

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CARACTÉRISATION DES PHASES TARDIVES DU LAC GLACIAIRE OJIBWAY À
PARTIR DES ENREGISTREMENTS SÉDIMENTAIRES ET GÉOMORPHOLOGIQUES
DE L'ABITIBI-OUEST

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

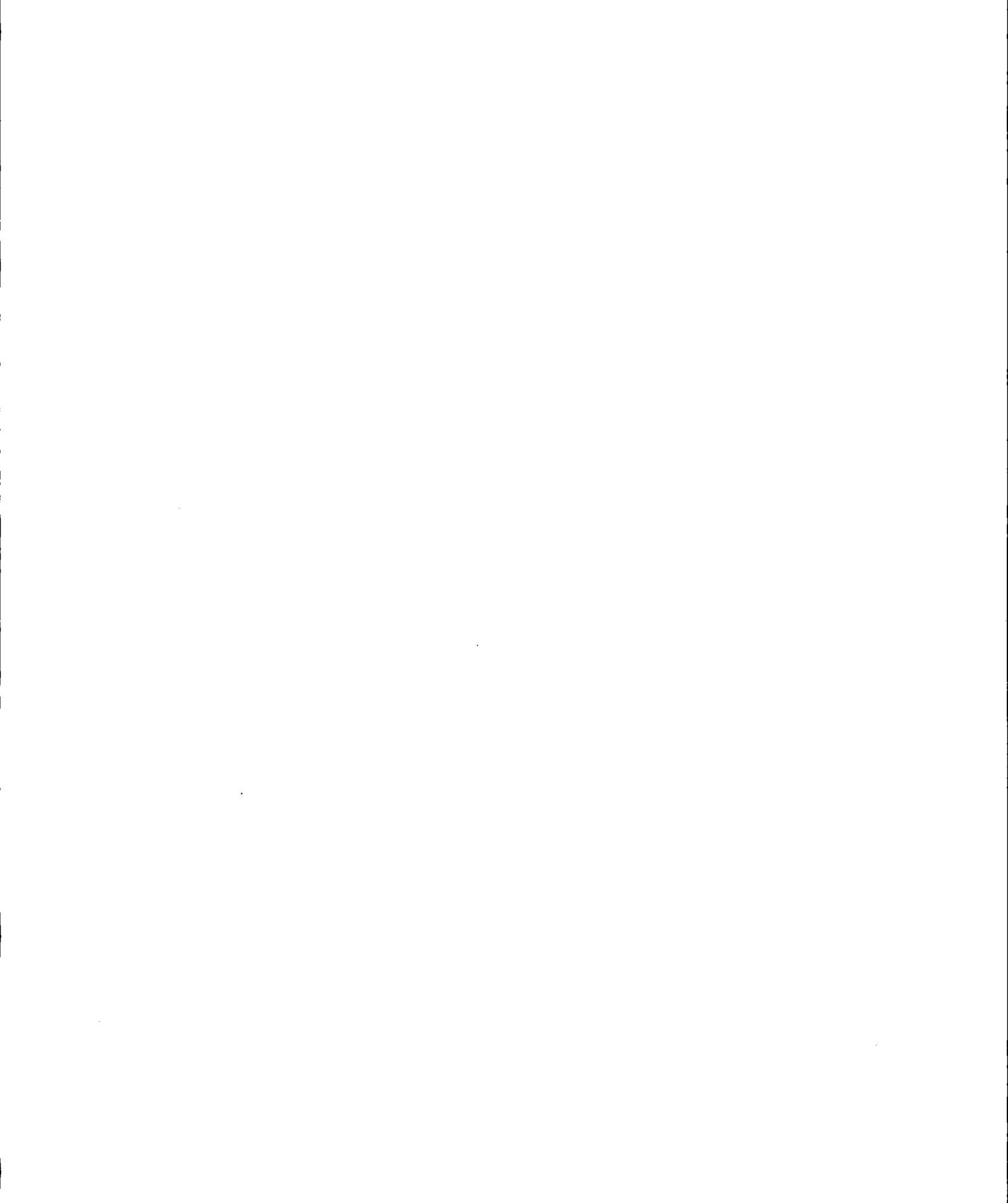
VIRGINIE DAUBOIS

JUIN 2014

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»



REMERCIEMENTS

Je voudrais d'abord remercier mon directeur de recherche, M. Martin Roy, pour sa grande disponibilité, sa patience et son aide sur le terrain. Merci de m'avoir donné l'opportunité de réaliser ce projet et de m'avoir soutenue tout au long de celui-ci. Merci également pour tous ces conseils scientifiques, mais aussi académiques qui m'ont aidé au cours de ma maîtrise.

Je tiens aussi à remercier M. Jean Veillette (chercheur émérite, CGC-Ottawa), qui a collaboré à la réalisation de ce projet, d'avoir accepté de relire ce mémoire. Ton grand apport et tes conseils ont été essentiels à la réussite de ce projet, grâce à ton immense bagage de connaissances. Merci pour ton aide sur le terrain, toujours enrichissante et plaisante !

Merci également à Robert-André Daigneault d'avoir accepté de relire ce mémoire.

Merci à M. Jean-François Hélie (chercheur, GEOTOP), à Mme Agnieszka Adamowicz (personnel de recherche – GEOTOP), à Guillaume St-Onge (professeur, UQAR-ISMER) et à Jacques Labrie (auxiliaire de recherche, UQAR-ISMER) pour leur disponibilité, leur efficacité et leur contribution scientifique quant aux données présentées dans ce mémoire.

Un merci spécial à William Brossard pour son aide et sa grande patience sur le terrain. Je suis heureuse que ce projet t'ait permis de voir du pays !

J'aimerais aussi remercier Maxime Ménard pour m'avoir initiée au projet, ainsi que mes autres collègues Pierre-Marc Godbout, Dorota Medrzycka et Stéphanie Ouimet pour leur présence et leur bon sens de l'humour. Enfin, je remercie Olivier Lamarche de m'avoir accompagnée tout au long de nos années de maîtrise.

Un dernier remerciement à ma famille qui n'a jamais cessé de m'encourager dans tout ce que j'entreprends. Merci !

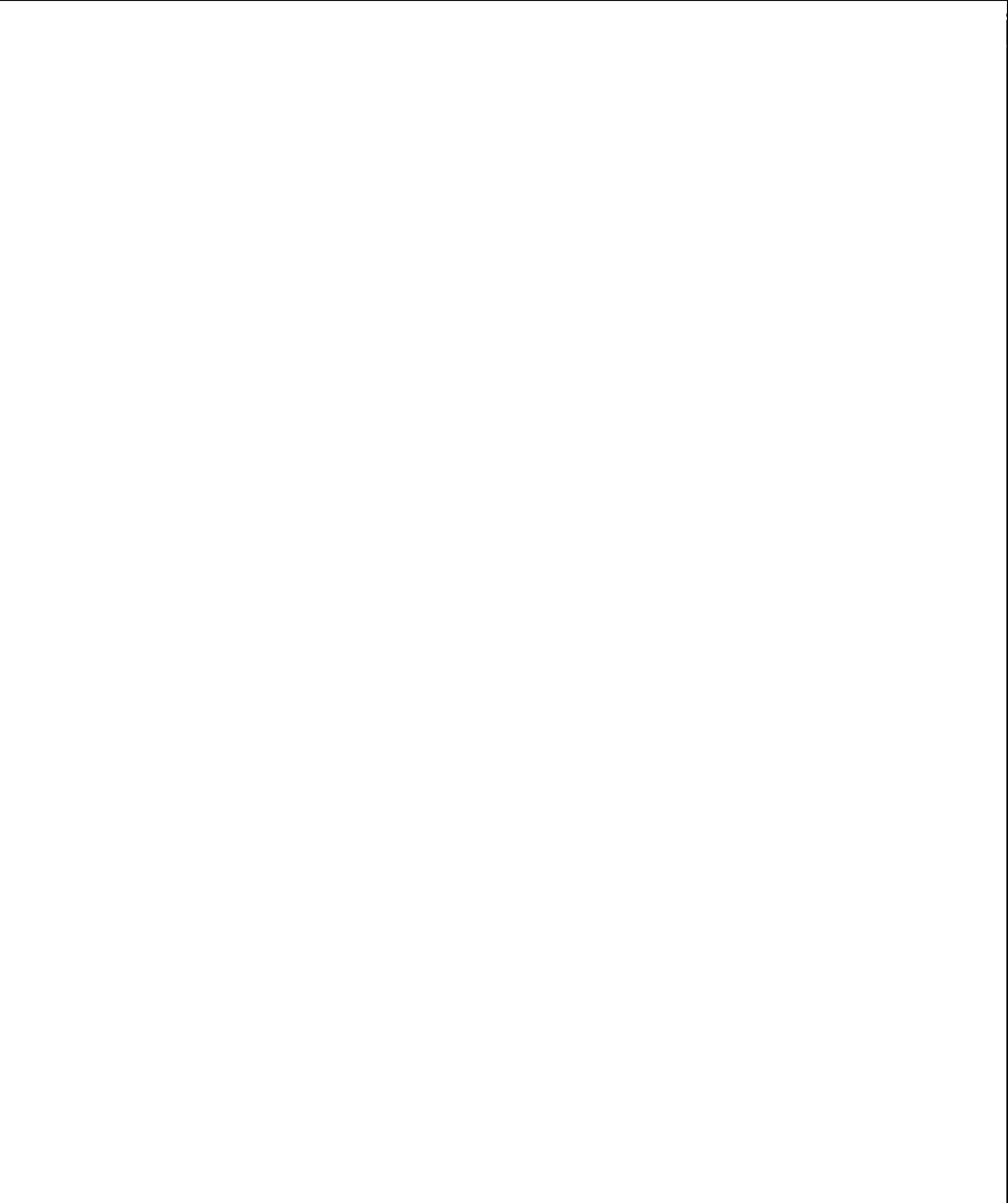


TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	ix
LISTE DES TABLEAUX.....	xiii
LISTE DES ABBRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES.....	xv
RÉSUMÉ	xvii
INTRODUCTION	1
OBJECTIFS DE L'ÉTUDE.....	3
CHAPITRE I	
LOCALISATION ET DESCRIPTION DE LA RÉGION D'ÉTUDE.....	9
1.1 Localisation	9
1.2 Cadre physiographique	9
1.3 Géologie du substratum rocheux	13
1.3.1 Province du lac Supérieur.....	13
1.3.2 Plate-forme de la baie d'Hudson	15
1.4 Géologie des formations superficielles.....	15
1.5 Travaux antérieurs sur la déglaciation du nord-ouest du Québec.....	18
1.5.1 Déglaciation du territoire.....	18
1.5.2 Évolution du Lac Ojibway.....	20
1.5.3 Événements tardi-glaciaires : les réavancées glaciaires	23
1.5.4 Drainage final du Lac Agassiz-Ojibway	27
CHAPITRE II	
RECONSTRUCTION DES PHASES DU LAC OJIBWAY.....	31
2.1 Travaux antérieurs sur les phases du Lac Ojibway.....	32
2.1.1 Hauts niveaux du Lac Ojibway	32
2.1.2 Bas niveaux du Lac Ojibway.....	34
2.2 Caractéristiques des littoraux du Lac Ojibway dans le secteur d'étude.....	35
2.2.1 Caractéristiques des gradins d'érosion lacustre.....	35

2.2.2	Caractéristiques des plages de blocs.....	42
2.3	Méthodologie : mesures d'élévation de terrasses.....	45
2.3.1	Mesures par photogrammétrie	45
2.3.2	Mesures par altimètres.....	49
2.3.3	Positionnement des transects	50
2.3.4	Analyse des mesures des terrasses et points de contrôle	50
2.4	Résultats et discussion	51
2.4.1	Niveaux du Lac Ojibway documentés.....	51
2.4.2	Conclusions et considérations paléogéographiques.....	61
CHAPITRE III		
THE DRAINAGE OF LAKE OJIBWAY IN GLACIOLACUSTRINE SEQUENCES OF		
NORTHERN ONTARIO AND QUEBEC, CANADA.		
		65
3.1	Introduction.....	68
3.2	Background on Lake Ojibway and the deglaciation	70
3.3	Methods	72
3.4	Results.....	73
3.4.1	Stratigraphic setting of the silt bed	73
3.4.2	Grain size analyses	75
3.4.3	Detrital carbonate content.....	75
3.4.4	Oxygen isotopes	76
3.4.5	Radiocarbon dating.....	76
3.5	Discussion.....	77
3.6	Conclusion	82
3.7	Acknowledgements.....	83
3.8	References.....	84
3.9	Figures and tables	89
CONCLUSION		97
TRAVAUX FUTURS.....		100
APPENDICE A		
DONNÉES DE L'ÉTUDE STATISTIQUE SUR LA MÉTHODE UTILISANT DES		
ALTIMÈTRES		
		101
APPENDICE B		
MESURES D'ÉLÉVATION DES TERRASSES UTILISÉES POUR LES QUATRE		
TRANSECTS.....		
		103

APPENDICE C
DONNÉES RELATIVES AUX SÉQUENCES SÉDIMENTAIRES COMPRENANT LA
BANDE SILTEUSE
BIBLIOGRAPHIE..... 115

LISTE DES FIGURES

Figure		Page
1	Exemple d'une terrasse d'érosion lacustre du Lac Ojibway observée dans la région du lac Abitibi, au sud de La Sarre.	4
2	Bande épaisse et blanchâtre de silt recoupant la partie sommitale des rythmites du Lac Ojibway dans la région de La Reine.	6
1.1	Physiographie, réseau hydrographique et réseau routier de la région. Le secteur d'étude est indiqué par les feuillets SNRC.	10
1.2	Localisation du secteur d'étude montrant le déboisement et le réseau routier développé de la région de La Sarre. Google Earth © (2013), tiré de http://www.google.com/earth/	11
1.3	Situation du secteur d'étude (indiqué par le carré rouge) dans le contexte du Lac Ojibway (phase Kinojévis inférieur). La ligne de partage des eaux entre le fleuve Saint-Laurent et la Baie James est indiquée par un tireté. Les roches carbonatées du Paléozoïque font partie des Basses-terres de la baie d'Hudson. Le secteur d'étude se retrouve dans le sud de la zone submergée par le Lac Ojibway. Modifiée de Vincent et Hardy (1977); Veillette (1988); Veillette (1994).	12
1.4	(A) Les provinces géologiques du Québec. La zone d'étude (indiquée par un point) se trouve dans la province du Supérieur. La plate-forme de la Baie d'Hudson (bleu) est indiquée par une flèche. Modifiée de MRN (2012); et (B) : Carte géologique du secteur d'étude avec une légende simplifiée. Modifiée de MRN (2007)	14
1.5	Carte des dépôts de surface de la zone à l'étude. Modifiée de la carte géologique des formations superficielles du Lac Chicobi de Thibaudeau et Veillette (2005).	17
1.6	Représentation de l'inlandsis Laurentidien lors de la scission entre les dômes d'Hudson et du Nouveau-Québec, ainsi que de l'étendue du Lac Agassiz-Ojibway vers de 8,6 ka cal BP. Les marges glaciaires sont basées sur Dyke (2004). Modifiée de Roy <i>et al.</i> (2011).	19

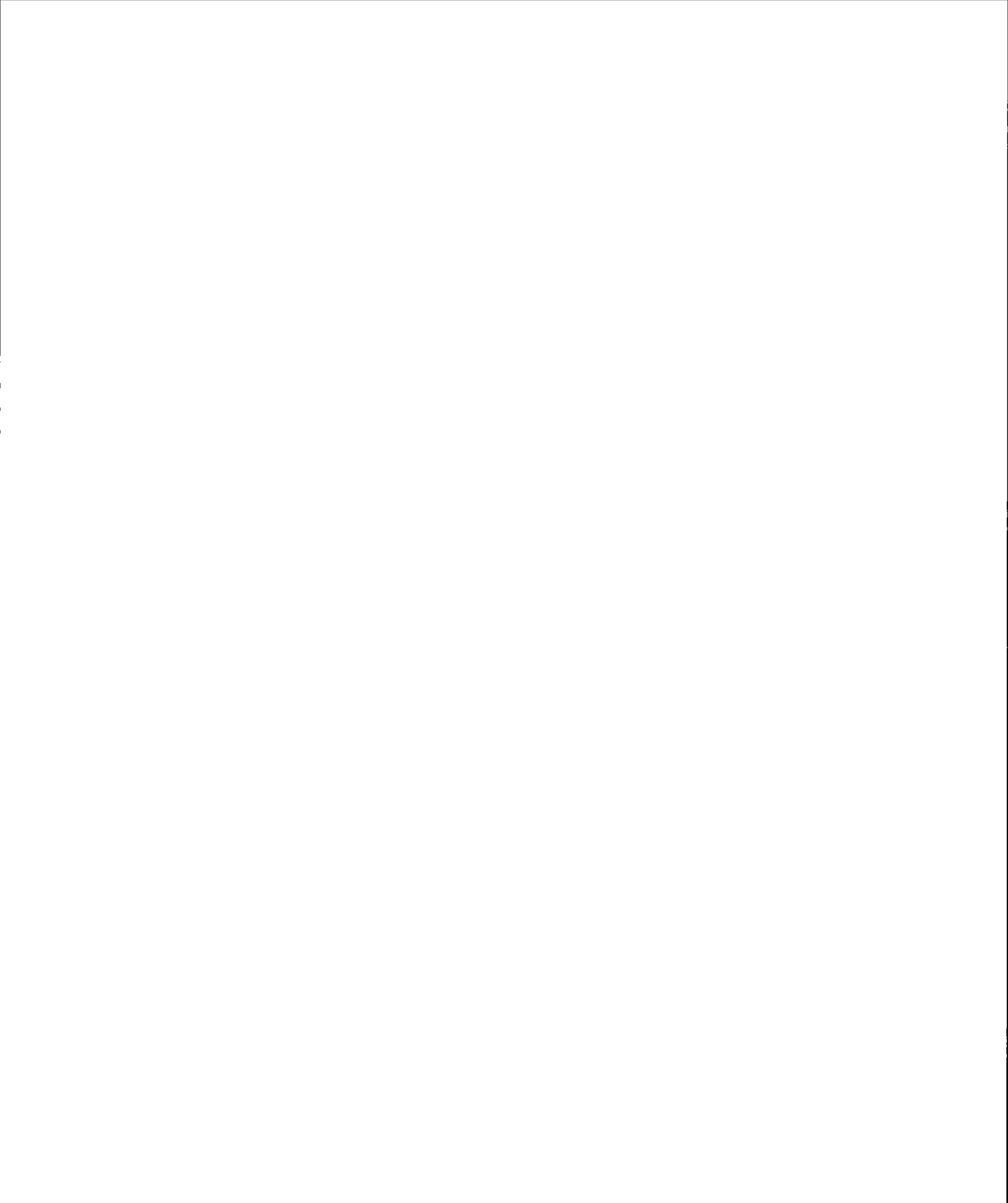
1.7	Modélisation de la phase de l'exutoire Kinojévis du Lac Agassiz montrant sa coalescence avec le Lac Ojibway. Tirée de Leverington <i>et al.</i> (2002).	23
1.8	Étendue des trois réavancées glaciaires (Cochrane I, Rupert et Cochrane II) délimitées par les lignes bleues hachurées (Hardy, 1977; Veillette, 1997). Les linéations glaciaires qui ont permis l'identification des réavancées sont également indiquées. Modifiée de Roy <i>et al.</i> (2011).	25
1.9	Séquences varvées provenant de la région du lac Matagami dont les variations de composition sont associées aux réavancées de Cochrane. Tirée de Hardy (1982).	26
1.10	Refroidissement important enregistré dans les archives climatiques des carottes de glace du Groenland il y a 8 200 ans cal BP, l'«événement 8,2 ka». Tirée de Clarke <i>et al.</i> (2003).	28
1.11	Schéma montrant le mécanisme de drainage sous-glaciaire du Lac Agassiz-Ojibway, ainsi que les différentes routes de drainage que les eaux auraient pu emprunter. Modifiée de Clarke <i>et al.</i> (2003; 2004).....	29
2.1	Plages de blocs marquant le niveau maximal atteint par le Lac Ojibway à l'ouest de Chibougamau (Veillette, photographie inédite).	33
2.2	(A) Exemple de terrasse d'érosion lacustre près de L'Île-Nepawa, dans la région du lac Abitibi; et (B) Vue oblique d'une terrasse dans la région de La Sarre.	36
2.3	Stereopair montrant la longueur que peuvent atteindre les terrasses d'érosion lacustre indiquées par des tiretés. Ces terrasses se situent à environ 5 km au nord du lac Abitibi, près de la ville de Clerval. Photos aériennes Q72116-13 et -14, échelle 1 :15 000. Ministère des Terres et Forêts (1977). Le nord se trouve en haut de la photo aérienne.....	37
2.4	(A) Terrasse d'érosion lacustre moderne du lac Abitibi avec un profil abrupt et du matériel effondré le long de la berge; et (B) Agrandissement de l'escarpement argileux exposant les rythmites Ojibway.....	37
2.5	Formation des lignes de rivage dans le bassin du Lac Ojibway. (A) Les hauts niveaux lacustres résultent en des plages de blocs développées dans le till. (B) Les bas niveaux lacustres causent le développement de terrasses d'érosion lacustre formées par l'action des vagues sur les argiles glaciolacustres.	39
2.6	(A) Exemple d'une terrasse d'érosion lacustre bien développée. La flèche rouge indique où les mesures d'élévation sont prises, au bas du talus; et (B)	

	Terrasse d'érosion lacustre plus jeune avec un sommet bien défini et une pente plus abrupte.	41
2.7	Exemple de plages de blocs retrouvées sur les collines près de la municipalité de Sainte-Rose de Poularies.	43
2.8	Plages de blocs près de la municipalité de Sainte-Rose de Poularies Les cordons littoraux sont facilement identifiables par leur couleur blanchâtre qui contrastent avec la couleur foncée de la végétation soutenue par la couverture de till. Les différents niveaux de plage sont indiqués par des flèches. Des gradins d'érosion lacustre de basse élévation, indiqués par un tireté, sont également observés dans la partie gauche de la photo. Photos aériennes Q72123-244, échelle 1 : 15 000. Ministère des Terres et Forêts (1977). Le nord se trouve en haut de la photo aérienne.	44
2.9	Localisation des terrasses d'érosion lacustre mesurées par Digital Video Plotter (DVP) et par altimètre, ainsi que des quatre transects. Le transect Est a été réalisé par Ménard (2012).	46
2.10	Différents niveaux de terrasses lacustres (tiretés) identifiés sur une photo aérienne prise près du lac Abitibi. Les différents niveaux sont indiqués à l'aide de flèches. Photos aériennes Q72123-256, échelle 1 : 15 000 . Ministère des Terres et Forêts (1977). Le nord se trouve en haut de la photo aérienne.	47
2.11	Mesure d'élévation à l'aide d'un GPS de haute précision de type Global Navigation Satellite System (GNSS).	48
2.12	Diagrammes montrant l'élévation des terrasses d'érosion lacustre en fonction de la distance. Chaque colonne représente les données et les interprétations pour les quatre transects. A-D-G-J : Données brutes d'élévation des terrasses pour chaque transect. B-E-H-L : Diagrammes montrant les groupes de terrasses, surlignés en gris, utilisés pour identifier les différents niveaux du lac. C-F-I-L : Résultats montrant les différents niveaux lacustres identifiés avec leur pente. La région de la ville de La Sarre est illustrée par le pointillé vertical dans les diagrammes C-F-I-L.	55
2.13	Compilation des résultats pour tous les transects. Les différents niveaux lacustres sont illustrés par un ensemble de quatre couleurs qui correspondent à chacun des quatre niveaux. E : transect Est; CE : transect Centre-Est; CO : transect Centre-Ouest; O : transect Ouest.	58
2.14	MNE montrant l'étendue régionale de phases de niveaux lacustres documentées. Il est à noter que le relèvement isostatique n'est pas inclus et que les niveaux sont calculés seulement pour la région de La Sarre.	63

- 3.1 A: Schematic representation of Lake Agassiz and Lake Ojibway in the context of the Laurentide ice sheet at ~8.6 cal ka BP (ice margins based on Dyke, 2004). The southward ice-flow lines (blue arrows) coming from the Hudson Dome are associated with the late-glacial Cochrane readvances. The red star shows the location of the study area. B: Extent of Lake Ojibway in the James Bay basin (modified from Veillette, 1988); solid red lines show the Cochrane I (CI), Cochrane II (CII), and Rupert (R) ice readvances (Vincent and Hardy, 1979); dashed red line shows the southernmost limit of Cochrane readvances in Quebec (Veillette, 1997). The extent of the Paleozoic carbonate rocks forming the Hudson and James Bay lowlands is also shown. C: Details of the study area and location of the Ojibway sequences sampled. Site 1: 09-023 [site elevation: 285 m]; 2: 11-101 [278 m]; 3: 10-013 [276 m]; 4: 10-006 [278 m]; 5: 11-120 [275 m]; 6: 09-025 [287 m]; 7: 09-027 [270 m]; 8: 09-006 [274 m]; 9: 09-024 [278 m]; 10: 09-030 [281 m]; 11: 09-033 [269 m]; 12: 09-026 [266 m]; 13: 09-028 [265 m]; 14: 09-032 [282 m].89
- 3.2 Examples of the thick and whitish silt bed present in Ojibway rhythmites sequences of the study area (A, B, C) and general appearance of Ojibway rhythmites typically found beneath the marker bed in Lake Abitibi region (D).90
- 3.3 Histograms showing the grain-size composition of bulk Ojibway rhythmites (rhythm.) at 10 sites. The thick marker bed is outlined with a purple box. ...91
- 3.4 Vertical distribution of the detrital carbonate content of samples in the sequences investigated. Values at each site are plotted against a schematic stratigraphic column.92
- 3.5 Histogram depicting the detrital carbonate content in coarse-grained (summer) and fine-grained (winter) layers of Ojibway rhythmites at 7 sites.93
- 3.6 Oxygen isotopes composition ($\delta^{18}\text{O}$ in ‰ vs. VSMOW at 0°C) of specific sediment intervals in 7 stratigraphic sequences containing the thick silt bed. Blank spaces are due to the absence or low abundance of ostracods in the sediment (see text for details).....94
- 3.7 Stratigraphic section recording the drainage of Lake Ojibway in James Bay (Roy et al., 2011). Figure shows the oxygen isotope composition ($\delta^{18}\text{O}$ vs. VPDB) of glaciolacustrine and marine units, and radiocarbon (^{14}C) ages of foraminifers and ostracods (this study) bracketing the drainage unit.95

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
2.1	Pente des droites représentant les niveaux déformés..... 59
2.2	Élévation de chaque niveau dans les environs de La Sarre pour tous les transects.. 61
3.1	Results from radiocarbon dating of ostracods from the marker bed..... 96
A.1	Données et résultats de l'étude statistique réalisée sur la méthode par altimètres à l'aide des points de contrôle. Les mesures sont prises sur des points de contrôles dont l'altitude est connue..... 101
B.1	Mesures d'élévation (z) des terrasses d'érosion lacustre selon les deux méthodes utilisées (DVP pour la méthode par photogrammétrie et altimètre pour la méthode par altimètres) pour les quatre transects (CE pour Centre-Est, CO pour Centre-Ouest, E pour Est et O pour Ouest). 103
C.2	Résultats des analyses de teneurs (%) en azote et en carbone inorganique; et des analyses des principales classes granulométriques (%) pour les séquences sédimentaires comprenant la bande silteuse. La colonne Unité montre dans quelle partie de la séquence les analyses ont été faites (OR pour les rythmites supérieures, SB pour la bande silteuse et UR pour les rythmites sous-jacentes)..... 109



LISTE DES ABBRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

AMS	Accelerator mass spectrometry
ans ¹⁴ C BP	Ans radiocarbones « Before Present »
ans cal BP	Ans calendaires « Before Present »
cal yr BP	Calendar years Before Present
DVP	Digital Video Plotter
GNSS	Global Navigation Satellite System
ka	Kilo-années
MNE	Modèle numérique d'élévation
MRN	Ministère des Ressources naturelles
SIGEOM	Système d'information géominière du Québec
SNRC	Système national de référence cartographique
VSMOW	Vienna Standard Mean Ocean Water



RÉSUMÉ

Les eaux de fontes relâchées à la marge sud de la calotte glaciaire Laurentidienne au cours de la dernière déglaciation ont mené au développement du Lac proglaciaire Barlow-Ojibway dans le nord-est de l'Ontario et le nord-ouest du Québec. L'histoire de ce lac au cours de ces derniers stades semble avoir été complexe, marquée notamment par les réavancées glaciaires de Cochrane peu de temps avant sa décharge finale dans la baie d'Hudson, environ 8 200 ans cal BP. Les phases tardives du Lac Ojibway demeurent encore peu documentées dans les enregistrements géomorphologiques et sédimentologiques du lac. Dans la région du lac Abitibi, des travaux de cartographie ont révélé la présence d'une série de terrasses d'érosion lacustre discontinues de basse élévation sculptées dans la plaine argileuse. Également, un événement tardif dans cette région est suggéré par la présence d'une bande de silt massive et épaisse (10-15 cm) qui recoupe les rythmites Ojibway et qui est recouverte par environ un mètre additionnel de rythmites. Ce projet de recherche porte sur l'analyse de ces formes d'érosion lacustre dans la région du lac Abitibi, ainsi que sur la composition de cet horizon silteux et de la séquence sédimentaire, afin de mieux comprendre les phases tardives du Lac Ojibway dans le contexte de la déglaciation régionale.

