. oral presentation, GAC-MAC 2006 annual meeting, Montréal.
- Tremblay, T., Lamothe, M., Larouche, A., and Parent, M., 2006b. *Late Quaternary geomorphology and geochronology near Covey Hill, and an ice stream deglaciation model for the southern St-Lawrence valley*. Dynamics and retreat of the eastern Laurentide Ice Sheet Symposia, oral presentation, GAC-MAC 2006 annual meeting, Montréal.
- Vertical Mapper, 2001. *Vertical Mapper 3.0 instructions manual*. Northwood Softwares.
- Vogel, J.C. et Waterbolk, H.T., 1972. «Gronigen Radiocarbon dates X». *Radiocarbon*, 14-1, 6-110.
- Wagner, F.J.E., 1970. *Faunas of the Pleistocene Champlain Sea*. Geological Survey of Canada, Bulletin 181.
- White, W.M., 1997. *Geochemistry*. Online publication, John Hopkins University Press.

ANNEXES

ANNEXE A : CARTE DES DÉPÔTS MEUBLES DU BASSIN-VERSANT DE LA RIVIÈRE CHÂTEAUGUAY

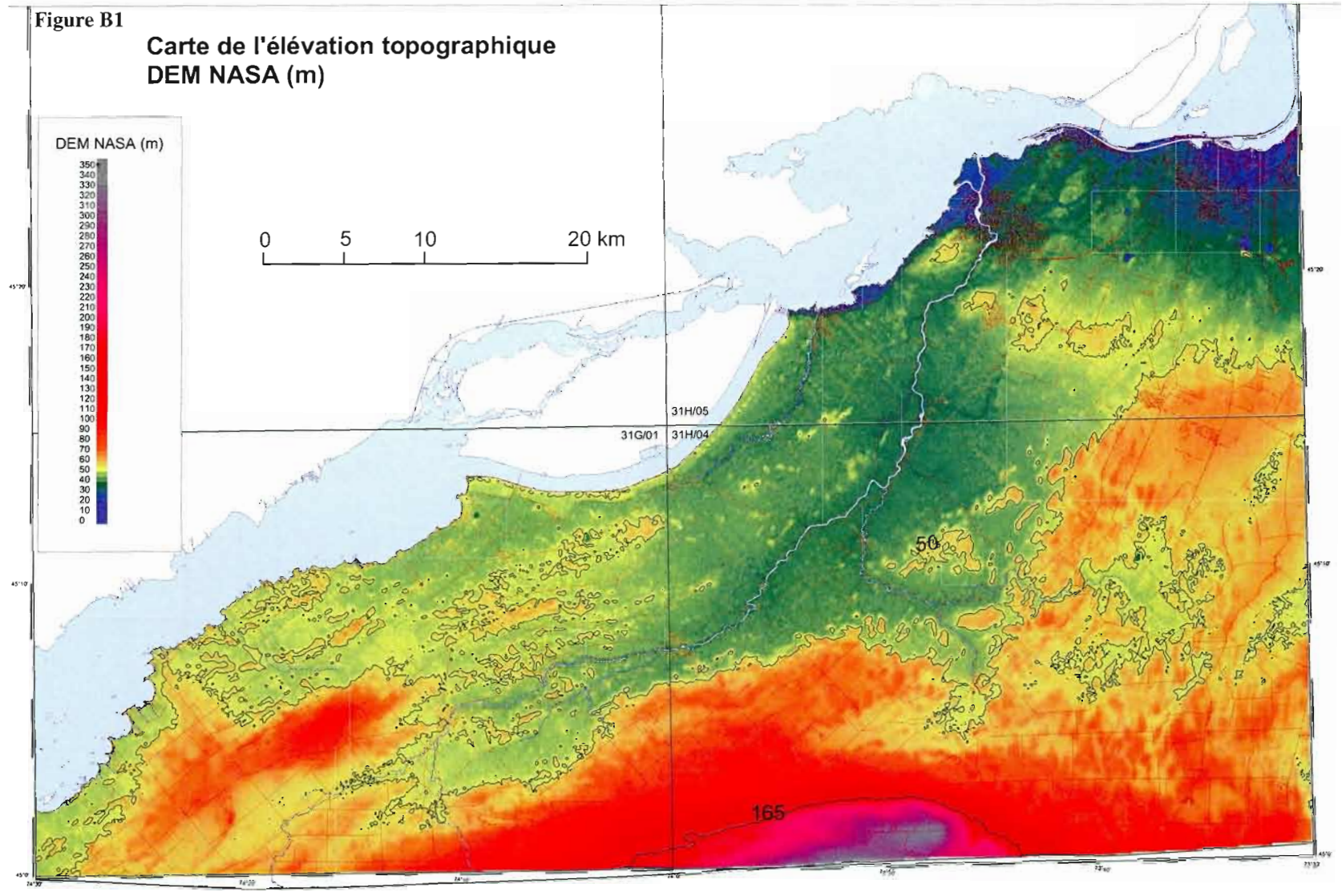
La carte est disponible en pochette et sur le CD accompagnant ce mémoire.

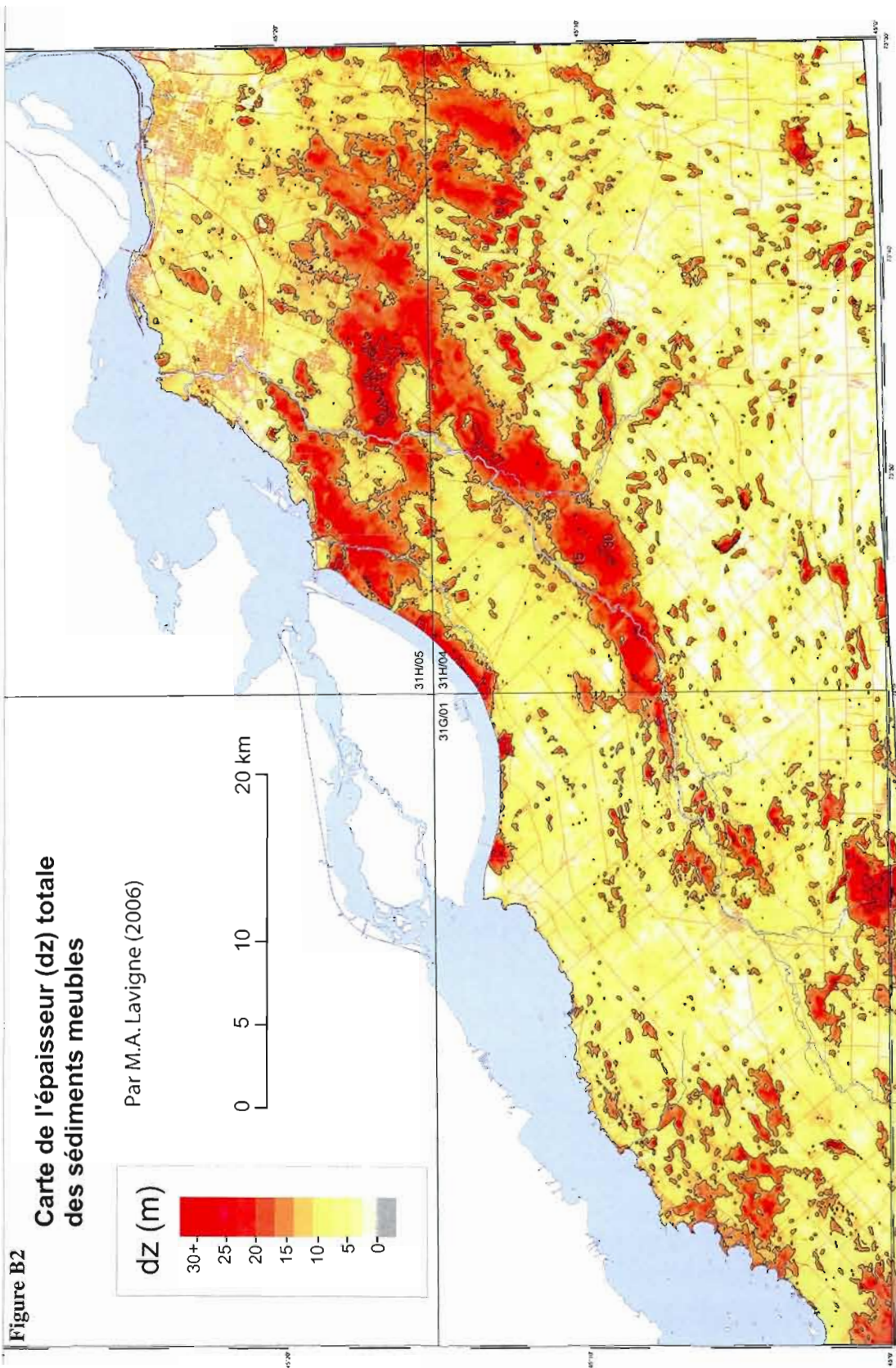
**ANNEXE B : CARTES DES ÉPAISSEURS DES UNITÉS
HYDROSTRATIGRAPHIQUES ISSUES DE LA MODÉLISATION 3D**

Les données sont également disponibles dans le CD accompagnant ce mémoire.

Figure B1

Carte de l'élévation topographique
DEM NASA (m)





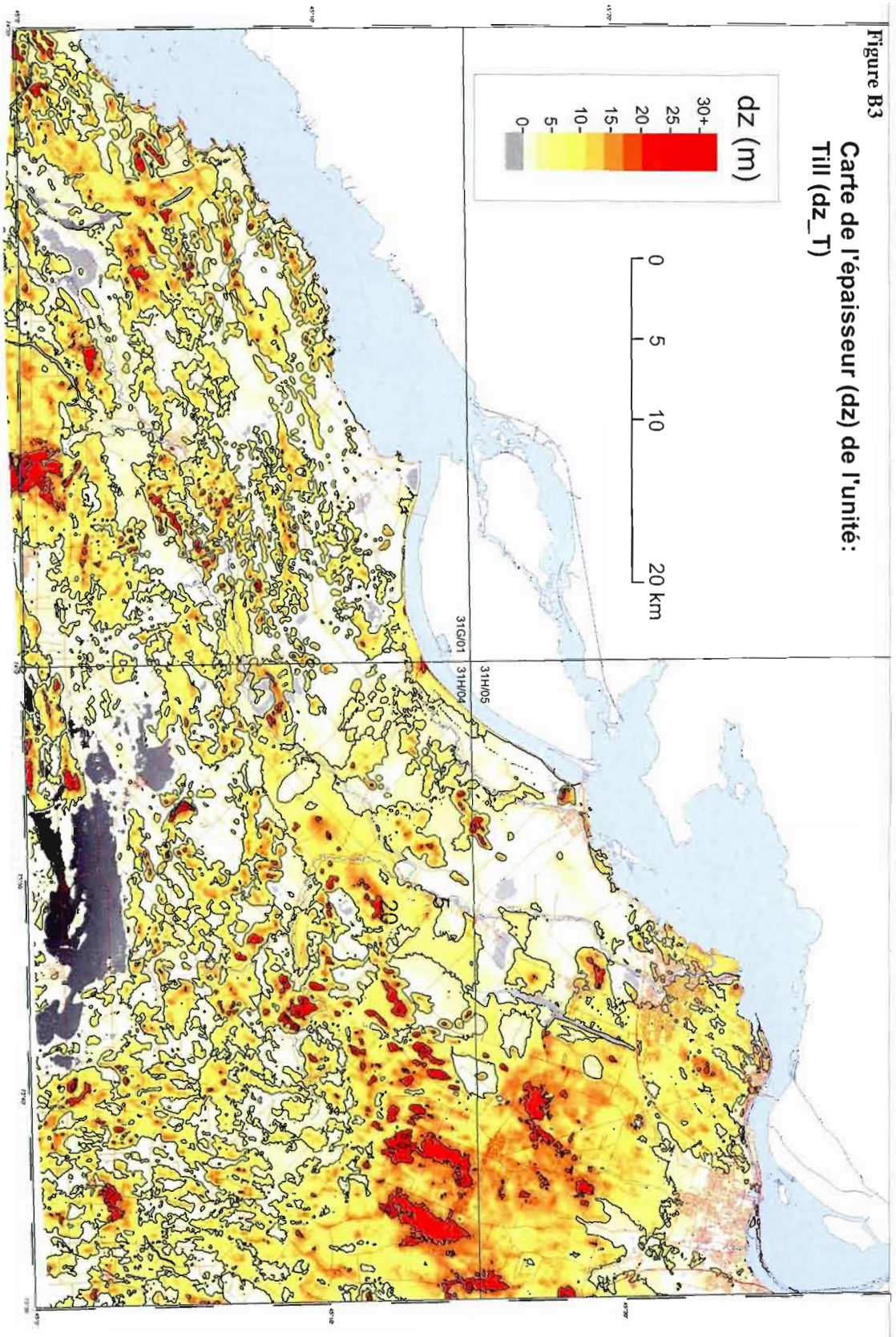


Figure B4

Carte de l'épaisseur (dz) de l'unité:
Sédiments fluvioglaciaires (Gx)

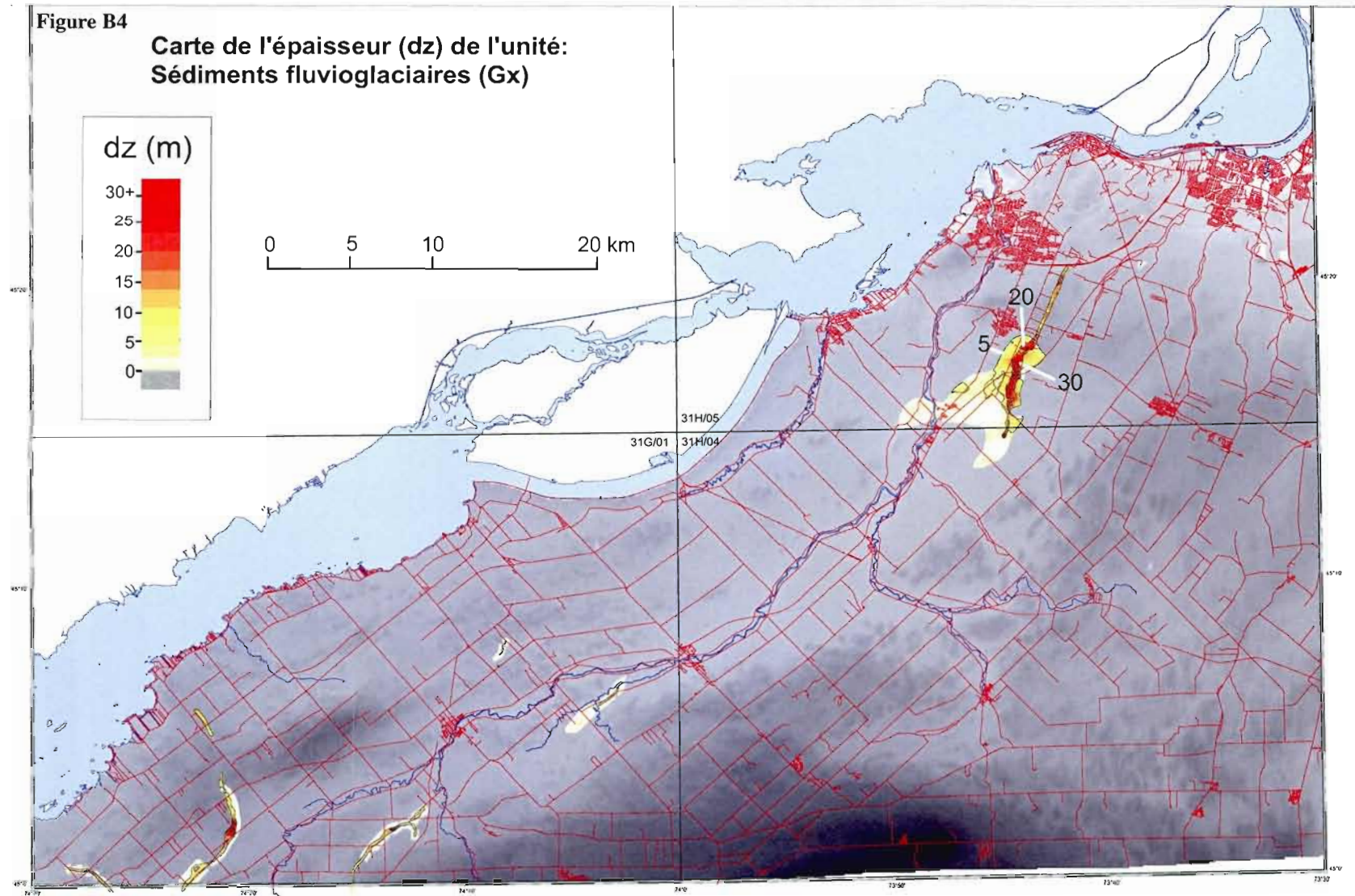


Figure B5

Carte de l'épaisseur (dz) de l'unité:
Sédiments fluvioglaciaires de cône
d'épandage sub-aquatique (Gs)

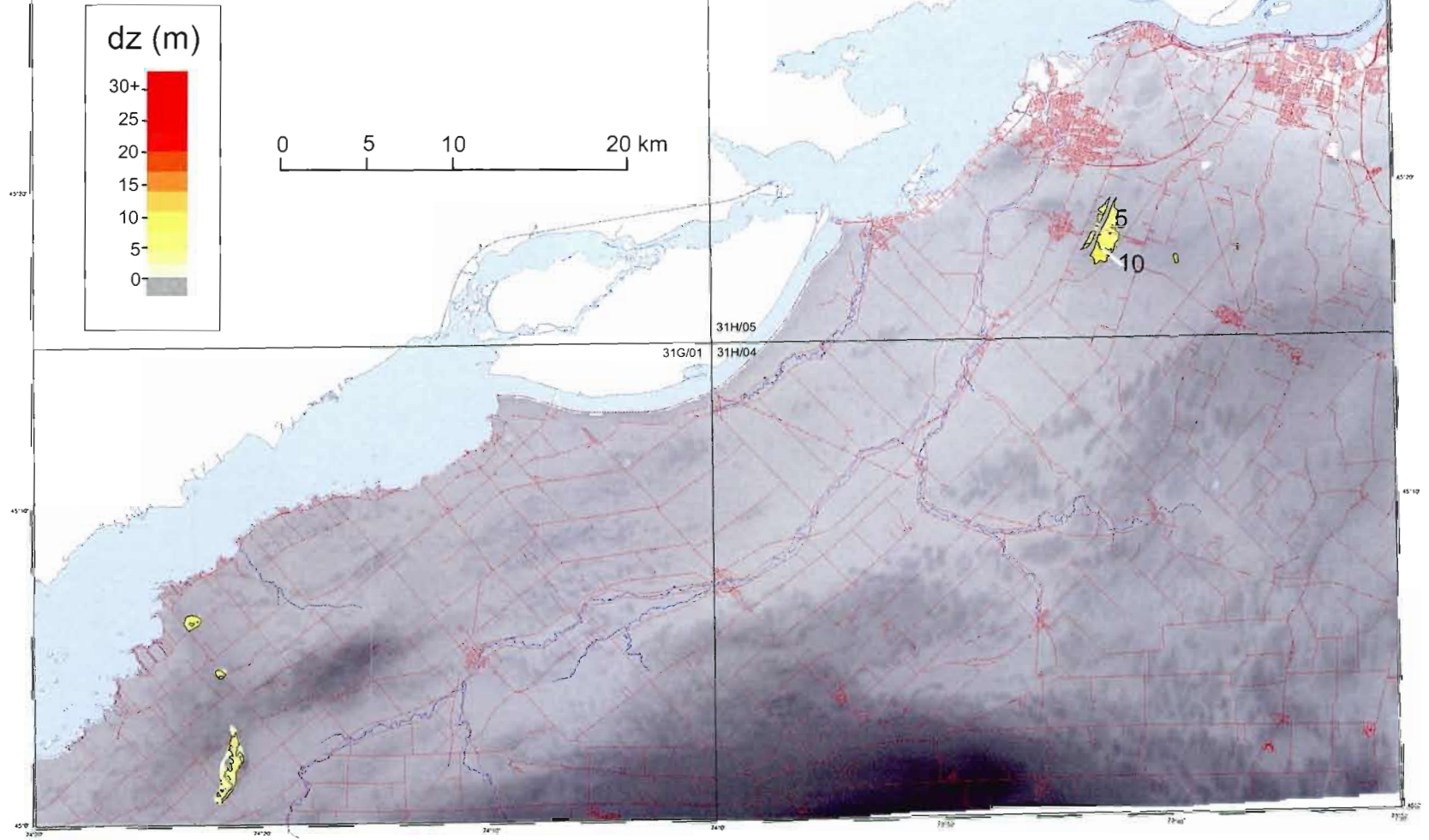


Figure B6

Carte de l'épaisseur (dz) de l'unité:
Argiles marines (Ma)