Des mesures d'altitude des gradins d'érosion lacustre sur quatre transects, à l'aide de nouvelles approches méthodologiques, permettent de documenter les niveaux occupés par le Lac Ojibway dans les dernières étapes de son existence. Les résultats suggèrent que l'histoire du Lac Ojibway fut marquée par au moins trois phases tardives importantes dans la région de La Sarre, avec des plans d'eau à des altitudes de 299 m, 289 m et 283 m. Un niveau additionnel de plus basse élévation est indiqué par l'ensemble de terrasses qui se retrouvent à 7 m au-dessus du lac Abitibi (272 m). Ce niveau est probablement lié à l'existence d'un paléolac Abitibi. Les résultats de cette étude indiquent également que l'horizon marqueur dans la partie supérieure de la séquence sédimentaire du Lac Ojibway est associé à un épisode de drainage du Lac Ojibway. Les analyses de composition isotopique de l'oxygène obtenues dans la séquence sédimentaire démontrent un changement abrupt passant de valeurs $\delta^{18}\text{O}$ typiques d'eaux de fonte glaciaires vers des valeurs caractéristiques des précipitations modernes, indiquant de ce fait que cette épaisse bande silteuse enregistre fort probablement le drainage final du Lac Ojibway dans la région du lac Abitibi, ou tout au moins une baisse du lac. Les contraintes chronologiques de cet événement doivent cependant être mieux définies puisque les résultats de datations au radiocarbone démontrent la présence d'un important « effet d'eau dure » dans le bassin du Lac Ojibway. De plus, les données démontrent que cet événement fut suivi par le développement d'un important plan d'eau postglaciaire, lequel a permis la mise en place du mètre supérieur de rythmites. Globalement, ces travaux fournissent des contraintes sur les phases tardives de la déglaciation associées au Lac Ojibway, renforçant ainsi potentiellement notre compréhension du rôle des décharges d'eaux de fonte dans les fluctuations climatiques qui ont marqué le début de l'Holocène.

MOTS-CLÉS : Lac Ojibway, lac glaciaire, sédiments glaciolacustres, drainage, inlandsis Laurentidien, eaux de fonte, terrasses d'érosion lacustre, niveaux lacustres.



INTRODUCTION

Le retrait de la calotte glaciaire Laurentidienne au cours de la dernière déglaciation a mené à la formation de grands lacs proglaciaires, dont le Lac Agassiz dans les Prairies canadiennes et le Lac Barlow-Ojibway dans le nord-est de l'Ontario et le nord-ouest du Québec. Le Lac Barlow s'est développé au sud de la ligne de partage des eaux entre le bassin de la baie James et le bassin du fleuve Saint-Laurent, alors que le Lac Ojibway s'est développé au nord de cette ligne. Ces grandes étendues glaciolcustres se sont formées en contact avec la marge glaciaire dans la dépression isostatique causée par le poids de la calotte Laurentidienne. Ces lacs ont évolué dans leur bassin respectif en suivant la marge du glacier en retrait vers le nord du glacier et ils auraient éventuellement fusionné dans les dernières phases de la déglaciation, peu avant leur drainage final dans la Mer de Tyrell (Hardy, 1982; Dyke et Prest, 1987; Thorleifson, 1996; Leverington *et al.*, 2002) Le drainage du Lac Agassiz-Ojibway dans l'Atlantique Nord, survenu il y a environ 8 200 ans cal BP (Barber *et al.*, 1999), a attiré beaucoup d'attention ces dernières années, principalement parce que cet événement aurait vraisemblablement déclenché un refroidissement climatique majeur qui s'est produit à la même période, soit l'«événement froid de 8,2 ka» (Alley *et al.*, 1997), aussi connu sous l'appellation refroidissement 8,2 ka. De nombreuses études démontrent maintenant que le drainage de ces lacs s'est fait de façon complexe, impliquant fort probablement plus d'un épisode de décharge d'eaux de fonte dans l'Atlantique Nord (Clarke *et al.*, 2004).

La relation entre le drainage de ce grand lac proglaciaire avec l'«événement 8,2 ka» fut d'abord établie à l'aide d'une chronologie réalisée avec des carottes marines qui datent la fin de la déglaciation et le drainage final du Lac Agassiz-Ojibway à 8 470 ans cal BP (Barber *et al.*, 1999), se reliant ainsi à un refroidissement important documenté à 8 200 ans cal BP dans les carottes de glace du Groenland (Alley *et al.*, 1997; Thomas *et al.*, 2007). Toutefois, l'impact qu'aurait eu la vidange de ces eaux de fonte sur la circulation océanique dans l'Atlantique Nord, ainsi que son implication dans l'événement de 8,2 ka doivent encore être documentés (i.e., Rohling et Pälike, 2005). Des évidences de bouleversements importants dans la circulation méridionale de l'Atlantique Nord causés par un apport d'eau douce

important sont néanmoins visibles dans des carottes marines de haute résolution de l'Atlantique Nord (Ellison *et al.*, 2006; Kleiven *et al.*, 2008).

Traditionnellement, le drainage du Lac Agassiz-Ojibway a toujours été attribué à l'effondrement du barrage de glace au-dessus de la baie d'Hudson séparant les eaux glaciolacustres des eaux marines (e.g., Dyke et Prest, 1987). Depuis, des travaux de modélisation, ainsi que des données géologiques ont montré que le lac s'est probablement drainé sous la calotte Laurentidienne avant que celle-ci atteigne sa décrépitude totale (Clarke *et al.*, 2003; 2004). Ce mécanisme, en plus d'être supporté par des évidences géomorphologiques de drainage sous-glaciaire sur le plancher de la baie d'Hudson (Josenhans et Zevenhuizen, 1990; Lajeunesse et St-Onge, 2008), soulève la possibilité que le lac se soit drainé par plus d'un événement de décharge d'eau douce, selon différentes voies de drainage. En fait, au moins deux décharges d'eau de fonte significatives sont observées dans des enregistrements sédimentaires de haute résolution provenant de carottes marines (Ellison *et al.*, 2006; Hillaire-Marcel *et al.*, 2007; Kleiven *et al.*, 2008;). Des études récentes suggèrent l'occurrence d'épisodes de drainage mineurs avant la vidange finale du Lac Agassiz-Ojibway, ainsi que des échanges sous-glaciaires avec la Mer de Tyrell (Roy *et al.*, 2011). L'histoire tardi-glaciaire du Lac Ojibway fût de plus ponctuée de réavancées régionales du front glaciaire (réavancées de Cochrane) dans le bassin du Lac Ojibway (Hughes, 1965; Prest, 1970; Hardy, 1976). Dans l'ensemble, les résultats montrent vraisemblablement que le Lac Agassiz-Ojibway s'est drainé selon une séquence d'événements complexes. Ces évidences soulèvent également de nombreuses questions quant au nombre d'événements de drainage du lac dans la baie d'Hudson et leur chronologie. Malgré toute ces informations, les évidences de terrains et les données géologiques documentant l'histoire tardi-glaciaire de ces lacs demeurent peu abondantes.

La submersion maximale du Lac Barlow-Ojibway a fait l'objet de deux études principales (Vincent et Hardy, 1977; Veillette, 1994). Ces travaux indiquent que le Lac Ojibway s'est drainé pour majeure partie de son existence par l'exutoire Kinojévis qui se situe près de la ligne de partage des eaux entre le bassin de la baie James et le bassin du fleuve Saint-Laurent (Vincent et Hardy, 1977). L'évolution, notamment les phases tardives, de ce lac restent cependant mal documentées. Dans le bassin Agassiz, Klassen (1983) rapporte la présence de

plages sableuses de bas niveau (niveau Fidler); dont l'altitude aurait été contrôlée par un autre exutoire encore inconnu (e.g., Thorleifson, 1996). Le développement de telles lignes de rivage dans le bassin Ojibway est cependant limité puisque la région est principalement caractérisée par une grande plaine argileuse qui limite le développement de plages sableuses classiques. Des travaux de cartographie (Thibaudeau et Veillette, 2005) ont toutefois relevé la présence de petites terrasses d'érosion lacustre sculptées dans l'argile dans le nord-ouest de l'Abitibi. Ces terrasses de basse élévation seraient associées à des phases tardives du Lac Ojibway (Ménard, 2012). De plus, des événements tardifs dans le bassin Ojibway, plus précisément dans la région de La Reine en Abitibi, sont suggérés dans les sédiments glaciolacustres par la présence d'un lit silteux épais et blanchâtre qui recoupe la partie supérieure de la séquence d'argiles rythmées du Lac Ojibway (Ménard, 2012). Cette étude se concentrera principalement sur ces formes d'érosion lacustre et sur cette séquence sédimentaire du nord-ouest de l'Abitibi, se rattachant aux phases tardives du Lac Ojibway.

Objectifs de l'étude

L'objectif de ce projet de maîtrise est de caractériser les phases tardives du Lac Ojibway à l'aide des enregistrements géomorphologiques et sédimentologiques observés dans la région du lac Abitibi, dans le nord-ouest de l'Abitibi.

Un des objectifs du projet consiste donc à reconstruire les niveaux des différents plans d'eau de basses élévations du Lac Ojibway, lesquels sont fort probablement reliés à des événements tardifs qui ont mené au drainage final du lac au cours de la dernière glaciation. Cet objectif passe par la caractérisation des formes géomorphologiques reliées à des bas niveaux du lac retrouvées dans le sud du bassin Ojibway, dans la région du lac Abitibi. De telles formes ont été identifiées dans la région par Thibaudeau et Veillette (2005), lors de travaux de cartographie de la géologie de surface menés par la Commission géologique du Canada. Il s'agit de différents niveaux de terrasses d'érosion lacustre de basses élévations (figure 1). Spécifiquement, cette étude consiste à caractériser ces niveaux tardifs à partir de leur nombre

et de leur élévation. L'élévation de ces terrasses a été mesurée par une méthode basée sur la photogrammétrie, ainsi que par une méthode de mesures directes utilisant des altimètres.



Figure 1 Exemple d'une terrasse d'érosion lacustre du Lac Ojibway observée dans la région du lac Abitibi, au sud de La Sarre.

Le second objectif de cette étude est de documenter les séquences sédimentaires qui comprennent un lit silteux anormalement épais et blanchâtre recoupant les rythmites du Lac Ojibway (figure 2). Ce lit, originellement rapporté par Veillette *et al.* (1999), est généralement présent dans le premier mètre sous la surface. Cet horizon marqueur correspond à une bande continue de 10 à 20 cm de silt qui est bordée de part et d'autre par des argiles glaciolacustres finement litées. Un des objectifs importants constitue donc à définir la signification de ce lit marqueur dans la chronologie de la déglaciation finale du territoire et sa relation avec le drainage final du Lac Ojibway. Les méthodes utilisées pour caractériser cette séquence sédimentaire seront l'analyse granulométrique, le contenu en carbonate détritique, la composition en isotope de l'oxygène et la datation au radiocarbone des microfossiles présents dans ce lit.

Ces travaux viennent compléter les thématiques de recherche abordées dans le projet de maîtrise de Ménard (2012). En effet, ce dernier avait testé l'hypothèse que les terrasses d'érosion lacustre dispersées sur le territoire de la région du lac Abitibi pouvaient être utilisées pour définir des niveaux lacustres cohérents. Pour ce faire, il avait mesuré une série de terrasses qui se trouvaient le long d'un transect orienté nord-sud dans la région de La Sarre. Les résultats encourageants obtenus nous ont amené à faire trois autres transects au nord du lac Abitibi afin d'augmenter le nombre de mesures d'élévation de terrasses et ainsi étendre de façon significative la région d'étude, ce qui nous permettra de préciser les niveaux suggérés par ces travaux. De plus, nous avons évalué une autre approche méthodologique afin de mesurer les terrasses d'érosion lacustre. Les travaux de Ménard (2012) avaient également repéré divers sites où se trouvait l'horizon marqueur dans les séquences de rythmites régionales. Des travaux avaient été effectués sur seulement quelques uns de ces sites, car une partie des analyses faites était fondée sur l'extraction de microfossiles (ostracodes) des séquences; une tâche fastidieuse demandant beaucoup de temps. Les travaux ont donc été entrepris sur le reste des séquences observées afin de compléter les résultats préliminaires qui avaient été obtenus et ainsi de disposer d'un portrait plus régional de cette séquence sédimentaire.



Figure 2 Bande épaisse et blanchâtre de silt recoupant la partie sommitale des rythmites du Lac Ojibway dans la région de La Reine.

Le choix de la région d'étude est principalement basé sur les travaux antérieurs qui indiquent que les enregistrements géomorphologiques et sédimentaires sont propices à l'étude du Lac Ojibway. En effet, Veillette *et al.* (1999) rapportent la présence d'une bande de silt dans la région du lac Abitibi, près de la municipalité de La Reine, dans un fossé d'irrigation fraîchement excavé; tandis que la cartographie réalisée par Thibaudeau et Veillette (2005) révèle la présence de nombreuses terrasses d'érosion lacustre dans le secteur qui comprend la ville de La Sarre. Globalement, il s'agit d'une région plutôt agricole, donc déboisée, ce qui en facilite l'accès et les observations (voir Chapitre 2). Ce cadre physique permet d'une part de mieux voir les formes géomorphologiques associées aux niveaux lacustres, et d'autre part de

faciliter leur mesure. De plus, le système routier bien développé comprend de nombreuses excavations qui révèlent la partie supérieure de la séquence Ojibway.

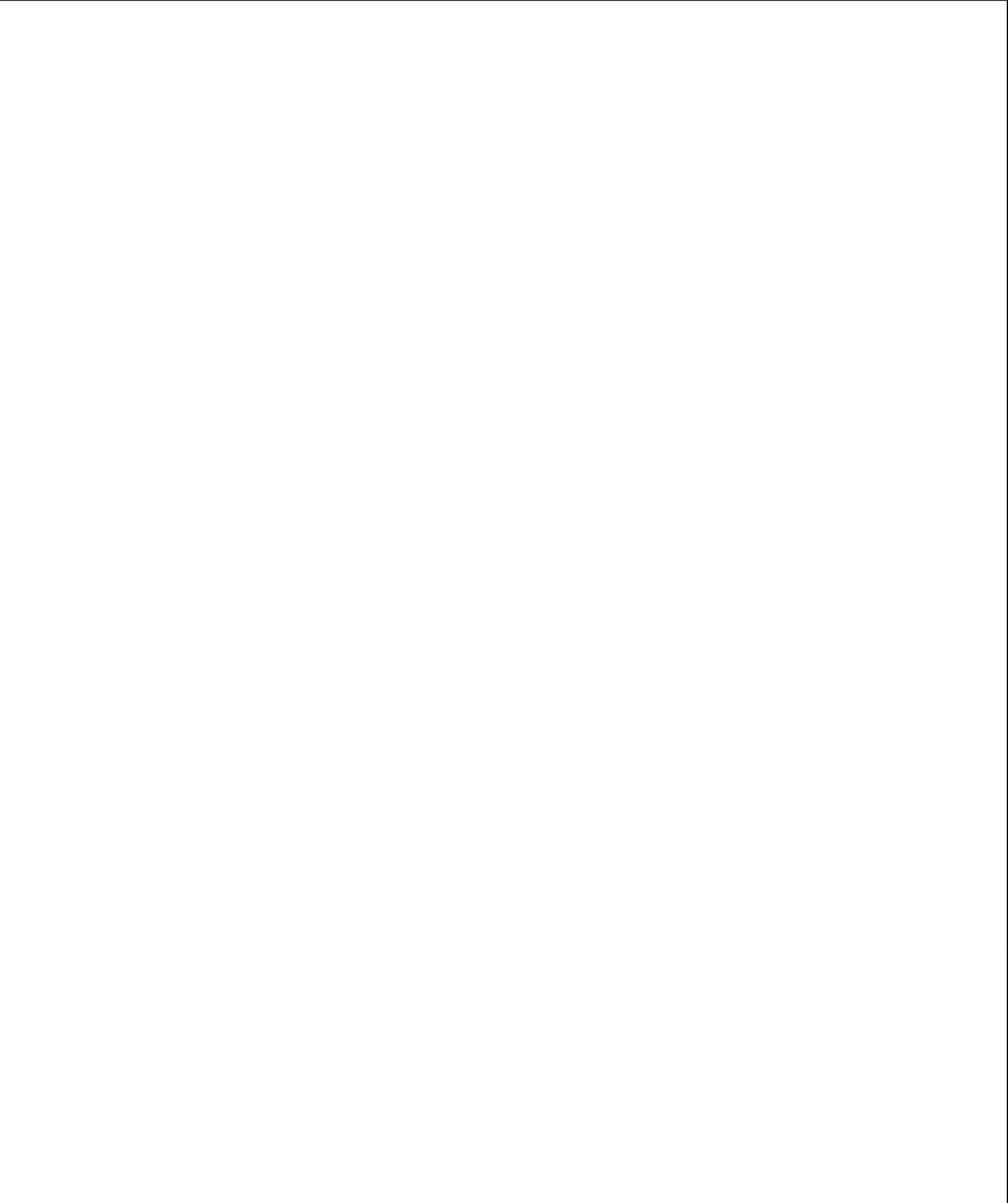
Les résultats de cette étude devraient améliorer les connaissances sur les niveaux associés aux phases tardives du Lac Ojibway qui sont encore peu documentés, ainsi que la compréhension des événements menant au drainage final du Lac Ojibway

Ce mémoire se divise en trois chapitres. Le Chapitre I présente les principales caractéristiques du cadre physiographique, la géologie du substratum rocheux et la géologie du Quaternaire de la région d'étude. S'ajoute à ce chapitre une revue des travaux antérieurs sur la déglaciation de la région d'étude, l'évolution du Lac Ojibway, les événements tardiglaciaire (réavancées glaciaires) et le drainage final du Lac Ojibway.

Le Chapitre II est consacré à la caractérisation des niveaux lacustres tardifs du Lac Ojibway dans le secteur d'étude. Ce chapitre comprend : une synthèse des travaux antérieurs sur les niveaux du Lac Ojibway, les caractéristiques des terrasses d'érosion lacustre; les méthodologies utilisées pour mesurer les élévations de ces terrasses; et la présentation et l'interprétation des mesures d'élévation pour les différents niveaux documentés.

Le Chapitre III présente un article scientifique intitulé « The drainage of Lake Ojibway in glaciolacustrine sequences of northern Ontario and Quebec, Canada » qui a été accepté par la revue externe *Boreas*. Cet article documente la répartition spatiale et qui interprète l'origine de la bande de silt dans la séquence sédimentaire supérieure du Lac Ojibway, dans la région de La Reine. L'article comprend : une brève synthèse des travaux antérieurs sur les séquences sédimentaires du Lac Ojibway; la méthodologie utilisée pour étudier cette séquence; l'analyse des résultats d'analyse granulométrique, de contenu en carbonate détritique, de composition en isotopes de l'oxygène et de datations radiocarbones, et une interprétation et une discussion de ces résultats.

Enfin, une conclusion est présentée et permet de mettre en lien les terrasses d'érosion présentées au Chapitre II avec les couches de silts décrites dans le Chapitre III; deux événements qui se sont produits à la fin de la déglaciation. De brèves suggestions pour les travaux futurs sont également présentées.



CHAPITRE I

LOCALISATION ET DESCRIPTION DE LA RÉGION D'ÉTUDE

1.1 Localisation

Le secteur d'étude est localisé dans la région de l'Abitibi-Ouest, près de la ville de La Sarre qui se situe à l'est du lac Abitibi et couvre quatre feuillets SNRC au 1 : 50 000; le 032D14, le 032D11 et la bande orientale correspondant au territoire québécois sur les feuillets 032D13 et 032D12 (figure 1.1). Le territoire ainsi couvert fait 40 km de largeur et 55 km de longueur, formant une aire approximative de 2 200 km². Le réseau routier y est bien développé et la plupart du terrain est agricole et déboisé (figure 1.2).

1.2 Cadre physiographique

Le secteur d'étude fait partie de la région physiographique du Bouclier canadien, plus précisément de la province naturelle des basses-terres de l'Abitibi et de la Baie James, qui correspond à une plaine légèrement inclinée vers la baie James (Li et Dutruc, 1999). Le relief de cette région est de faible amplitude, étant largement aplani par l'imposante couverture de dépôts quaternaires, notamment par les argiles laissées par le plan d'eau glaciolacustre ayant recouvert l'ensemble de l'Abitibi, le Lac Barlow-Ojibway (figure 1.1). La répartition de ces sédiments fins reflète de près la morphologie (relief) du substratum rocheux et les épaisseurs maximales présentent une forte corrélation avec les parties les plus basses du bassin Ojibway (Thibaudeau et Veillette, 2005). L'altitude du terrain varie entre 280 m à 300 m, avec quelques sommets plus hauts à 320 m, tels que les collines situées près du village de Sainte-Rose-de-Pouliaries, localisé à environ 20 km au sud-est de La Sarre.

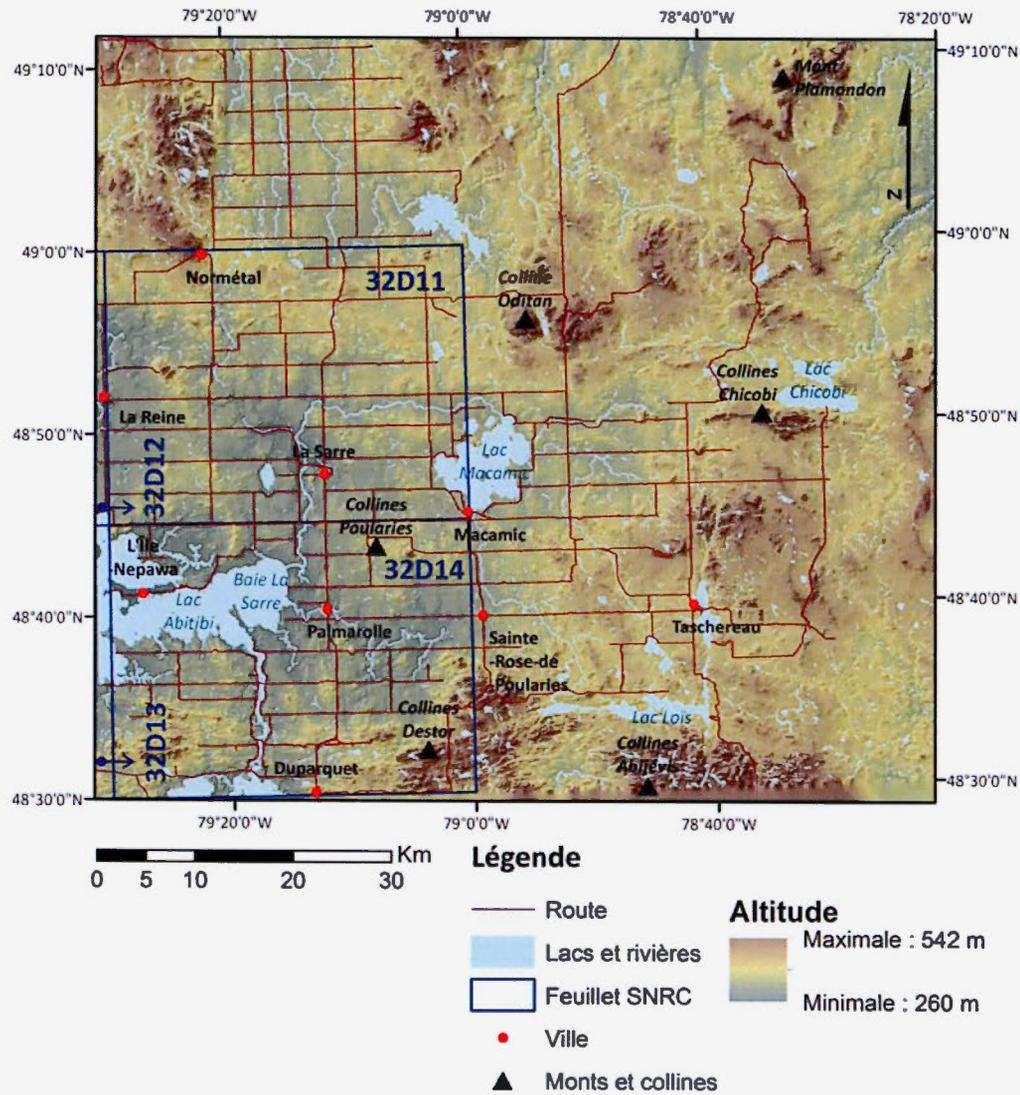


Figure 1.1 Physiographie, réseau hydrographique et réseau routier de la région. Le secteur d'étude est indiqué par les feuillets SNRC.

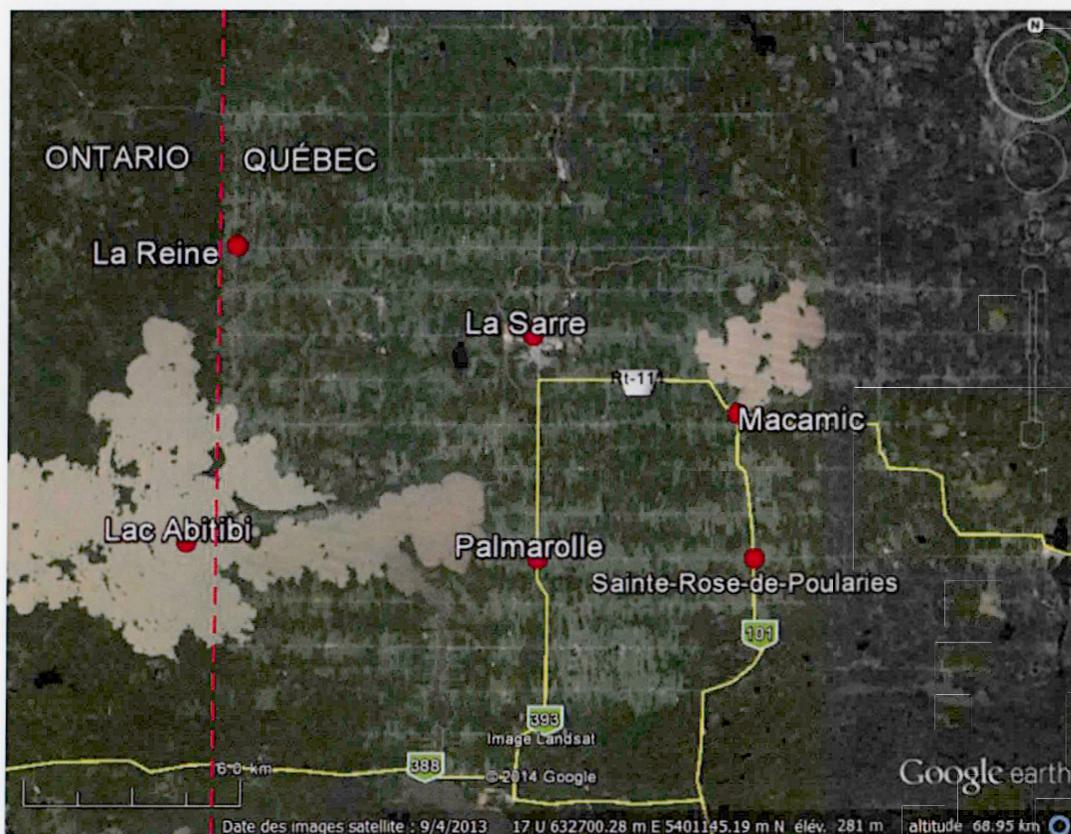


Figure 1.2 Localisation du secteur d'étude montrant le déboisement et le réseau routier développé de la région de La Sarre. Google Earth © (2013), tiré de <http://www.google.com/earth/>.

La zone d'étude se trouve dans le bassin hydrographique de la baie-James et de la baie d'Hudson qui se draine vers le nord, dans l'extrémité sud de la baie James. La ligne de partage des eaux entre la baie James et le fleuve Saint-Laurent passe à environ 20 km au sud de la région d'étude (figure 1.3). Les cours d'eau ont également incisé la plaine argileuse, formant des réseaux dendritiques finement découpés (Thibaudeau et Veillette, 2005). Ce secteur comprend de nombreux lacs, le plus important en superficie étant le lac Abitibi qui occupe d'ailleurs une grande partie de la région d'étude. La présence des argiles Ojibway sur le territoire favorise également le développement de zones marécageuses sur les terres mal

drainées qui sont très nombreuses autour du lac Abitibi. Enfin, de longues crêtes d'esker orientées nord-sud traversent le territoire, celles-ci étant généralement adoucies par la couverture d'argile.

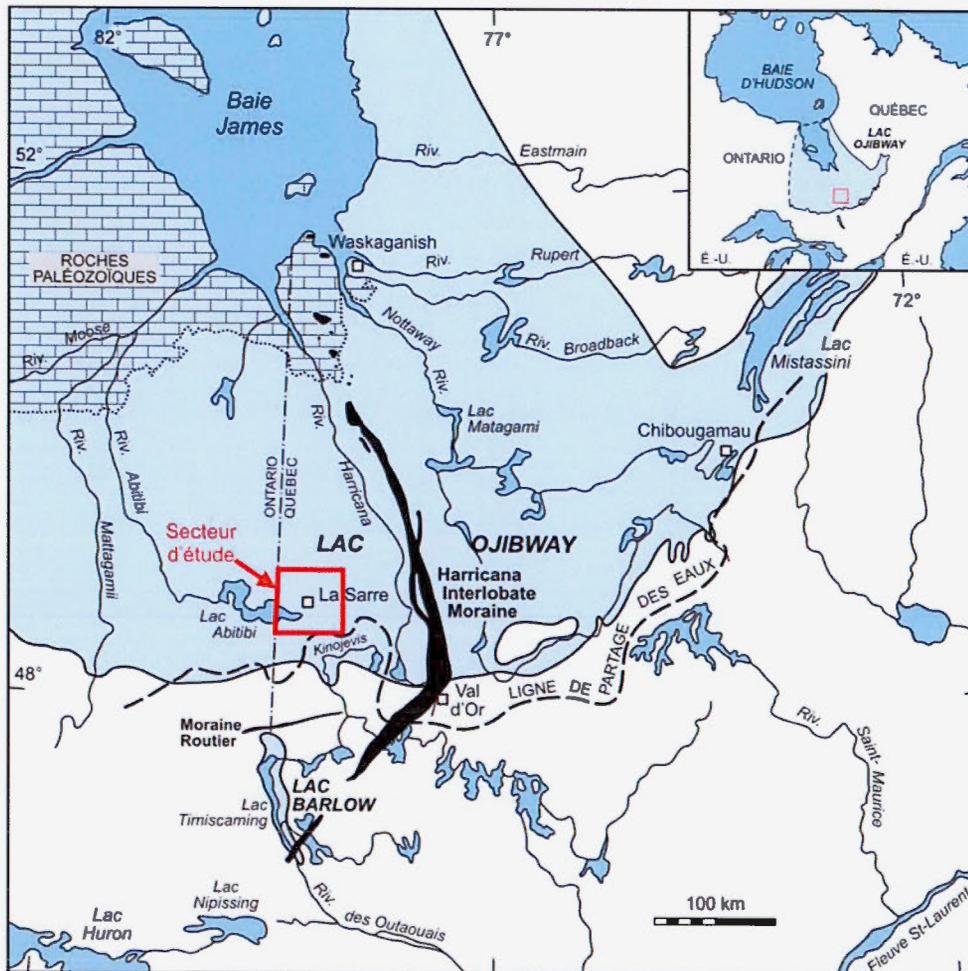


Figure 1.3 Situation du secteur d'étude (indiqué par le carré rouge) dans le contexte du Lac Ojibway (phase Kinojévis inférieur). La ligne de partage des eaux entre le fleuve Saint-Laurent et la Baie James est indiquée par un tireté. Les roches carbonatées du Paléozoïque font partie des Basses-terres de la baie d'Hudson. Le secteur d'étude se retrouve dans le sud de la zone submergée par le Lac Ojibway. Modifiée de Vincent et Hardy (1977); Veillette (1988); Veillette (1994).

1.3 Géologie du substratum rocheux

La zone étudiée se situe à l'intérieur de la province du lac Supérieur, plus précisément dans la sous-province de l'Abitibi (Bostock, 1970) (figure 1.4). La Province du lac Supérieur est bordée au nord par la province de Churchill et au sud-est par la province du Grenville (Bostock, 1970). Elle est également surmontée au nord-ouest par les roches de la Plate-forme de la baie d'Hudson (figures 1.3 et 1.4). Cette province géologique est importante en ce qui concerne cette étude puisque son positionnement au nord du secteur permet de caractériser la dynamique tardi-glaciaire de la région (écoulements et transport glaciaires), à partir de la composition des matériaux glaciaires.

1.3.1 Province du lac Supérieur

La province du lac Supérieur, d'âge archéen supérieur (2,85 à 2,65 Ga), forme la partie centrale du Bouclier canadien et représente un des plus importants cratons archéens de la planète. Subdivisée en une douzaine de sous-provinces, elle s'étend des Grands Lacs jusqu'à la côte ouest de la baie d'Ungava. La composition lithologique de cette province comprend notamment des gneiss de haut grade métamorphique (amphibolite à granulite), des ceintures de roches volcaniques et granitiques, des roches métasédimentaires et des roches plutoniques (Card et Ciesielski, 1986; figure 1.4).

Le terrain à l'étude se situe dans la partie centrale de la sous-province de l'Abitibi qui est la plus étendue des ceintures volcano-sédimentaires archéennes au monde (MRN, 2013). Elle est réputée pour ses gisements de cuivre, de zinc, d'argent et d'or. Cette ceinture de roche de roches vertes s'étend de la région de Timmins au sud-ouest jusqu'au lac Mistassini-Chibougamau au nord-est. Cette zone est constituée de séquences de roches à dominante volcanique (basaltes et rhyolites) qui sont encadrées ou recoupées par des batholites de granitoïdes (figure 1.4). Ces intrusions incluent des plutons synvolcaniques et des gneiss tonalitiques, ainsi que des plutons plus jeunes qui varient en composition, allant de diorite quartzifère à granite et syénite (Card, 1990). Le grade métamorphique de ces roches correspond généralement au faciès du schiste vert.

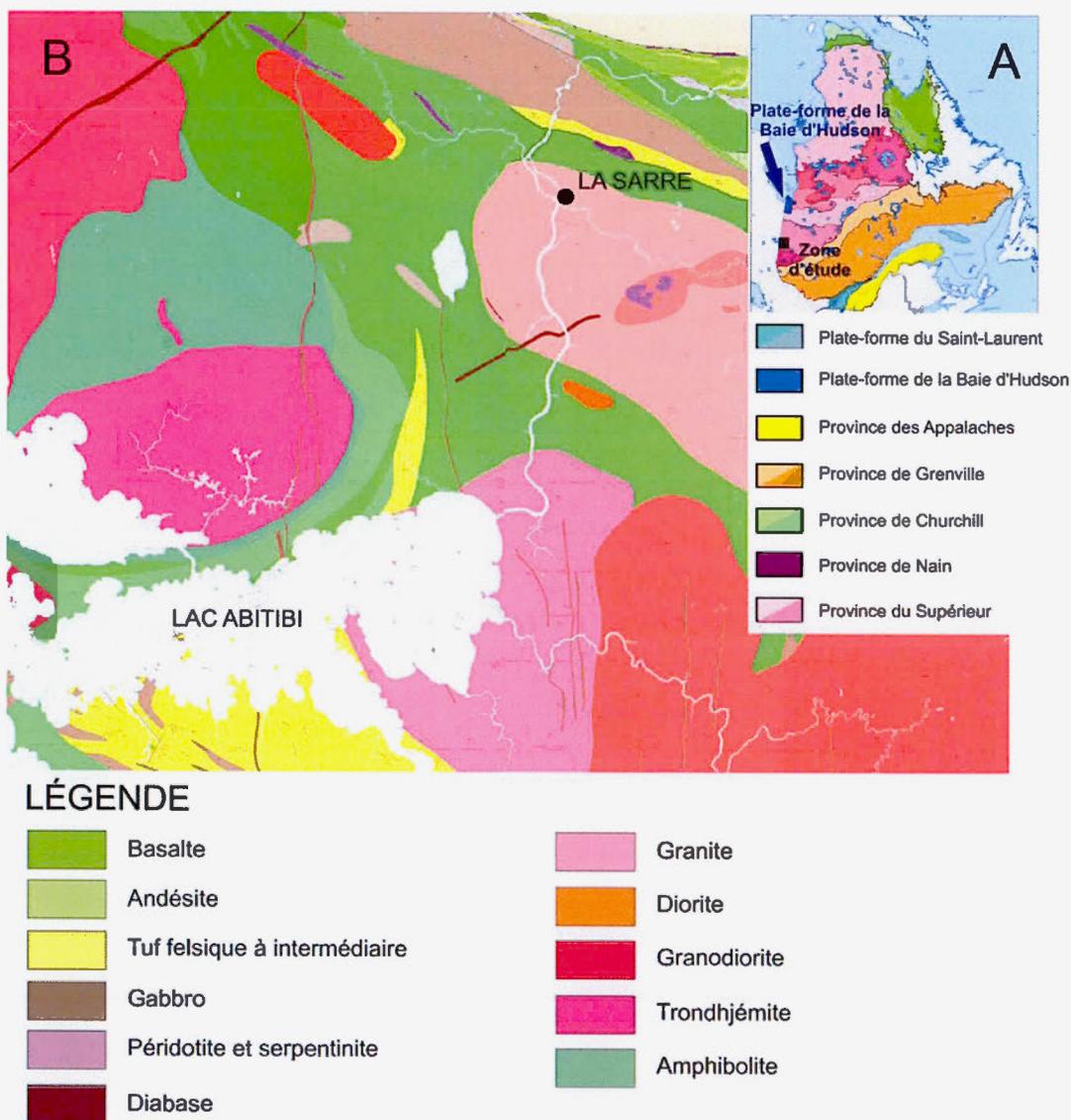


Figure 1.4 (A) Les provinces géologiques du Québec. La zone d'étude (indiquée par un point) se trouve dans la province du Supérieur. La plate-forme de la Baie d'Hudson (bleu) est indiquée par une flèche. Modifiée de MRN (2012); et (B) : Carte géologique du secteur d'étude avec une légende simplifiée. Modifiée de MRN (2007)

1.3.2 Plate-forme de la baie d'Hudson

Cette province géologique, localisée au nord-ouest de la région d'étude (figure 1.3; figure 1.4), correspond à une vaste plate-forme sédimentaire d'âge Paléozoïque qui s'est formée dans une dépression préexistante du Bouclier canadien. Les roches sédimentaires de la Plate-forme de la baie d'Hudson reposent en discordance sur les roches de la Province du lac Supérieur. Elles s'étendent de la rivière Nottaway, au sud-est de la Baie James, jusqu'à la rivière Knife au Manitoba, en plus de recouvrir une grande partie de la baie d'Hudson actuelle (Coombs, 1954). Cette unité consiste en une succession de roches sédimentaires principalement carbonatées planes ou peu déformées. Ces roches sont d'âge Ordovicien tardif à Dévonien tardif et sont principalement constituées de calcaires et de dolomies (Norris *et al.*, 1993). Les roches de la Plate-forme de la baie d'Hudson sont donc similaires aux roches de la Plate-forme du Saint-Laurent. Les plus anciennes formations sont représentées par des grès quartzeux qui sont recouverts par des roches carbonatées et shales interstratifiés, représentant un remplissage progressif du bassin (Sanford, 1987; Norris *et al.*, 1993; Pinet *et al.*, 2013).

1.4 Géologie des formations superficielles

Les dépôts de surface du secteur datent principalement de la dernière glaciation. Trois unités principales sont décrites par Thibaudeau et Veillette (2005) : les dépôts glaciaires, les dépôts fluvioglaciaires et les dépôts glaciolacustres (figure 1.5). Les dépôts glaciaires correspondent à un till provenant de l'érosion de roches cristallines et dont la portion fine (silt et argile) compte pour plus de 30 % de la matrice. L'épaisseur du till varie de moins d'un mètre (till mince) à plus d'un mètre (till continu). La couverture de till est discontinue à travers le territoire, bordant principalement les hautes collines rocheuses qui sortent de la plaine argileuse.

Les dépôts fluvioglaciaires se retrouvent principalement sous la forme d'eskers qui sont généralement enfouis sous des dépôts argileux glaciolacustres, mais pouvant former des épaisseurs de cinq à quelques dizaines de mètres au-dessus de la limite maximale de

submersion glaciolacustre. Les eskers au-dessus de cette limite sont composés de sables et graviers, alors que les eskers formés sous cette limite sont de plus grande dimension et constitués d'un noyau de blocs, galets et graviers arrondis.

Les dépôts de surface de la région d'étude sont principalement constitués de sédiments glaciolacustres d'eau profonde, formant une grande plaine argileuse d'âge Holocène (figure 1.5). Le socle rocheux transperce par endroits cette plaine argileuse. Ces argiles se sont mises en place lors de la phase d'immersion du territoire par le Lac Ojibway au cours de la déglaciation. Ces sédiments à grain fin sont rares ou absents là où l'épaisseur de la tranche d'eau glaciolacustre était inférieure à 50 m. Les argiles, qui forment l'unité cartographique dominante de la région, se présentent surtout sous forme de varves et ont une épaisseur totale variant de 1 à 60 m.

Finalement, des dépôts organiques et dépôts alluviaux postglaciaires se retrouvent par endroits sur le secteur d'étude. Les dépôts organiques forment des épaisseurs de 0,5 à 5 m dans des bassins fermés et recouvrent les dépôts argileux sur de grandes étendues (Thibaudeau et Veillette, 2005).

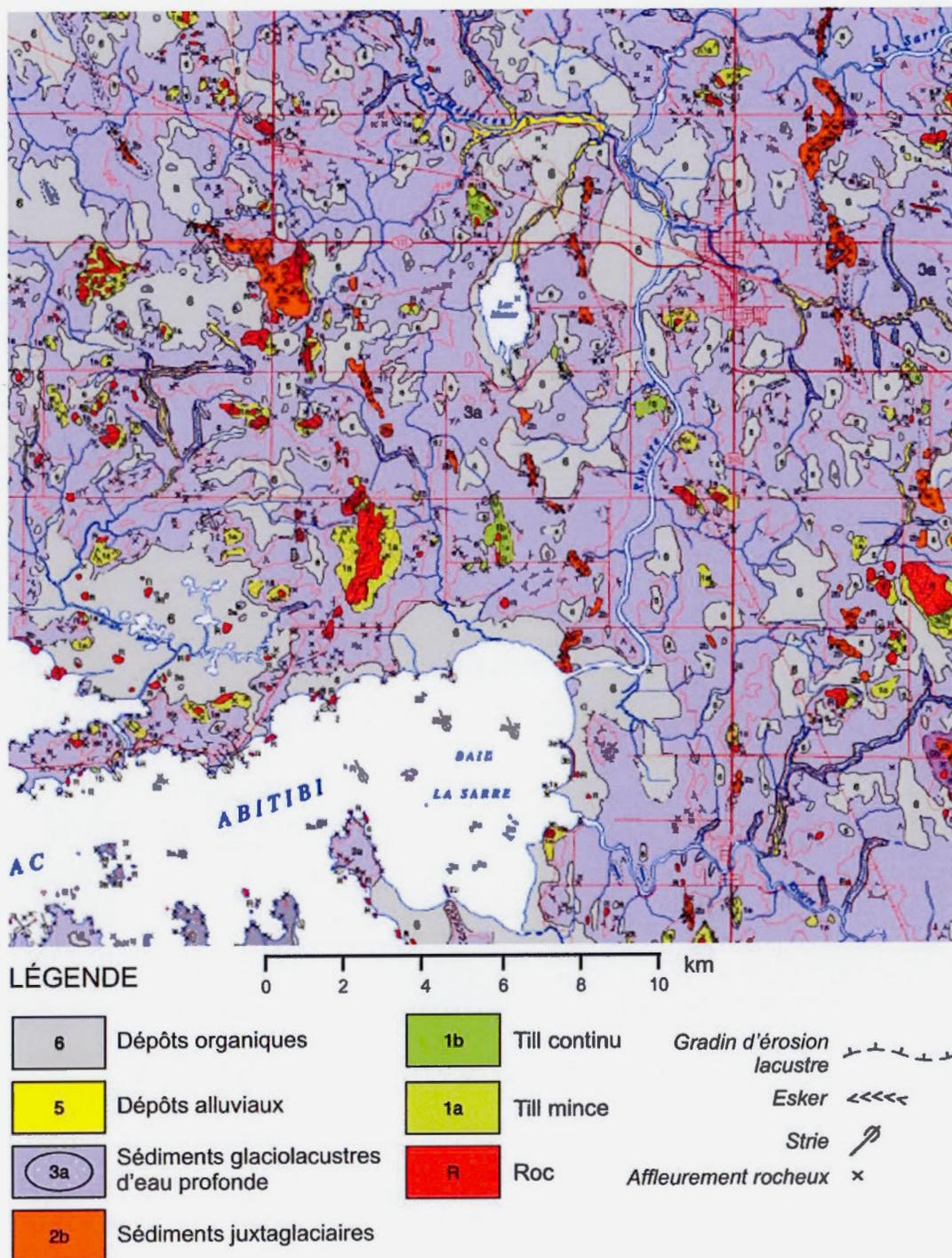


Figure 1.5 Carte des dépôts de surface de la zone à l'étude. Modifiée de la carte géologique des formations superficielles du Lac Chicobi de Thibaudeau et Veillette (2005).

1.5 Travaux antérieurs sur la déglaciation du nord-ouest du Québec

1.5.1 Déglaciation du territoire

Lors du dernier maximum glaciaire (Wisconsinien supérieur), le complexe glaciaire de l'Amérique du Nord comprenait trois inlandsis principaux : l'inlandsis Laurentidien, qui était centré sur le Bouclier canadien et qui s'étendait également sur les Prairies canadiennes vers l'ouest et le sud; l'inlandsis de la Cordillère qui recouvrait les montagnes Rocheuses de l'ouest; et l'inlandsis Innuvien qui englobait la majorité de l'archipel Arctique Canadien (Dyke *et al.*, 2003). Le noyau du complexe Laurentidien, comprenait trois secteurs majeurs : les secteurs du Labrador, du Keewatin et de Baffin, localisés respectivement à l'est, à l'ouest et au nord de la baie d'Hudson (Dyke *et al.*, 2003). Suite à l'extension maximale des inlandsis, au dernier maximum glaciaire (19–22 ka cal BP; Mix *et al.*, 2001; Clark *et al.*, 2012), la fonte de l'inlandsis Laurentidien s'est amorcée, provoquant le recul progressif de la marge glaciaire. Puisque cette étude porte principalement sur le territoire couvert par le bassin du Lac Ojibway, les prochains paragraphes se concentreront sur la déglaciation de cette région.

La décroissance du secteur du Labrador dans la région du nord-ouest du Québec a été marquée par la scission de la marge en deux calottes : la plus importante indiquant un écoulement radial à partir du centre du Nouveau-Québec, alors que la seconde indique un centre de dispersion centré aux environs de la côte sud-ouest de la mer d'Hudson (Hardy, 1977). Ces deux masses de glace correspondent respectivement au glacier du Nouveau-Québec à l'est et au glacier d'Hudson à l'ouest, lesquelles sont devenues indépendantes à la fin de la déglaciation (Hardy, 1976; figure 1.6). Cette scission du glacier du Labrador est d'ailleurs marquée par la mise en place de la moraine d'Harricana, un vaste complexe fluvioglaciaire orienté NNO-SSE (Hardy, 1977; figure 1.6). Les eaux de fonte produites lors de la déglaciation s'accumulaient dans la dépression comprise entre la marge glaciaire en retrait au nord et la ligne de partage des eaux au sud, formant ainsi un grand lac proglaciaire communément appelé le Lac Barlow-Ojibway. L'évolution de ce plan d'eau est fortement

liée à la dynamique de la marge sud du glacier qui se retirait vers le nord, au contact des eaux du Lac Ojibway (Roy *et al.*, 2011).

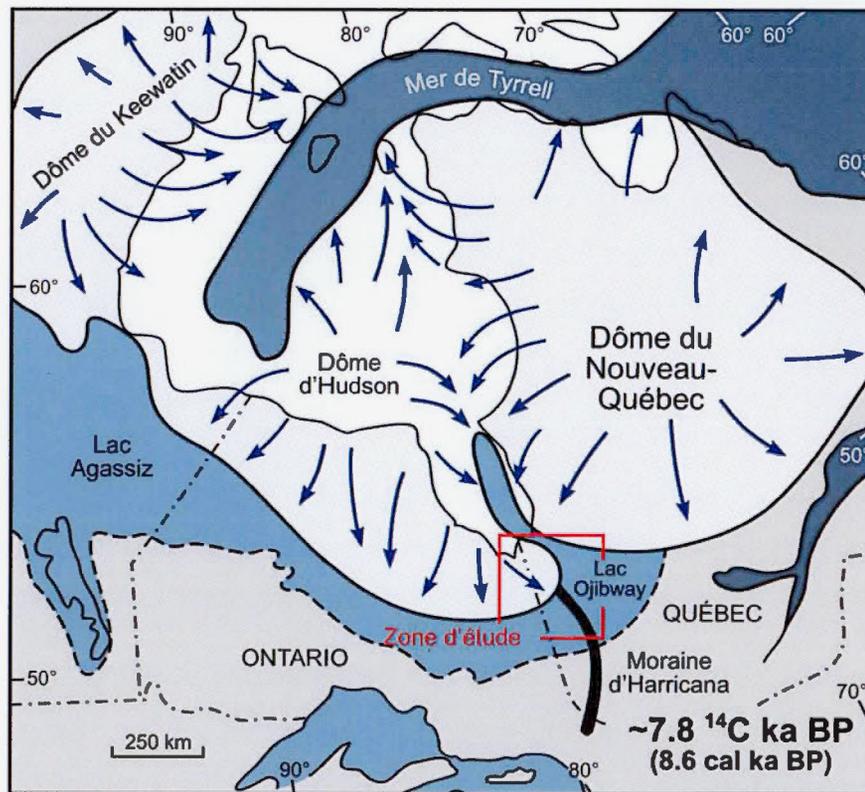


Figure 1.6 Représentation de l'inlandsis Laurentidien lors de la scission entre les dômes d'Hudson et du Nouveau-Québec, ainsi que de l'étendue du Lac Agassiz-Ojibway vers de 8,6 ka cal BP. Les marges glaciaires sont basées sur Dyke (2004). Modifiée de Roy *et al.* (2011).

1.5.2 *Évolution du Lac Ojibway*

Vincent et Hardy (1977) et Veillette (1983, 1988 et 1994) présentent une synthèse des travaux antérieurs pertinente à l'évolution des plans d'eau glaciolacustres au Québec. Les travaux antérieurs indiquent qu'il y a eu deux phases importantes de lacs glaciaires au cours de la déglaciation, d'abord celle du Lac Barlow au sud, puis celle du Lac Ojibway au nord. Coleman (1909) fut le premier à présenter des observations sur les lacs glaciaires dans la région à l'étude. Il suggère alors la formation d'un lac proglaciaire situé au nord de la ligne de partage des eaux séparant les bassins de la Baie d'Hudson et du fleuve du Saint-Laurent, proposant le terme Ojibway pour désigner ce lac proglaciaire, du nom d'une tribu amérindienne qui avait occupé la région. Subséquemment, Wilson (1918) note que les sédiments glaciolacustres observés aux environs du lac Témiscamingue se poursuivent au-delà de la ligne actuelle de partage des eaux et conclut que leur mise en place s'est effectuée dans un lac, qu'il nomma Lac Barlow. Le Lac Barlow se serait alors formé en premier lieu, au sud de la ligne de partage des eaux dans la partie amont de la rivière des Outaouais et se serait étendu vers le nord en suivant le retrait du glacier.

Par la suite, Antevs (1925) avança que le Lac Barlow s'est étendu au nord pour se combiner au Lac Ojibway en formant un plan d'eau unique qui inondait la ligne de partage des eaux à un certain moment, le Lac Barlow-Ojibway. Antevs (1925) attribua la formation du Lac Barlow à un barrage morainique obstruant la dépression du Témiscamingue et au fait que le terrain était plus déprimé au nord qu'au sud. Boissonneau (1968) a aussi favorisé un barrage morainique, tout en suggérant que c'est plutôt la moraine du lac McConnell qui servit d'entrave. Hughes (1955) favorisa également l'hypothèse d'un barrage morainique, mais suggéra que le rebond isostatique à lui seul pouvait expliquer l'évolution du lac. Cette idée fut également soutenue par Vincent et Hardy (1977) qui proposent qu'une succession de rapides situés le long de la rivière des Outaouais peut expliquer les différentes phases glaciolacustres. Veillette (1988) présenta également des évidences géomorphologiques pour un barrage morainique temporaire du Lac Barlow dans la région du village Témiscaming. Enfin, Lewis et Anderson (1989) ont montré que le Lac Barlow pouvait être expliqué par le rebond isostatique d'un sill rocheux dans la région de Mattawa.

Le Lac Ojibway est devenu une entité séparée lorsque les eaux proglaciaires ont migré au nord de ligne de partage des eaux, après environ 9 500 ans cal BP (Veillette, 1994). L'extension et les niveaux maximaux atteints par le Lac Barlow-Ojibway ont fait l'objet de plusieurs études (Coleman, 1909; Antevs, 1925; Hughes, 1955; Prest, 1970; Vincent et Hardy, 1977; Hardy, 1976; 1982; Bilodeau *et al.*, 1990; Veillette, 1983; 1988; 1994). Le Chapitre II abordera plus en détail les différents niveaux du Lac Ojibway et les exutoires associés. De façon sommaire, la combinaison des lignes de rivages de haute élévation, de la distribution de moraines de De Geer compilée de sources diverses (voir Vincent et Hardy (1977)) et de la distribution d'un indicateur biologique (*Mysis relicta*; Dadswell, 1974) ont indiqué que le Lac Ojibway s'est étendu jusqu'au nord-est, à proximité de la région de Chibougamau. Veillette (1988) a également travaillé sur l'étendue du lac au sud, en extrapolant la zone immergée à l'aide de mesures altimétriques et de l'étendue maximale de la plaine argileuse. Hardy (1976, 1977) et Hillaire-Marcel *et al.* (1981) ont aussi montré que l'emplacement de la moraine de Sakami marque la position de la marge glaciaire juste avant le drainage Lac Ojibway vers 8 200 ans cal BP. De plus, des études au large des côtes de la région de Kuujuarapik (Bilodeau *et al.*, 1990) et dans le sud-est de la Baie d'Hudson (Lajeunesse et St-Onge, 2008) indiquent la présence de sédiments d'origine glaciolacustre sous les sédiments de la Mer de Tyrrell.