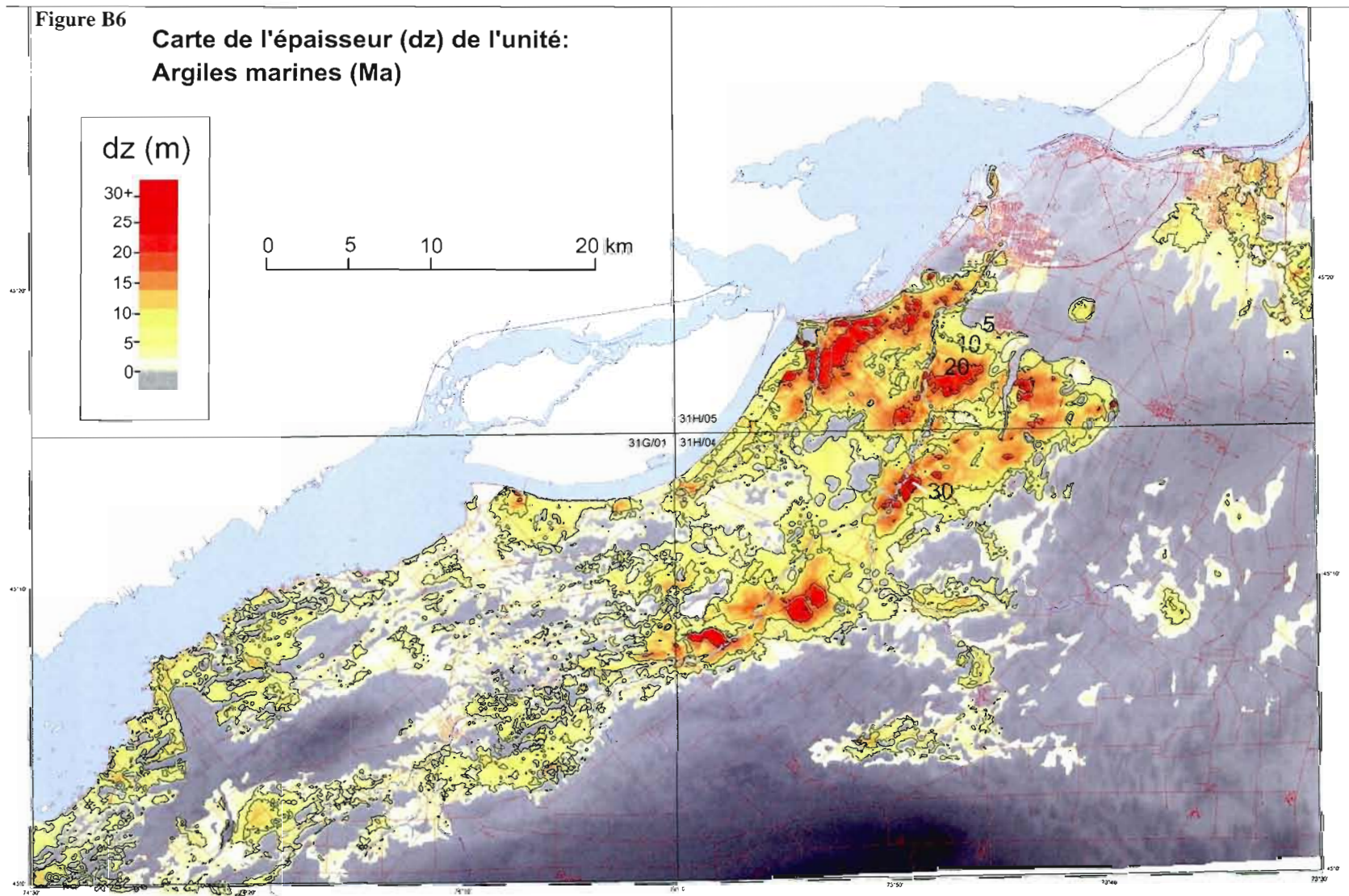


Figure B7

Carte de l'épaisseur (dz) de l'unité:
Sédiments marins littoraux (Mb)

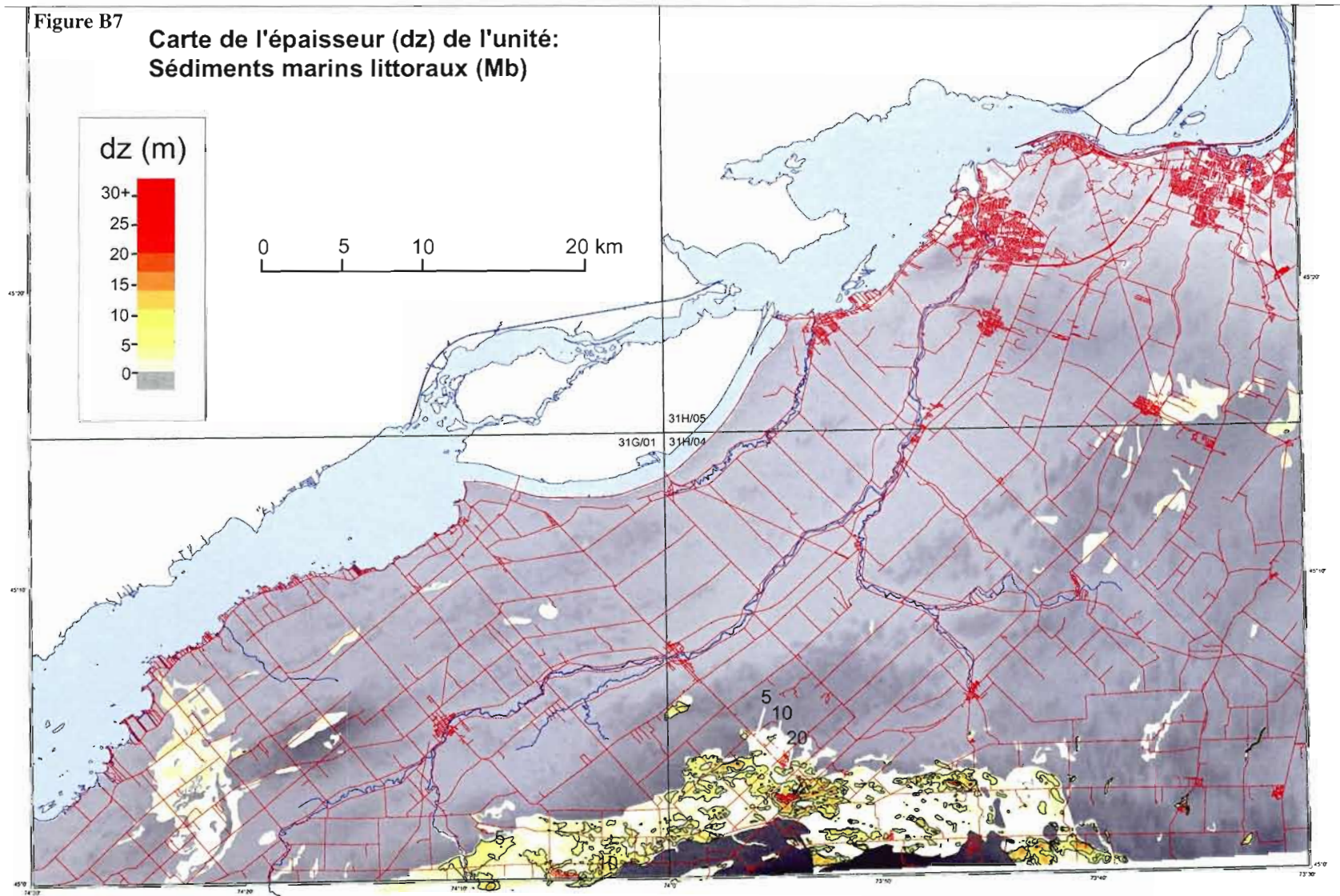


Figure B8

Carte de l'épaisseur (dz) de l'unité:
Sédiments silteux lacustres et fluviaux
(La et At)

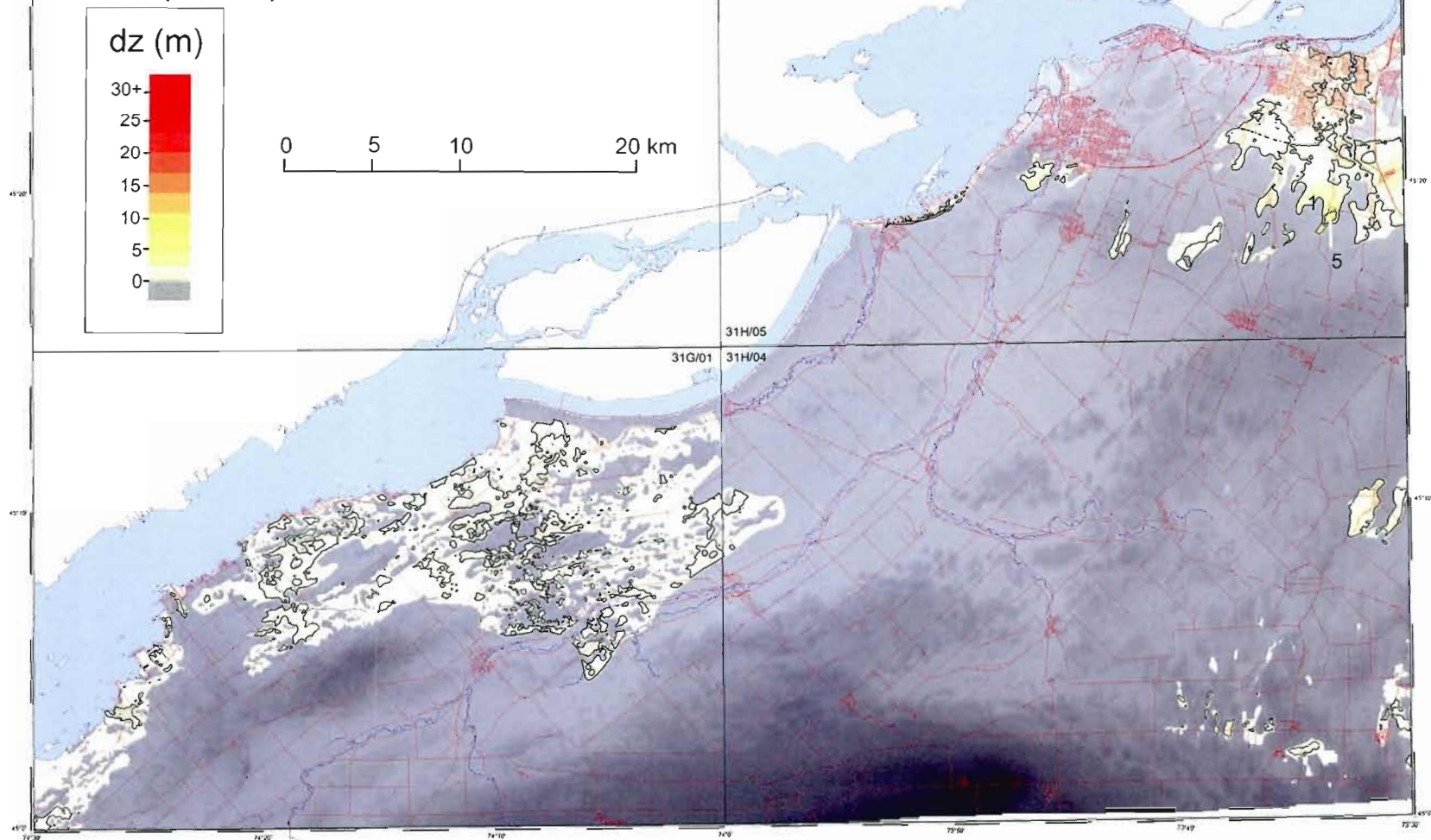


Figure B9

Carte de l'épaisseur (dz) de l'unité:
Sédiments littoraux lacustres (Lb)

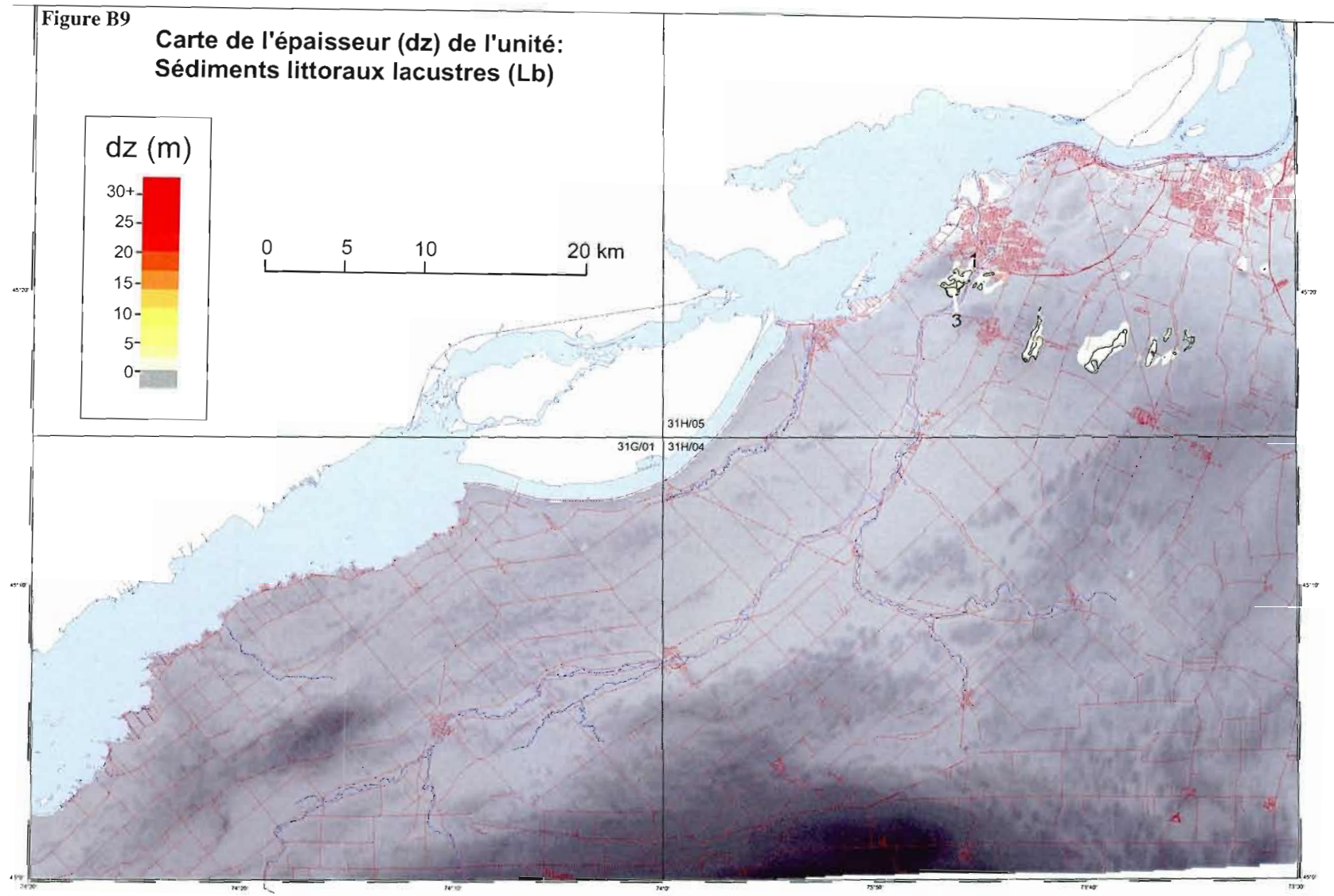


Figure B10

Carte de l'épaisseur (dz) de l'unité:
Sédiments alluviaux récents (A)

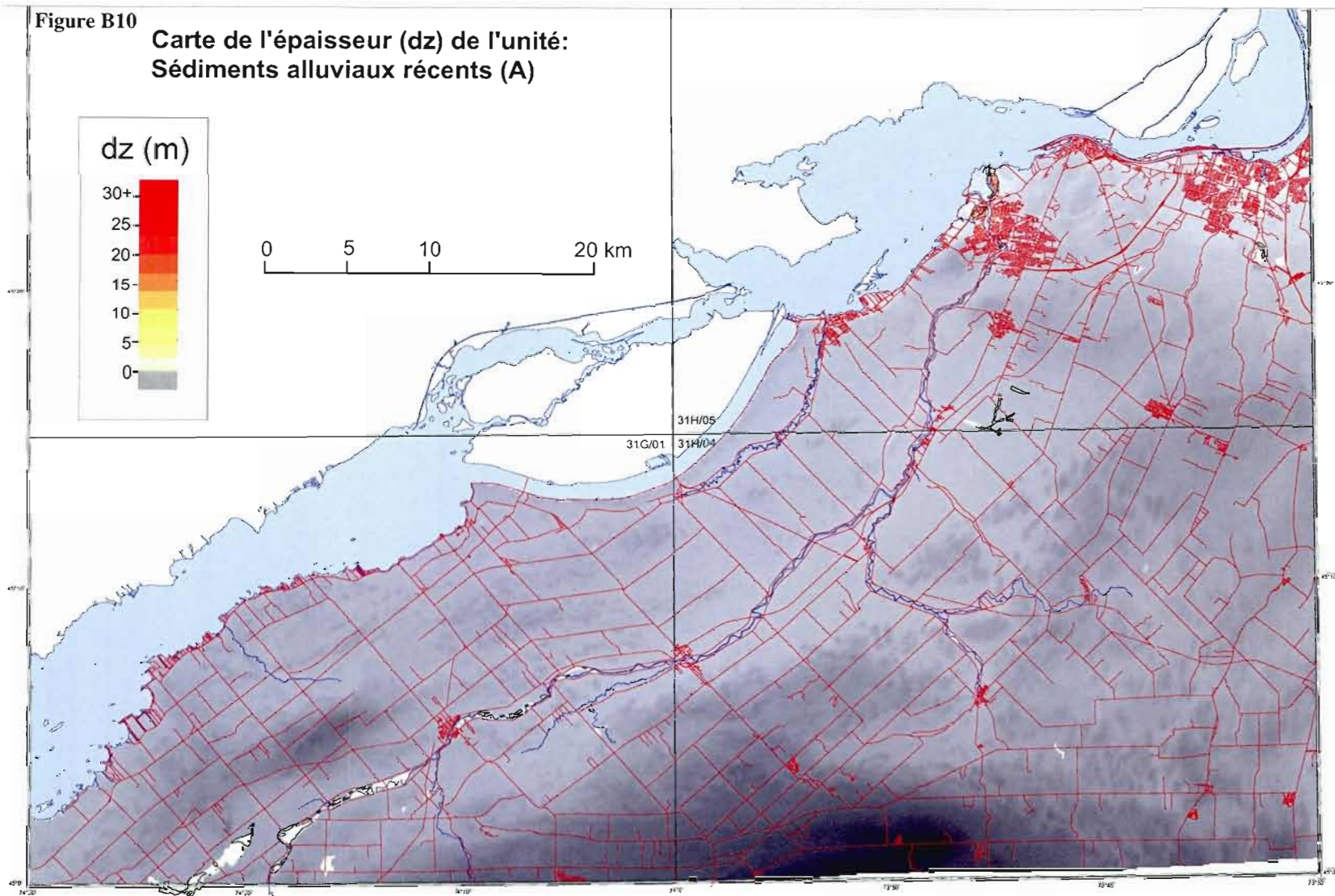
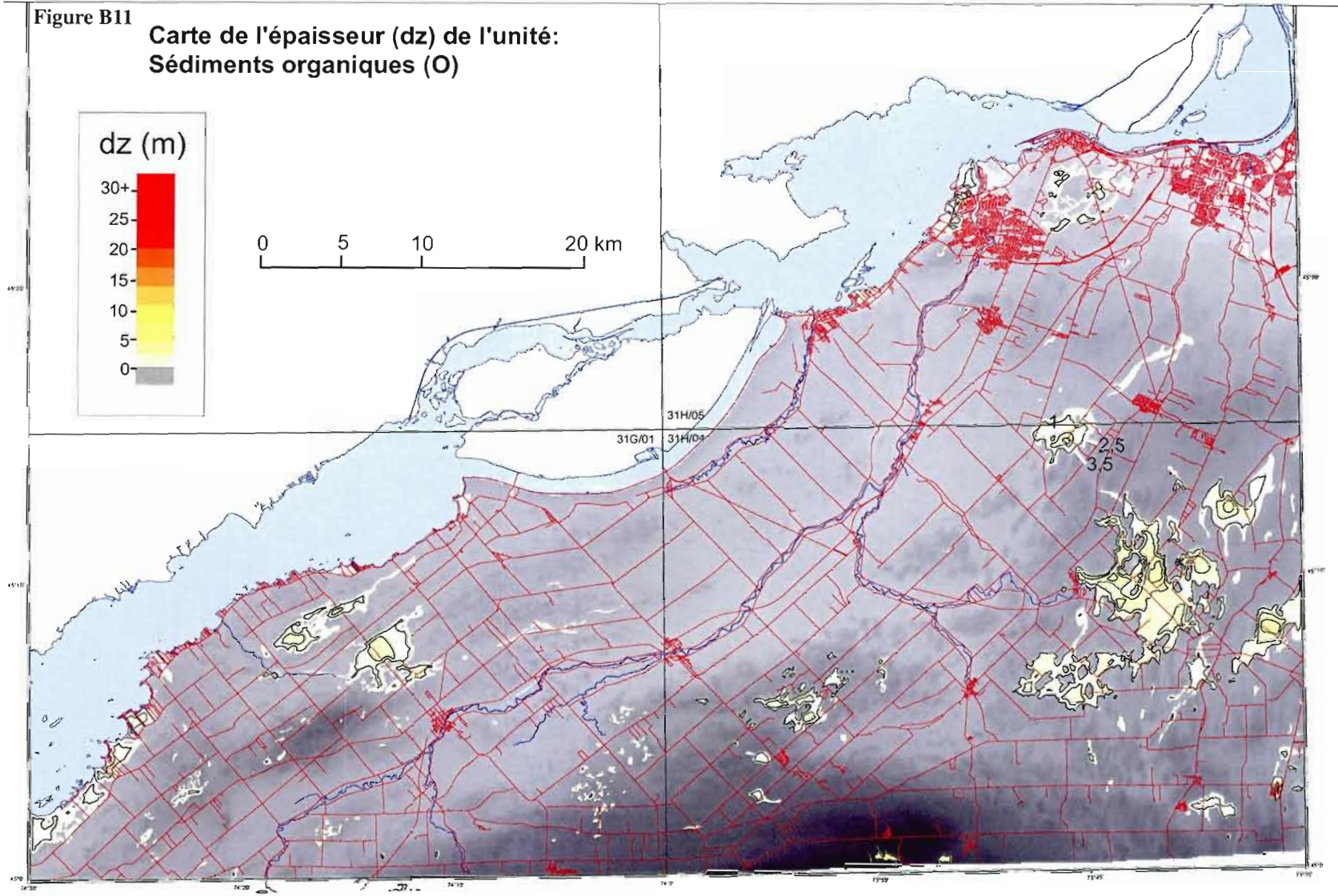


Figure B11

Carte de l'épaisseur (dz) de l'unité:
Sédiments organiques (O)



ANNEXE C : GÉORADAR ET PIONJÄR

Une campagne GPR a été entreprise dans le but de définir l'architecture des sédiments fluvioglaciers, littoraux et organiques en 3 dimensions (Michaud et al., 1997). Des forages à la foreuse portative Pionjär ont permis de définir l'architecture en 3 dimensions des sédiments organiques et des argiles marines. La localisation des relevés GPR et des forages Pionjär est présentée à la Figure C1. Une brève légende montrant l'interprétation de la nature des linéaments présents dans les relevés GPR est montrée à la Figure C2. Il est à noter que les réflecteurs ne sont parfois pas tous identifiés ou interprétés sur les relevés.