L'étendue au nord et à l'ouest du Lac Ojibway est encore mal connue, notamment en raison du manque de données concernant sa coalescence avec le Lac Agassiz à l'ouest (Veillette, 1994). Le manque d'information sur la géométrie exacte du bassin occupé est relié à l'absence de contraintes sur la position de la marge glaciaire avant la vidange du lac. Ce manque d'information empêche le calcul précis du volume d'eau contenu à l'intérieur du lac. Le volume d'eau dans le bassin a néanmoins été évalué par Veillette (1994) à près de 114 000 km³ pour le Lac Ojibway. Le volume d'eau du Lac Ojibway a été réajusté à 102 000 km³ selon les reconstructions de Leverington *et al.* (2002), avec un total de 160 000 km³ en incluant la coalescence avec le Lac Agassiz.

Les événements tardi-glaciaires du Lac Ojibway sont en effet intimement liés avec ceux du Lac Agassiz. Le Lac Agassiz fut un immense lac proglaciaire qui s'est formé dans la partie centrale du nord des Grandes Plaines de l'Amérique du Nord au cours de la dernière

déglaciation, occupant une aire totale d'environ 260 000 km² (Leverington *et al.*, 2000). La taille du lac a cependant grandement variée durant les 4 000 ans de son histoire, sa dimension étant contrôlée essentiellement par le rebond isostatique, les changements de la configuration du front glaciaire, ainsi que par l'ouverture et la fermeture d'une série d'exutoires (Elson, 1967; Teller et Thorleifson, 1983; Smith et Fisher, 1993). Vers la fin de son histoire, des évidences paléogéographiques soutiennent que les eaux de ce lac auraient joint celles du Lac Ojibway, formant un plan d'eau contrôlé par l'exutoire du Kinojévis, lequel se situait près de la ligne de partage des eaux et permettait le drainage des eaux vers le Saint-Laurent par la rivière des Outaouais (Leverington *et al.*, 2002) (figure 1.7). Cependant, les lignes de rivages associées aux phases tardives de ces lacs sont encore peu documentées. La phase Fidler du Lac Agassiz est une phase de basse élévation, dont les plages se trouvent sous le niveau de l'exutoire de Kinojévis (Klassen, 1983). Ainsi, selon Thorleifson (1996) et Leverington *et al.* (2002), si la phase Fidler représente le dernier niveau atteint par le Lac Agassiz, le drainage de celui-ci et du Lac Ojibway se serait produit en au moins deux étapes distinctes. Une corrélation entre ces bas niveaux du Lac Agassiz et des bas niveaux du Lac Ojibway reste cependant encore à faire.

Un cadre chronostratigraphique pour le Lac Ojibway a été établie par Antevs (1925, 1928) par le comptage de varves. Une brève synthèse des travaux antérieurs sur les sédiments Ojibway est présentée dans l'article du Chapitre III. Veillette (1994), en utilisant un âge radiocarbone (GSC-3467, 10 100 ± 180 ans BP) près de la varve 1 d'Antevs, dans la région de la rivière Montréal, ainsi que l'âge de 7 900 ans BP, a obtenu un âge de 2 100 ans pour la durée de vie du lac. Toutefois, une révision récente des séquences de varves du Lac Ojibway par Breckenridge *et al.* (2012) datent les varves Ojibway entre 10 570 et 8 470 (±200) ans cal BP. Les résultats de ces études indiquent que la durée du Lac Barlow-Ojibway fut aux alentours de 2 000 ans. La chronologie absolue de la déglaciation pour le bassin du Lac Ojibway reste malgré tout peu documentée. Ceci s'explique par la difficulté d'obtenir du matériel organique datable dans les sédiments d'un lac proglaciaire (Veillette, 1994). De nouvelles contraintes chronologiques pour le bassin Ojibway sont présentées dans l'article du Chapitre III.

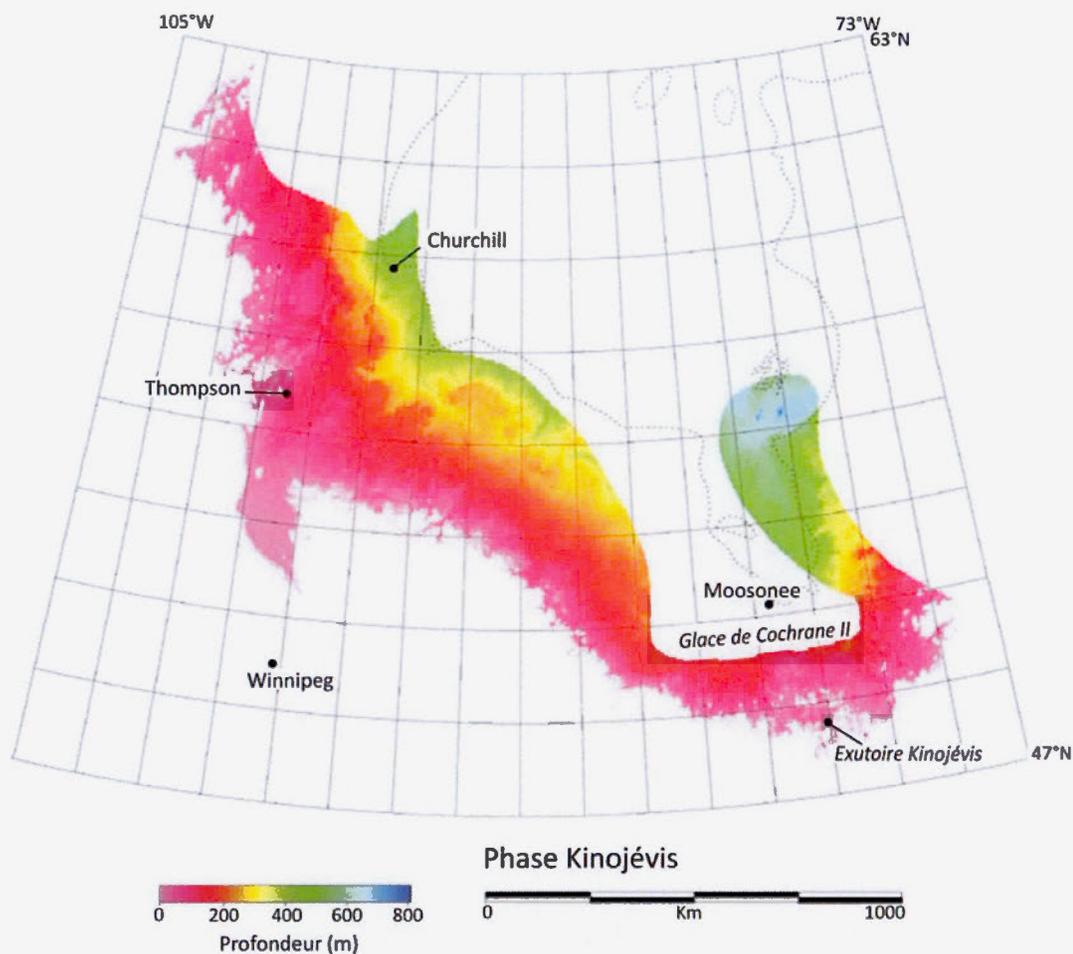


Figure 1.7 Modélisation de la phase de l'exutoire Kinojévis du Lac Agassiz montrant sa coalescence avec le Lac Ojibway. Tirée de Leverington *et al.* (2002).

1.5.3 Événements tardi-glaciaires : les réavancées glaciaires

Le contact de la marge avec les eaux du Lac Ojibway a probablement causé l'accélération du retrait des deux masses glaciaires (Hardy, 1976; 1977; 1982). Selon Hardy (1976, 1977, 1982), ce contexte de marge glaciaire partiellement flottante, ainsi que la présence d'un substrat argileux aurait été la cause de trois crues glaciaires majeures du glacier d'Hudson

dans les eaux profondes du Lac Ojibway : les réavancées Cochrane I, Rupert, et Cochrane II (figure 1.8). Ces réavancées de Cochrane sont caractérisées par des tills carbonatés et à matrice beaucoup plus fine que le till grossier qui caractérise la région où reposent les séquences de sédiments Ojibway (Hardy, 1982). Le till de Cochrane s'intercale entre deux couches d'argile lacustre, mais il s'appuie fréquemment sur le till grossier ou le roc. La composante carbonatée de ces tills provient de l'érosion par le glacier d'Hudson des roches carbonatées paléozoïques de la Plate-forme d'Hudson, en accord avec les indices d'écoulement glaciaire régionaux (figure 1.8; Veillette, 1997). La fraction fine ($<63 \mu\text{m}$) de ces tills déposés au sud de la baie James dans le bassin Ojibway possède une très forte concentration en CaCO_3 , allant jusqu'à 30% (Veillette, 1997). Cette concentration décroît en s'éloignant de la baie James et des roches carbonatées qu'on y retrouve (Veillette, 1997; Veillette, 2004). Cependant, les caractéristiques des dépôts et la stratigraphie ne permettent pas de discerner plus d'un till de réavancée (Hardy, 1982; Roy *et al.*, 2011). Dubé-Loubert *et al.* (2012) rapportent cependant certaines coupes stratigraphiques montrant au moins deux tills tardi-glaciaires.

Ainsi, Hardy (1976; 1977) a reconnu trois réavancées (figure 1.8) basées sur l'orientation de formes fuselées à l'est de la baie James, dont les limites maximales ont été réévaluées par Veillette (1997). Il faut cependant noter que les réavancées de Cochrane montrent d'importantes différences à travers le bassin de la baie James. Par exemple, une ou deux réavancées ont été identifiées du côté ouest de la baie James (Prest, 1970), comparativement aux trois réavancées identifiées du côté est (Hardy, 1976). Toutefois, Hardy (1982) rattache ces réavancées à des séquences sédimentaires (carottes) près de la ville de Matagami en utilisant les changements de composition dans les séquences de varves. Il associe l'augmentation de carbonate détritique dans les varves Ojibway à des réavancées glaciaire au sein du bassin Ojibway puisque celui-ci repose principalement sur des roches cristallines. Cette augmentation de CaCO_3 détritique est également associée à une augmentation de l'épaisseur des varves et diminution de la composante argileuse dans les varves (figure 1.9). Cependant, il faut noter que la résolution de l'analyse à la figure 1.9 est plutôt faible, ce qui permet de suspecter que d'autres événements pourraient être cachés au sein de la séquence, ou

encore que d'autres interprétations pourraient être faites, telles que d'attribuer ces variations de composition à des crues importantes d'eaux de fonte.

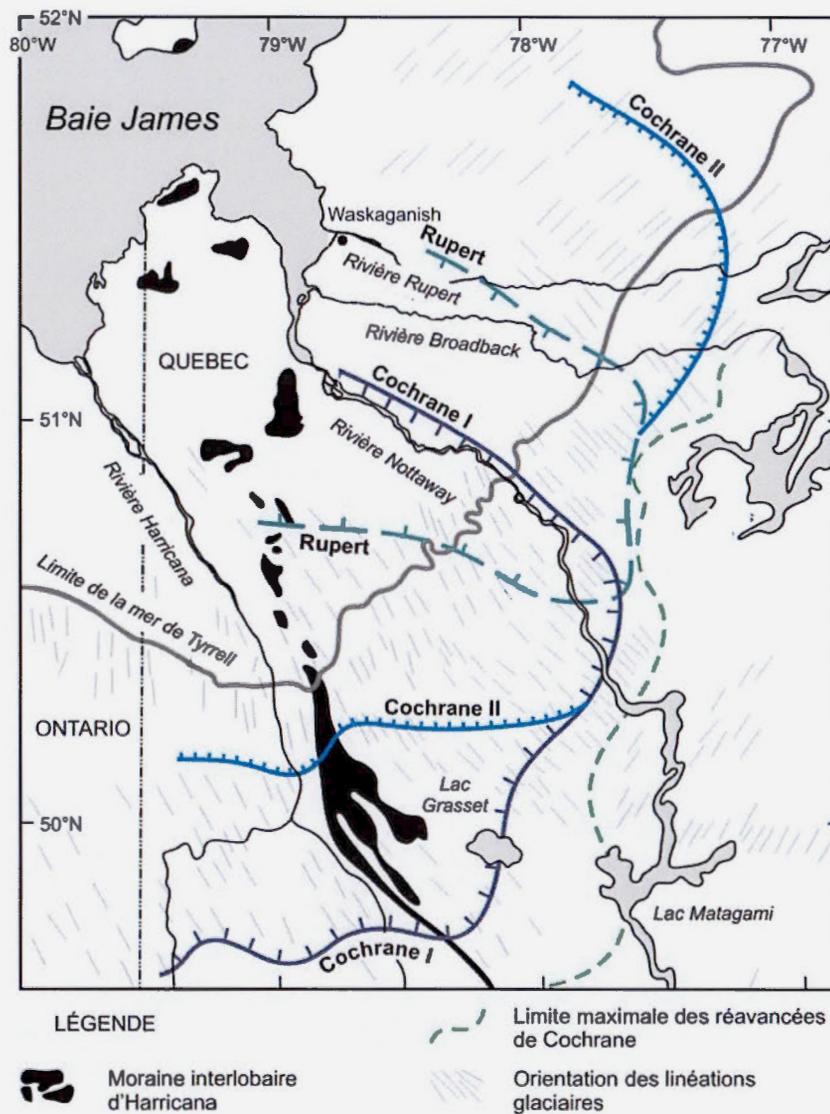


Figure 1.8 Étendue des trois réavancées glaciaires (Cochrane I, Rupert et Cochrane II) délimitées par les lignes bleues hachurées (Hardy, 1977; Veillette, 1997). Les linéations glaciaires qui ont permis l'identification des réavancées sont également indiquées. Modifiée de Roy *et al.* (2011).

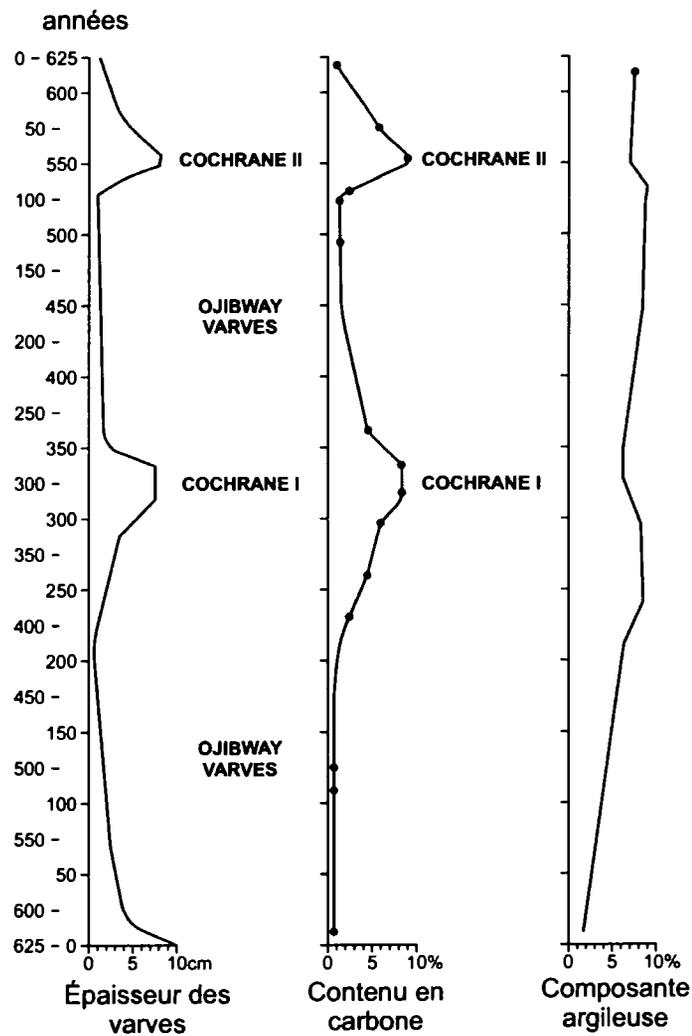


Figure 1.9 Séquences varvées provenant de la région du lac Matagami dont les variations de composition sont associées aux réavancées de Cochrane. Tirée de Hardy (1982).

Néanmoins, selon Hardy (1977), l'épisode Cochrane I s'est amorcé à environ 8 200 ans ^{14}C BP, suivi de près par la réavancées de Rupert et finalement par le Cochrane II vers 7 975 ans ^{14}C BP. Cette chronologie a été basée sur le décompte des varves par rapport à un niveau repère formé par les dépôts associés à la vidange finale du Lac Ojibway et l'incursion marine synchrone, laquelle a été datée par radiocarbone à 7 900 ans ^{14}C BP (Hardy, 1976). D'autres

travaux (Roy *et al.*, 2011) montrent cependant que la dernière réavancée glaciaire s'est déroulée simultanément ou même un peu après le drainage final du Lac Ojibway. Ceci suggère donc une connexion possible entre les réavancées de Cochrane et les épisodes ultérieurs de déstabilisation et réajustement de profil du glacier qui pourraient avoir mené à des épisodes de drainage dans la région (Roy *et al.*, 2011).

1.5.4 Drainage final du Lac Agassiz-Ojibway

Les archives climatiques indiquent que le réchauffement qui a engendré la fonte des calottes de glace a été interrompu momentanément par un refroidissement rapide important il y a 8 200 ans cal BP, lorsque les températures globales ont chuté de 5°C pendant ~ 200 ans (Alley *et al.*, 1997; figure 1.10). Le drainage du Lac Agassiz-Ojibway est considéré comme étant l'événement déclencheur de ce refroidissement d'ordre planétaire (Alley *et al.*, 1997; Barber *et al.*, 1999). Le drainage des eaux de fonte du grand Lac glaciaire Agassiz-Ojibway vers l'océan Atlantique Nord via la baie d'Hudson est généralement attribué à l'effondrement final de la calotte glaciaire Laurentidienne et aurait ainsi bouleversé la circulation océanique dans l'Atlantique méridional. Des modèles traditionnels de déglaciation (Dyke et Prest, 1987) ont généralement montré que le drainage du lac était associé à l'effondrement complet de la marge glaciaire. Depuis lors, des travaux de modélisation et des données géologiques ont montré que le lac se serait probablement drainé de façon sous-glaciaire, à la base de la calotte Laurentidienne.

En effet, de plus récentes études suggèrent un drainage par l'entremise de tunnel(s) sous-glaciaire(s) (figure 1.11), un mécanisme soulevant la possibilité que le drainage se soit déroulé selon de multiples épisodes de drainage (Clarke *et al.*, 2003, 2004). Ce modèle est basé sur l'augmentation de la pression hydrostatique exercée par les eaux du Lac Agassiz-Ojibway sur la marge glaciaire par rapport aux eaux de la Mer de Tyrell, un mécanisme pouvant occasionner le soulèvement par flottaison de la calotte glaciaire et ainsi permettre le drainage sous-glaciaire des eaux. Des évidences de grands sillons d'iceberg, de chenaux et de mégarides dans le fond de la baie d'Hudson soutiennent également une vidange sous-glaciaire du Lac Agassiz-Ojibway avec des vitesses extrêmes (Josenhans et Zevenhuizen,

1990; Lajeunesse et St-Onge, 2008). Ce mécanisme pose également l'hypothèse de plusieurs routes de drainage du lac. Clarke *et al.* (2004) dénombre quatre routes de drainage possible pour le bassin Agassiz-Ojibway autour de la baie d'Hudson, dont une passant par la baie James (figure 1.11). Cette voie de drainage est d'ailleurs soutenue par la présence d'une unité de drainage dans les coupes stratigraphiques de cette région (Hardy, 1976; Skinner, 1973; Roy *et al.*, 2011).

Des enregistrements marins démontrent également que la période de l'événement de 8,2 ka a été marquée par au moins deux épisodes de décharge d'eau douce dans la baie d'Hudson (Hillaire-Marcel *et al.*, 2007; Lajeunesse et St-Onge, 2008). Roy *et al.* (2011), au cours de travaux sur des coupes stratigraphiques dans la baie James, ont contraint l'âge de la vidange finale du Lac Ojibway à 8 205 ans cal BP et ont documenté des échanges probables entre la Mer de Tyrrell et le Lac Ojibway avant son drainage final. Cette étude suppose donc des épisodes précoces de drainage du lac, ajoutant à la complexité des événements entourant le drainage final du Lac Agassiz-Ojibway. Il n'existe cependant encore aucune donnée géologique démontrant des variations tardives du plan d'eau Ojibway. Le prochain chapitre d'attardera à cet aspect de l'histoire du Lac Ojibway.

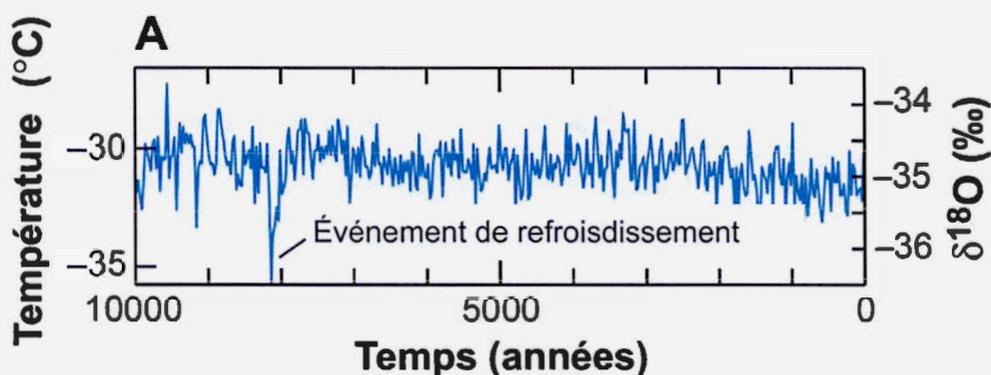


Figure 1.10 Refroidissement important enregistré dans les archives climatiques des carottes de glace du Groenland il y a 8 200 ans cal BP, l'«événement 8,2 ka». Tirée de Clarke *et al.* (2003).

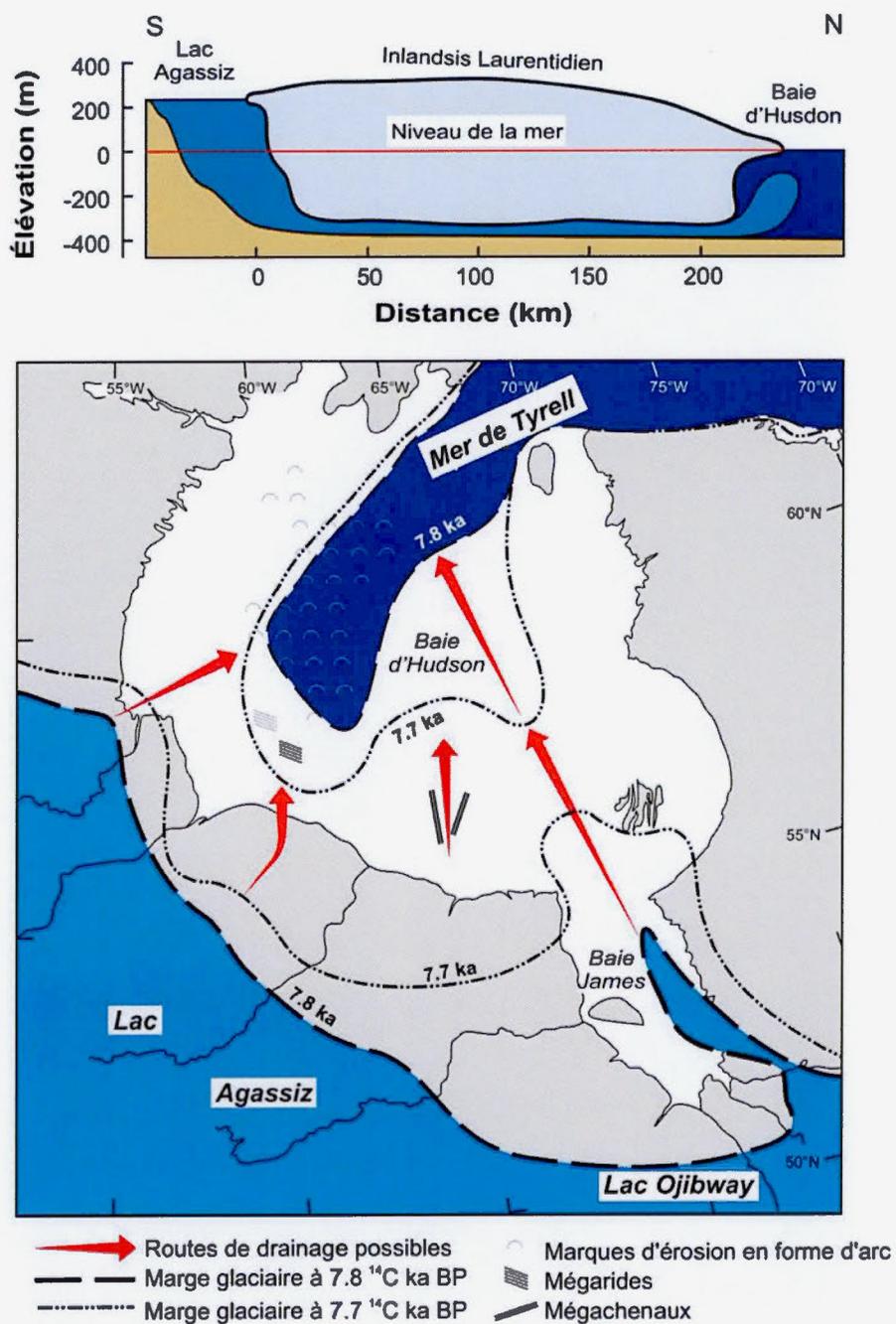
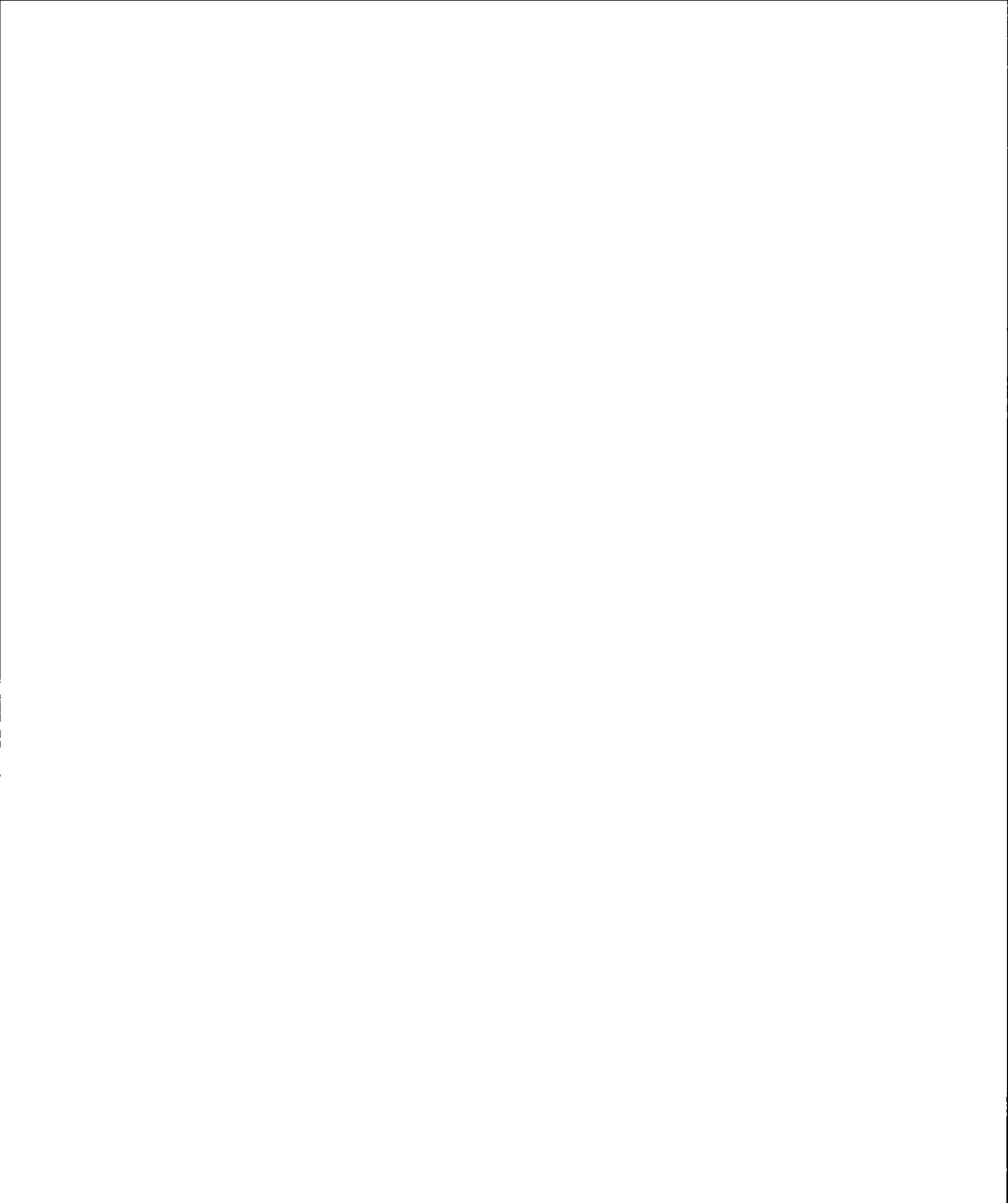


Figure 1.11 Schéma montrant le mécanisme de drainage sous-glaciaire du Lac Agassiz-Ojibway, ainsi que les différentes routes de drainage que les eaux auraient pu emprunter. Modifiée de Clarke *et al.* (2003; 2004).



CHAPITRE II

RECONSTRUCTION DES PHASES DU LAC OJIBWAY

L'histoire des lacs glaciaires est généralement basée sur l'étude de lignes de rivage, qui sont généralement représentées par des plages de sable ou des plages de blocs continues. De telles lignes de rivage sont communes dans le bassin du Lac Agassiz (i.e., Thorleifson *et al.*, 1996; Teller et Leverington, 2004). Cependant, cette approche est limitée dans le bassin du Lac Barlow-Ojibway où la géologie de surface consiste principalement en une couverture épaisse de dépôts glaciolacustres qui masquent la plupart des formes de terrain liées à la déglaciation, ainsi qu'au substrat sous-jacent. Également, le relief accidenté du Bouclier Canadien, là où se trouve la totalité du Lac Barlow-Ojibway empêche la formation de cordons de plages continus, contrairement aux plages continues du Lac Agassiz dans les Prairies canadiennes. Néanmoins, des campagnes de cartographie des dépôts de surface de la Commission Géologique du Canada ont révélé une série complexe de petits escarpements discontinus qui sont sculptés dans les rythmites Ojibway (Thibaudeau et Veillette, 2005). Ces formes de terrain représentent d'anciennes lignes de rivage. Ce chapitre documente la faisabilité d'utiliser ces lignes de rivage pour contraindre l'évolution des différents niveaux atteints par le Lac Ojibway dans le nord-ouest de l'Abitibi. Pour cela, les élévations pour une série de terrasses d'érosion glaciolacustre ont été mesurées le long de quatre transects situés dans la région du lac Abitibi.

2.1 Travaux antérieurs sur les phases du Lac Ojibway

2.1.1 Hauts niveaux du Lac Ojibway

Les travaux antérieurs sur les phases du Lac Ojibway sont principalement concentrés sur les limites les plus hautes atteintes par le lac (Vincent et Hardy, 1979; Veillette, 1994). Puisqu'il n'y a pas de lignes de rivage continues marquant le niveau le plus haut, le niveau maximal de submersion du Lac Barlow-Ojibway a dû être reconstitué en connectant des lignes de rivages discontinues retrouvées de façon dispersée sur le territoire (i.e., Vincent et Hardy, 1979; Veillette, 1994). Ainsi, les élévations des formes de terrain ou empreintes géomorphologiques reliques associées à d'anciens rivages glaciolacustre ont été utilisées pour déterminer le niveau maximal du lac. Localement, là où des collines couvertes de till dépassaient le niveau maximal du lac, les vagues ont érodé le till en place, laissant des zones de roc exposé (limite de délavage) ou des plages de blocs lessivées (voir figure 2.1). Ces formes de terrain ont été utilisées pour reconstruire l'histoire du Lac Barlow-Ojibway (Veillette, 1994).

L'évolution des Lacs Barlow et Ojibway est étroitement liée au taux de recul et au tracé du front glaciaire, ainsi qu'à l'émersion de certains exutoires (Vincent et Hardy, 1979). La limite supérieure du délavage du Lac Ojibway la plus haute a été enregistrée à 462 m, près du lac au Goéland (Veillette, 1994), à environ 225 km au nord-est de la zone d'étude.. Les isobases associés à ce niveau maximal indiquent que cette phase correspondrait à un haut niveau d'environ 385 m dans la région du lac Abitibi. Vers 9,0 ka BP, le Lac Ojibway s'est séparé du Lac Barlow (Veillette, 1994). L'exutoire d'Angliers, à 260 m, a contrôlé cette première phase du Lac Ojibway (Vincent & Hardy, 1979).



Figure 2.1 Plages de blocs marquant le niveau maximal atteint par le Lac Ojibway à l'ouest de Chibougamau (Veillette, photographie inédite).

Avec le relèvement isostatique différentiel, l'exutoire de la rivière Kinojévis, située près de la ligne de partage des eaux entre la baie James et le fleuve Saint-Laurent, a émergé progressivement du sud vers le nord, suivant les différents seuils de la vallée. Celui-ci a servi d'exutoire aux eaux du Lac Ojibway, les acheminant vers le sud par la vallée de la rivière des Outaouais (Vincent et Hardy, 1979). Vers, 8,2 ka BP, lors du maximum de la réavancée de Cochrane I (Hardy, 1976), le lac était retenu par l'exutoire Kinojévis à 275 m (Vincent et Hardy, 1979). Avant le drainage final du lac, vers 7,9-8,0 ka BP, alors que la réavancée Cochrane II se déroulait (Hardy, 1976), cette dernière phase était contrôlée par un seuil à

300 m dans la rivière Kinojévis (Vincent and Hardy, 1979). Pour la plupart de son existence, le niveau du lac a été contrôlé par l'exutoire Kinojévis, avec au moins deux phases lacustres qui correspondent, dans la région d'étude, à des niveaux de lac de 300 m (Kinojévis inférieur) et de 320 m (Kinojévis tardif; Vincent et Hardy, 1979). Les pentes moyennes des plans d'eau associés aux plus hautes lignes de rivage des exutoires d'Angliers et du système du Kinojévis varient de 0,5 m/km à 0,9 m/km, suivant un axe orienté vers 20°N (Vincent et Hardy, 1979). À l'aide de mesures d'altitude de niveaux glaciolacustres plus nombreuses et plus précises, l'orientation de l'axe du relèvement isostatique a ensuite été ajustée à 17°N et les taux de relèvement pour les phases Angliers, Kinojévis inférieur et Kinojévis tardif ont été estimés à 0,96; 0,56 et 0,43 respectivement (Veillette, 1994).

2.1.2 *Bas niveaux du Lac Ojibway*

Les lignes de rivage qui sont habituellement utilisées pour décrire les différentes phases de lacs glaciaires sont des plages de sable (i.e.; Thorleifson, 1996; Teller, 2001; Fisher, 2005) ou encore des crêtes de till lessivés (Veillette, 1994). Cependant, l'identification de phases de lac spécifiques dans le bassin Ojibway est compliquée par : 1) le faible nombre de terrains élevés dépassant la plaine argileuse environnante qui auraient permis le développement et la conservation de plages perchées ou de limites supérieures de délavage; 2) la présence de dépôts marins postglaciaires sur la périphérie de la baie James qui masquent les sédiments et littoraux tardifs du Lac Ojibway; et 3) la prédominance des sédiments glaciolacustres à grains fins dans la géologie de surface de la région (Thibaudeau et Veillette, 2005) qui empêche la formation de littoraux continus composés de sable ou de blocs.

Lors d'un programme de cartographie des dépôts de surface à l'échelle 1 : 100 000, Thibaudeau et Veillette (2005) ont identifié des terrasses discontinues d'érosion dans le nord-ouest de l'Abitibi. Ces petits escarpements qui sont sculptés dans les sédiments fins du Lac Ojibway (figure 2.2) se retrouvent à de basses élévations, de 266 m à 317 m. Bien qu'ils soient répartis sur l'ensemble du secteur cartographié, ils se concentrent principalement au nord et à l'est du lac Abitibi. Des travaux exploratoires réalisés dans le cadre d'un projet de maîtrise réalisé par Ménard (2012) ont démontré que ces niveaux semblent être associés à des

phases tardives du Lac Ojibway. Ces travaux ont été réalisés sur un seul transect à partir d'une méthode de mesure exigeante en terme de temps. La mesure d'élévation de ces formes de terrain singulières sur une plus grande région est pourtant primordiale afin de développer une méthode permettant de caractériser les différents niveaux du Lac Ojibway à partir de ces terrasses.

L'objectif de ce projet est donc de préciser l'évolution des niveaux du Lac Ojibway à partir de ces anciennes lignes de rivage. Pour ce faire nous avons mesuré de nombreuses terrasses sur trois autres transects à l'ouest du premier, et ce, à partir de deux méthodes.

2.2 Caractéristiques des littoraux du Lac Ojibway dans le secteur d'étude

2.2.1 Caractéristiques des gradins d'érosion lacustre

Les terrasses ou gradins d'érosion lacustre observées dans la région du lac Abitibi sont de petits escarpements discontinus sculptés dans les rythmites du Lac Ojibway par des processus d'érosion. Ces lignes de rivage sont d'une hauteur de 4 à 7 m et peuvent être suivies sur une distance de 10 à 100 mètres, et quelquefois sur plusieurs kilomètres (figure 2.3). Ces petits escarpements se trouvent à des élévations s'étendant de 1 à 52 m au-dessus du lac Abitibi (265 m), donc de 266 m à 317 m. Ils sont caractérisés par un profil sinusoïdal avec une pente relativement raide, formant un angle de 7 à 9° avec la verticale au milieu de la pente. Ces terrasses montrent de fortes ressemblances avec les littoraux actuels taillés dans la plaine argileuse, tel que ceux du lac Abitibi ou du lac Macamic, bien que ces escarpements modernes montrent des profils plus escarpés (figure 2.4-A).

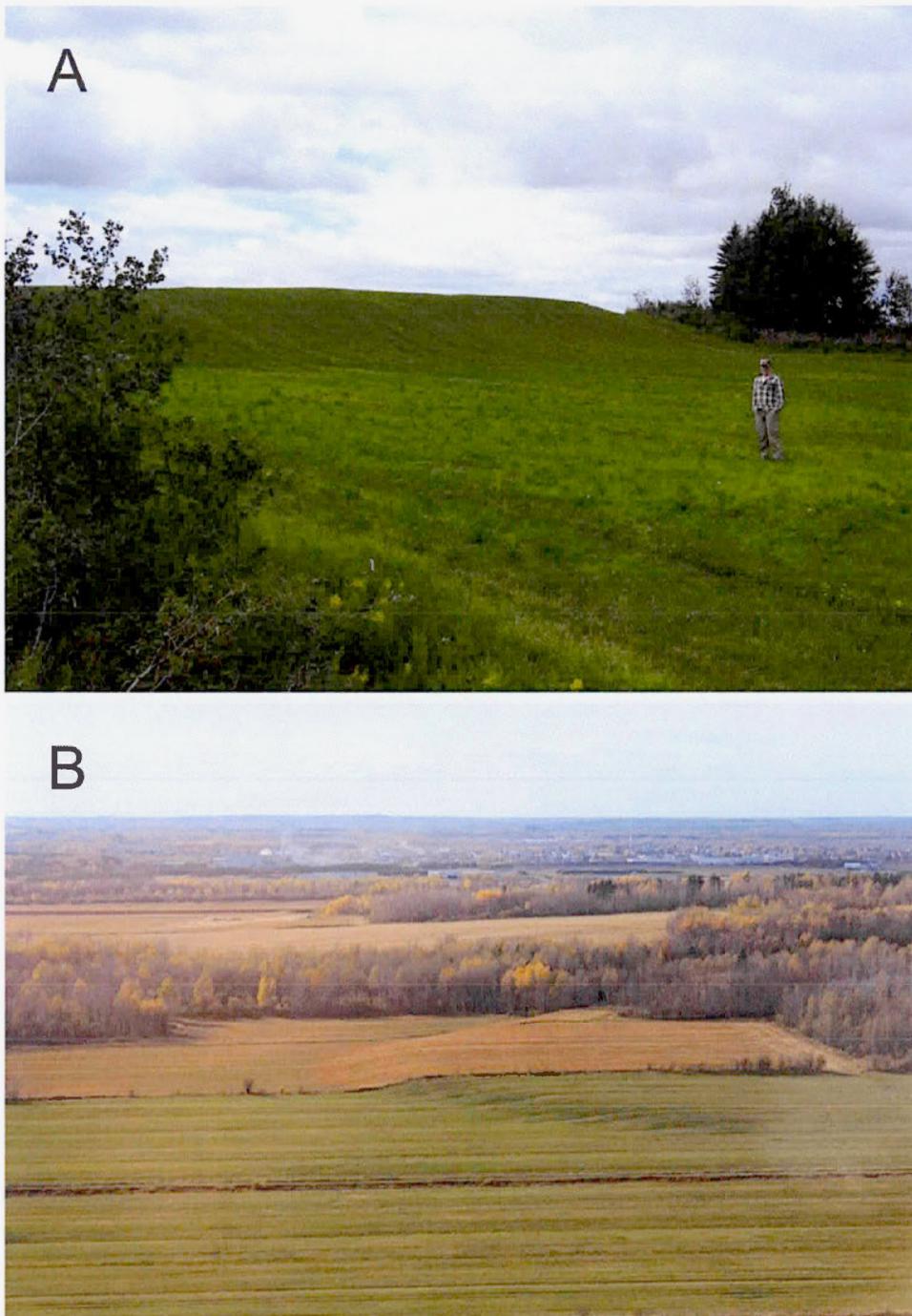


Figure 2.2 (A) Exemple de terrasse d'érosion lacustre près de L'Île-Nepawa, dans la région du lac Abitibi; et (B) Vue oblique d'une terrasse dans la région de La Sarre.



Figure 2.3 Stereopair montrant la longueur que peuvent atteindre les terrasses d'érosion lacustre indiquées par des tiretés. Ces terrasses se situent à environ 5 km au nord du lac Abitibi, près de la ville de Clerval. Photos aériennes Q72116-13 et -14, échelle 1 :15 000. Ministère des Terres et Forêts (1977). Le nord se trouve en haut de la photo aérienne.

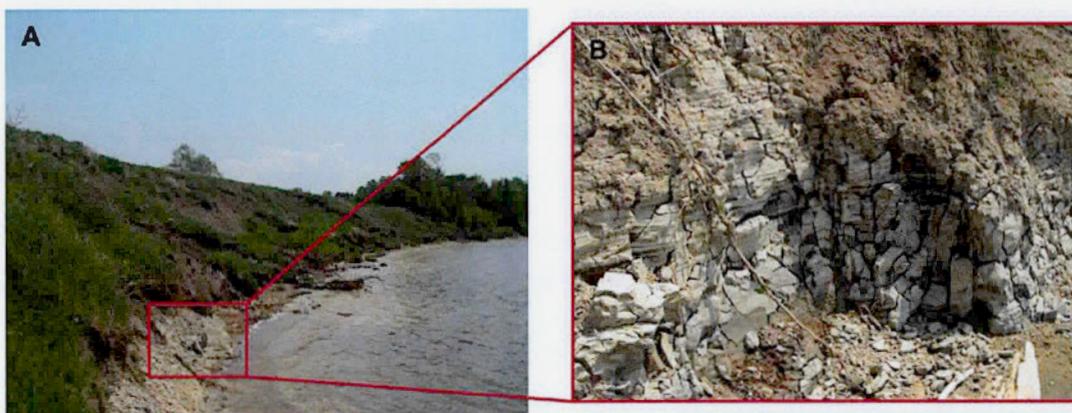


Figure 2.4 (A) Terrasse d'érosion lacustre moderne du lac Abitibi avec un profil abrupt et du matériel effondré le long de la berge; et (B) Agrandissement de l'escarpement argileux exposant les rythmites Ojibway.

La composition sédimentologique de ces terrasses dépend de leur environnement de formation. Selon les travaux de Ménard (2012), les terrasses sont habituellement développées dans des argiles glaciolacustres, mais elles peuvent aussi avoir été formées dans du matériel fluvioglaciaire (esker). Au bas de la pente de la terrasse, des argiles brunes prismatiques sont retrouvées, provenant probablement des argiles au sommet du profil de la terrasse qui ont été remobilisées vers le bas de la pente avec l'érosion de celle-ci. Sous cette unité, un passage chaotique composé d'un mélange de sable, de silts et d'argile est parfois présent, représentant vraisemblablement la surface du plan d'eau au moment de la formation de la terrasse, tel qu'observé dans un rivage actuel (Ménard, 2012). Aucun bois ou débris organique terrestre n'a été retrouvé dans les sédiments associés à la terrasse malgré des travaux d'excavation avec machinerie lourde, ce qui empêche de dater ces lignes de rivage.

Le processus de formation des terrasses d'érosion lacustre est observable actuellement le long des rives du lac Abitibi, lequel est situé dans la plaine argileuse composée essentiellement de rythmites du Lac Ojibway (figure 2.4-B). Ces sédiments se retrouvent ainsi le long des littoraux actuels du lac et sont vulnérables à l'érosion causée par les vagues. L'action des vagues s'effectue au pied de la pente, ce qui cause la formation d'une encoche dans l'argile à la hauteur du plan d'eau. Ceci rend la pente instable, occasionnant l'effondrement du matériel sus-jacent et créant ainsi une coupe subverticale. Du matériel argileux effondré est souvent observé le long des berges du lac Abitibi (figure 2.4-A). La formation de ces terrasses nécessite donc une phase de stabilité d'un plan d'eau permettant aux vagues d'éroder la berge pendant une période de temps donnée. Le processus de formation de ces gradins d'érosion est résumé à la figure 2.5, laquelle illustre la baisse du niveau à la hauteur de la plaine argileuse, l'encoche créée par l'action des vagues, et le matériel qui est ainsi érodé.

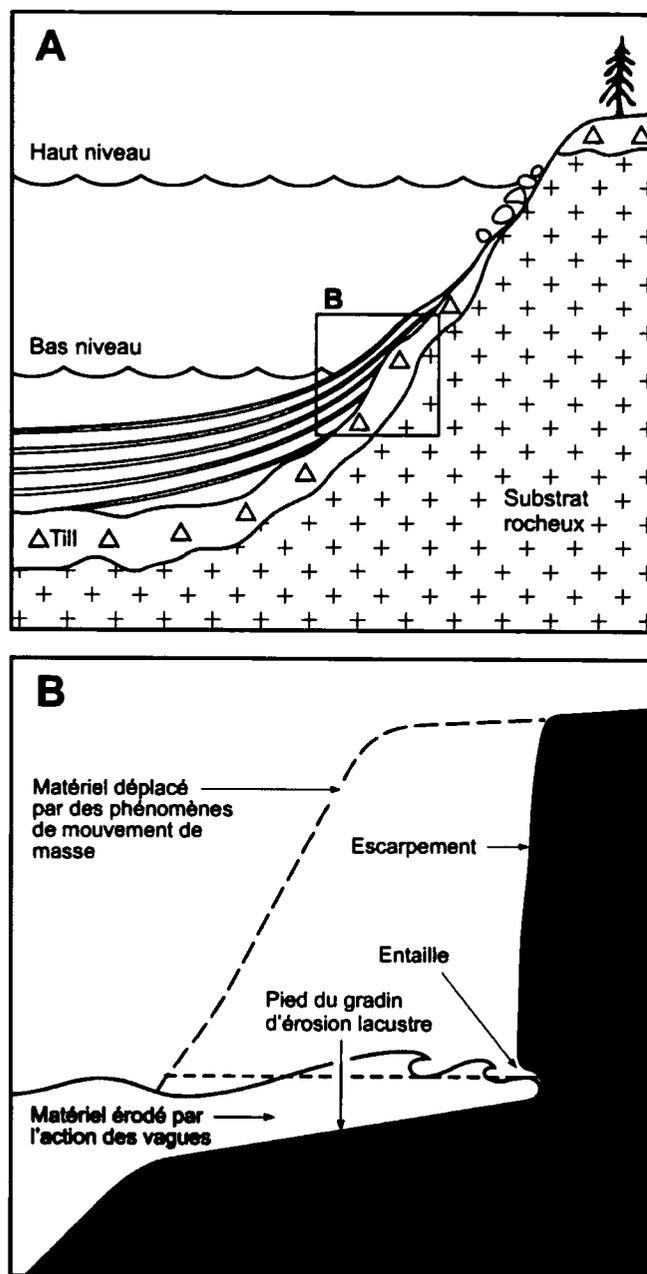


Figure 2.5 Formation des lignes de rivage dans le bassin du Lac Ojibway. (A) Les hauts niveaux lacustres résultent en des plages de blocs développées dans le till. (B) Les bas niveaux lacustres causent le développement de terrasses d'érosion lacustre formées par l'action des vagues sur les argiles glaciolacustres.

Si le niveau du lac baisse, l'effet de l'action des vagues s'arrête et la pente très abrupte fraîchement créée tend à se stabiliser et s'adoucir progressivement. Les terrasses développent alors un profil sinusoïdal avec le temps, selon des processus de mouvement de masse et d'érosion. Le profil des gradins observés sur le terrain permet alors de distinguer les différents types de niveaux lacustres, indiquant un âge relatif. En effet, les terrasses qu'on retrouve à de hautes élévations démontrent un profil plus lissé avec une pente douce, comme observé sur la figure 2.6-A. Au contraire, les terrasses de basse élévation observées à quelques mètres au-dessus du lac Abitibi et au niveau du lac lui-même ont un sommet bien défini et une pente beaucoup plus abrupte (figure 2.6-B). Puisque la pente est adoucie à partir du moment où l'effet des vagues s'arrête, les terrasses ayant des profils plus doux ont été exposées plus longtemps aux phénomènes de mouvement de masse et devraient donc être plus anciennes que les terrasses au profil abrupt.

Ces petits escarpements sont donc soumis aux mêmes processus d'érosion lacustre que les lignes de rivage de plus hauts niveaux qui sont représentées par des limites supérieures de délavage et des plages de blocs. Cependant, puisque les rivages les plus bas se retrouvent au niveau de la plaine argileuse Ojibway, le matériel qui subit l'érosion par les vagues lors d'une phase stable du lac est par conséquent l'argile. Ces lignes de rivage peuvent donc être utilisées pour caractériser les niveaux plus tardifs du Lac Ojibway.



Figure 2.6 (A) Exemple d'une terrasse d'érosion lacustre bien développée. La flèche rouge indique où les mesures d'élévation sont prises, au bas du talus; et (B) Terrasse d'érosion lacustre plus jeune avec un sommet bien défini et une pente plus abrupte.

2.2.2 *Caractéristiques des plages de blocs*

Lors de la campagne de terrain réalisée afin de mesurer l'élévation des terrasses d'érosion lacustre, des plages de blocs de moyenne à haute élévation, de 323 m à 329 m ont été observées sur de petites collines près de la municipalité de Poularies, à l'est de Palmarolle (figure 2.6). Ce sont les seules plages de blocs retrouvées sur le territoire d'étude, mais quelques-unes se trouvent à plus de 60 km au nord-est de celles-ci, sur le Mont Plamondon (Vincent et Hardy, 1979). Sur les collines Poularies, plusieurs plages de blocs en paliers sont observées à certains sites (figure 2.7). Ces plages de blocs sont formées par le lessivage du till par les vagues au cours d'une phase stable du lac. Puisque le niveau maximal atteint par le lac est 385 m, elles correspondent à des niveaux intermédiaires, entre le niveau maximal régional et les niveaux de basses élévations que l'on retrouve taillés dans l'argile (266 m à 317 m). À quelques emplacements au sud des collines; certaines plages de blocs peuvent être suivies sur 200 m de longueur. En tout, on retrouve de 5 à 6 niveaux majeurs qui sont intercalés par endroits par des cordons plus « mineurs » qui montrent une faible différence d'élévation avec le cordon principal. Au-delà du plus haut niveau de plage mesuré, on aperçoit également des zones roc délavé, ce qui pourrait suggérer l'existence d'un niveau plus élevé.

Sur le terrain, des mesures d'élévation ont également été prises sur ces cordons de blocs. Les mesures ont été prises au sommet de la crête du cordon de blocs (figure 2.6). Une étude plus approfondie de ce site et des niveaux intermédiaires en général serait nécessaire pour bien définir les phases lacustres qui lui sont associées. Puisque ce chapitre se concentre sur les phases tardives associées aux terrasses d'érosion lacustre de basses élévations incisées dans la plaine argileuse, les niveaux intermédiaires associés à ces plages de blocs seront moins approfondis.



Figure 2.7 Exemple de plages de blocs retrouvées sur les collines près de la municipalité de Sainte-Rose de Poularies.

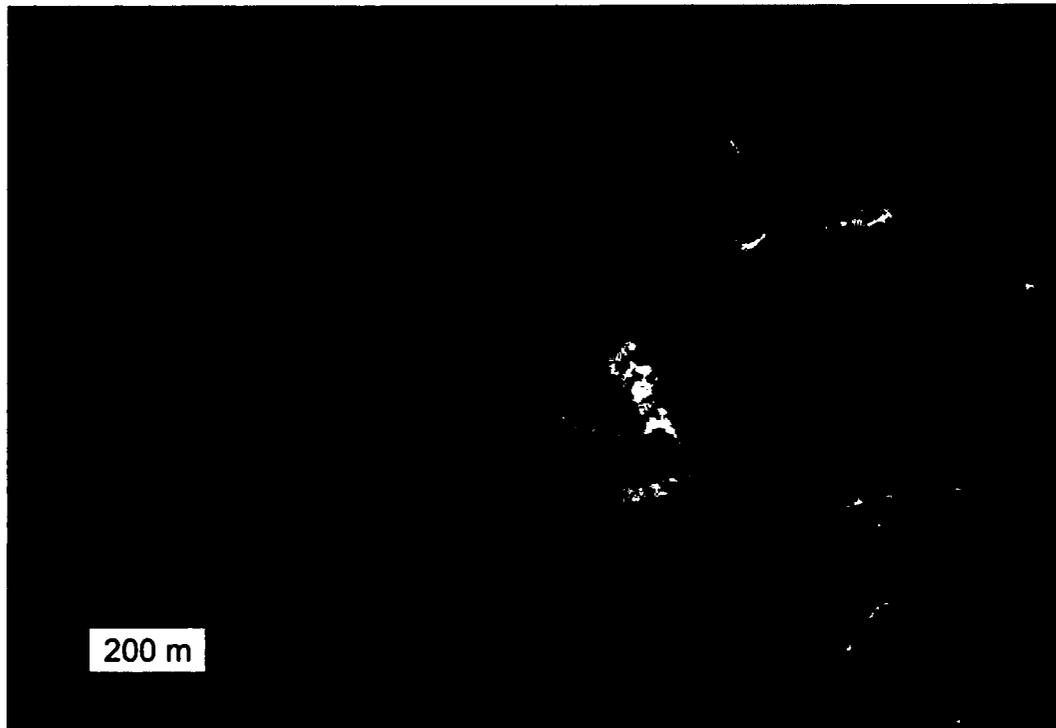


Figure 2.8 Plages de blocs près de la municipalité de Sainte-Rose de Poularies Les cordons littoraux sont facilement identifiables par leur couleur blanchâtre qui contrastent avec la couleur foncée de la végétation soutenue par la couverture de till. Les différents niveaux de plage sont indiqués par des flèches. Des gradins d'érosion lacustre de basse élévation, indiqués par un tireté, sont également observés dans la partie gauche de la photo. Photos aériennes Q72123-244, échelle 1 : 15 000. Ministère des Terres et Forêts (1977). Le nord se trouve en haut de la photo aérienne.