MÉTHODE

L'appareil GPR (Ground penetrating radar, ou géoradar) utilisé est du type pulseEkko 100 de marque Sensors and Software (Figure C3: Annan, 2003). La source est de 400V. Des antennes de 50 MHz (2m de longueur), 100 Mhz (1m) et 200 MHz (0,5 m) ont été utilisées, mais celle de 200 MHz ne s'est pas révélée très utile pour les types de travaux effectués car trop peu pénétrantes. Deux ou trois opérateurs sont nécessaires pour travailler avec cet appareil sur le terrain.

Le GPR fonctionne avec des ondes électromagnétiques de fréquence radar qui ont la propriété de se réfléchir au contact entre deux unités de caractéristiques diélectriques différentes. La nature de cette différence dans le sol peut être une variation en taux d'humidité, en densité, en porosité, etc. Les matériaux meubles composés de particules fines (argiles marines, silts, till silto-argileux,...) entravent sérieusement la propagation des ondes de sorte qu'ils bloquent le signal. Les matériaux sableux ou graveleux ainsi que le roc permettent, au contraire, la propagation des ondes et fournissent généralement des bonnes images.

La méthode utilisée lors d'un relevé GPR consiste simplement à déplacer le couple émetteur/récepteur d'un pas fixe le long du tracé. Les antennes sont orientées de façon perpendiculaire au tracé. Généralement, l'espacement entre les antennes a été fixée à la même valeur que la longueur de chaque antenne. Pour le pas d'échantillonnage, une valeur maximale égale à environ la moitié de la longueur des antennes a été choisie. Toutefois, l'expérience a montré que le choix optimal du pas d'échantillonnage dépend de la complexité et du pendages des strates, ainsi que de la précision nécessaire. Par exemple, dans les couches de sédiments d'esker où toute la complexité des strates biseautées doit être montrée dans le relevé, il devient judicieux de choisir un petit pas d'échantillonnage (par exemple 25 cm pour l'antenne de 50MHz de 2m de longueur). Par contre, dans les sédiments organiques où les strates sont généralement sub-horizontales il est opportuniste d'allonger le pas d'échantillonnage vers sa valeur « maximale » et peut-être davantage dans le but de couvrir la plus grande distance possible.

Pour déterminer la vitesse de propagation des ondes dans le sol, la meilleure technique est celle appelée CMP (common mid-point). Il s'agit d'éloigner les antennes d'un point central fixe d'un pas régulier.

Figure C1 Carte de localisation régionale des relevés GPR.

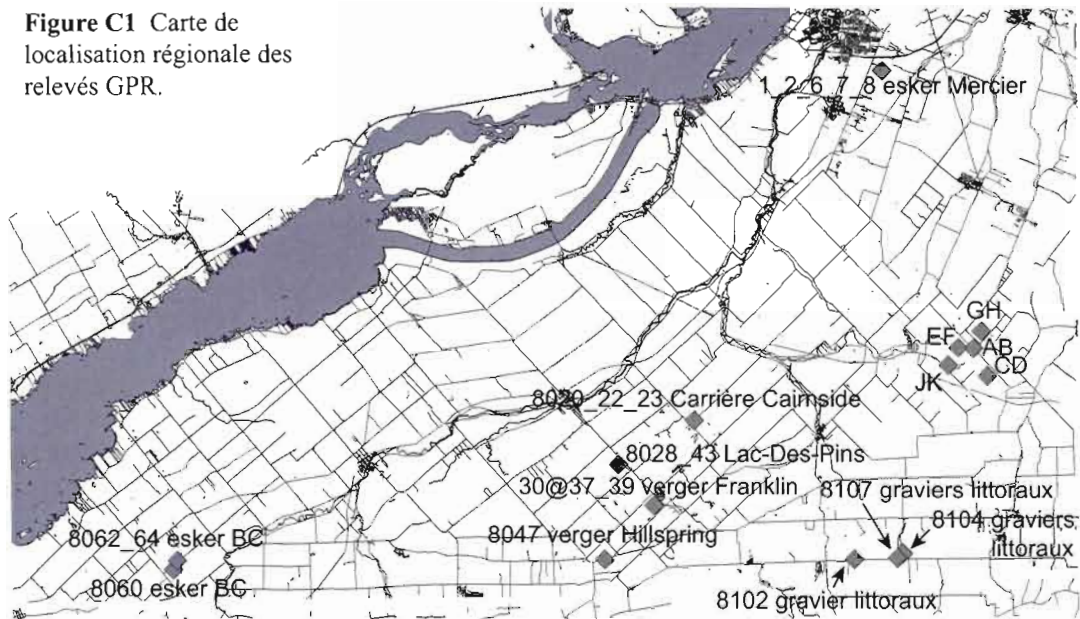


Figure C2 Légende des lignes GPR.

- Réflexion issu d'une stratification d'origine géologique
- Réflecteur objet aérien (0.3 à 0.2 m/ns) parabole "ouverte"
- Réflecteur objet terrestre (0.087 m/ns) parabole "serrée"
- Limite inférieure (minimale) des graviers d'après le relevé GPR
- Linéament d'origine ambiguë



Figure C3 Photo montrant le système GPR.

La vitesse des ondes dans le sol est calculée par la pente de l'asymptote d'une des paraboles formées par la réflexion sur un contact. Alternativement, il est possible de mesurer la vitesse des ondes par la forme de la parabole produite par un objet métallique ou un gros bloc présent dans le sol.

Les objets ponctuels détectés par le GPR sont représentés par des paraboles qui se superposent aux linéaments du relevé. Les objets situés dans l'air (arbre, butte,...) sont représentés par des paraboles larges (vitesse élevée, près de la vitesse de la lumière à 0,3 nm/s), tandis que les objets détectés dans le sol (bloc, anfractuosités à la surface du roc, objet métallique enfoui,...) sont représentés par des paraboles plus serrées (vitesse plus faible que la lumière).

INTERPRÉTATION DES RELEVÉS GPR

Sédiments fluvioglaciers

La Figure C4 présente un relevé GPR (esker de Beaver Crossing) associé à une coupe d'environ 10 mètres de hauteur dans l'esker de Beaver Crossing. Les relevés GPR longent la coupe à environ 3 mètres du bord. On peut voir que les strates interprétées sur le relevé GPR correspondent assez bien aux longues strates à pente modérée (coupe 8062) présentes sur la photo de la coupe de l'esker. La coupe 8064 (perpendiculaire à 8062) est moins bien exposée en coupe, et révèle des strates entrecroisées à pente plus prononcées. Dans ce sédiment composé de sables et graviers, la profondeur de pénétration des signaux GPR est d'environ 9 à 13 mètres.

La Figure C5 montre un relevé GPR effectué dans les faciès silteux ou diamictiques (mélanges de gravier, de sable et de silt) de l'esker de Mercier, dans une portion de cône d'épandage sub-aquatique (sédimentation fine glaciolacustre, voir Figure 2.2.4). Hormis quelques strates mal définies dans les 5 premiers mètres et quelques blocs observés à l'occasion, le relevé ne peut pénétrer en profondeur étant donné la granulométrie fine du dépôt et donc aucune structure n'est observée. Dans une perspective pratique, l'observation de ce type de signal lors d'un relevé dans un contexte fluvioglacière indique l'existence d'une couche assez importante (au moins 2 m environ) de sédiments fins qui bloquent le signal en surface, ce qui implique des conditions de recharge moindres que dans le cas où des sables et graviers sont présents (le signal pénétrerait alors plus en profondeur).

Le relevé GPR de la figure C6 (esker de Beaver Crossing) montre des strates entrecroisées assez bien définies jusqu'à une profondeur d'environ 8 m, et d'autres linéaments jusqu'à environ 16m. La nature de ces linéaments n'est pas claire, et pourraient représenter des strates obliques ou bien des objets aériens, dont on ne verrait qu'une moitié.

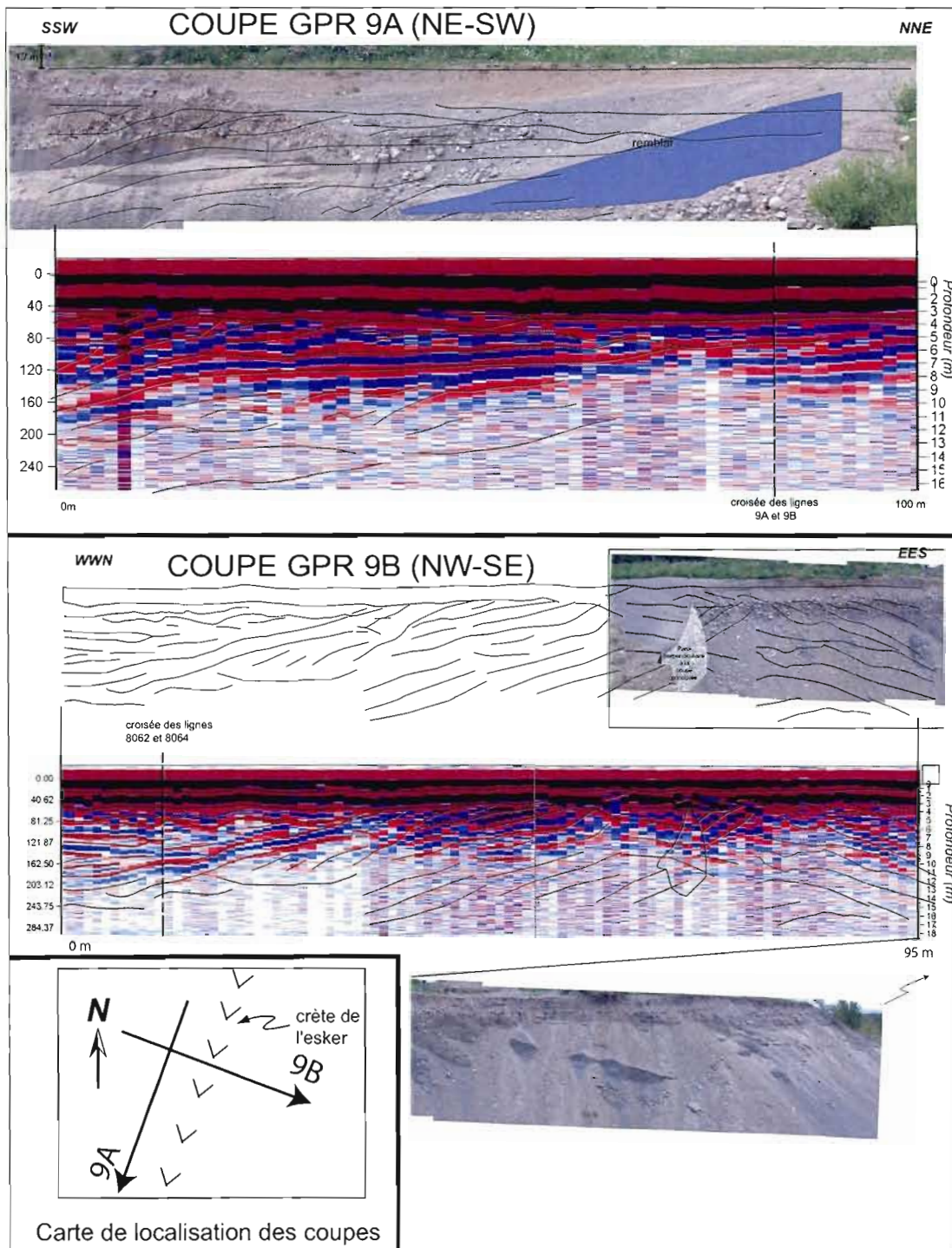


Figure C4 Coupes 8062 et 8064 à l'esker de Beaver Crossing

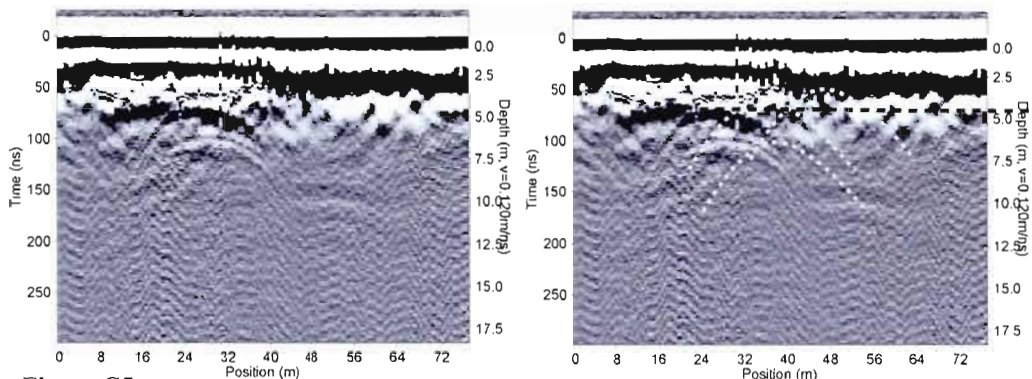


Figure C5

Relevé GPR (50 MHz) dans les faciès silteux ou diamictiques (mélanges de gravier, de sable et de silt) de l'esker de Mercier, dans une portion de cône d'épandage sub-aquatique (sédimentation fine glacio-lacustre).

Ligne 8060 50 MHz (1m)

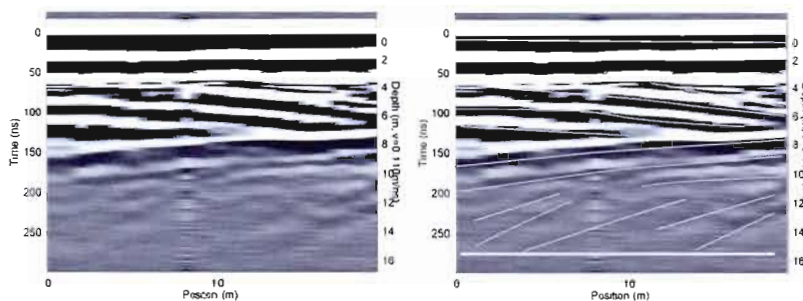


Figure C6

Esker de Beaver Crossing (Cazaville) ; Un biseau stratigraphique (*onlap*) est très bien défini à une profondeur d'environ 8 m. La nature des linéaments sous 10m est ambiguë et pourrait représenter soit des strates fortement pentées ou des objets aériens.

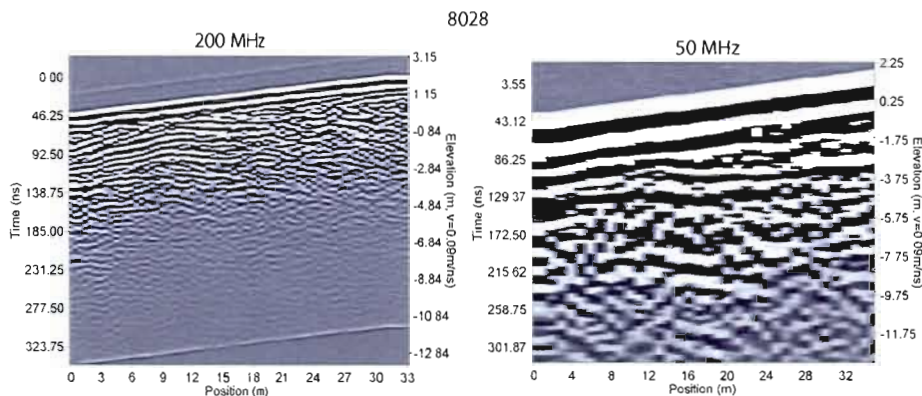


Figure C7

Sédiments marins littoraux sur roc, Site du Lac-Des-Pins, St-Antoine-Abbé

Sédiments littoraux

Le relevé GPR de la Figure C7 a été effectué sur les sédiments marins littoraux sableux du Site du Lac-Des-Pins à St-Antoine Abbé (voir figure 4.1). Des strates parallèles et ondulantes sont visibles. Il est possible de comparer les relevés 200 MHz et 50 MHz, le premier étant mieux défini mais moins profond que le second. Le contact avec le roc (à environ 7m sur une coupe à proximité) n'est pas vraiment visible sur ces couches, ce qui est surprenant étant donné la profondeur apparente du relevé. Il est possible que le pas de mesure soit trop espacé ; il en résulterait un phénomène dit «aliasing» qui ampute la définition du relevé et empêche de voir certaines couches.

La Figure C8 montre des exemples de relevés GPR dans les graviers littoraux avec une antenne de 50 MHz. Les sédiments sont composés principalement de sables et graviers, avec présence occasionnelle de blocs. La surface topographique présente une pente douce vers le NNW et des cordons de plage bien développés qui forment de petites ondulations. Un fossé de 2 mètres de profondeur suivait le relevé 30-31-37, ce qui peut expliquer le brouillage à certains endroits. Les lignes 33, 34, 36 et 39, perpendiculaires aux lignes principales (30-31-37 et 35), sont beaucoup plus claires que les lignes principales. Elles montrent une profondeur de pénétration d'environ 8 à 10m, particulièrement bien visible sur la ligne 33 qui montre un contact franc à la base de la strate inférieure. Le coin inférieur droit de la ligne 36 semble affecté de paraboles provenant d'un objet aérien. Le relevé 30-31-37 est brouillé à plusieurs endroits, pour une raison inconnue. La ligne 35 est parallèle à la ligne 30-31-37 et présente un signal légèrement plus clair attestant de la présence de graviers stratifiés jusqu'à la profondeur d'au moins 10 m. Le pendage des strates ne semble pas être constant, mais au centre du relevé les strates sont continues sur plus de 100 m et pentent assez fortement vers le bas de la colline. La nature du contact inférieur est inconnu; il pourrait représenter soit un affaiblissement du signal ou la présence d'un sédiment qui laisse moins bien passer les ondes radar (le till par exemple). Si le roc était atteint, il serait vraisemblablement représenté par des strates non-parallèles (discordantes) relativement aux graviers, ce qui ne semble pas être le cas ici.

La Figure C9 montre des relevés GPR dans les sédiments littoraux sur le flanc est de Covey Hill. Une épaisseur minimale pour les graviers peut être extraite pour chacun de ces relevés. La profondeur de pénétration de 8m environ semble assez similaire à la Figure C8, sauf pour la ligne 8102 dont les strates sub-horizontales semblent se terminer vers 4 mètres. Ce relevé semble montrer des objets terrestres par la suite, peut-être le contact avec le grès ou bien une couche de blocs. La nature du contact sous-jacent pour les lignes 8104 et 8107 est incertaine; toutefois on peut remarquer que le contact semble assez franc pour chaque relevé. Il est donc possible que, sur ces deux relevés, les graviers reposent sur le till. L'argument principal en faveur de cette interprétation semble être la profondeur de pénétration qui est contrôlée par la continuité d'une strate et non pas par une profondeur maximale ou discontinue (comme ce serait le cas pour un affaiblissement du signal dans le gravier).