2.3 Méthodologie : mesures d'élévation de terrasses

Afin d'obtenir des mesures d'élévation pour les différentes terrasses d'érosion lacustre observées dans la région, deux méthodes ont été utilisées : une méthode numérique basée sur la photogrammétrie et une méthode basée sur l'utilisation d'altimètres.

2.3.1 Mesures par photogrammétrie

Les mesures effectuées par la méthode par vidéo restitution numérique, aussi appelée Digital Video Plotter (DVP) intègrent les principes de base de la photogrammétrie. Cette méthode permet la visualisation tridimensionnelle d'images alphanumériques et graphiques sur un écran d'ordinateur (Paradis et Boutin, 2000). Dans le cadre de ce projet, cette technique est utilisée pour obtenir les mesures d'élévation absolues (z) des terrasses d'érosion lacustre, ainsi que leur positionnement géographique (x,y), à partir de photos aériennes. Cette méthode permet d'effectuer un très grand nombre de mesures sur un large territoire qui peut parfois être difficilement accessible sur le terrain. Cette approche nécessite cependant la mesure de l'élévation de plusieurs points de référence sur les photos aériennes, une étape pouvant s'avérer très longue lorsqu'on couvre un vaste territoire ou lorsque de nombreuses photos sont utilisées, comme dans le cas de cette étude.

Le choix du secteur d'étude a été fait à l'aide des cartes des dépôts de surface où de nombreuses terrasses d'érosion sont localisées. La carte quaternaire qui couvre la région du lac Abitibi est celle de Lac Chicobi (Thibaudeau et Veillette, 2005; échelle 1 : 100 000). À partir de cette carte, un premier transect (le transect Est) fût tracé, choisi là où la densité des terrasses d'érosion lacustre était élevée. L'étude de ce premier transect a été réalisée par Ménard (2012; figure 2.9). Trois autres transects ont été déterminés pour ce projet. Ces transects se retrouvent à l'ouest de ce premier transect, jusqu'au lac Abitibi. Pour bien identifier les terrasses qui sont de petites encoches dans la plaine, des photos aériennes à grande échelle (1 : 15 000) ont été analysées en détail en stéréoscopie (voir figure 2.10). Cette photo-interprétation a permis d'identifier toutes les terrasses et de s'assurer qu'elles ne soient confondues avec des inégalités du substratum rocheux. Au total, plus de 900 points ont

été tracés, à la base de la pente des gradins d'érosion, afin de mesurer l'élévation d'environ 125 terrasses. Ainsi, environ 5 à 7 points pour chaque terrasse ont été mesurés, dépendamment de la longueur et de la forme de ces lignes de rivage. Pour ces segments de lignes de rivage, la valeur médiane a été retenue.

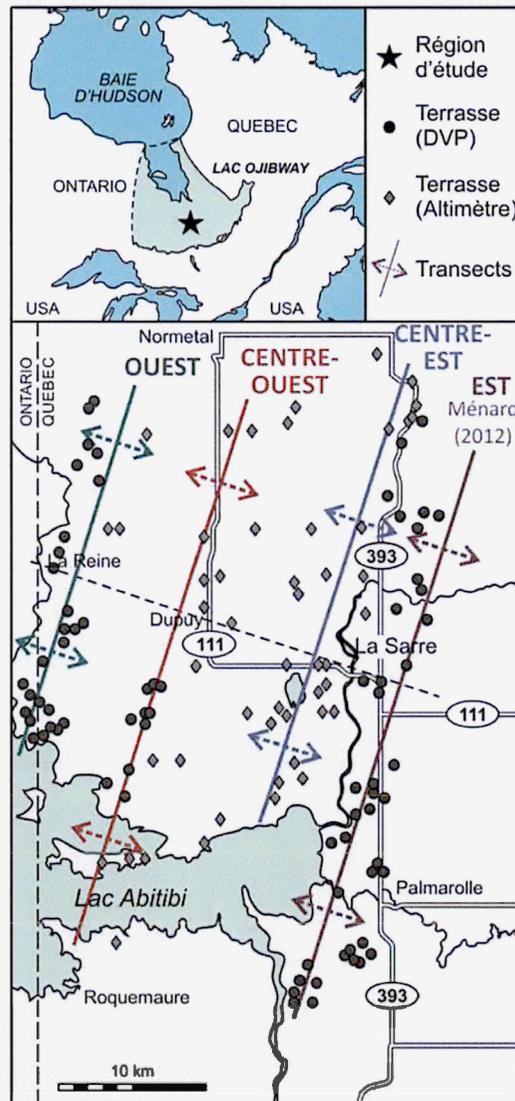


Figure 2.9 Localisation des terrasses d'érosion lacustre mesurées par Digital Video Plotter (DVP) et par altimètre, ainsi que des quatre transects. Le transect Est a été réalisé par Ménéard (2012).

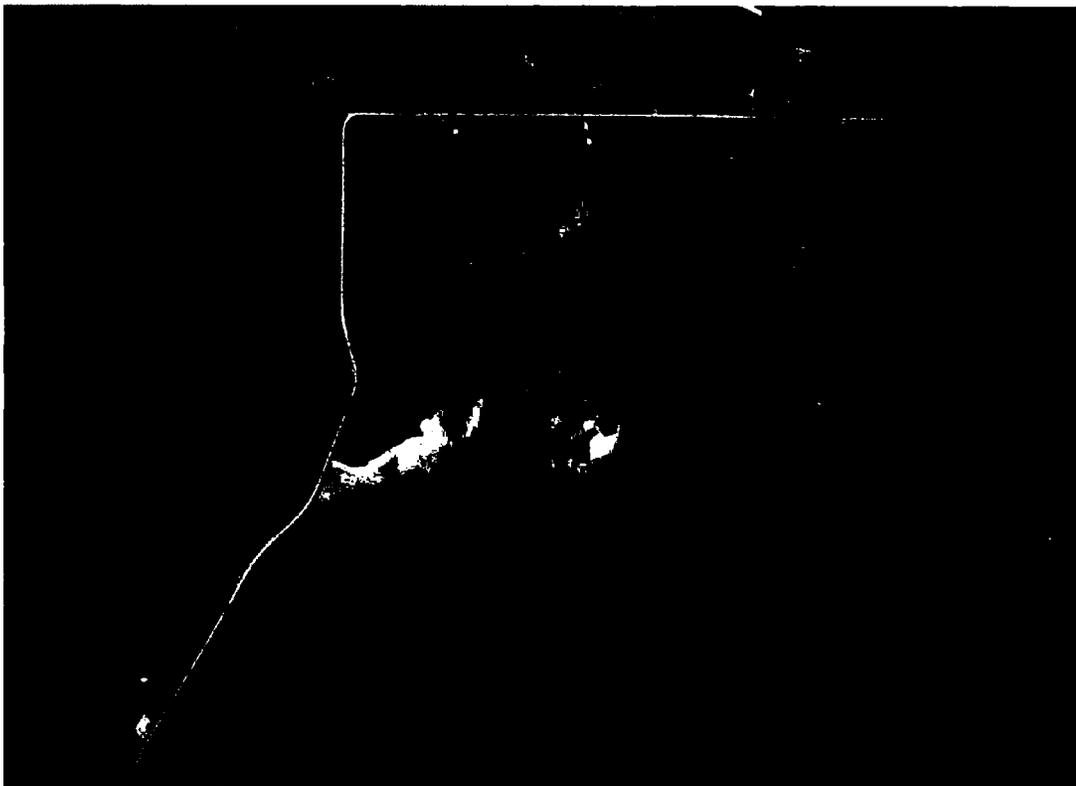


Figure 2.10 Différents niveaux de terrasses lacustres (tiretés) identifiés sur une photo aérienne prise près du lac Abitibi. Les différents niveaux sont indiqués à l'aide de flèches. Photos aériennes Q72123-256, échelle 1 : 15 000 . Ministère des Terres et Forêts (1977). Le nord se trouve en haut de la photo aérienne.

La mesure d'élévation par Digital Video Plotter (DVP) demande des points de contrôle sur les photos aériennes dont les positions géographiques et l'altitude doivent être connues (x , y , z). L'altitude de ces points de contrôle fut mesurée sur le terrain à l'aide d'un GPS de haute précision de type GNSS (Global Navigation Satellite System; figure 2.11) et calibrée avec des repères géodésiques dont l'élévation est connue. En tout, 70 points de contrôle furent créés et mesurés dans la région d'étude. Ceux-ci correspondent à des points facilement repérables sur une photo aérienne; soient des intersections de route ou des intersections entre un cours d'eau et une route. Subséquemment, à l'aide de ces points de contrôle, l'élévation de

chaque point au pied des terrasses d'érosion fut mesurée sur les photos aériennes à l'aide de la technique DVP, pour le premier transect (transect Est), puis pour les autres terrasses plus à l'ouest. La précision sur ces mesures est de $\pm 0,5$ m.



Figure 2.11 Mesure d'élévation à l'aide d'un GPS de haute précision de type Global Navigation Satellite System (GNSS).

2.3.2 Mesures par altimètres

La pression atmosphérique varie en fonction de l'altitude du terrain et se mesure à l'aide d'altimètres. Des altimètres de marque Suunto (Escape203) ont également été utilisés pour mesurer environ 150 terrasses d'érosion. La méthode requiert deux altimètres : un altimètre mobile sert à mesurer l'élévation des terrasses et un autre altimètre est placé sur un point de contrôle dont l'élévation est connue. Au début des travaux, les altimètres sont d'abord synchronisés et calibrés sur le même point de contrôle. Une personne reste alors sur la borne géodésique (ou le point de contrôle) avec un altimètre, alors qu'une autre personne avec l'altimètre mobile peut ensuite aller mesurer l'élévation de la base du talus, comme illustré à la figure 2.6. Après avoir été déposé sur le bas de la pente, une lecture est prise à chaque minute pour un total de sept mesures. Pendant ce temps, l'altimètre resté au point de contrôle prend aussi une lecture à chaque minute. Ces lectures prises en même temps permettent d'enregistrer la dérive des mesures causée par la variation de la pression atmosphérique dans le temps. Une correction est alors appliquée en utilisant la différence entre les mesures prises par l'altimètre mobile et les mesures au point de contrôle pendant l'intervalle de temps où la terrasse était mesurée. Les médianes des sept mesures sont utilisées pour représenter l'élévation des terrasses et du point de contrôle. Par exemple, dans le cas d'une terrasse mesurée à 278 m au cours d'une période s'étalant de 13h01 à 13h07, la mesure prise doit être corrigée en fonction des changements barométriques qui ont eu lieu au cours de cet intervalle de temps. Si les mesures au point de contrôle, qui serait par exemple coté à 274 m, indiquent une dérive vers 276 m au cours de cette période de temps, l'élévation de la terrasse mesurée devra être corrigée de -2 m, passant de 278 m à 276 m. La mesure corrigée obtenue est considérée comme étant l'élévation de la terrasse d'érosion lacustre. La précision des altimètres est de ± 1 m.

À des fins de vérifications statistiques des données, des mesures avec l'altimètre mobile furent également réalisées sur certains points de contrôle, tout en continuant la prise de lectures avec l'altimètre stationnaire sur le point de contrôle du début. Ces mesures furent réalisées également pendant 7 minutes et furent corrigées de la même façon. Les résultats de ces mesures et les statistiques sur celles-ci sont présentés dans l'Appendice A. Ces données

montrent que la moyenne de la différence entre la mesure et la valeur d'élévation connue est de 1 m avec un écart-type de 1 m, ce qui correspond à un niveau de précision acceptable pour des mesures d'altitude de plages. La méthode par altimètres est donc une méthode de terrain peu coûteuse, rapide et efficace, qui offre également une bonne précision des données. Cette méthode jumelée à celle par DVP offre donc un bon contrôle des mesures.

2.3.3 Positionnement des transects

Une fois les mesures d'élévation réalisées à l'aide de ces deux méthodes, les terrasses d'érosion ont été placées sur 4 transects nord-sud à l'aide du logiciel ArcGIS (voir figure 2.10). Il est à noter que tous les transects ont été orientés vers N17°, une valeur correspondant approximativement à l'axe de rebond postglaciaire défini par des travaux effectués sur les hauts niveaux du Lac Barlow-Ojibway (Vincent et Hardy, 1979; Veillette, 1994). Le transect Est mesure 40 km, le transect Centre-Est et le transect Centre-Ouest mesurent chacun 35 km et le transect Ouest mesure 25 km. La position de ces transects a été dictée par la densité des terrasses d'érosion présentes, c'est-à-dire que ces transects traversent la plus grande concentration de terrasses dans ces secteurs respectifs.

Une fois le tracé des transects déterminé, les terrasses d'érosion se trouvant dans un corridor de 2,5 km de part et d'autre ont été projetées sur la ligne de transect. La distance du point sur le transect a été déterminée à l'aide du logiciel ArcGIS. Ces transects regroupent 154 terrasses d'érosion au total, dont 98 mesurées par la méthode DVP et 56 mesurées par la méthode avec altimètres. L'Appendice B présente l'ensemble des données utilisées pour les transects. L'interprétation de ces transects pour déterminer les différents niveaux du lac est présentée à la section suivante.

2.3.4 Analyse des mesures des terrasses et points de contrôle

Les résultats des mesures pour les deux méthodes sont présentés à l'Appendice B. Une fois les mesures de terrasses réalisées, un traitement des données fut nécessaire. Pour la méthode

photogrammétrique, la médiane des valeurs obtenue le long d'un même segment de terrasse (de 5 à 7 points) a été utilisée pour représenter l'élévation du niveau mesuré. Ceci permet de minimiser l'incorporation de possibles mesures erronées résultant de manipulations ou dues aux conditions spécifiques du site (i.e., le couvert forestier). Certaines valeurs qui semblaient trop dissemblables aux autres pour une même terrasse furent rejetées.

La valeur médiane des mesures prises pour chacune des deux méthodes utilisées le long d'un même niveau d'érosion est considérée comme l'élévation représentative de la terrasse. Dans les deux cas, l'utilisation de la médiane permet de minimiser l'effet de mesures inexactes sur l'élévation finale.

En raison du souci de couvrir le plus grand territoire possible, les recoupements entre les deux méthodes de mesures sont peu nombreux. Cependant, certains recoupements, notamment dans le nord du transect Est, montrent que les deux méthodes sont comparables, avec des écarts de un à deux mètres entre les valeurs pour une même terrasse. Cette différence se situe l'intérieur de la marge d'incertitude associée aux deux méthodes de prises de mesures.

2.4 Résultats et discussion

2.4.1 Niveaux du Lac Ojibway documentés

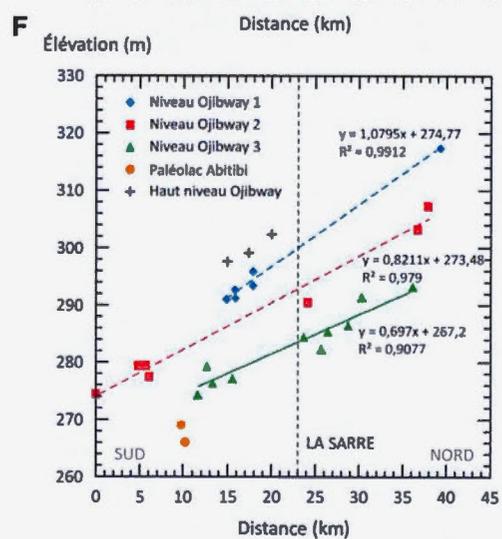
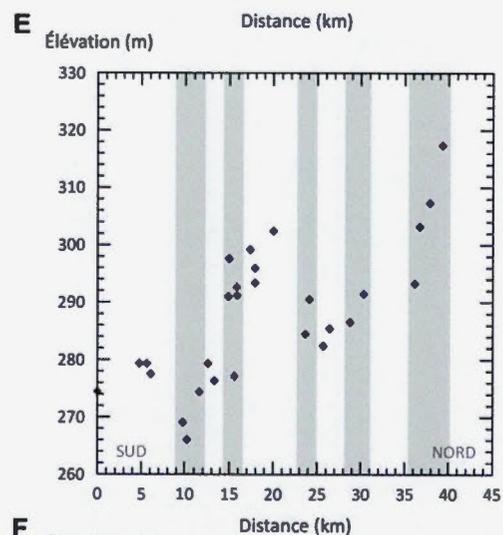
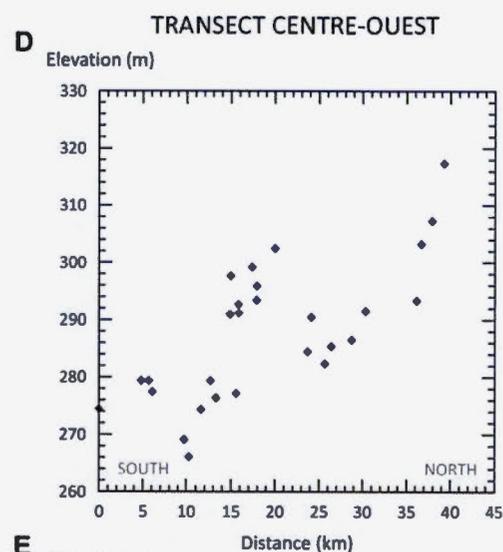
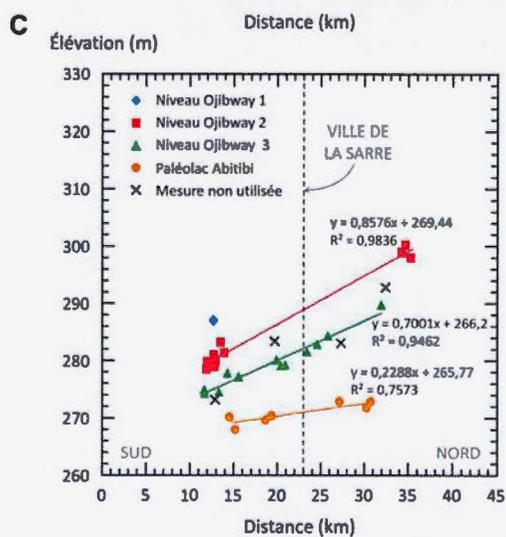
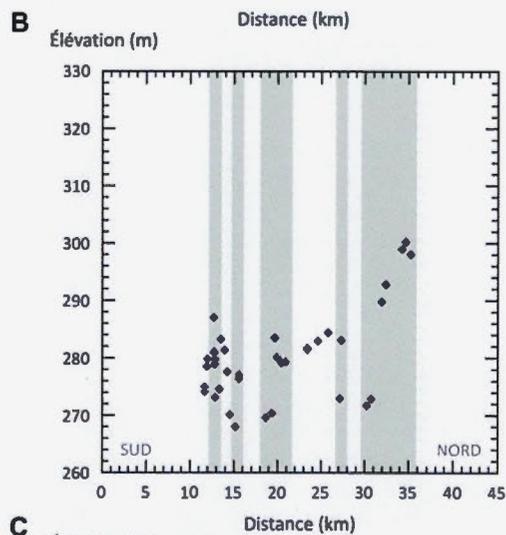
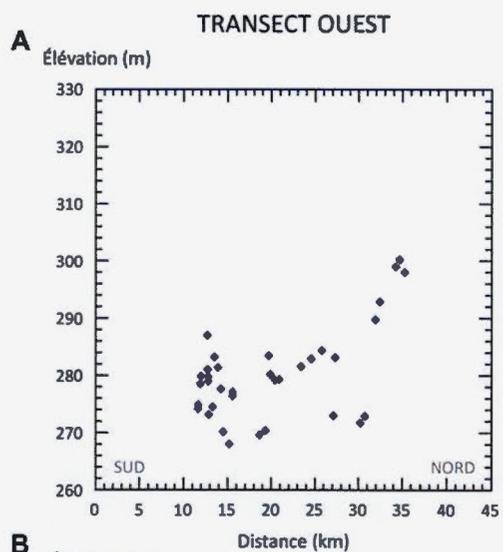
Pour interpréter les résultats, les mesures d'élévations des terrasses d'érosion lacustre des transects ont été insérées dans quatre graphiques d'élévation en fonction de la distance (figure 2.12). On remarque tout d'abord que ces diagrammes illustrent l'influence du rebond postglaciaire de la région. En effet, les lignes de rivages les plus hautes sont observées au nord de la région, et les plus basses au sud.

Des 154 terrasses provenant des quatre transects, 143 retenues ont été retenues pour interprétation. Les 11 terrasses qui ont été exclues (voir les points non utilisés à la figure 2.12) montraient un décalage marqué avec les autres mesures dans leurs secteurs respectifs.

Ces terrasses ont donc été analysées plus en détail sur les photos aériennes. Celles révélant un possible contrôle par le substratum rocheux ou une mauvaise définition de la ligne de rivage sur la photo ont été exclues. De plus, celles mesurées par la méthode DVP et se trouvant dans un secteur avec un couvert forestier important ont été rejetées. Ces différents facteurs peuvent grandement fausser les données, compliquant les interprétations.

Le nuage de point créé par la répartition des mesures d'élévation dans les graphiques supérieur de chaque transect (figure 2.12-A-D-G-J) peut porter à croire que la détermination des différents niveaux de lac représente une tâche très laborieuse. Cependant, une approche systématique permet de faire ressortir les différentes phases du lac. Les différents niveaux du lac ont été distingués en utilisant trois critères : 1) les caractéristiques morphologiques de la pente de la terrasse d'érosion lacustre; 2) l'élévation et l'emplacement des terrasses dans le paysage et 3) la distribution de lignes de rivage en paliers dans un emplacement spécifique qui comprend un ensemble de différentes terrasses.

Ce dernier critère permet de déterminer plusieurs niveaux clairs dans la même zone qui sont peu influencés par le relèvement isostatique différentiel que l'on retrouve entre des terrasses séparées par de grandes distances. Des terrasses très éloignées appartenant au même niveau sont également susceptibles de ne pas s'aligner de façon complètement parallèle avec l'axe de relèvement isostatique. La corrélation des différentes terrasses se fait donc plus facilement à l'aide d'assemblages de points se trouvant dans la même région et donc à la même distance sur le transect.



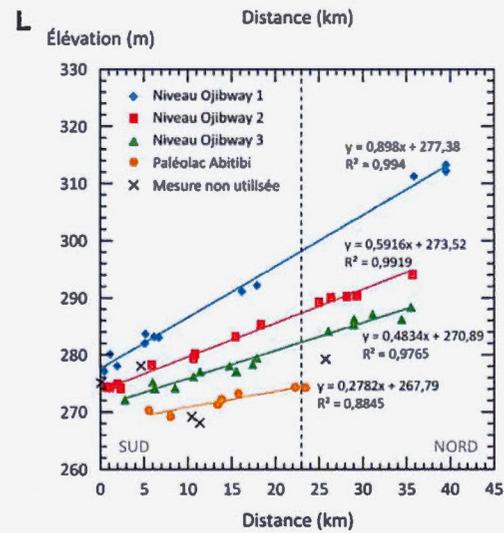
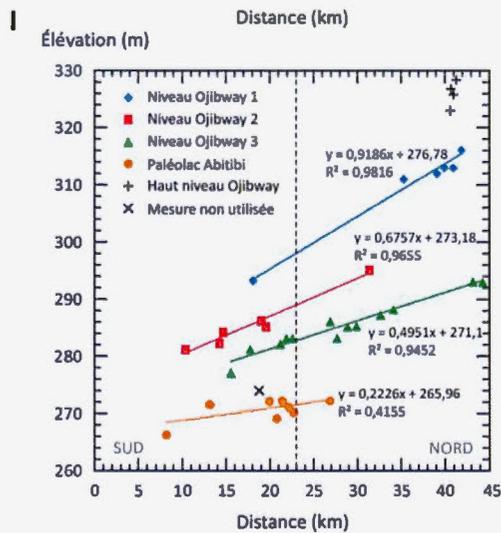
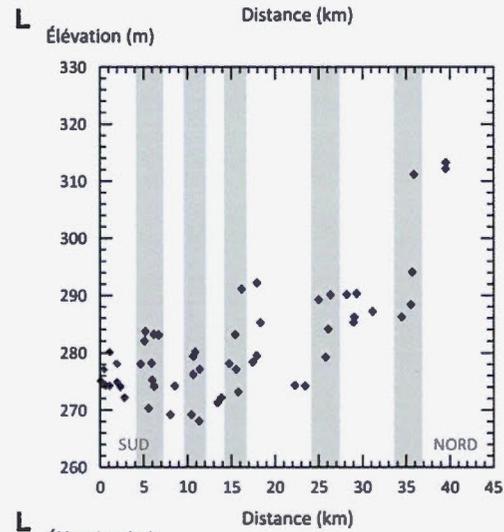
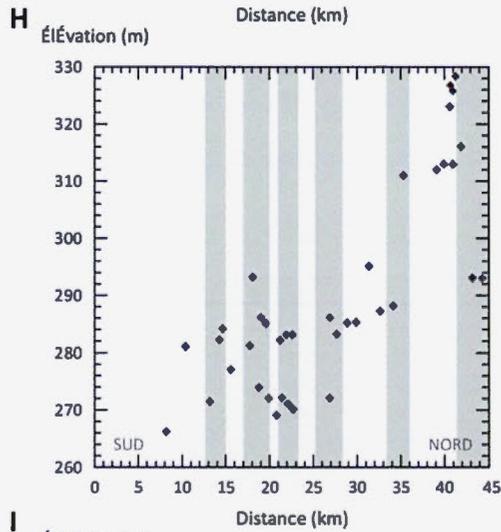
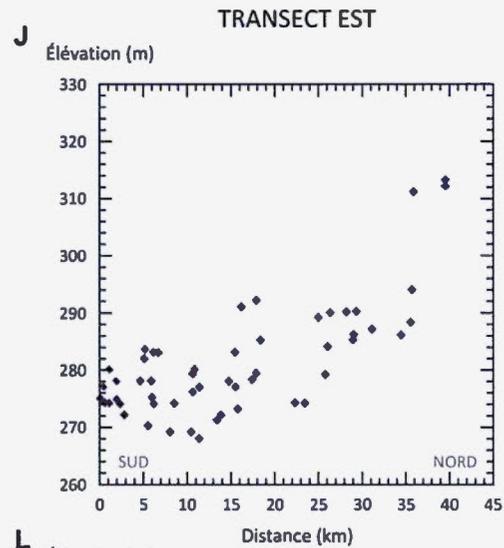
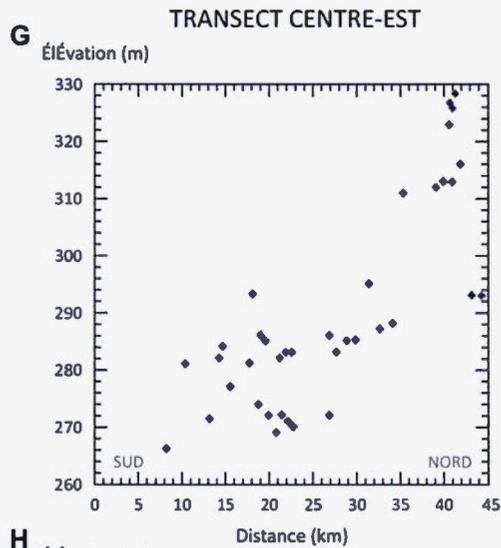


Figure 2.12 Diagrammes montrant l'élévation des terrasses d'érosion lacustre en fonction de la distance. Chaque colonne représente les données et les interprétations pour les quatre transects. A-D-G-J : Données brutes d'élévation des terrasses pour chaque transect. B-E-H-L : Diagrammes montrant les groupes de terrasses, surlignés en gris, utilisés pour identifier les différents niveaux du lac. C-F-I-L : Résultats montrant les différents niveaux lacustres identifiés avec leur pente. La région de la ville de La Sarre est illustrée par le pointillé vertical dans les diagrammes C-F-I-L.