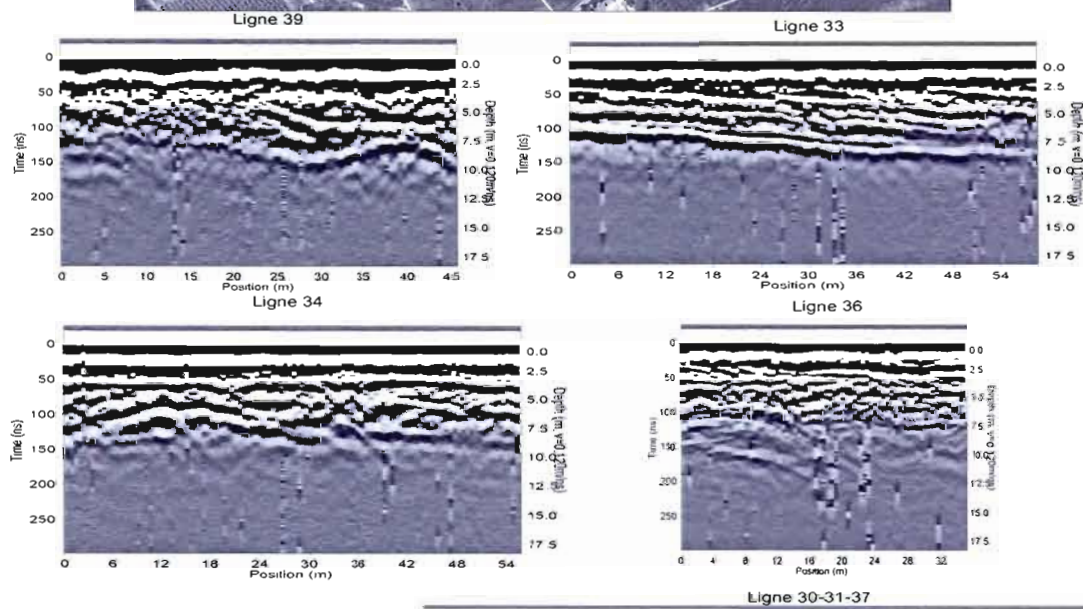
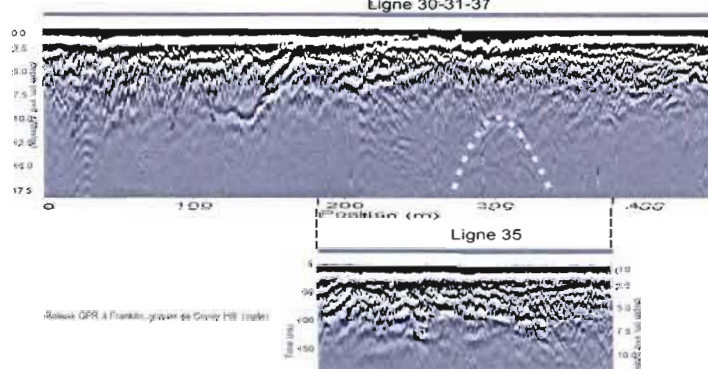


Figure C8

Relevé GPR à Franklin, Gravier de Covey Hill. Antenne = 50 MHz ; Pas = 0.5 m ; Les tracés sont orientés SW vers NE ou NW vers SE .



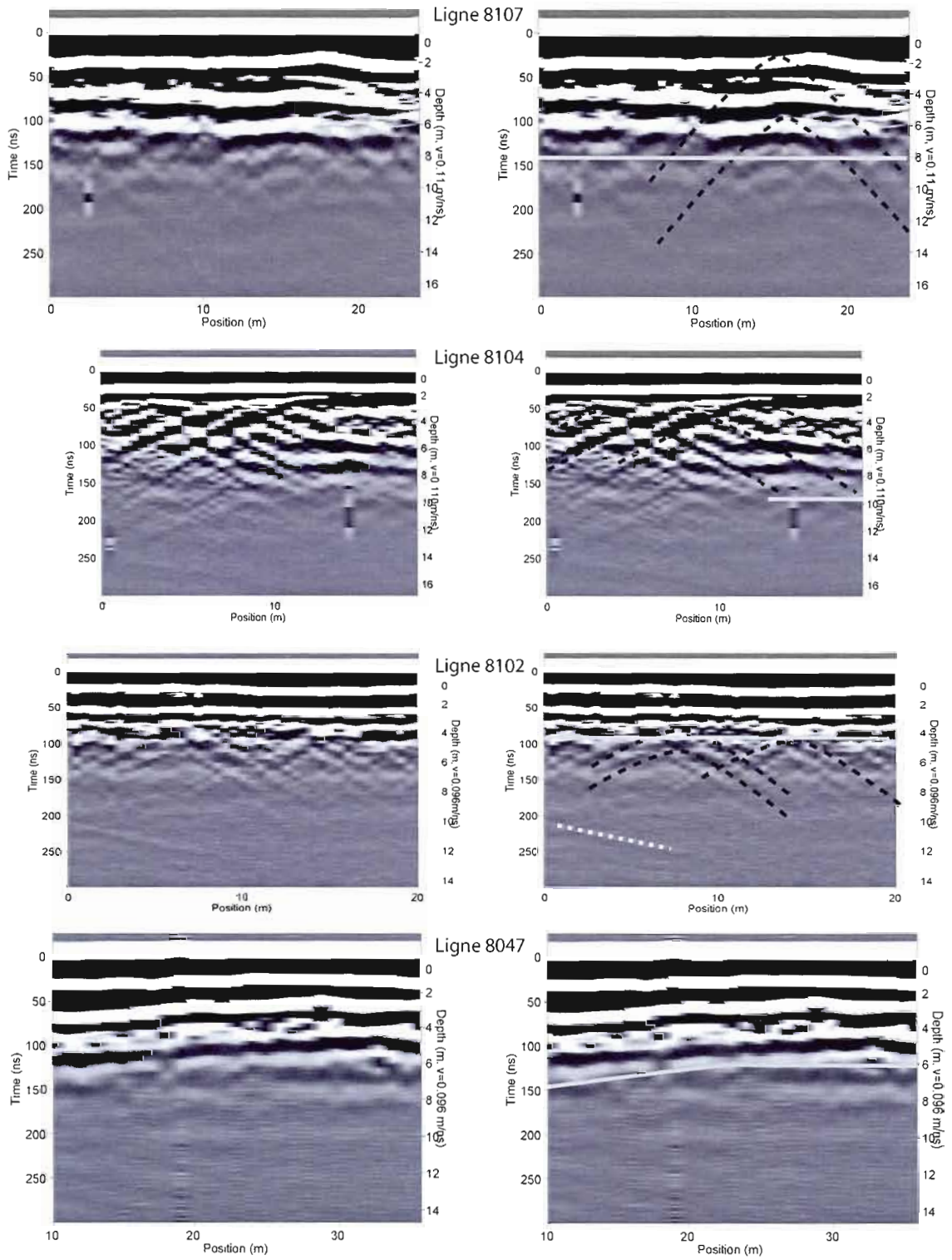


Figure C9

Relevé GPR dans les graviers de Covey Hill
Verger Hillspring, Franklin



Figure C10 Carte de localisation des relevés GPR et Pionjär dans les terres noires de Ste-Clothilde

Sédiments organiques

Les relevés effectués dans les tourbières sont indiqués à la Figure C10. La Figure C11 montre une coupe qui provient exclusivement de résultats au Pionjär. Ils montrent bien la morphologie des bassins d'argile et de tourbe entre les drumlins. La Figure C12 montre le forage MENV 11R dans lequel une plusieurs mètres de sédiments décrits comme un mélange d'argile, de silt et de gravier assez lâches (des macrorestes végétaux ont été trouvés dans les échantillons recueillis). Ils correspondent probablement à des sédiments issus du till remanié et transporté sur une courte distance par le ruissellement, entre le retrait de la Mer de Champlain et l'établissement définitif de la tourbière.

Les résultats des relevés GPR suivants (figure C13 à C15) ont été couplés à des forages au Pionjär dans les tourbières de Ste-Clothilde, dans le but de connaître la stratigraphie du dépôt et la morphologie du fond de la tourbière. Les résultats montrent que les relevés GPR concordent généralement assez bien avec les forages au Pionjär. Le relevé GPR permet de discriminer entre un fond rempli de dépôts argileux (relief assez plat) et un fond reposant directement sur le till (relief bosselé). En ce qui concerne la nature même des sédiments composant la tourbière, des stratifications continues et horizontales sont presque toujours visibles indiquant peut-être une variabilité sédimentologique. Par contre, les échantillonnages partiels effectués au Pionjär ne semblent pas montrer qu'il y ait des couches différentes. Sur certains relevés GPR une couche moins stratifiée est située immédiatement par-dessus le contact avec l'unité sous-jacente. Il s'agit d'une couche de gyttja, un dépôt lacustre organique précédant l'établissement de la tourbière. Il faut toutefois noter que bien que la gyttja ait souvent été décelée à la base de la tourbière, son épaisseur n'a été

Figure C11

Coupe AB
 Transect géologique tracé à partir des forages au Pionjär
 Tourbières de Ste-Clothilde

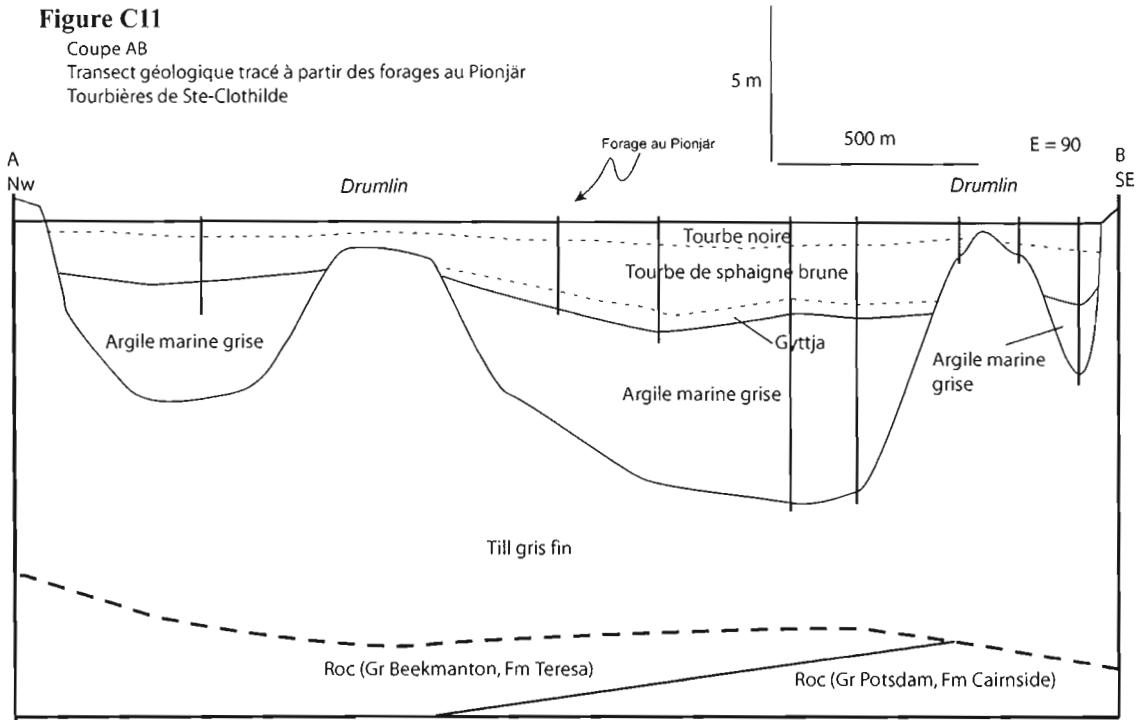


Figure C12 Coupe CD. Transect géologique à partir des forages au Pionjär

Coupe CD
 Tourbières de Ste-Clothilde

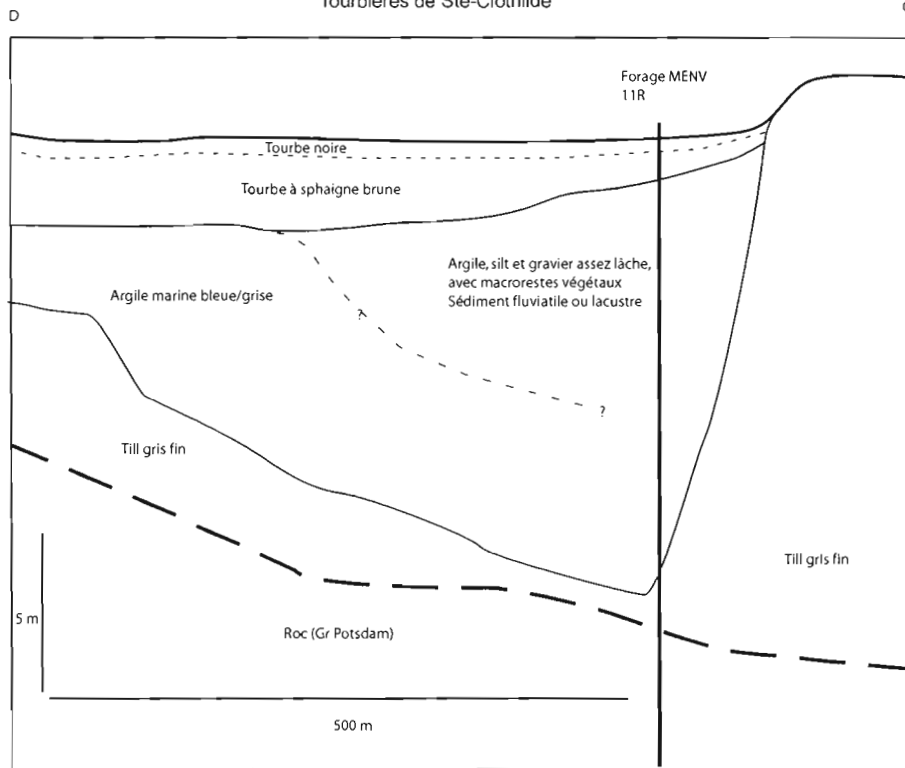
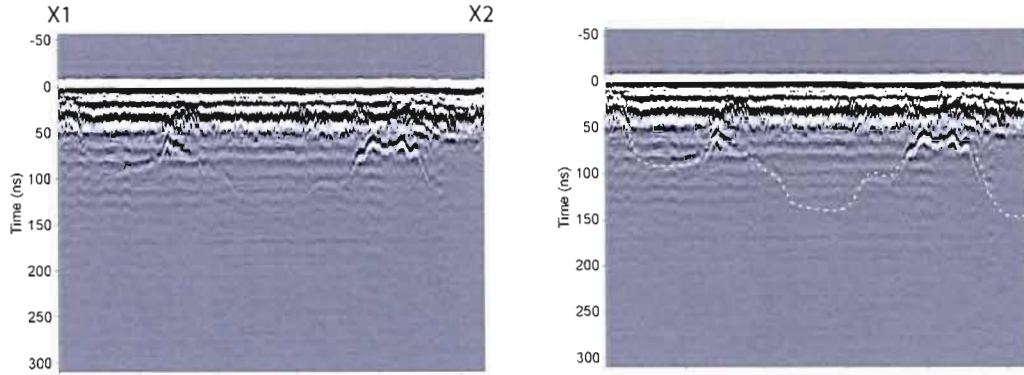
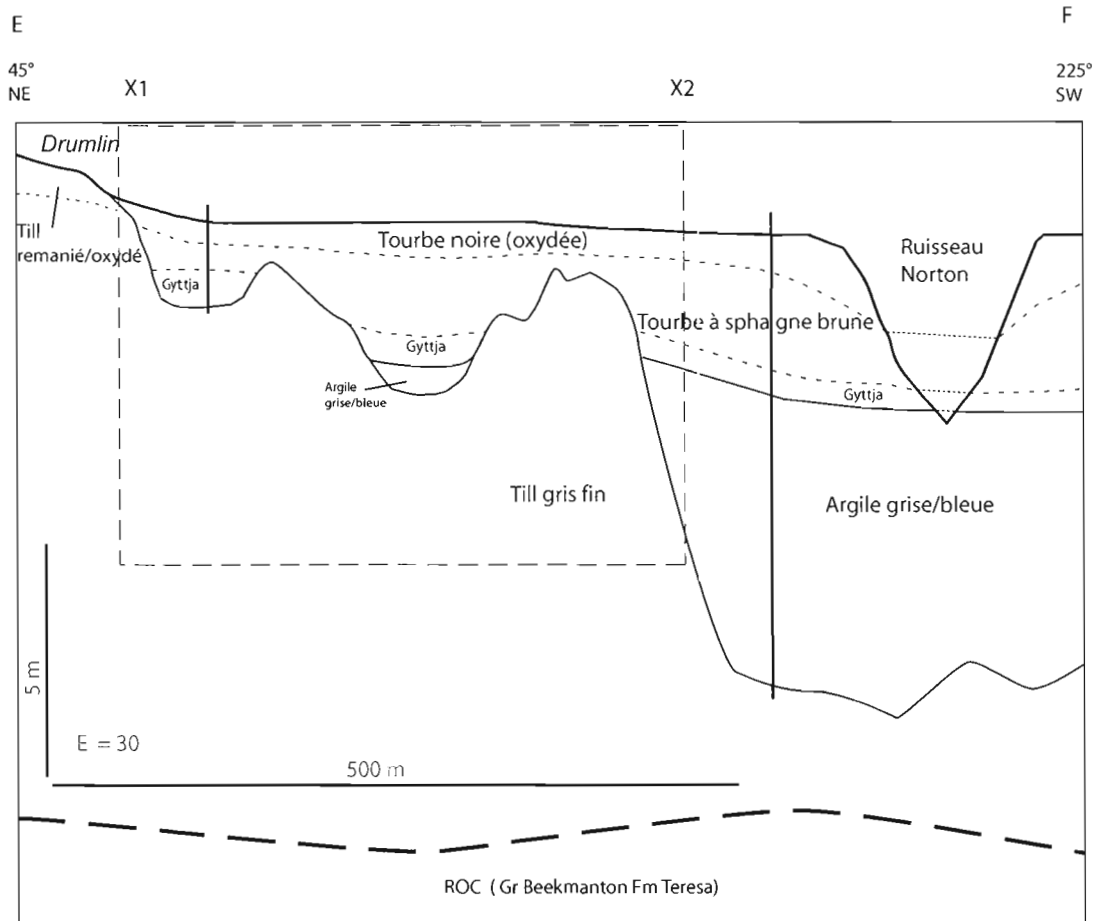


Figure C13

Coupe Stratigraphique EF d'après forages au Pionjär et GPR dans les tourbières de Ste-Clothilde aux abords du Ruisseau Norton, Ste-Clothilde-de-Châteauguay, Qc
 Note : Ce relevé est situé sur l'axe long d'un drumlin.



Relevé GPR 8161-62 100 MHz



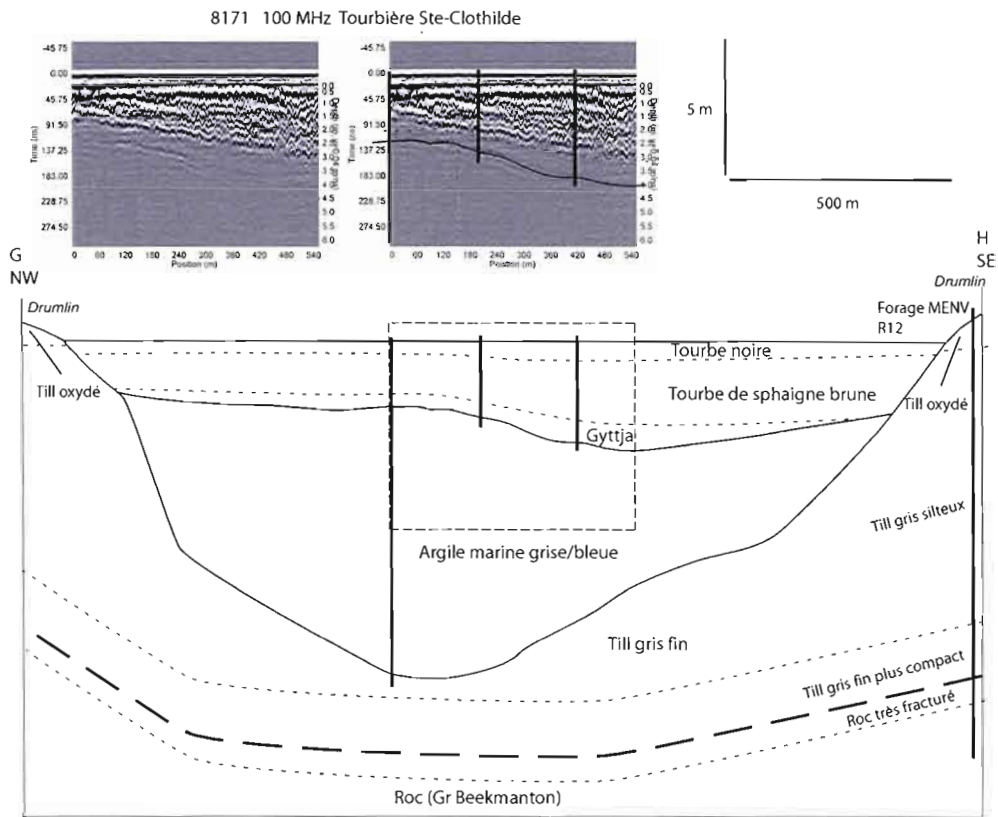


Figure C14 Transect GH, relevé GPR et Pionjär ; Tourbières de Ste-Clothilde

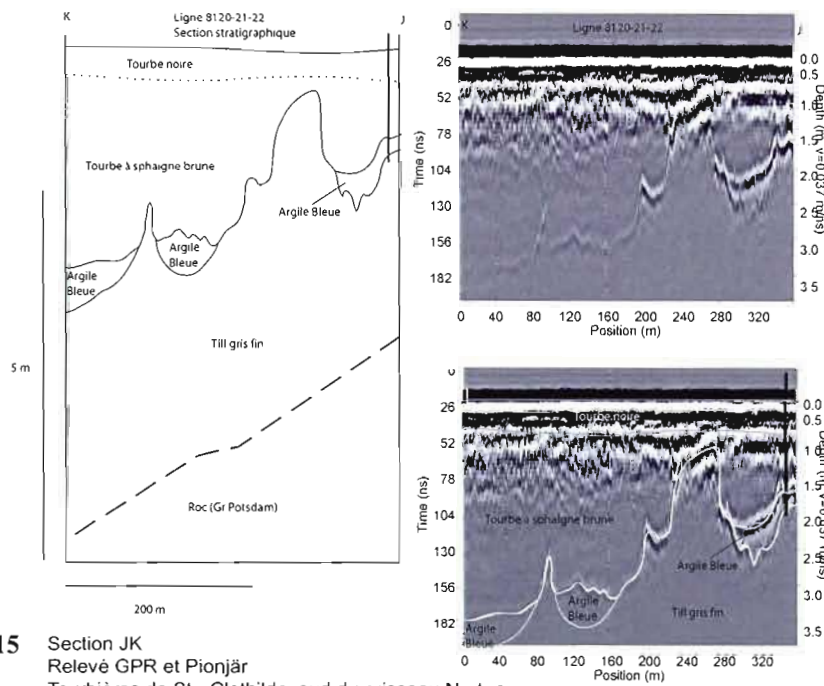


Figure C15 Section JK
Relevé GPR et Pionjär
Tourbières de Ste-Clothilde, sud du ruisseau Norton

que rarement mesurée avec précision en raison de la méthode de forage utilisée (la pointe *flow-through* du Pionjär).

Au travers des différents essais effectués dans les tourbières, nous avons établi le transect devrait assez long, d'au moins 100-200m selon notre expérience, pour bien discriminer le signal du fond de la tourbière du signal des autres strates et du bruit.

Argiles marines

La plaine d'argile est interrompue par des petites buttes de till faisant partie de l'essaim de drumlins vers le S et SSW dans cette région (Figure A1). La géométrie des drumlins partiellement enfouis sous l'argile implique que l'épaisseur d'argile augmente rapidement en s'éloignant du contact drumlin/argile, ce qui a été confirmé par une série de forages réalisés au Pionjär dans la zone à l'étude (figure 2.3.4). L'épaisseur des argiles au centre du bassin atteint souvent 20 ou 30 mètres, ce qui a été confirmé par les forages archivés ainsi que par des relevés sismiques (voir Annexe D).

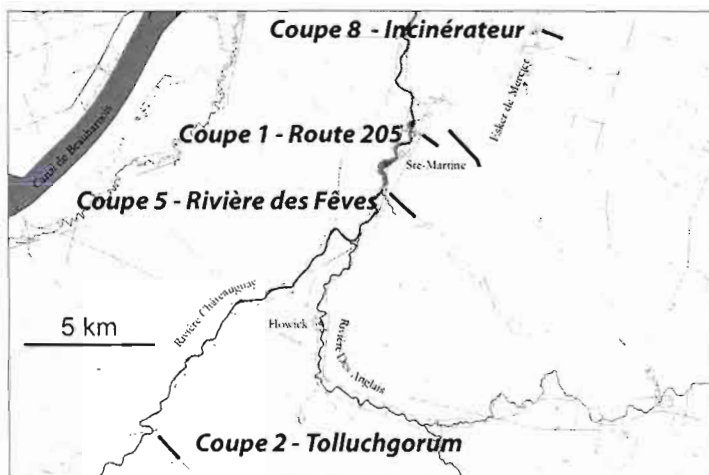


Figure D1 Carte de localisation des relevés sismiques.

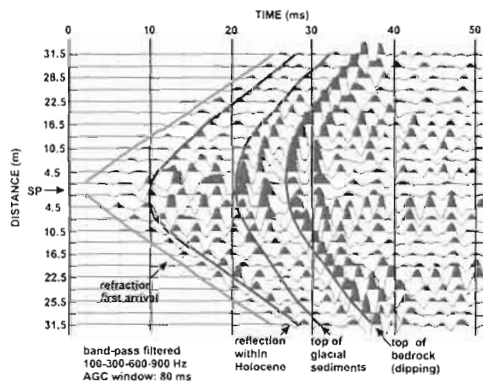


Figure D2 Exemple d'essai sismique (tiré de Hunter et al., 2006).

Tracé 1

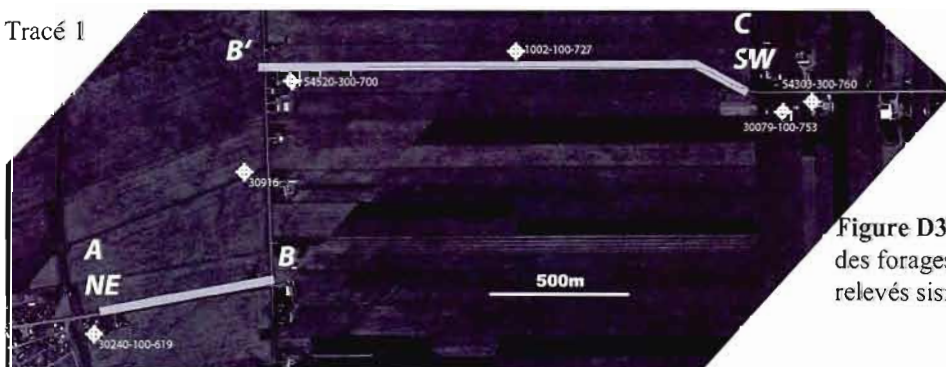
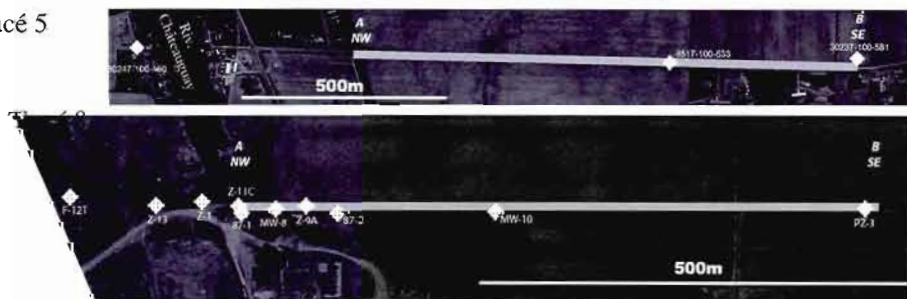


Figure D3 Localisation des forages le long des relevés sismiques.

Tracé 5



ANNEXE D : SISMIQUE RÉFLEXION

Méthode

Une campagne de sismique réflexion de faible profondeur (voir la carte de la figure D1) a été entreprise par l'équipe de la Commission Géologique du Canada à Ottawa composée de Jim Hunter, Robert Burns et Tim Cartwright. L'étude de Ross et al. (2001) utilise la même méthode au nord de Montréal pour définir l'hydrostratigraphie dans les vallées enfouies. Les conditions optimales pour l'accomplissement de cette technique étaient réunies, puisque des argiles marines sont présentes en surface et que la nappe d'eau est près de la surface (moins de 1 mètre). Une série de tests a d'abord été entreprise au printemps 2006 dans le but de connaître les propriétés sismiques du sol ainsi que la profondeur moyenne au roc (Figure D2). En juin et juillet 2006, les relevés sismiques ont été effectués, non sans quelques périls causés par l'herbe à puce et les tuyaux d'aqueduc. Les détails de la méthode et des résultats sont présentés dans Hunter et al. (2006).

Le système est composé de 24 géophones verticaux de haute fréquence (40 Hz, de marque Mark Products). Les géophones sont installés dans des fossés et sont espacés de 3 mètres. Les détonations sont provoquées par une source de type « Buffalo gun » composée d'un tube en métal, d'une balle à blanc de calibre 12 et d'une tige-détonateur. Le séismographe utilisé est de marque Geometrics Stratavisor.

Le contenu fréquentiel obtenu est très satisfaisant, avec une dominance entre 250 et 400 Hz et quelques pics de fréquence jusqu'à 700 Hz. La précision verticale anticipée devrait être située autour de 1,1 m.

La sélection des sites a été effectuée par Michel Parent, Miroslav Nastev, Charles Lamontagne et Tommy Tremblay. L'objectif visé est de connaître la nature des sédiments situés sous les argiles marines, de caractériser les sédiments près de l'incinérateur et possiblement de trouver la continuité de l'esker de Mercier vers le sud. L'interprétation des résultats (figures D4, D5 et D6) a été effectuée par Jim Hunter et Tommy Tremblay (Tremblay et Hunter, 2008, en prep.), sur la base de quelques forages (MENV 2004 et SIH) présents près des relevés sismiques.

Figure D4 Ligne sismique 1.

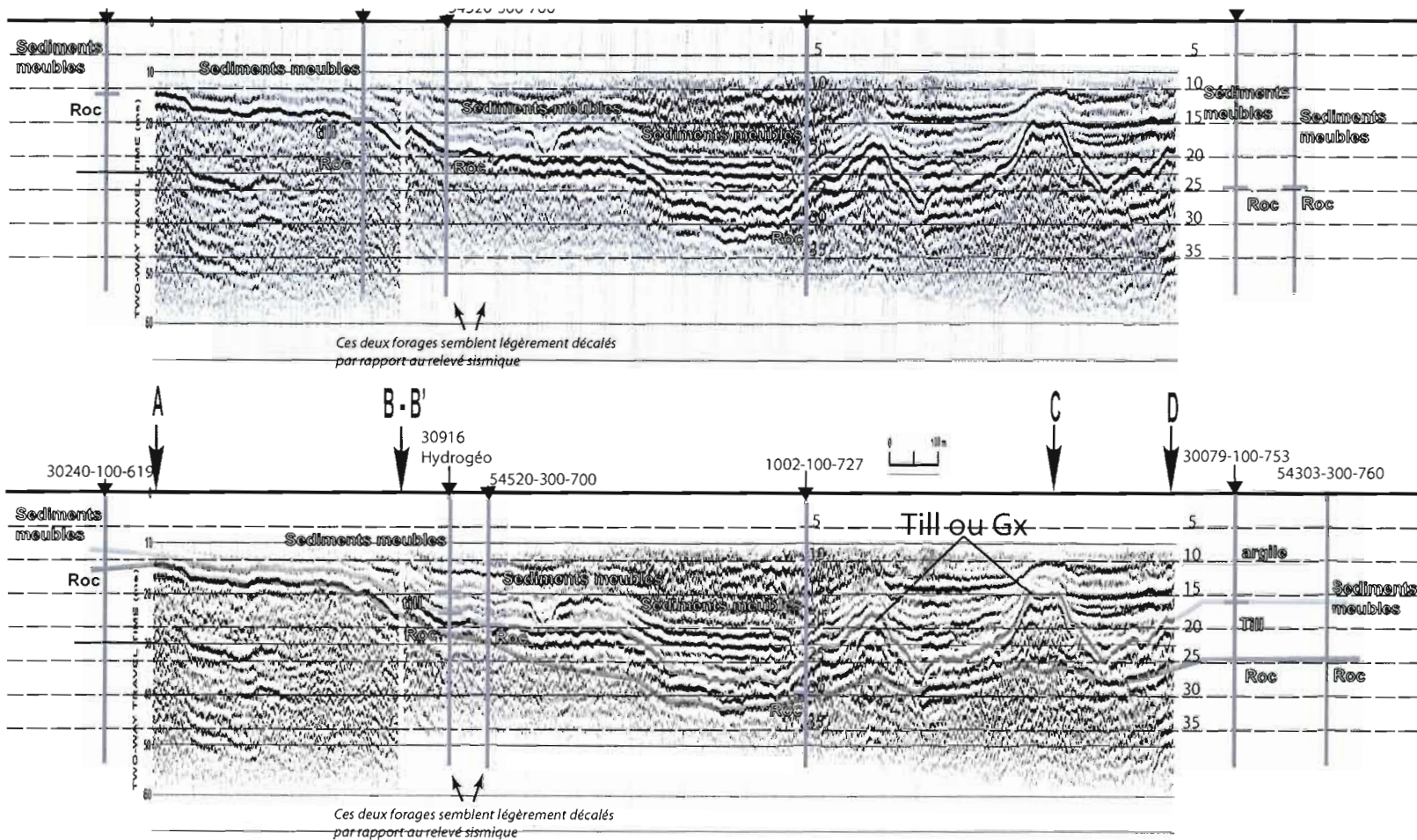


Figure D5 Ligne 2 Tolluchgorum

Aucun forage n'est disponible

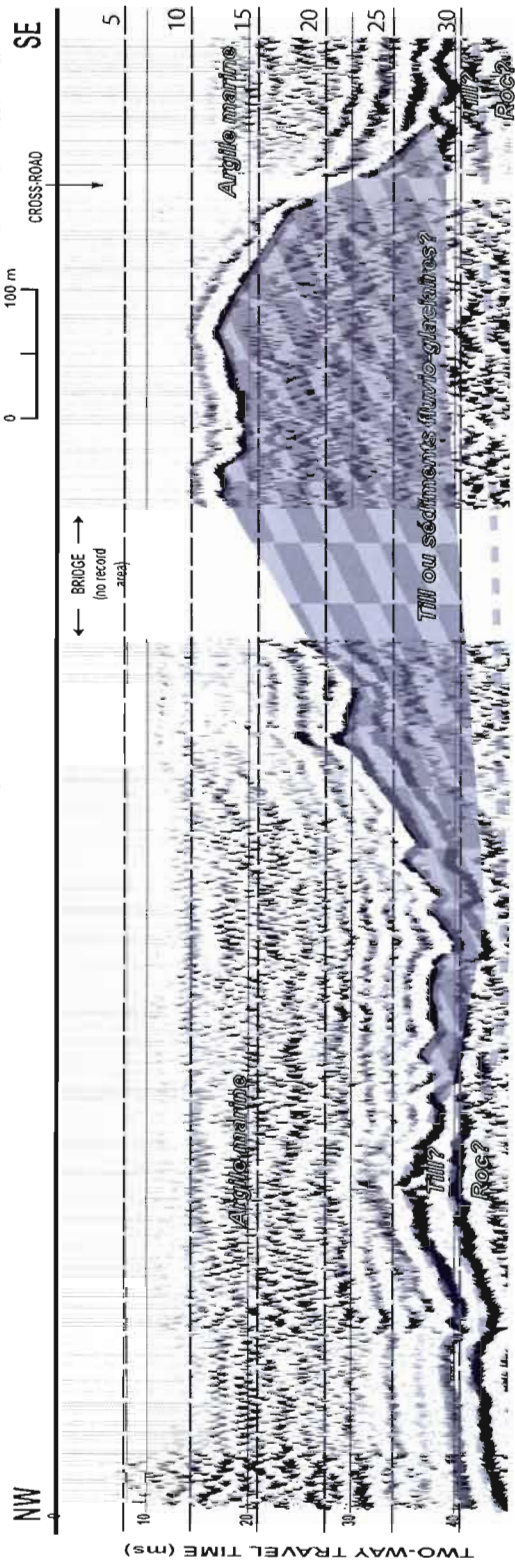
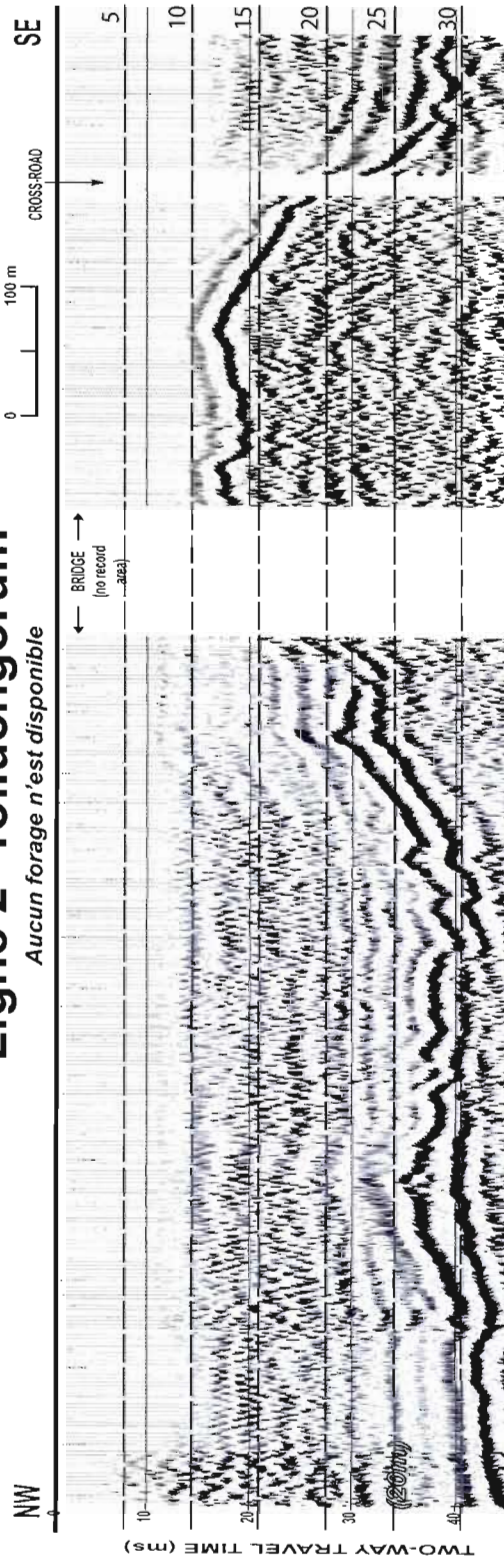
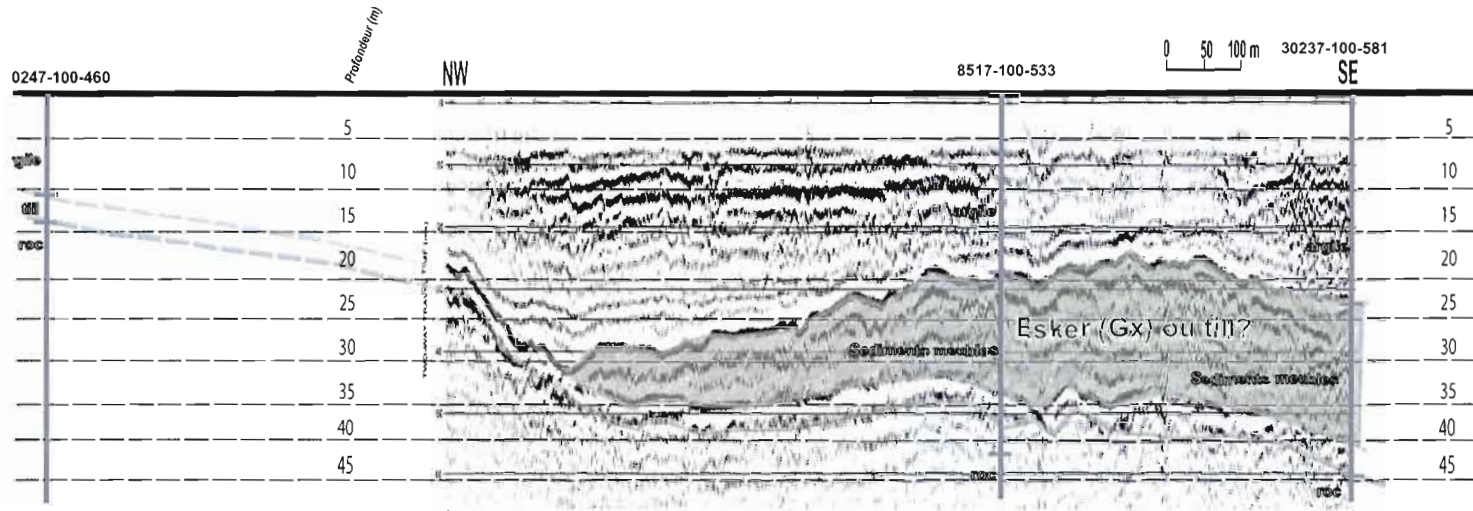
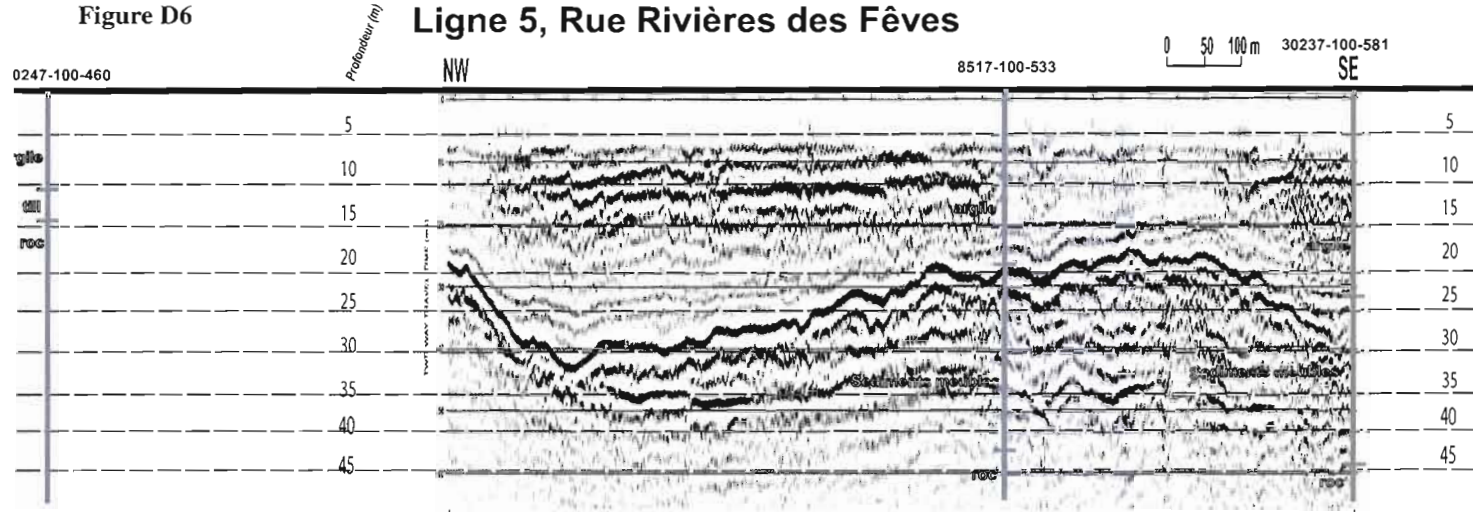