Les deux premiers critères permettent de distinguer les terrasses associées au niveau le plus bas. Ces terrasses de basses élévations sont plus jeunes et peuvent donc être identifiées grâce à leur profil plus abrupt et bien défini, en plus d'être caractérisés par la présence de sols mal drainés à leur base. Ces lignes de rivage sont également restreintes spatialement; on les retrouve dans le voisinage du lac Abitibi ou de d'autres petits bassins dans la région. Leur élévation maximale est de 6 m au-dessus du niveau du lac Abitibi (265 m), soit à un maximum de 271 m dans la région du lac Abitibi. Ces lignes de rivage sont probablement associées à un haut niveau du lac Abitibi ancestral, et se sont probablement développées après le retrait complet de la glace dans la région, une interprétation proposée par Antevs (1925). Ces niveaux, qui peuvent être observés à la figure 2.12-C-F-I-L, se retrouvent dans la partie sud des transects où ils occupent de basses élévations sur les diagrammes.

Les autres terrasses à plus haute altitude donc plus âgées montrent des profils plus atténués. Ce critère morphologique ne peut donc pas être utilisé pour distinguer les différents niveaux. Le troisième critère est alors utilisé. L'identification des différentes lignes de rivage est alors basée sur la présence d'un assemblage de deux à trois terrasses dans le même secteur d'un transect. Ces regroupements de terrasses de différentes élévations se traduisent par plusieurs points à une même distance sur le transect, mais ayant des élévations différentes sur les diagrammes de distance vs élévation. La figure 2.12-B-E-H-L montre bien ces groupes de points qui sont surlignés en gris. La présence de différents niveaux à l'intérieur d'un même secteur, c'est-à-dire dans une même bande grise, s'explique par le rebond postglaciaire différentiel. Ces mesures de différentes altitudes suggèrent que ces terrasses marquent

différents niveaux du même plan d'eau dont l'altitude aurait variée dans le temps avec le rebondissement de la surface du sol.

Une droite de régression passant par les plus hauts points de ces groupes de terrasses définit un coefficient de corrélation supérieur à 0,98 pour tous les transects (figure 2.12-C-F-I-L). Ceci permet de former un premier niveau, le niveau Ojibway 1. En suivant le même principe, d'autres droites de régression ont été calculées à travers les points à plus faible élévation des autres regroupements de terrasses.

Les transects Est et Centre-Est montrent des graphiques distance-altitude semblables, alors que les transects Centre-Ouest et Ouest montrent des altitudes plus élevées. De plus, le transect Centre-Ouest possède peu de groupes de points pouvant être utilisés pour interpréter les différents niveaux. Il semble aussi enregistrer des niveaux plus élevés puisque ceux-ci résultent de la topographie, laquelle montre des secteurs à plus haute altitude que les autres transects (figure 2.12-F). D'autre part, le transect Ouest, le plus proche du lac Abitibi, ne semble pas enregistrer de hauts niveaux, ce qui découle encore une fois du cadre physique (basse topographie) de ce secteur. Cependant, lorsque les niveaux déterminés à partir des groupements de terrasses des transects Ouest et centre-Ouest sont comparés aux niveaux déterminés par les deux transects orientaux, lesquels sont très étoffés, on peut remarquer que les niveaux déterminés à partir des transects de l'ouest sont tout à fait compatibles avec ceux de l'est.

On arrive alors à plusieurs niveaux bien définis, dont la droite de régression montre un bon coefficient de corrélation similaire au premier niveau, c'est-à-dire généralement entre 0,90 et 1. Une droite de régression est également calculée à partir des plus bas niveaux identifiés, ceux qui sont associés au paléolac Abitibi, excepté pour le transect Centre-Ouest qui n'offre pas assez de points pour réaliser une régression linéaire.

Les hauts niveaux, représentés par des plages de blocs sont facilement identifiables en raison de leur très haute élévation et évidemment, par leur nature morphologique. Ces niveaux sont représentés dans le coin supérieur droit de la figure 2.12-I sur le graphique du transect Centre-Est. Les plages de blocs mesurées montrent des élévations de 323 m, 326 m, 327 m et 329 m. Ces très hautes élévations par rapport aux terrasses d'érosion lacustre (de 266 m à 317

m) montrent que les plages de blocs correspondent à des niveaux probablement plus anciens du Lac Ojibway. Ces niveaux d'élévations intermédiaires pourraient peut-être être associés à la phase d'Angliers, antérieure au Kinojévis tardif (320 m; Vincent and Hardy, 1979). Ces plages de blocs ont pu se développer grâce à la présence de hauts sommets dans ce secteur, un phénomène rare dans le territoire d'étude, et unique dans la région des transects, ce qui empêche leur corrélation avec d'autres lignes de rivage. L'interprétation de ces niveaux demande une étude plus approfondie à l'échelle régionale afin de les mettre en relation avec d'autres niveaux intermédiaires à hauts situés à l'extérieur de la zone d'étude.

D'autres niveaux élevés sont présents sous la forme de terrasses d'érosion lacustre dans le transect Centre-Ouest (figure 2.12-F). Leur haute élévation par rapport au plus haut niveau de terrasses identifié dans le transect Centre-Ouest, ainsi qu'à celle de terrasses similaires sur les autres transects, suggère l'existence d'un niveau additionnel pour le Lac Ojibway dans ce secteur. Cependant, un manque de points dans le nord du transect empêche la réalisation d'une régression linéaire fiable pour ce regroupement de terrasses.

La compilation des résultats dans un seul diagramme (figure 2.13) démontrent la présence de trois niveaux de terrasses du Lac Ojibway, ainsi qu'un niveau associé à une phase élevée du lac Abitibi actuel (paléolac Abitibi). Les niveaux sont déformés par rapport à la distance due au rebond postglaciaire. On remarque également le fort recoupement entre les terrasses des quatre transects pour chacun des niveaux identifiés, ce qui donne du poids aux interprétations.

Les pentes de régression linéaire de chacun des niveaux représentant cette déformation, et donc le gradient de relèvement, sont présentées au tableau 2.1. Seul le niveau Ojibway 1 du transect Ouest et le niveau du paléolac Abitibi n'ont pu être calculés. La déformation de ces niveaux s'exprime par des élévations plus basses au sud et plus élevées au nord, en accord avec le patron de rebond postglaciaire de la région (vers 17°N). De plus, les taux de relèvement associés à ces niveaux suggèrent un âge relatif à ces phases lacustres où les niveaux présentant des taux de relèvement plus élevés sont fort probablement plus âgés que les niveaux montrant des taux de relèvement plus faibles. Par exemple, le niveau Ojibway 1 possède une plus grande pente que le niveau Ojibway 2. Ceci est simplement dû à la

diminution de l'influence du rebond postglaciaire avec le retrait de la glace, ce qui engendre une diminution de la déformation des niveaux au cours du temps.

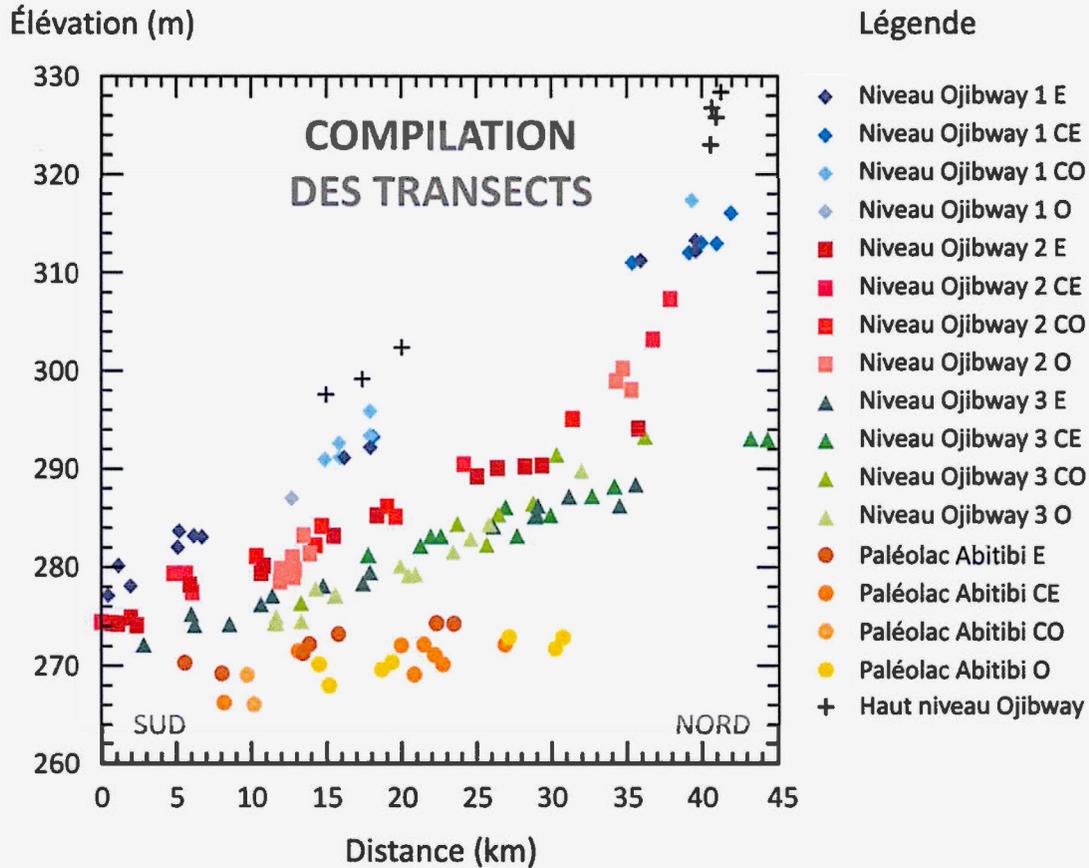


Figure 2.13 Compilation des résultats pour tous les transects. Les différents niveaux lacustres sont illustrés par un ensemble de quatre couleurs qui correspondent à chacun des quatre niveaux. E : transect Est; CE : transect Centre-Est; CO : transect Centre-Ouest; O : transect Ouest.

Le gradient de relèvement moyen pour chaque niveau est indiqué au tableau 2.1. On remarque certaines disparités entre les pentes des différents transects. Les gradients de relèvement pour les niveaux Ojibway 1, 2 et 3 sont plus élevés dans les transects Ouest et Centre-Ouest que dans les transects Centre-Est et Est, avec des différences allant jusqu'à 0,2 m/km. Cette faible différence (20 cm) au tableau 2.1 pourrait porter à croire que les niveaux Ojibway 2 des transects occidentaux (Ouest et Centre-Ouest) correspondent davantage aux niveaux Ojibway 1 des transects orientaux (Centre-Est et Est), décalant ainsi les niveaux des secteurs Ouest et Centre-Ouest. Cependant, cette proposition ne concorde pas à la distribution des groupements de terrasses dans les graphiques d'élévation vs. distance (figure 2.12). Globalement, les différences entre les niveaux documentés du secteur occidental versus ceux du secteur oriental tendent à suggérer un plan de relèvement isostatique qui penche vers l'est, combiné à l'axe de relèvement orienté vers le nord-nord-est (17°N).

Tableau 2.1 Pente des droites représentant les niveaux déformés

Transect	Ouest (m/km)	Centre- Ouest (m/km)	Centre- Est (m/km)	Est (m/km)	Moyenne (m/km)	Écart-type (m/km)
Ojibway 1	-	1,08	0,92	0,90	0,97	0,10
Ojibway 2	0,86	0,82	0,68	0,59	0,74	0,13
Ojibway 3	0,70	0,70	0,50	0,48	0,60	0,12
Paléolac Abitibi	0,23	-	0,22	0,28	0,24	0,03

À l'aide des pentes de relèvement, l'élévation de chaque niveau de chaque transect ont été estimées dans les environs de La Sarre, soit à une distance de 23 km sur chaque transect (figure 2.12-C-F-I-L). Il faut noter que ce calcul reste approximatif et qu'il est seulement réalisé à titre indicatif pour la région de La Sarre. Encore une fois, on note que le transect Ouest semble avoir des élévations différentes (plus faibles) comparativement aux autres transects (voir tableau 2.2). En effet, les valeurs des niveaux Ojibway 1, 2 et 3 ne sont pas comprises dans l'intervalle d'un écart-type, autour de la moyenne, alors que toutes les autres valeurs le sont. Conséquemment, une deuxième moyenne présentée au tableau 2.2 omet les élévations des niveaux Ojibway 1, 2 et 3 du transect Ouest. Ces variations sont toutefois minimales dans le contexte des autres incertitudes reliées à cette étude. Elles pourraient aussi être reliées au fait que l'axe du relèvement utilisé (17°N) n'est pas approprié pour ces bas niveaux; cet axe ayant été déterminé pour un niveau (maximum) plus ancien.

Le niveau le plus haut et les deux niveaux intermédiaires montrent respectivement un gradient de relèvement moyen de 0,97 m/km, 0,74 m/km et 0,60 m/km, alors que le niveau du paléolac Abitibi montre une valeur de 0,24 m/km (tableau 2.1). Dans la région de la Sarre, les trois bas niveaux Ojibway (1, 2 et 3) se retrouvent respectivement à des élévations moyennes approximatives de 299 m, 289 m et 283 m, alors que le niveau du paléolac Abitibi se retrouve à 272 m (tableau 2.2). À fin de comparaison, la surface du lac Abitibi se trouve à 265 m, alors que la phase maximum du Lac Ojibway correspond à 389 m dans la région d'étude (Vincent et Hardy, 1979; Veillette, 1994). Également, les phases lacustres contrôlées par l'exutoire Kinojévis correspondent à des élévations de ~ 300 m (Kinojévis inférieur) et ~ 320 m (Kinojévis tardif) dans la région (Vincent and Hardy, 1979). Ainsi, deux phases lacustres se retrouvent à des élévations plus basses ou légèrement plus basses que les phases du Kinojévis, suggérant qu'elles se sont développées pendant des phases tardives du Lac Ojibway, dont les exutoires resteraient à déterminer.

L'élévation et le gradient de relèvement du niveau le plus haut documenté, vraisemblablement le plus vieux, suggèrent ici que cette position du niveau du lac puisse être associée à une phase ancienne du Lac Ojibway. Les élévations de 300 m pourraient donc être rattachées à la phase Kinojévis du lac. Cependant, son gradient de relèvement de 0,97 m/km est comparable à celui d'une phase plus ancienne du Lac Ojibway, la phase Angliers (0,96 m/km; Veillette;

1994), antérieure aux phases Kinojévis inférieur et tardif (Vincent & Hardy, 1979). Il contraste également de façon significative avec ceux des deux niveaux intermédiaires (0,74-0,60 m/km). La différence dans le taux de relèvement entre les lignes de rivages hautes et intermédiaires suggère qu'un temps considérable se soit écoulé entre ces phases de lac.

Tableau 2.2 Élévation de chaque niveau dans les environs de La Sarre pour tous les transects

Transect	Ouest	Centre -Ouest	Centre -Est	Est	Moyenne	Écart-type	Moyenne*	Écart-type*
Ojibway 1	289 m	300 m	298 m	298 m	296 m	5 m	299 m*	1 m*
Ojibway 2	282 m	292 m	289 m	287 m	288 m	4 m	289 m*	3 m*
Ojibway 3	278 m	283 m	283 m	282 m	281 m	2 m	283 m*	1 m*
Paléolac Abitibi	271 m	-	271 m	274 m	272 m	2 m	272 m	2 m

*Moyenne et écart-type excluant les valeurs d'élévation des niveaux Ojibway 1, 2 et 3 du transect Ouest.

2.4.2 Conclusions et considérations paléogéographiques

Cette étude montre que les petites terrasses reliques découpées dans la plaine argileuse du Lac Ojibway enregistrent des périodes de stabilité de la surface du lac. Par conséquent, ces terrasses d'érosion lacustre peuvent être utilisées pour documenter des phases anciennes du Lac Ojibway. Il y a actuellement peu de données qui documentent l'histoire des dernières étapes du Lac Ojibway et les variations de niveau de lac rapportées ici représentent un premier pas dans cette direction. Ces nombreuses mesures d'élévation de terrasse fournissent l'évidence de l'existence d'au moins trois niveaux distincts (figure 2.14), dont l'élévation est inférieure au niveau maximal atteint par le Lac Ojibway dans la région du lac Abitibi (~ 390 m) (Veillette, 1994). Cela suggère que ces terrasses, tout au moins celles des niveaux

Ojibway 2 et 3, se sont probablement formées pendant les phases tardives de ce lac glaciaire. Les eaux associées aux phases les plus tardives du lac ne se drainaient alors plus par l'exutoire Kinojévis, leur élévation étant inférieure à 300 m (Kinojévis inférieur) et à 320 m (Kinojévis tardif). Deux hypothèses sont soulevées quant au drainage de ces eaux : un drainage sous-glaciaire vers la Mer de Tyrell ou un drainage vers le bassin du Lac Agassiz lors d'une coalescence avec ce dernier. Des littoraux de basses élévations associés aux phases tardives du Lac Agassiz – le niveau de lac Fidler – ont déjà été rapportés dans la partie nord du bassin Agassiz (Klassen, 1983). Cependant, l'équivalence entre ces littoraux de basses élévations Ojibway et les littoraux de la phase Fidler reste encore à démontrer. Des données supplémentaires sont nécessaires à l'échelle de la zone submergée par le Lac Ojibway pour améliorer les connaissances de l'histoire tardi-glaciaire du Lac Ojibway.

Certains transects montrent également des évidences de niveaux de plus hautes élévations, mais ces rivages reliques sont très dispersés et le manque de hauts sommets dans la région empêche ces niveaux d'être bien documentés. En contrepartie, le niveau le plus bas rapporté semble enregistrer un niveau de lac postglaciaire, correspondant à une phase haute du lac Abitibi qui pourrait être associé aux terrasses perchées décrites par Antevs (1925).

La façon dont la variation de ces niveaux s'est réalisée n'est toujours pas connue, puisqu'aucune chronologie entre les niveaux n'est établie. L'élévation du plan d'eau a probablement diminué graduellement, étape par étape, en formant différents niveaux qui suivent le rebond postglaciaire. Ceci est soutenu par les différents gradients de relèvement isostatique obtenus pour chaque niveau (0,97 m/km, 0,74 m/km et 0,60 m/km, ainsi que 0,24 m/km pour le paléolac Abitibi).

Les résultats soulignent le potentiel d'utiliser ces lignes de rivage pour reconstruire l'histoire des anciens niveaux du lac. Cependant, ils ne permettent pas encore de confirmer avec précision les élévations de ces phases tardives, ainsi que leur étendue régionale à l'échelle du bassin. Nos travaux indiquent que les mesures de terrain de basses terrasses sont très difficiles à effectuer en milieu boisé, ce qui limite l'étendue des mesures, car la majeure partie du bassin Ojibway se trouve en forêt boréale. Les terrasses documentées ici ont été observées en région agricole (déboisée), ce qui a permis l'obtention de données de qualité.

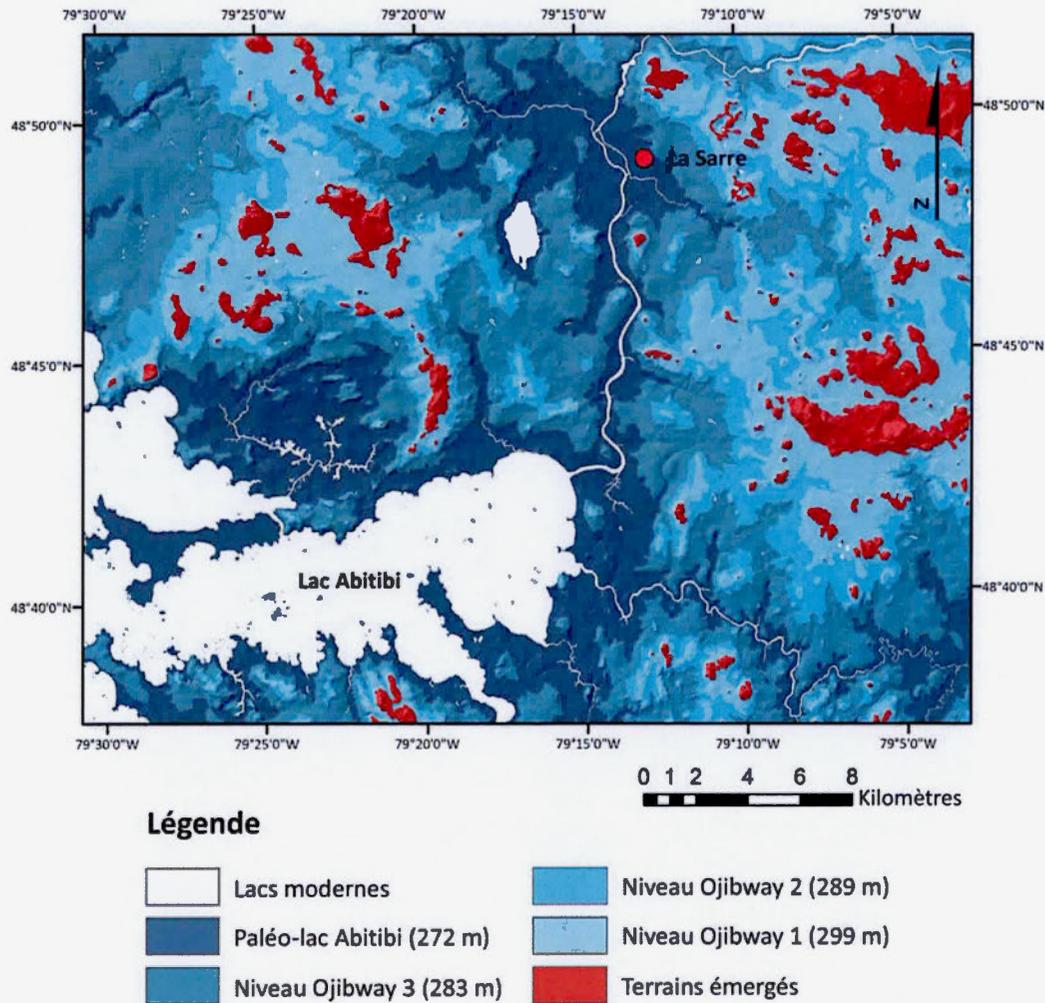


Figure 2.14 MNE montrant l'étendue régionale de phases de niveaux lacustres documentées. Il est à noter que le relèvement isostatique n'est pas inclus et que les niveaux sont calculés seulement pour la région de La Sarre.

Néanmoins, nous sommes confiants d'avoir identifié au moins 3 niveaux de basses élévations. Le manque de hauts points d'élévation dans le secteur d'étude limite également l'observation des hauts niveaux Ojibway d'élévation intermédiaire (entre les phases maximales et tardives) qui pourraient aider à comprendre l'histoire complexe du lac. Des

données supplémentaires sont sans aucun doute exigées à l'échelle de la région entière submergée par le Lac Ojibway.

L'étude permet d'observer des fluctuations tardives de niveau dans le Lac Ojibway, mais leur origine demeure inconnue. Des travaux antérieurs (Vincent et Hardy, 1979) indiquent que des fluctuations de niveau du Lac Ojibway peuvent être liées aux réavancées tardives de la glace dans le lac; les réavancées de Cochrane. Cependant, il est difficile d'évaluer la relation entre les niveaux documentés dans cette étude et les événements Cochrane sans contraintes chronologiques. Néanmoins, la dynamique tardi-glaciaire du dôme de la baie d'Hudson a probablement joué un rôle important dans ces fluctuations de niveau du Lac Ojibway, puisque des évidences provenant de la baie James montrent qu'elle a été cruciale dans les événements précédant le drainage final du lac (Roy *et al.*, 2011). Bien que l'origine de ces fluctuations majeures de niveau de lac reste à être entièrement définie, ces résultats apportent des évidences quant à la complexité des phases tardives du lac lors de la dernière déglaciation.

CHAPITRE III

THE DRAINAGE OF LAKE OJIBWAY IN GLACIOLACUSTRINE SEQUENCES OF NORTHERN ONTARIO AND QUEBEC, CANADA.

Ce chapitre présente un article intitulé « *The drainage of Lake Ojibway in glaciolacustrine sequences of northern Ontario and Quebec, Canada* ». Il documente la présence de séquences sédimentaires dans lesquelles on retrouve une bande de silt dans la partie supérieure des rythmites du Lac Ojibway, dans la région de La Reine. L'article présente les résultats et interprétations quant à l'origine de ce lit marqueur et sa signification quant à la déglaciation régionale. Cet article a été initialement soumis au journal *Boreas* le 12 décembre 2013. Le format de présentation du chapitre, i.e., le texte suivi des figures, représente le format de la soumission. L'article a été accepté sous conditions de modifications mineures. Le texte qui suit présente la version corrigée du 25 avril 2014. Les données découlant de l'ensemble des analyses sont présentés dans l'Appendice C.

Les résultats suggèrent que la bande de silt correspond à un épisode de drainage important du Lac Ojibway. Celui-ci aurait été suivi par le développement d'un plan d'eau postglaciaire significatif; soit une phase d'immersion de la région probablement liée aux ajustements glacio-isostatiques du terrain nouvellement déglacé. La contribution des auteurs est la suivante : Virginie Daubois a déterminé les analyses appropriées pour l'étude des séquences sédimentaires, en plus de faire les analyses et de rédiger l'article. Maxime Ménard a produit une partie des données. Martin Roy et Jean J. Veillette ont supervisé le déroulement des travaux, ainsi que participé à l'édition du texte de l'article.

The drainage of Lake Ojibway in glaciolacustrine sequences of northern Ontario and Quebec, Canada

Daubois, V.¹, Roy, M.^{1*}, Veillette, J.J.², Ménard, M.¹.

¹ *Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère et GEOTOP, Université du Québec à Montréal, Québec, Canada*

² *Geological Survey of Canada, Ottawa, Ontario, Canada*

* *To whom correspondence should be addressed (roy.martin@uqam.ca)*

Keywords:

Glacial lakes, Lake Ojibway; meltwaters; last deglaciation; Laurentide ice sheet.

Abstract.