Figure D6

Ligne 5, Rue Rivières des Fèves



ANNEXE E : COUPES TOPOGÉOLOGIQUES RÉGIONALES

Figure E1 Géologie des formations superficielles
 Bassin de la rivière Châteauguay
 Québec
 Tommy Tremblay, UQAM

Formations superficielles

- | | |
|---|---|
| □ Holocène | □ Sédiments du Lac à Candona |
| ○ Dépôts organiques | Lb1 : Sédiments littoraux, pré-littoraux et d'exondation |
| □ Sédiments éoliens | La1 : Sédiments fins d'eau profonde |
| A : Sédiments alluviaux | □ Sédiments fluvio-glaciaires |
| ASG : Sédiments alluviaux (sable et gravier) | Gs : Sédiments d'épandage sub-aquatique |
| At : alluvions des terrasses fluviales | Gx : Sédiments juxtaglaciaires |
| □ Sédiments du Lac à Lampsis | □ Sédiments glaciaires |
| Lb : Sédiments littoraux, pré-littoraux et d'exondation | T : Till |
| La : Sédiments fins d'eau profonde | Tv : Till mince |
| Wisconsinien Supérieur | Substrat rocheux |
| □ Sédiments marins | R : Roches sédimentaires cambro-oréovisiennes des Basses-Terres du St-Laurent |
| Mb : Sédiments littoraux, pré-littoraux et d'exondation | ▨ Remolai |
| Ma : Sédiments fins d'eau profonde | □ Carrrières |
| | □ Gravières |

Origine des informations de forages et de stratigraphie

- Nouvelles données**
- ⊕ GPR (18)
 - ⊙ GPS Pionjar (19)
 - ⊠ GPS (26)

Rapports publics

- Dion, 1985 (64)
- ▲ McCormack 1980 (9)
- McKibbin 1936 (80)
- MENV, 2004 (14)
- Pusaïiers (4880)
- Pusaïiers, argiles marnées (536)

Rapports privés

- ◆ Envir'eu Puits-1998 (4)
- ◆ Envir'eu Puits-2001 (6)
- ◆ Géomines, 1983 (32)
- ◆ Géomines, 1996 (3)
- ◆ Groleau et al., 1977 (18)
- ◆ IEW, 1976 (11)
- Mercier forages (dont Biogénie, 1995) (169)
- TecsuIt, 2003 (4)

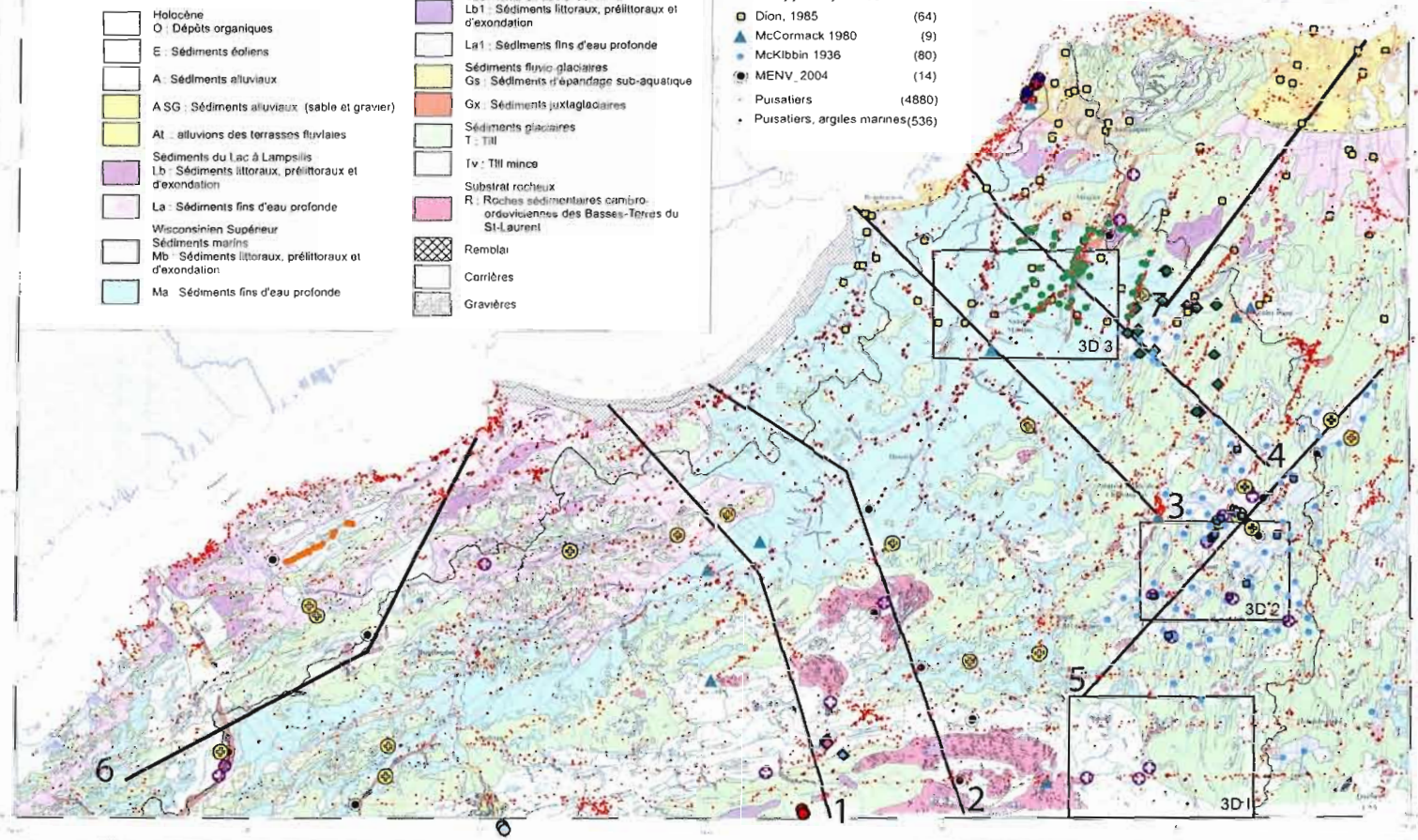


Figure E2 Coupe 1

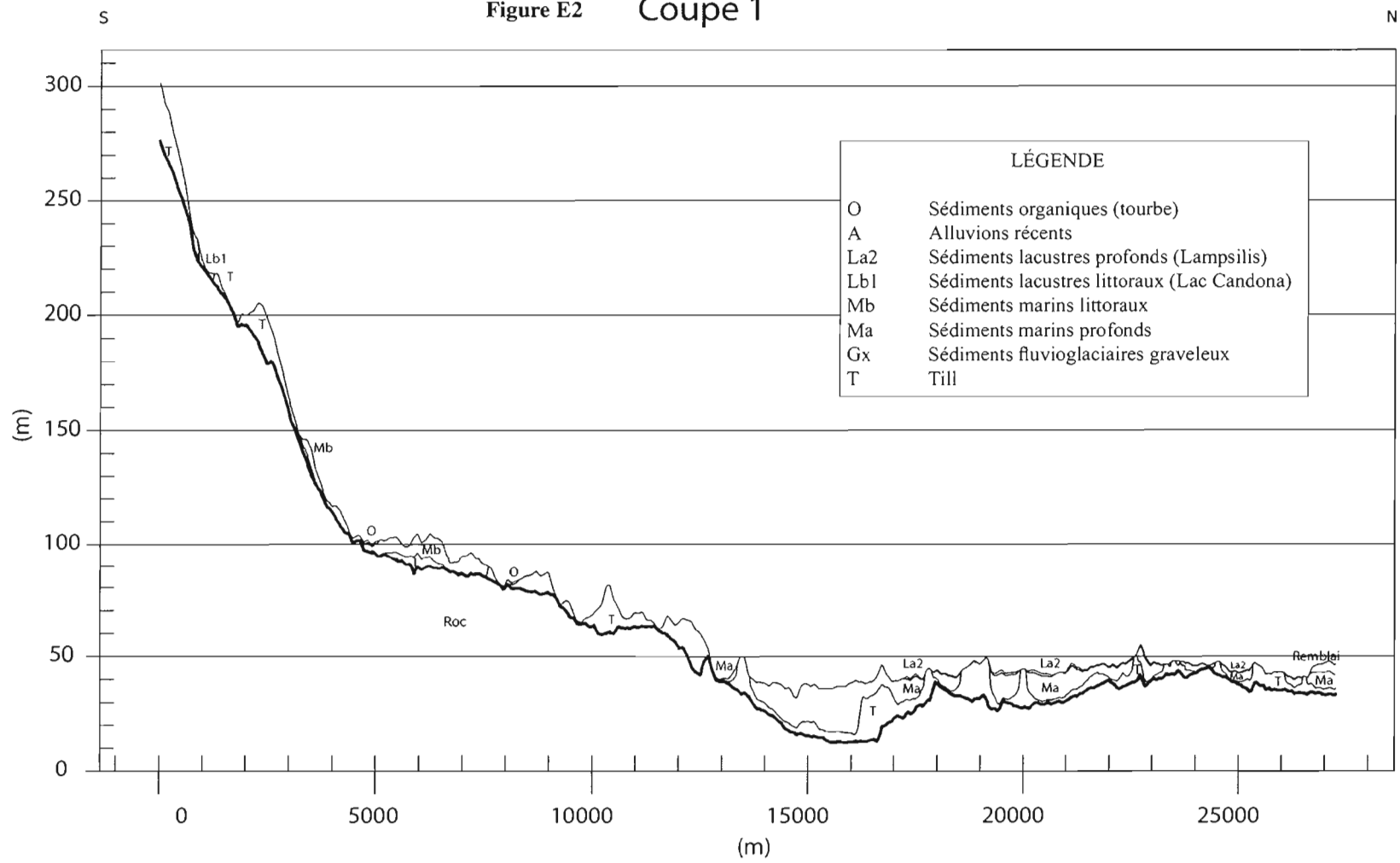
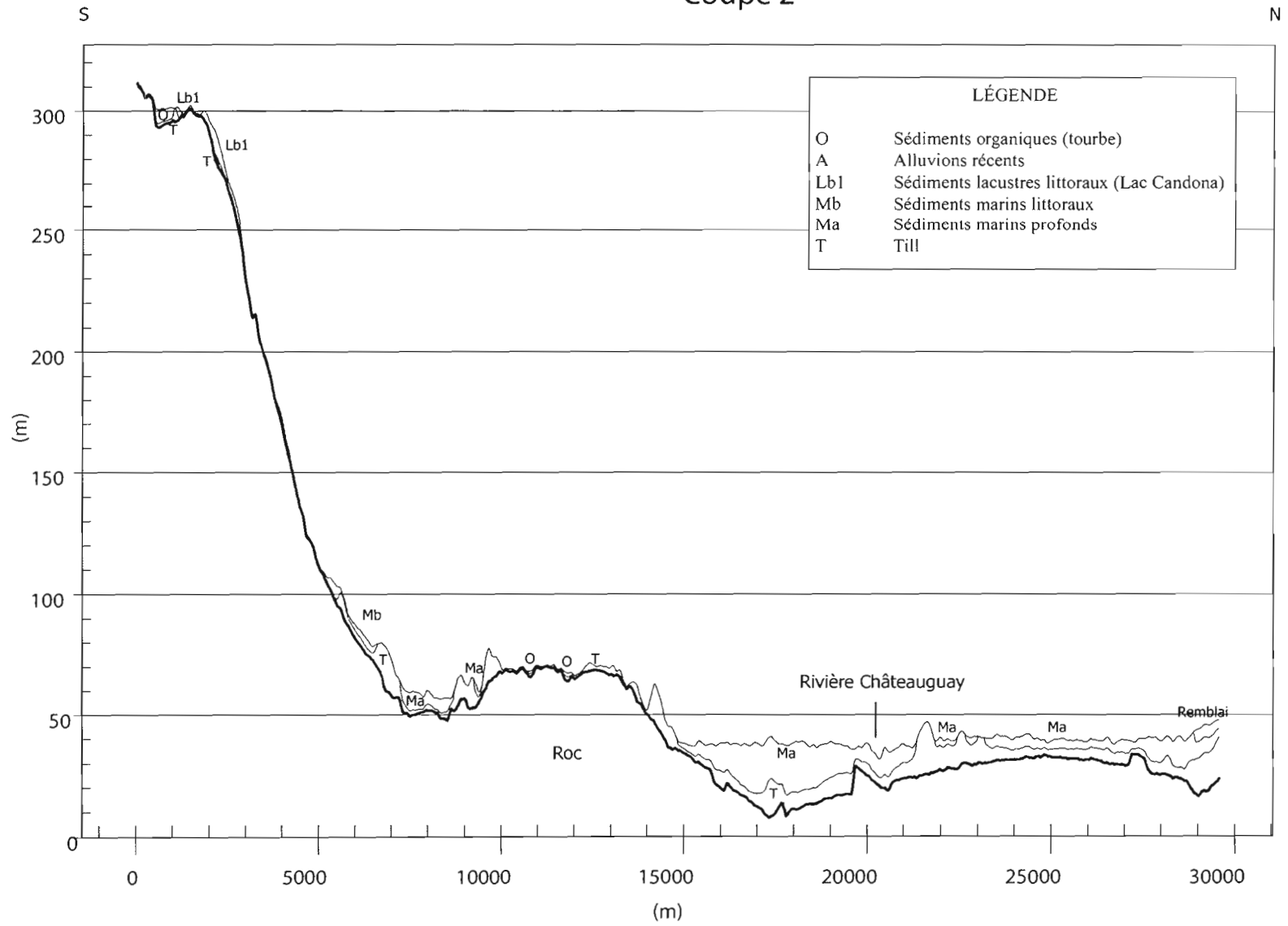
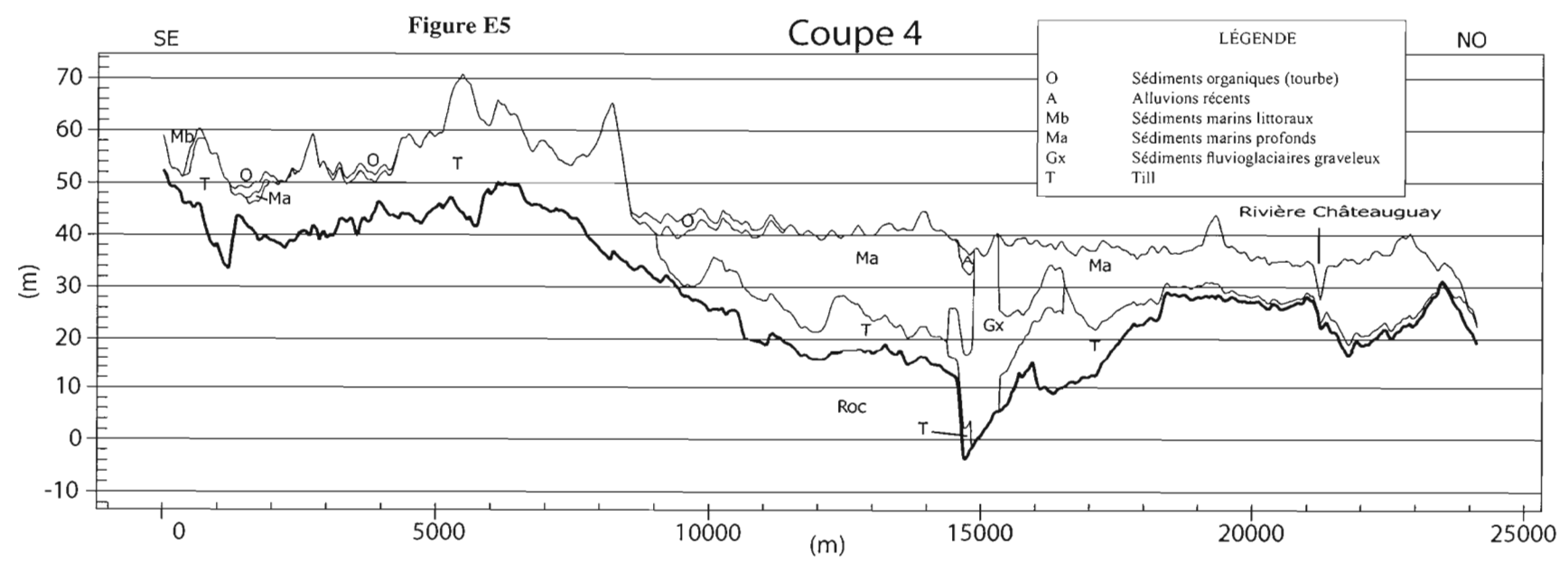
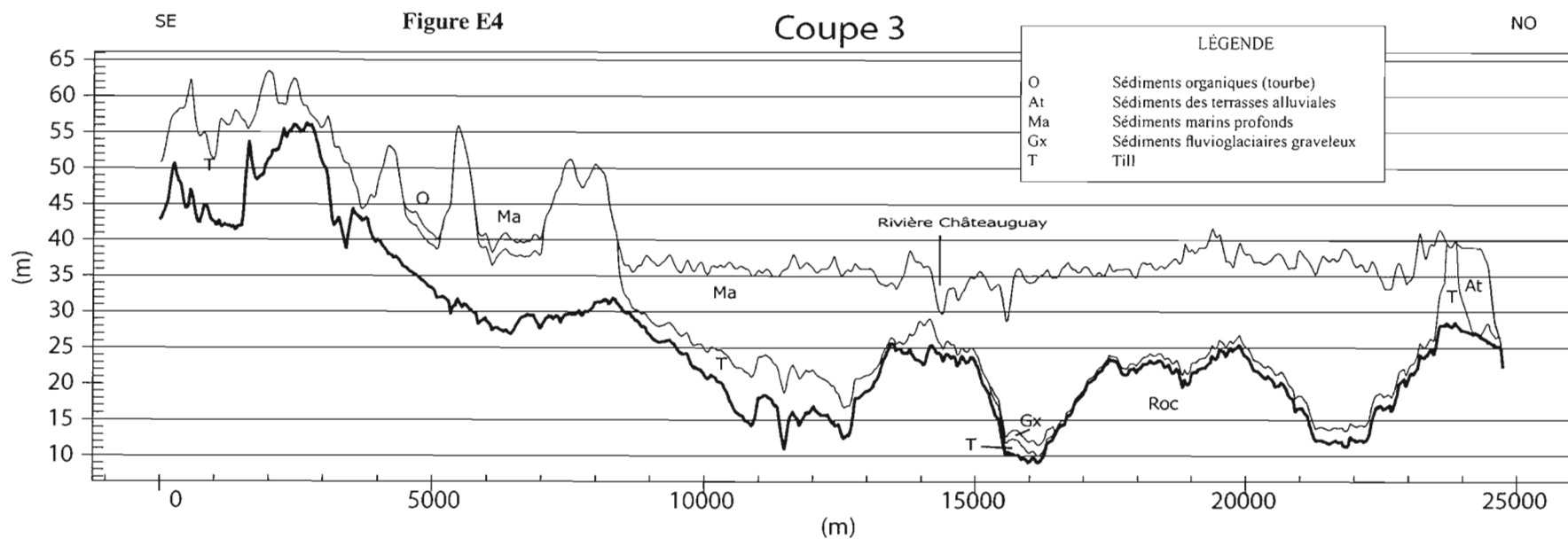


Figure E3 Coupe 2



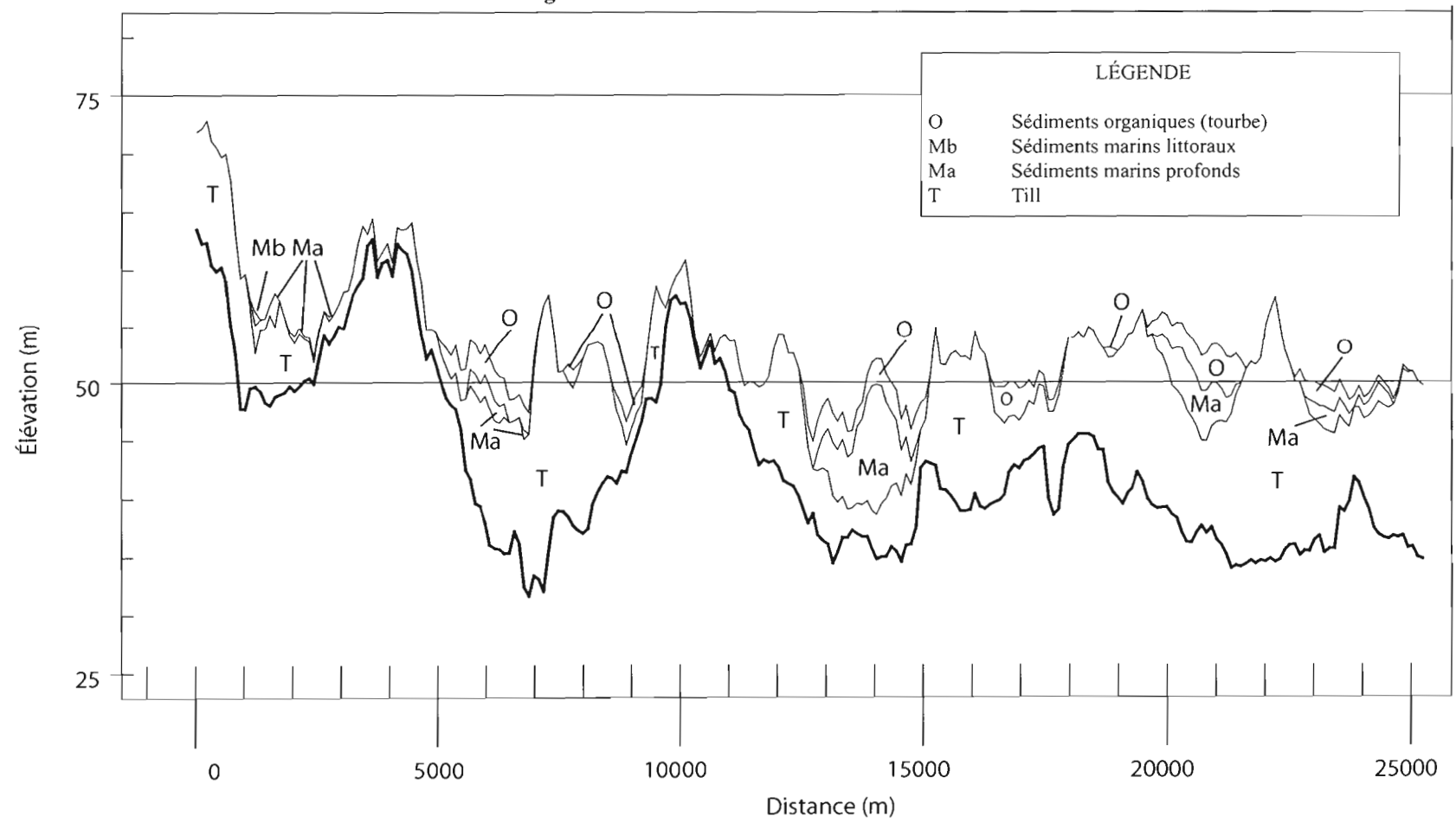


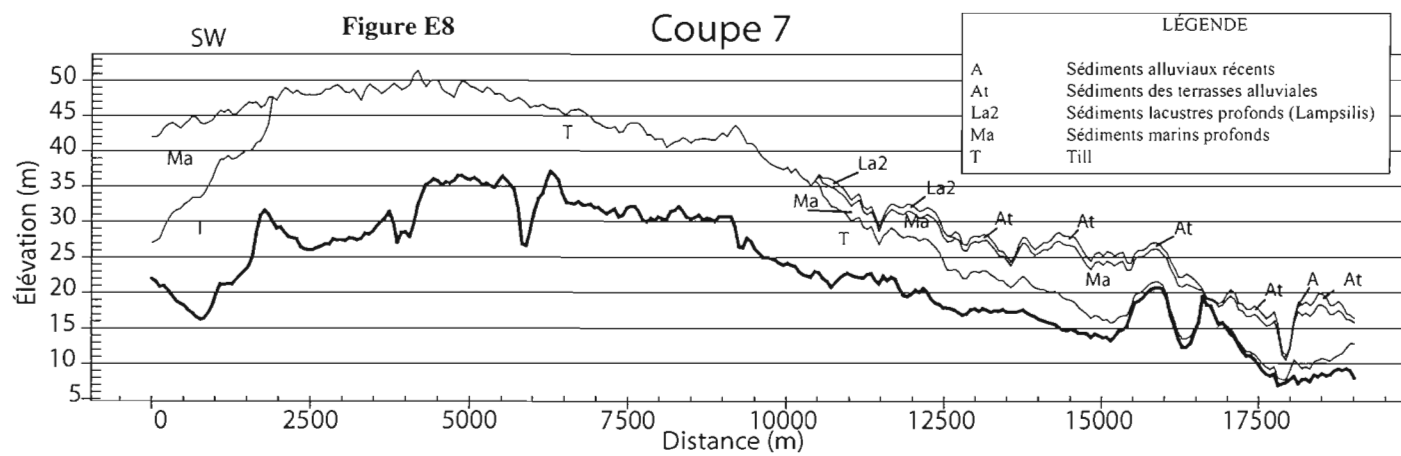
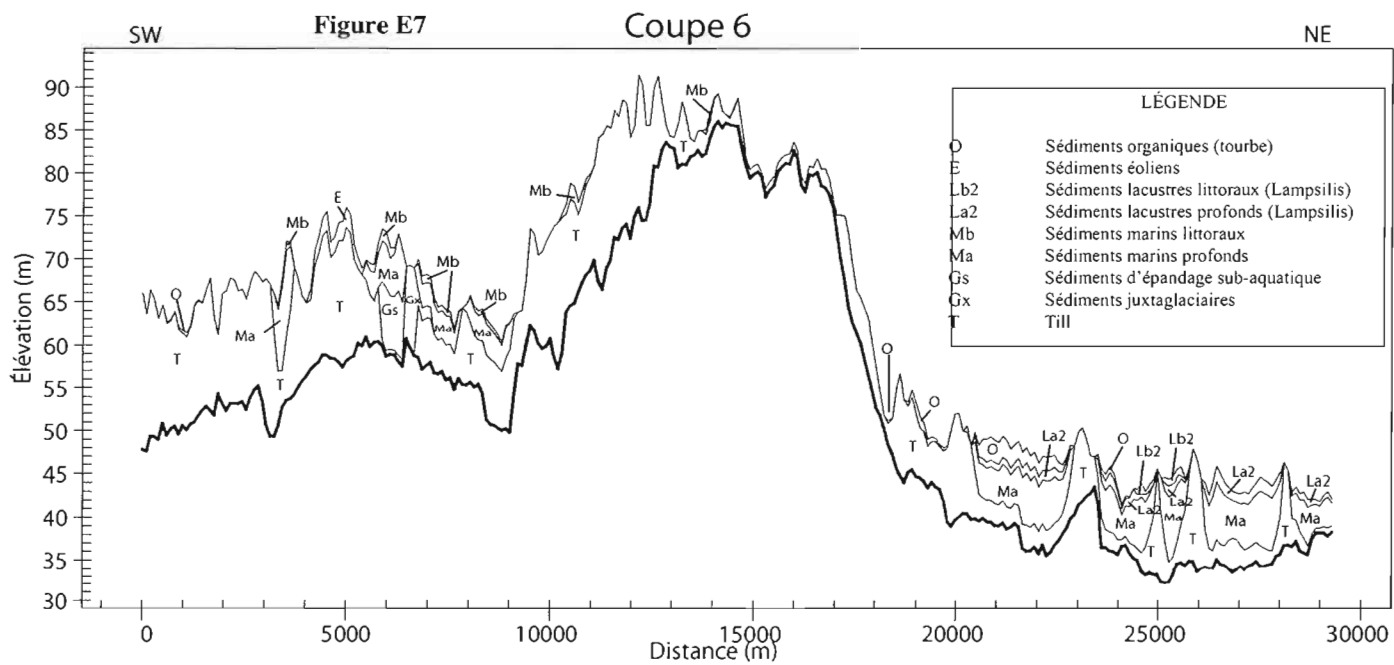
SW

Coupe 5

NE

Figure E6





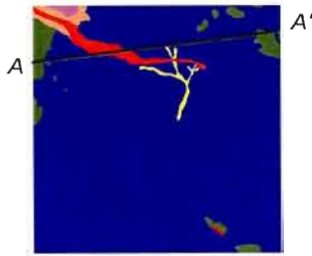
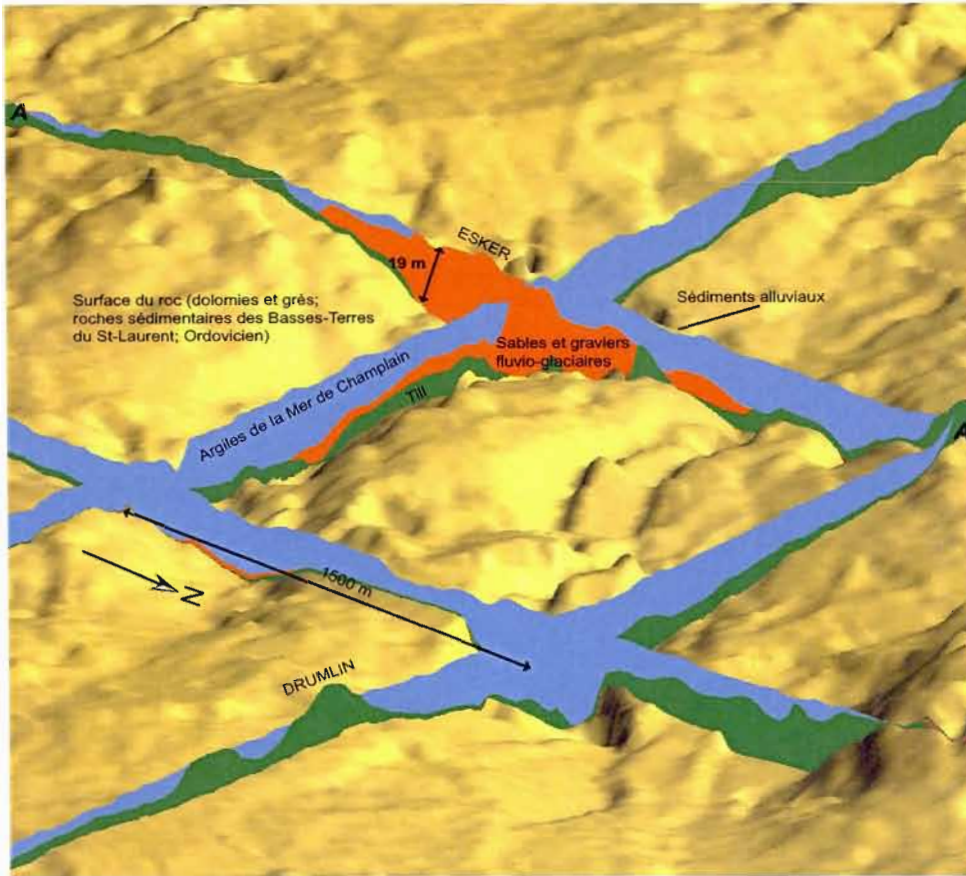


Figure E9 Coupe géologique 3D montrant les relations stratigraphiques et sédimentologiques situées principalement autour des sédiments fluvio-glaciaires. Les sédiments graveleux d'esker représentent localement des sources d'eau intéressantes en plus d'une recharge importante à l'aquifère régional rocheux. Noter la présence ou l'absence d'argile plus ou moins épaisse au-dessus de l'esker, ainsi que le contact direct ou indirect de l'esker avec le roc sous-jacent, une épaisseur de till plus ou moins épais subsistant localement sous l'esker.

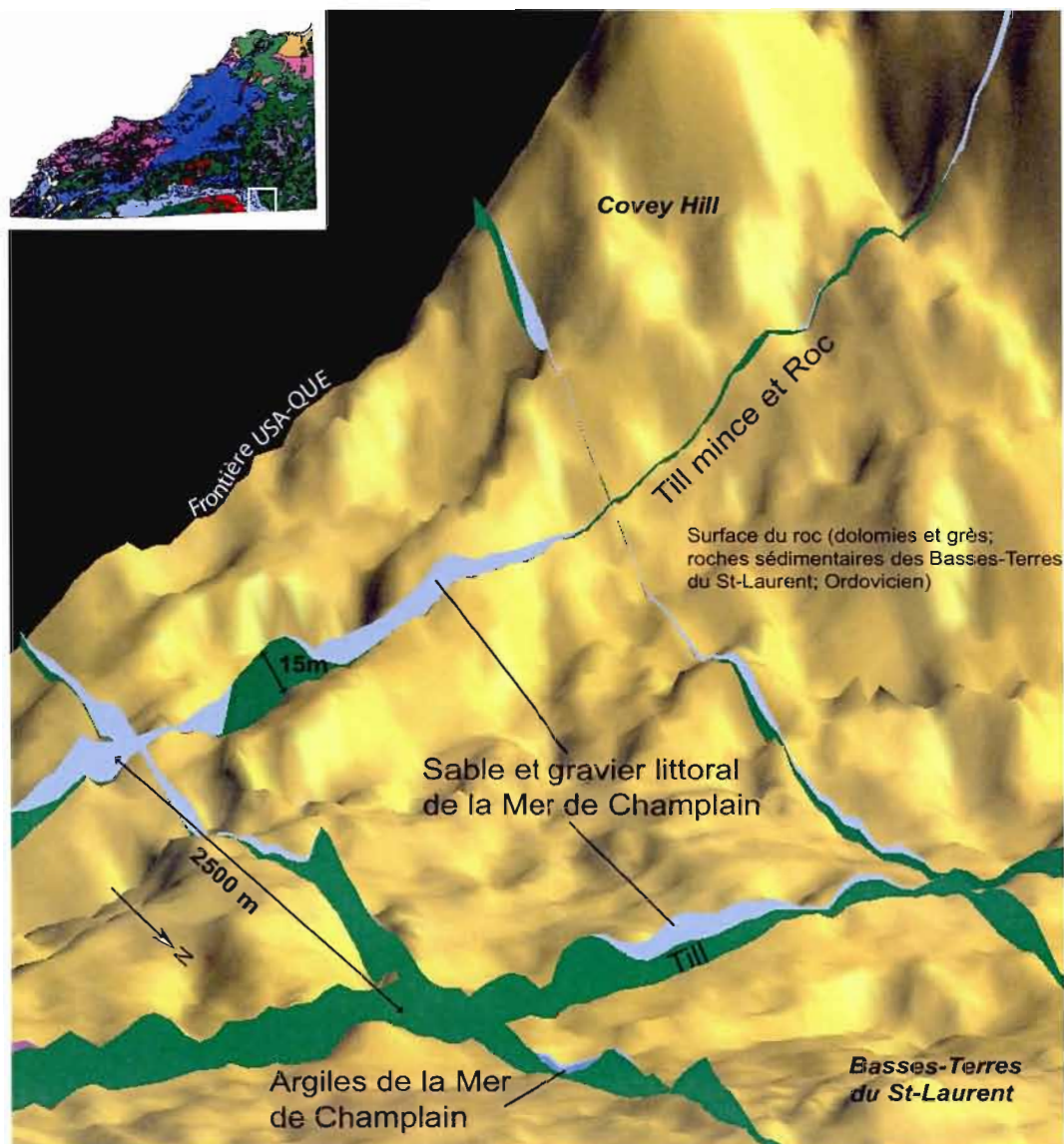


Figure E10 Coupes géologiques 3D montrant les relations stratigraphiques et sédimentologiques liées aux sables et aux graviers littoraux marins. Ces sables et graviers forment une couverture presque continue sur la colline de Covey Hill entre les altitudes de 160 m et 80 m. Ils sont déposés sur des zones discontinues de till parfois assez mince et parfois directement sur le roc. Leur épaisseur varie beaucoup, dépassant parfois 10 m mais ne formant sur certaines zones qu'une mince couverture sur le till ou le roc. Donc, globalement, les sables et graviers littoraux marins représentent une zone où il existe une recharge directe et importante à l'aquifère. Noter que sur la colline de Covey Hill il existe plusieurs zones où, bien qu'il n'y ait peu ou pas de sables et de graviers, l'épaisseur de till est mince (ou absente) et favorise donc une bonne recharge vers l'aquifère.

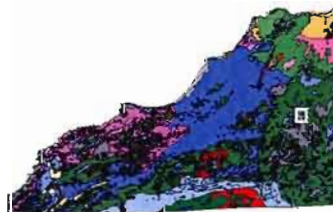
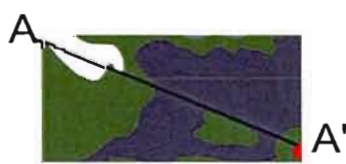
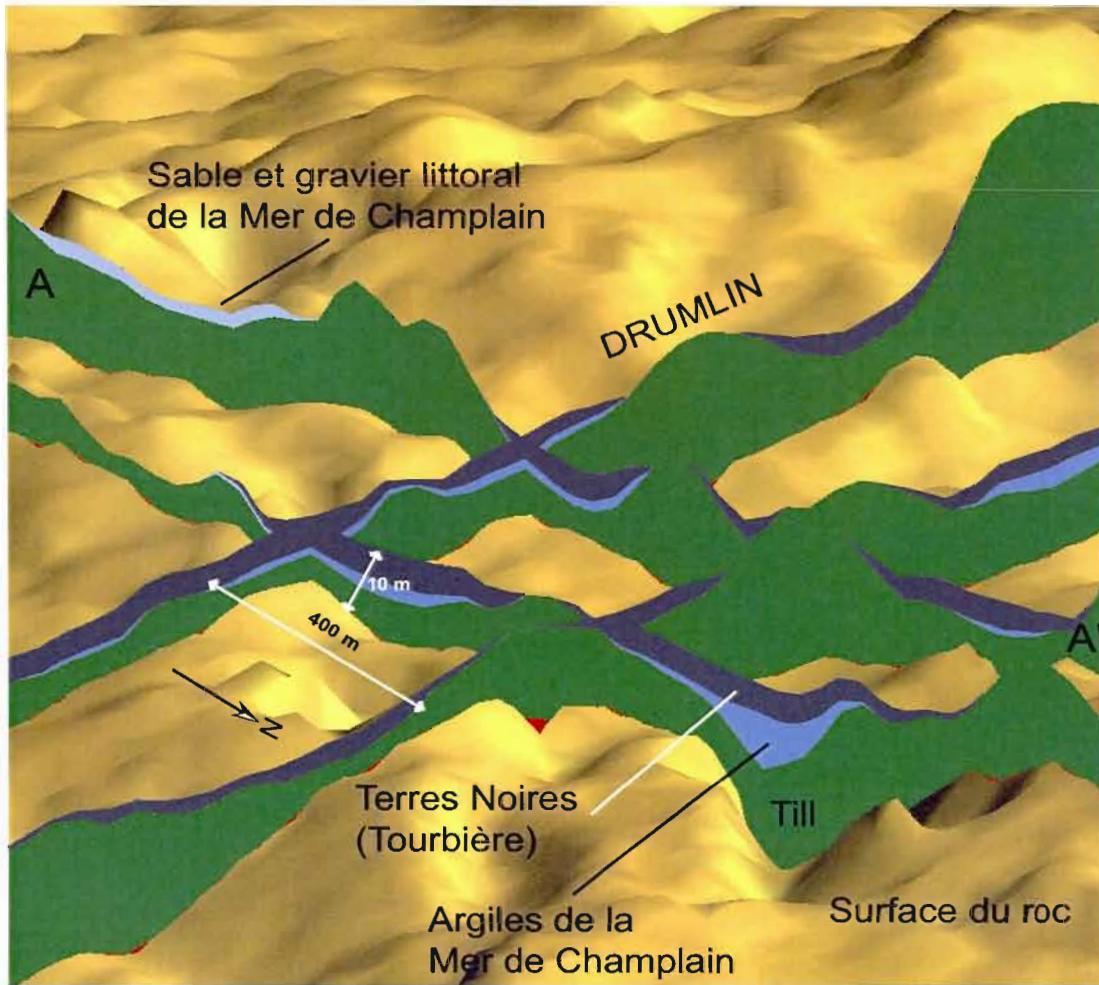


Figure E11 Coupe géologique 3D montrant principalement les relations stratigraphiques et sédimentologiques autour des tourbières. La tourbe, d'une épaisseur moyenne de 3m dans les grandes tourbières, atteint parfois des épaisseurs supérieures à 4 ou 5 mètres. Dans les plus petites tourbières, l'épaisseur est généralement inférieure à 3 mètres. Une couche d'argile marine plus ou moins épaisse comble le centre des dépressions dans lesquelles se retrouvent les tourbières, atteignant parfois des épaisseurs de plus de 6m. La présence d'argile marine est toutefois discontinue; les tourbières sont donc localement déposées sur du till ou plus rarement du roc.

ANNEXE F : ANALYSE MINÉRALOGIQUE DES SÉDIMENTS

Le but de cette section est de présenter les résultats de spectroscopie au rayon X effectués sur une série (8) d'échantillons récoltés dans la région à l'étude. Ces échantillons proviennent pour la plupart des forage à circulation inversée effectuée par le MENV en 2004. Globalement, le traitement et l'analyse des sédiments ont été conduits dans un but double, celui de produire des données qui permettent d'aider la compréhension de la géochimie des eaux souterraines dans la région (Blanchette, 2006, qui a produit une analyse de la géochimie des eaux pour le projet Châteauguay) et de fournir des piste pour le traçage sédimentologique de la région-source des minéraux contenus dans les sédiments.

L'endroit où les échantillonnages ont été effectués se retrouve sur la Figure F1. Les échantillons de tills sont analysés sous la fraction du dessus du dépôt de décantation après le brassage vigoureux de la fraction <math>< 1\text{ mm}</math> (environ 0 à 50 $\mu\text{m}</math>). Les échantillons d'argiles ont été analysés sans aucun tri granulométrique.$

La Figure F2 présente la liste des minéraux que l'on retrouve dans les argiles et les tills, selon l'analyse au RX. Pour l'ensemble des sédiments analysés, les minéraux importants sont le quartz, le feldspath, les carbonates, les amphiboles, les phyllosilicates (surtout micas), le pyroxène, etc. En général, la provenance principale des minéraux semblent être davantage la Province de Grenville que des Basses-Terres du St-Laurent, étant donné leur fort pourcentage en minéraux comme les feldspaths, les amphiboles, les micas et les pyroxènes. Les minéraux du Grenville sont encore plus concentrés dans les argiles que dans les tills. Les carbonates, des minéraux typiques des basses-terres du St-Laurent, sont plus concentrés dans



Figure F1 Carte de localisation des échantillons analysés.

les tills que dans les argiles. Les phyllosilicates sont plus abondants dans les argiles que dans les fines du till, ce qui est normal puisque ces minéraux sont peu résistants à l'abrasion, donc devraient être réduits en très fines particules lors de l'érosion glaciaire. La pyrite se retrouve en faible concentration dans les argiles marines relativement aux fines du till, contrairement à la magnétite, et *a priori* ceci semble être dû à la dissolution de la pyrite lors du transport en milieu marin.

La composition des argiles et des tills suggèrent donc un mélange entre des particules provenant du till des Basses-Terres et des particules provenant du till des Laurentides. La sédimentation fine dans la Mer de Champlain se produit à un moment où le glacier retraite des Basses-Terres vers le Bouclier canadien, et par conséquent la charge sédimentaire fine importante qu'il envoie dans les eaux marines à ce moment est composée en partie de minéraux du Grenville. Ces minéraux se mélangent à ceux provenant de l'érosion littorale et fluviatile très intense de cette période, ce qui explique la quantité non-négligeables de carbonates trouvés dans ces échantillons.

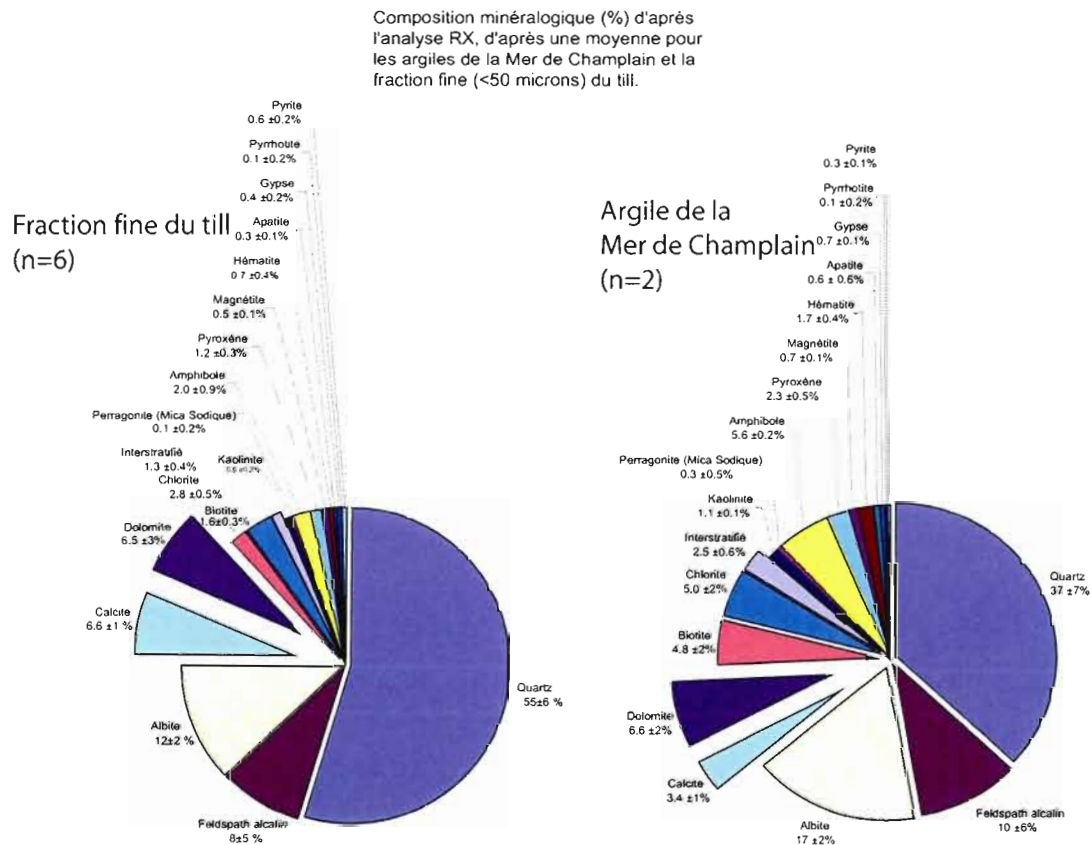


Figure F2 Analyses minéralogiques.

ANNEXE G : RELATIONS ENTRE LA GÉOLOGIE DE SURFACE ET LA GÉOCHIMIE ET LA DYNAMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES

Cette section est basé sur les travaux des autres membres du Projet Châteauguay et traite des aspects reliés à la relation entre l'eau souterraine et la géologie du Quaternaire.

Nappes libres, confinées ou semi-confinées et hydrostratigraphie

La couverture de sédiments quaternaires détermine en grande partie si l'aquifère de roc fracturé est libre, semi-confiné ou confiné (voir la Figure G1, l'annexe B et l'annexe E). Les sédiments quaternaires qui déterminent le type de confinement de l'aquifère sont l'argile, le till, les dépôt fluvioglaciaires et les dépôts littoraux.

Pour les besoins de la modélisation, la zone où une couverture d'argile est présente est considérée comme en milieu de nappe captive. Une couche de till est considérée comme fournissant une nappe semi-captive. Le roc affleurant ou près de la surface favorise une nappe libre. Une nappe libre est également considéré sous les eskers et les graviers littoraux.

Recharge et hydrostratigraphie

Le modèle hydrostratigraphique 3D des dépôts quaternaires présenté dans ce mémoire a servi comme intrant majeur dans le modèle de calcul de la recharge HELP (voir Croteau, 2006).

Un des résultats importants de cette partie du projet Châteauguay est la production d'une carte de distribution spatiale de la recharge (Figure G2). Un examen de cette carte révèle que les dépôts littoraux autour de Covey Hill, les eskers ainsi que les zones où le roc affleure (Le Rocher, la colline de Huntingon, la région entre Ste-Clothilde et Hemmingford,...) sont celles où la recharge est la plus importante. Les petites zones où des eskers sont présents permettent également un recharge importante. Les zones où il y a une couverture de till viennent ensuite. Enfin, les zones où l'argile marine est présente fournissent une recharge très limitée.

Conductivité hydraulique des unités hydrostratigraphiques

En se basant sur les études antérieures (Fagnan et al., 1998; Parent et al., 1998; Ross 2005), et les données retrouvées dans les rapports publics et privés disponibles pour la région à l'étude, la conductivité hydraulique des unités a d'abord été estimée par Croteau (2006; Figure G3). Par la suite une valeur définitive de la conductivité hydraulique a été définie lors de l'étape du calage dans le logiciel de calcul de la recharge HELP.

Résurgences d'eau souterraine

Lors des travaux de cartographie, des zones de résurgence ont été identifiées. Il est notoire que la région de Franklin/St-Antoine-Abbé recèle plusieurs puits artésiens ainsi que des sources de surface, dont certains ont pu être observés lors des travaux de terrain.

De plus, les drumlins sont constitués de till, et sont nappés d'une couche plus ou moins épaisse de till remanié, de sédiments sablo-graveleux littoraux ou de silt lacustres. Leur morphologie en bosse de 5 à 20 m de hauteur permet l'existence de petites sources temporaires (Athelstan) d'eau de surface percolant jusqu'à la base du drumlin.

Patterns géochimiques de la géochimie des eaux souterraines et couverture de sédiments quaternaires

L'évolution géochimique de l'eau souterraine est en relation avec la couverture sédimentaire quaternaire (Blanchette, 2006). L'eau est plus douce sous les zones de recharge où les sédiments quaternaires sont minces, tandis que la concentration en éléments dissous augmente lors du transit de l'eau souterraine sous le couvert confinant de sédiments quaternaires imperméables. La composition minéralogique des sédiments quaternaires influe sur la composition de la géochimie des eaux souterraines (Blanchette, 2006).

Les sels présents dans les interstices des argiles champlainiennes

Dion (1985) montre qu'une concentration d'environ 10 à 15 g/l est présente dans l'eau interstitielle des argiles de la Mer de Champlain. Ce sel provient de l'eau marine de la Mer de Champlain. La percolation de l'eau météoritique amène un lessivage du sel sur une profondeur variable, parfois plus de 5 m.

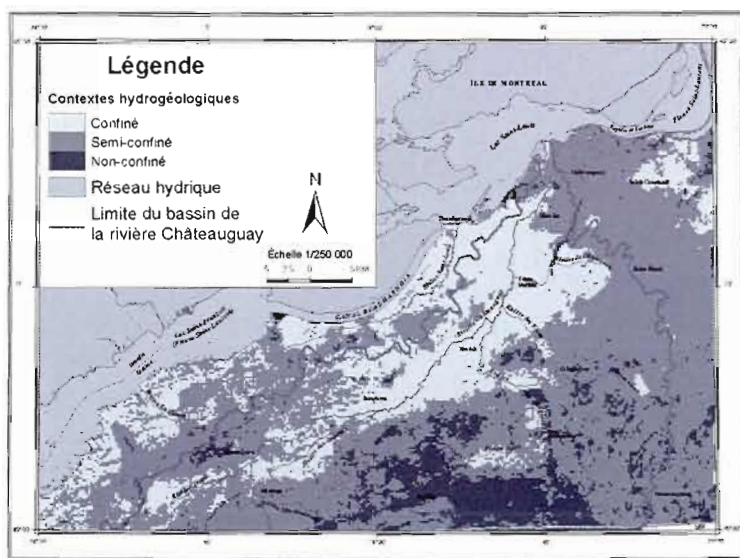


Figure G1 Carte du niveau de confinement des aquifères (Croteau, 2006).

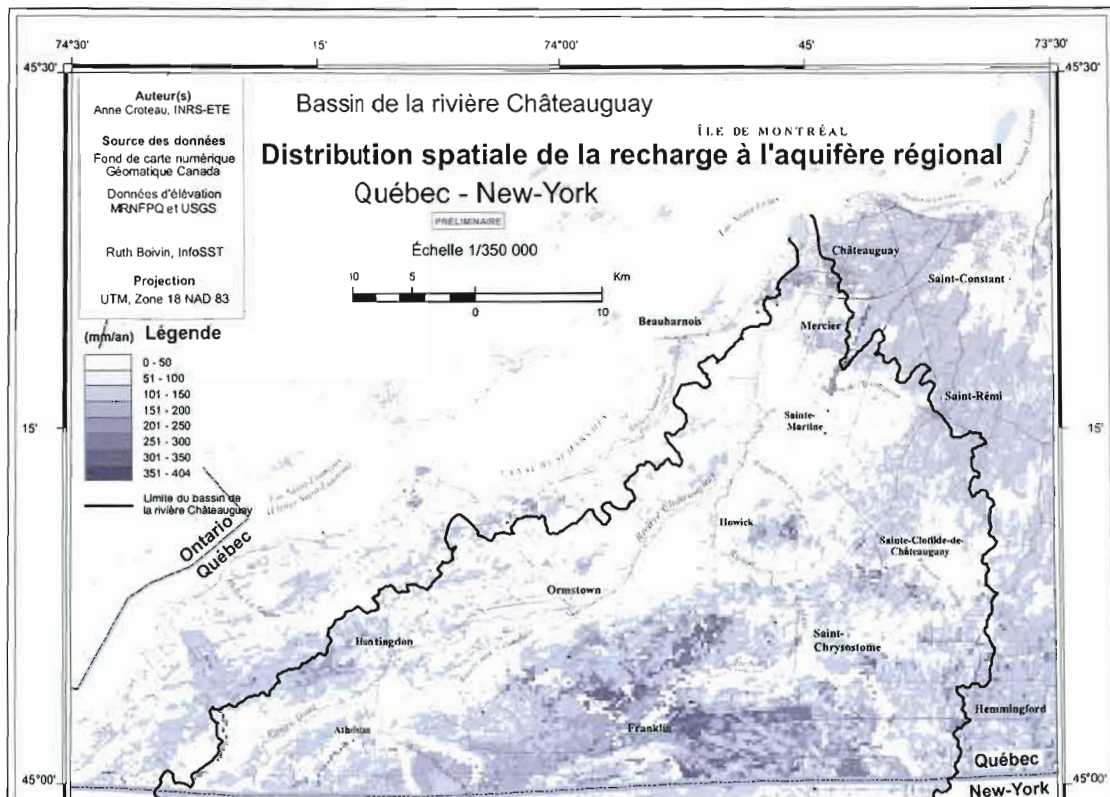


Figure G2 Carte de la recharge (Croteau, 2006).

Type de formation	Type de dépôt meuble	Niveau de confinement	Épaisseur	Conductivité hydraulique typique (K)
Dépôts de surface trouvés localement	Organique	Couche non confinante	Toutes	10^{-8} à 10^{-6} m/s
	Dépôts éoliens	Couche non confinante	Toutes	10^{-6} à 10^{-4} m/s
	Dépôts fluviaux : sable	Couche non confinante	Toutes	10^{-6} à 10^{-4} m/s
Principaux dépôts contrôlant le niveau de confinement	Argile marine mince	Couche semi-confinante	< 5 m	10^{-10} à 10^{-8} m/s
	Argile marine épaisse	Couche confinante	> 5 m	10^{-10} à 10^{-8} m/s
	Dépôt fluvio-glaciaire : sable	Couche non confinante	Toutes	10^{-6} à 10^{-4} m/s
	Dépôt fluvio-glaciaire : gravier	Couche non confinante	Toutes	10^{-5} à 10^{-3} m/s
Niveau de l'aquifère régional	Till glaciaire remanié	Couche non confinante	< 3 m	10^{-6} à 10^{-4} m/s
	Till glaciaire de base	Couche semi-confinante	> 3 m	10^{-8} à 10^{-6} m/s
	Affleurement rocheux	Couche non confinante	N/A	10^{-6} à 10^{-4} m/s

Figure G3 Conductivité hydraulique des unités hydrostratigraphiques (Croteau, 2006).

Âges ^{14}C et Tritium obtenu sur les échantillons d'eau souterraine, recharge et hydrostratigraphie

Le tritium et le ^{14}C (sur carbone inorganique dissous) ont été mesurés dans l'eau souterraine de certains échantillons (Blanchette, 2006). Les eaux dont à la fois le TU et le ^{14}C paraissent les plus vieux sont situés exclusivement dans des endroits de décharge (dans un secteur situé sous les argiles au centre de la vallée enfouie). Les âges plus jeunes en TU et ^{14}C sont situées dans les trois zones (recharge, intermédiaire et décharge), indiquant la présence d'eau plus jeune qui s'est infiltrée récemment. L'esker de Mercier présente une anomalie en ^{14}C mort (^{14}C plus « vieux » que les autres échantillons possédant un « âge » Tritium équivalent) provenant probablement l'altération rapide des carbonates présents dans les cailloux de l'esker. La colline de Covey Hill est, à l'inverse, très appauvrie en carbone mort, ceci étant probablement causé par la rareté des carbonates dans les roches hôtes (des grès de Potsdam).

ANNEXE H : DESCRIPTION DES ÉCHANTILLONS ¹⁴C ET DE MACROFOSSILES

L'altitude des sites a été mesurée à une précision de ± 1 m dans les trois directions de l'espace avec un système DGPS Max (correction *Beacon*).

Chemin Jackson

Cet échantillon de *Balanus crenatus* a été prélevé dans une gravière située sur le chemin Jackson près du chemin Covey Hill, à Hemmingford. Il s'agit d'une crête de sédiments littoraux de faible profondeur et très grossiers, composés de sables et graviers comprenant des blocs glaciels. L'intervalle échantillonné est situé à environ 4 mètres sous la surface et contenait une communauté de *Balanus crenatus* et *Hiatella arctica* (coquilles brisées et complètes, indiquant peu de transport littoral, plus de 10 individus au même endroits).

St-Mathieu 4B

Des coquilles de *Macoma balthica* ont été échantillonnées à 1 m de profondeur, en position de vie dans des sables et graviers littoraux. Cette communauté comprenait également quelques *Hiatella arctica*. Cette communauté, en biocénose sur des dépôt sablo-graveleux littoraux, vivait probablement à faible profondeur.

St-Mathieu 6A

Des coquilles de *Macoma balthica* ont été échantillonnées à environ 2 mètres sous la surface dans un till remanié par un slumping d'origine littorale. Les coquilles sont brisées mais elles n'ont sûrement pas beaucoup été déplacées verticalement car la topographie environnante est très plate.

Drumlin Ste-Clothilde

La coupe du drumlin des Terres Isabelle à Ste-Clothilde (Figure 2.1.1) est coiffée de sédiments sablo-graveleux littoraux, qui ont été échantillonnés dans l'intervalle de sables et graviers très riche en coquilles (*Hiatella arctica*, complètes et brisées) au niveau de la base de la cicatrice de glissement de terrain.

Lac-Des-Pins

La sablière du Lac-des-Pins comprend des sables et graviers littoraux et des sables intertidaux (Figure 4.2). Des coquilles brisées de *Hiatella arctica* ont été échantillonnées à la base de la

coupe, dans les sables et graviers littoraux. Puisqu'il s'agit d'une thanatocénose, le niveau relatif de l'eau est incertain, mais probablement assez faible. Un lit comprenant des algues, des macrorestes végétaux terrestres et des bryozoaires marins de type *eudendrium* a été échantillonné dans les sables intertidaux. Le bois de caribou a été daté sur collagène par AMS.

TAXONS	ÉCHANTILLONS			NOTE
	A	B	C	
<i>Arbres et arbustes</i>				
Arbuste-frg. de feuille		1		
Ligneux-écaille de bourgeon			1	
Ligneux-frg. de bois	1	5		
Ligneux-racine	+			
Ligneux-rameau			1	
Salix herbacea-feuille			2	saule, arctique alpin
<i>Herbes</i>				
Autres mousses		1	3	
Drepanocladus aduncus-tige feuillé			4	mousses
Orthotrichum-tige feuillé	2		4	mousses (arctiques)
Polytrichum-feuille			2	mousses
Polytrichum-tige feuillé	1			mousses
Carex (2-côtés)-graine			5	herbe
Carex (3-côtés)-graine			3	herbe
Dryas integrifolia-feuille			6	rosacée, arctique alpin
Potentilla sp-graine		1	3	rosacée
Scirpus sp.-graine		4	2	similaire à carex
<i>Autres</i>				
Algae-fragment	+++	+++	+++	
Eudendrium-tige		+	+++	bryozoaires marins
Pelecypoda-periostracum		2	10	
<i>Autres (contamination?)</i>				
Carabidae-élytre			3	insectes
Cenococcum graniforme-sclérote	1			boule noire micorhyzes
Insecte-mandibule			5	
<hr/>				
Nombre de taxons	6	8	17	

Notes:

-Des graines de Pin blanc et de Bouleau gris ont été retrouvés dans ces sédiments, ce qui est probablement une contamination provenant de l'échantillonnage; des pins blancs et des bouleux gris sont présents au-dessus de la coupe.

Figure H1 Analyse des macrorestes végétaux (Alayn Larouche, UdM)