Physical evidence for the drainage of glacial lakes remains relatively rare in depositional records, giving rise to much debate on the location of outlets and discharge pathways, as well as on the climate impact of the attendant meltwater forcing. Lake Ojibway developed following the withdrawal of the Laurentide ice sheet in northern Ontario and Quebec, Canada. The late-stage evolution of this large ice-dammed lake was influenced by the complex dynamics of the retreating ice margin, which highly complicates the identification of the final termination of Lake Ojibway in glaciolacustrine sediment records of this region. Here, we document the composition of sequences of rhythmites that contain in their upper part an anomalously thick and whitish bed (10-15 cm) that is in turn overlain by ~ 1 meter of faintly bedded rhythmites. Grain-size analyses show that the thick whitish bed consists primarily of fine to coarse silt (2–63 μm), contrasting with the lower and upper rhythmites that are largely dominated by clay (<2 μm). The detrital carbonate content of the thick silt bed is characterized by consistently high values (2.5 to 2.8%), while the bounding rhythmites show lower and highly variable values. Oxygen isotope measurements further show a marked change going from typical glacial meltwater values (~ -29.6 to -27.7 ‰; VSMOW) for the lower part of the sequence to modern-like meteoric values (-18.4 to -14.6 ‰) for the rhythmites overlying the silt bed. These data suggest that this marker bed may be associated with a major drawdown event that is interpreted as the final drainage of Lake Ojibway. AMS radiocarbon dating of ostracods extracted from the drainage bed also documents an important hard-water effect within the Ojibway basin. These results thus outline a well-defined stratigraphic marker that will be useful in paleogeographic reconstructions based on long varve records.

3.1 Introduction

The retreat of the southern Laurentide Ice Sheet (LIS) margin during the last deglaciation was associated with the massive release of meltwaters that invaded the glacio-isostatically-depressed terrain of northeastern Ontario and northwestern Quebec, leading to the formation of glacial Lake Ojibway (Figure 3.1). The lake eventually expanded northward into the James Bay basin and presumably shared a common water plane with Lake Agassiz to the west during the later stages of deglaciation (Dyke and Prest, 1987). The final stages of deglaciation were also marked by ice readvances of the Hudson Dome into the Ojibway basin, the so-called Cochrane events (e.g., Hughes, 1965; Prest, 1970; Hardy, 1977, 1982), shortly before the drainage of Lake Agassiz-Ojibway into the Tyrrell Sea ~ 8 200 cal yr BP (Hardy, 1982; Roy et al., 2011). An early estimate of the meltwater volume associated with the discharge of this large ice-dammed lake provided a scale for the magnitude of this event (Veillette, 1994). This abrupt freshwater discharge into the North Atlantic was subsequently associated with an important perturbation of the Atlantic meridional ocean circulation that presumably caused a major climate deterioration known as the 8.2-ka event (Alley et al., 1997; von Grafenstein et al., 1998; Barber et al., 1999). High-resolution North Atlantic sediment records further indicate that the late deglacial period was marked by several meltwater discharges, with at least two significant meltwater outbursts around the 8.2-ka cold event (Ellison et al., 2006; Hillaire-Marcel et al., 2007; Kleiven et al., 2008). Multiple meltwater discharges from Lake Agassiz-Ojibway may indeed have occurred through outburst floods at the base of the LIS remnant (Clarke et al., 2003, 2004), a model that finds support in the presence of flood-related geomorphic features on the Hudson Bay floor (Josenhans and Zevenhuizen, 1990; Lajeunesse and St-Onge, 2008). Stratigraphic sequences near James Bay also provide evidence for subglacial exchanges between marine and glaciolacustrine waters prior to the final lake drawdown (Roy et al., 2011). Taken together, these results bring compelling evidence that the Lake Agassiz-Ojibway likely drained through a complex sequence of events.

The various events that punctuated the final stages of the deglaciation appear to be recorded by late deglacial sediment sequences of the Lake Ojibway basin where marked changes in

composition and sedimentary facies were reported from numerous rhythmites exposures (Hughes, 1965; Prest, 1970; Hardy, 1982; Breckenridge et al., 2012; Stroup et al., 2013). However, the termination of Lake Ojibway remains inadequately defined in glaciolacustrine sediment records of northeastern Ontario and northwestern Quebec, preventing a clear reconstruction of the sequence of events that led to the disappearance of Lake Ojibway in this region. Furthermore, the lack of constraints on the pattern of ice retreat that controlled the late-stage evolution of Lake Ojibway and Lake Agassiz results in additional limitations to the understanding of the final stages of these proglacial lakes, including their presumed coalescence, thereby giving rise to large uncertainties on the location of outlets and discharge pathways.

Although Lake Agassiz is often cited as the main source of meltwater that triggered the 8.2 ka event, current paleogeographic reconstructions indicate that this large coalesced lake was largely centered on the Ojibway basin (in James Bay) prior to the final lake discharge, with a meltwater volume estimated at 113,100 km³ of a total volume of 163,000 km³ (see Leverington et al., 2002). The common use of “Lake Agassiz” to designate this large proglacial lake thus represents an informal consensus that appears to be driven by convenience rather than actual data (e.g., Clarke et al., 2004), a situation that somewhat reflects the current state of knowledge on the late stages of the deglaciation. Here, we refer to this proglacial lake as Lake Ojibway since the sequences studied comes from the eastern (Ojibway) part of the basin.

This paper focuses on the late-stage evolution of Lake Ojibway in the eastern Lake Abitibi area by documenting a whitish and anomalously thick silty bed that truncates the upper part of Ojibway rhythmites. This marker bed is generally present in the first meters of sediments below the surface and is most conspicuous in fresh exposures found along the Lake Abitibi shorelines and man-made sections of northwestern Quebec. The occurrence of up to 1 m of thinly bedded clay above the silty bed suggests that this sequence may represent a sudden and major (final?) drainage event that was followed by another deepwater phase. This study aims at establishing the exact significance of this marker bed in the final deglaciation of this sector of the LIS.

3.2 Background on Lake Ojibway and the deglaciation

Ice retreat along the Ontario–Quebec provincial border led to the development of two ice-contact lakes that may have temporarily formed a single lake across the Hudson Bay–St. Lawrence River drainage divide at some point during the deglaciation (Coleman, 1909; Wilson, 1918). Lake Barlow was located to the south of the divide and is associated with the meltwater body that initially invaded the upper reach of the Ottawa River drainage basin, whereas Lake Ojibway was restricted to the area north of the divide and encompassed a significant fraction of the James Bay basin (Figure 3.1).

The Ojibway sediments of the Lake Abitibi region are part of the original varve sequences that were counted and measured (varve thickness) to reconstruct a comprehensive pattern of ice retreat for the southeastern LIS margin (Antevs, 1925, 1928). Based on the study and correlation of key stratigraphic exposures, a total of 2100 varves was then reported for the Barlow–Ojibway sequence, a figure that agrees well with ^{14}C ages that were later obtained and that bracketed the onset of Lake Barlow in the south and the drainage of Lake Ojibway in Tyrrell Sea in the north (Hardy, 1982; Veillette, 1988; Richard et al. 1989; Lewis and Anderson, 1989; Dyke, 2004).

The main findings outlined by the early work (Antevs, 1925, 1928) were subsequently confirmed and further refined by additional detailed varve records (Hughes, 1959, 1965; Hardy, 1976; Paulen, 2001; Stroup et al., 2013; see Breckenridge et al., 2012 for a review). The late-stage history of Lake Ojibway was marked by a complex series of deglacial events, at the center of which lie the Cochrane ice surges (Hughes, 1959; 1965; Hardy, 1976). In the southwestern part of the Ojibway basin, in Ontario, a well-developed discontinuity separating a set of anomalously thick varves from the underlying Ojibway varves led Hughes (1959) to associate these thick varves (referred to as the Connaught series) with a late-glacial readvance. Prest (1970) subsequently identified two main Cochrane readvances (Cochrane I, II) in northern Ontario. A clayey (Cochrane) till bounded by glacial varves was also later reported in the late-glacial stratigraphy of northeastern Ontario (Skinner, 1973; Smith, 1992; Paulen, 2001). In the southeastern part of the Ojibway basin, in Quebec, three late-glacial ice readvances were identified east of James Bay on the basis of distinct southeastward-and

eastward-trending glacial lineations present on aerial photographs (Hardy, 1976, 1982). The Cochrane I, Rupert, and Cochrane II ice readvances were also recognized in a sediment sequence near Lake Matagami through marked increases in detrital carbonate that occurred in association with increases in varve thickness and concomitant decreases in the clay-fraction percentages of varves (Hardy, 1976, 1982). The chronology derived from this sequence also suggests that the three late-glacial readvances occurred within the last 400 years preceding the final lake drawdown. Since this work, the extent and composition (grain size, carbonate, and lithological content) of the typically clayey Cochrane till are now well-known from extensive surficial geology mapping programs carried out in Ontario and Quebec during the last decades (e.g., Veillette et al. 1991; Veillette and Thibaudeau, 2007; Veillette et al., in press).

In spite of this, the expression of the Cochrane events in Ojibway sediment records remains difficult to identify and the exact link between the compositional changes reported and the late-glacial ice dynamics in James Bay is not clear. For instance, the sedimentological changes used to identify the Cochrane readvances in the Lake Matagami area (Hardy, 1976) could also be interpreted as periods of rapid melting of the ice margin. Similarly, the origin of the series of thick (Connaught) varve sequence in Ontario (Hughes, 1965) itself was also recently questioned, whereby these thick varves were not directly attributed to an ice-readvance, but rather associated with a rapid (melting) calving event that was followed by a basin re-filling, subsequent to a lowstand (Breckenridge et al. 2012).

Taken together, these studies indicate that the upper part of Ojibway sequences show a wide variation in composition and sedimentary facies throughout northeastern Ontario and northwestern Quebec, which undoubtedly underline a highly dynamic (unstable?) ice margin prior to the final drainage. Overall, the termination of Lake Ojibway in glaciolacustrine sediment records of this region is difficult to identify and remains loosely defined. Stroup et al. (2013) associated the disappearance of the lake to a marked compositional change in sediment cores of northeastern Ontario that show a transition from Ojibway sedimentation to the sudden onset of post-glacial lake deposition. The only well-defined physical record of the drainage of Lake Ojibway comes from sedimentary sequences near the presumed location of the ice dam break-up in James Bay where a unit consisting of laminated reddish/grey silt beds

containing abundant clay-balls and disseminated clasts is present between glaciolacustrine and marine units (Skinner, 1973; Hardy, 1982; Roy et al., 2011). This sequence shows micropaleontological and associated stable isotope data that document an abrupt transition from glacial lake conditions to a post-glacial marine environment at around 8 205 cal yr BP (Roy et al, 2011). Further south in the James Bay basin, the termination of Lake Ojibway in sediment sequences generally occurs as structureless or faintly laminated clay that may grades into a clay-pebble conglomerate (Breckenridge et al., 2012; Stroup et al, 2013). However, this facies of thick and pellet-bearing varves, which correspond to the thick Connaught varves of Hughes (1965), is currently associated with deposition around or following a Cochrane readvance, as described above (Breckenridge et al., 2012; Stroup et al., 2013). A clear, unambiguous record, such as the one in James Bay sequences, has yet to be identified in glaciolacustrine sequences further south in the Ojibway basin.

3.3 Methods

The study area is located near the locality of La Reine, a region encompassing the eastern end of Lake Abitibi (Figure 3.1). Ojibway rhythmites containing the silty bed were found at 25 sites within this 1600 km² area. Of these, a total of 14 sites were selected for detailed analyses (Figure 3.1). The nature of the exposures varied in height, ranging from 1 to 2 m, and their length extended from about 800 m to punctual sites of a few meters wide. Sections were cleaned, measured, and systematically sampled at 5-cm intervals below the B horizon, i.e. in the unweathered parent material (C horizon), resulting in about 8 to 10 samples per site. Samples were analyzed for grain-size composition, inorganic carbon content, oxygen isotopes ($\delta^{18}\text{O}$), and radiocarbon (^{14}C) dating. The Munsell color of moist sediment was also recorded. Grain-size was determined using a Beckman Coulter LS-13320 laser diffraction particle size analyzer and grain-size data were processed using the software GRADISTAT® (v4.0). The inorganic carbon content of the sediment (<63 μm fraction) was calculated by subtracting the organic carbon fraction determined through HCl treatment from the total carbonate content measured with a Carlo Erba NA2500 elemental analyzer.

Preliminary investigations showed that *Candona subtriangulata* was the only microfossil present in the glaciolacustrine sediments. The number of shells was extremely low and a large volume of sediment was needed to recover the quantity of valves required for the $\delta^{18}\text{O}$ and ^{14}C analyses. Typically, about 3 to 8 kg of sediment was sieved to obtain between 30 to 60 shells, depending on the abundance of ostracods in a given sample. Sediment intervals located above the silt bed were also generally devoid of ostracods. Sieving for the extraction of microfossils was thus focused on specific sediment intervals. Specifically, sieving efforts were concentrated on large samples collected from the entire thickness of the silt bed, along with the first 10 cm overlying and underlying it. Additional samples for ostracods extraction were collected in the lowermost 10 cm of some sequences. Ostracod valves were handpicked from the $> 106 \mu\text{m}$ fraction. The $\delta^{18}\text{O}$ composition of ostracods was measured at the GEOTOP research center using a mass spectrometer Micromass IsoprimeTM dual inlet coupled to a MulticarbTM system. The resulting isotopic compositions were subsequently calibrated and expressed in $\delta^{18}\text{O}$ against Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW).

Ostracods extracted from the sediment sequences were submitted to accelerator mass spectrometry (AMS) ^{14}C dating at Lawrence Berkeley National Laboratory, California. This requires 3 to 4 mg of material, which corresponds to 500 to 1000 ostracod valves in the study area. This represents a significant time-consuming effort given the low abundance of this microfossil. For this reason, ostracods were extracted directly from the thick silt bed at three sites since this horizon is generally enriched in ostracods with respect to the bounding rhythmites. Radiocarbon ages were converted to calendar years using CALIB 6.0 (<http://intcal.qub.ac.uk/calib/>).

3.4 Results

3.4.1 Stratigraphic setting of the silt bed

The silt bed is particularly well exposed near the locality of La Reine, Quebec, where it can be seen draping the underlying topography over stretches of 1 to 2 km long. The La Reine

region is part of the Moose River drainage basin that extends northward into James Bay and lies about 30 km to the south of the area overridden by the Cochrane readvances (Figure 3.1) (Veillette, 1997; Thibaudeau and Veillette, 2005; Veillette and Thibaudeau, 2007). The sections of Ojibway rhythmites containing the silty bed lie below a maximum elevation of 287 m. For comparison, the two main phases documented for Lake Ojibway (Vincent and Hardy, 1979) correspond to lake levels of about 300 m (early Kinojévis phase) and 320 m (late Kinojévis phase) in the study area. The surficial geology of the region is dominated by a flat-lying clay plain, which reflects the thick accumulation of fine-grained glaciolacustrine deposits that mask most deglacial landforms and vast expanses of the underlying glacial sediments and bedrock. This subdued topography is broken in places by scattered bedrock knobs and the crests of partially buried eskers. This marker bed was originally reported at several locations in the upper part of Ojibway sediment sequences of this region during the course of regional mapping programs of the Geological Survey of Canada (c.f., Thibaudeau and Veillette, 2005; Veillette and Thibaudeau, 2007).

The silty bed is generally present within the first meter below the soil surface, and is seldom exposed in natural showings (Figure 3.2). It is best seen along road ditches or lake and stream banks formed by slope failure. Most of the sites described and sampled in this study come from fresh roadside excavations that exposed the upper 1 to 2 m of Ojibway sediments. The silty bed is massive, showing no apparent sedimentological structures or grading, and its thickness varies from 5 to 20 cm, for an average of ~ 13 cm. This bed shows a sharp contact with the underlying rhythmites while the upper contact is somewhat more gradual with the overlying sediments. This marker bed is in places overlain by about one meter of faintly laminated, brown (10YR 5/3) clay, whereas the underlying clay is dark grayish brown (10YR 4/2) and visibly bedded. The silty bed is characterized by a light gray (2.5Y 7/2), even whitish color, contrasting with the darker bounding sediments. The thickness of the uppermost clay varies greatly throughout the sites, ranging from 20 cm to 120 cm, for an average of ~ 50 cm. Locally, the presence of the marker bed near or at the surface is a limiting factor for this study because it is often destroyed or disturbed by farming (plowing) and/or root action. However, the thickness and position of the whitish bed at a specific site varied little, even when present along the road for several hundred of meters.

3.4.2 *Grain size analyses*

The grain-size composition of bulk rhythmites (i.e., including both coarser-grained and finer-grained layers) was analyzed at 11 sites (Figure 3.3). The number of samples above the silt bed varies from site to site, mostly due to the thickness of sediment present. Sampling was also prevented in some places by the presence of well-developed B horizon where disturbance by soil processes is most pronounced.

The range of grain-size values (in percentages, %) for each part of the sequence was determined by using the first and third quartile of the distribution for each grain-size class. Results indicate that the underlying rhythmites consist of 68–79% of clay (<2 μm ; average, $x = 73\%$), 19–29% of fine silt (2–8 μm ; $x = 24\%$), with the remaining material being composed of medium silt (8–16 μm). The whitish marker bed shows a composition consisting of 16–18% clay ($x = 17\%$), 42–52% of fine silt ($x = 47\%$), 23–27% of medium silt ($x = 25\%$), and occasional coarse silt (16–63 μm). The overlying rhythmites are composed of 47–62% clay ($x = 54\%$), 33–44% of fine silt ($x = 37\%$), 5–8% medium silts ($x = 7\%$), with rare coarse silt and fine sand (63–125 μm). These values do not vary much for each site, except for site 09-006, which shows unusual high amount of fine sand (44%) and coarse silt (3%). Overall, the sequence consists in clay-dominated rhythmites at the base, followed by a thick marker bed mainly composed of fine and medium silts, which is in turn overlain by faintly bedded rhythmites that predominantly consist of clay, with some sites showing a slight increase in fine silt with respect to the underlying (basal) rhythmites.

3.4.3 *Detrital carbonate content*

The content in detrital carbonate (inorganic carbon) of bulk Ojibway rhythmites underlying the thick silt bed ranges from 1.7 to 2.4% (first and third quartile), for an average of 2.0% (Figure 3.4). The whitish silt bed shows a small increase, with CaCO_3 values ranging from 2.5 to 2.8%, for an average of 2.6%. The uppermost rhythmites are depleted in detrital carbonate compared to the lower part of the sequence, with values ranging from 0.1 to 1.9%, for an average of 1.1%. One site (09-032) showed abnormally low CaCO_3 values compared

to the other sites and was not included in the results. Overall, the results show that the thick whitish marker bed shows a slight enrichment in detrital carbonate with respect to the bounding sediments. An additional series of analyses were specifically carried on the coarse- and the fine-grained layers of Ojibway rhythmites, presumably representing the summer and winter layers, in order to understand the variations documented. Results indicate that the coarse-grained (summer) beds have higher detrital carbonate content than the fine-grained (winter) layers (Figure 3.5). These data will be discussed below.

3.4.4 *Oxygen isotopes*

The $\delta^{18}\text{O}$ composition of ostracod valves was analyzed in distinct sediment horizons at seven sites. The choice of sites and the number of horizons investigated was dictated by the abundance of microfossils, which was generally low. Results indicate that the ostracods from the underlying rhythmites yielded $\delta^{18}\text{O}$ values ranging from -29.57 to -27.71 ‰ (vs. VSMOW), whereas the silt band showed values ranging from -28.29 to -22.34 ‰ (Figure 3.6). In contrast, the ostracods from the rhythmites overlying the silt band have $\delta^{18}\text{O}$ values ranging from -18.39 to -14.58 ‰. This change in $\delta^{18}\text{O}$ composition between the lower and upper parts of the sequence suggests a significant change in the depositional environment.

3.4.5 *Radiocarbon dating*

No wood or other plant macrofossil was found during the sieving of rhythmites and ^{14}C dating was thus carried out on ostracods from the thick silt bed at three sites. Most ostracods recovered from this unit showed signs of moderate transport, such as dislocated valves and broken shells. The sites yielded ^{14}C ages of 12 159, 13 271, and 13 325 cal yr BP (Table 3.1). These ^{14}C ages fall beyond the time span covered by Lake Ojibway and will be discussed below.

3.5 Discussion

Ojibway sediments near La Reine in the eastern Lake Abitibi region show a thick bed of massive silt that is found in the upper part of clay-dominated rhythmites sequences. This marker bed is in turn overlain by about one meter of thinly bedded silty-clay. The grain-size characteristics of the bounding sediments closely resemble those of distal varves coming from the lowest elevations of the Clay Belt (Veillette, 1996) and elsewhere in the Ojibway basin (Antev, 1925; Breckenridge et al., 2012; Stroup et al., 2013). The pronounced textural change associated with this marker bed suggests the occurrence of a significant sedimentological event within the Lake Ojibway basin near the end of the deglaciation. The sharp lower contact of this unit with the underlying rhythmites suggests the occurrence of a disconformity that may reflect an abrupt drawdown of the lake. No evidence for a stop in sedimentation (or subaerial exposition) was documented. An abrupt lowering of the water column would have caused the rhythmites to be entrained by traction currents, thereby causing most fine-grained particles (clay) to be washed away, leaving the coarser (silt) particles behind. Transport by traction is supported by the fact that most ostracod valves present in this unit are rarely pristine, being commonly broken or dislocated. This type of deposition would also favor the concentration of ostracods shells, which are abundant in this bed with respect to the underlying rhythmites. The lack of sedimentary structures in the silt bed further suggests that this unit may have been deposited through settling near the end of a lowering lake-level phase. Alternatively, the silt bed could record the onset of a refilling phase of the basin, i.e. a transgression that would have allowed the deposition of the overlying deepwater silty-clay. A slow refilling phase is indeed suggested by the upper contact of the of the silt bed that shows a gradual transition with the overlying rhythmites, although this characteristic is also consistent with the above interpretation. In this latter hypothesis, the silt bed would nonetheless reflect a rapid deposition that remains contemporaneous with a major drawdown event. Establishing whether this silt bed is associated with a major (final?) drainage event or an abrupt and important lake-level lowering requires a close examination of the other compositional data gathered here.

The silt bed is also characterized by a slight increase in detrital carbonate with respect to the bounding rhythmites, which show somewhat lesser and more variable abundances. The presence of detrital carbonate in Ojibway sediments is significant regionally because the study area, as most of the Ojibway basin, lies on crystalline bedrock of the Canadian Shield. Accordingly, glaciolacustrine sediments of this region should be devoid of detrital carbonate. The source of detrital carbonate in glacial and deglacial sediments of the shield region of northeastern Ontario and northwestern Quebec is related to the Paleozoic carbonate rocks forming the Hudson Platform located to the north (Figure 3.1). The presence of detrital carbonate in sediments of this region is commonly attributed to ice advances across the Hudson–James Bay lowlands, through direct deposition by ice (c.f., Matheson till west of the Harricana moraine and Cochrane till) or by indirect (ice-marginal) processes, such as ice-rafting or gravity flows.

However, the La Reine–La Sarre region lies ~ 50 km to the southern limit of the region encompassing the late-glacial Cochrane readvances that deposited a fine-grained and carbonate-bearing till coming from the Hudson-James Bay lowlands (Figure 3.1). Detrital carbonate is nonetheless present in Ojibway sediments of the study area, although with a highly variable content (Veillette et al., 2005), due to the reworking by meltwater of the carbonate-bearing sediments that lie to the north.

Although small, the increase in detrital CaCO_3 of the coarse-grained bed remains an important feature in identifying the origin of this unit. We associate this increase to its textural composition, which is largely dominated by silt particles. Carbonate minerals and rocks are ultimately broken down to silt-size particles through the process of glacial comminution that takes place during glacial erosion and transport (c.f., the terminal grain-size of Dreimanis and Vagners, 1971). The depletion in detrital carbonate of the bounding rhythmites and thinly bedded clay is consistent with the fact that these parts of the sediment sequence are largely enriched in clay-sized particles. This interpretation is also consistent with the detailed analysis carried out on the coarse-grained and fine-grained beds of rhythmites at specific sites, which show that coarse “summer” layers have a higher content in detrital carbonate than fine-grained “winter” layers (Figure 3.6). The influence of grain size

on the carbonate content of rhythmites was also reported elsewhere for Ojibway sequences (e.g., Stroup et al., 2013).

Additional insights on the origin of the silt bed are provided by the $\delta^{18}\text{O}$ results that also reveal important differences. Ostracods extracted from the thick silt bed and the underlying rhythmites show $\delta^{18}\text{O}$ values (mostly around -29 to -27 ‰) similar to the ones reported elsewhere for the paleowaters of Lake Ojibway (e.g., Hillaire-Marcel et al., 2008; Roy et al., 2011). The thinly bedded clay overlying the marker bed shows $\delta^{18}\text{O}$ values (-18 to -14 ‰) that resemble the composition of modern precipitation in the region (-11.8 ‰), as determined by a model based on several long-term precipitation measurements (Bowen, 2012; Bowen and Revenaugh, 2003). Assessing the nature of this change in $\delta^{18}\text{O}$ values is complicated by the fact that the $\delta^{18}\text{O}$ data represent an integration of 10 cm-intervals of sediment. However, a rough estimate of the rate of change involved may be gained by considering that the structure of the rhythmites overlying the silt bed, which consist of ~ 1 cm-thick couplets. Assuming that the deposition of the coarse bed was rapid, as discussed earlier, and that the couplets forming the rhythmites were deposited annually, this suggests that the isotopic composition of the water that fed the basin changed by ~ 7 to 10 ‰ within roughly a decade, a change that may be considered rapid. This marked difference in the $\delta^{18}\text{O}$ within the sequence thus suggests that the region centered over Lake Abitibi experienced a distinct shift in water supply around that time, going from meltwaters coming from the decaying LIS margin to almost atmospheric (rain) water. This further suggests that the thick silt bed marks the end of the glacial lake condition in the area.

Taken together, these compositional results tend to indicate that the thick silt bed is related to a major lake-level drawdown that likely corresponds to the final drainage of Lake Ojibway. Such an interpretation could also explain the slight depletion in detrital organic carbon that is documented in the thinly bedded rhythmites with respect to the underlying silt bed and lower rhythmites. Indeed, the fact that this post-drainage basin was not fed by meltwater originating from the decaying ice margin in the Hudson-James Bay area could have contributed to this depletion. However, the decrease in detrital carbonate of the uppermost rhythmites may also have been enhanced by leaching and weathering associated with the soil development, since some of these samples were located near the soil surface.

This is the first time that convincing sedimentological evidence in glaciolacustrine sediments is presented that strongly argues for a major lowering of Ojibway waters, possibly corresponding to a final drainage. Stroup et al. (2013) report a sediment sequence that they associate with the termination of the lake in northeastern Ontario. There, the lake drainage is not represented by a unit, but rather correlated to the contact (an erosional unconformity) between a clay-pebble conglomerate that was deposited after an ice readvance and a gray silt unit that marks the onset of post-glacial sedimentation. We attribute the contrast in the expression of this event between the sediment records of these two regions to different sedimentary facies that reflect the location of the site of deposition within the Ojibway basin. The sequences comprising the pebbly-clay unit are located to the north of the study area, near the calving/disintegrating ice margin, as evidenced by the numerous iceberg tracks that characterize this region, while the ones with the thick silt bed comes from southern part of the basin, away from the direct influence of the surging/calving ice margin, where a sudden drawdown of the lake water was likely to cause a reworking of the underlying rhythmites.

The documented shift in $\delta^{18}\text{O}$ values also indicates that the thinly-bedded clay above the silt bed records the onset of post-glacial deepwater lacustrine deposition in the region. We note that Antevs (1925) also reported the presence of gray post-glacial clays on top of varved glacial (Ojibway) clays in the Lake Abitibi region. These post-glacial clays (c.f. the La Sarre clays) were apparently deposited after the complete withdrawal of the ice from the region and were then interpreted as glacial varved clay redeposited by brooks and wave-action. Thin and sporadic deposits of bedded clay lying on a (terminal ?) Cochrane till were also reported by Antevs (1928) and Hughes (1959). These rhythmites were apparently deposited in small isolated depressions, suggesting that Lake Ojibway had at least partially drained at the time of their deposition. Similarly, Stroup et al. (2013) described a laminated to massive gray clay that overlies Ojibway sediments and that marks the transition to organic-rich post-glacial lakes. Evidence for a post-glacial lacustrine phase is also provided by a series of raised shorelines that lie about 6 to 7 meters above modern Lake Abitibi (267 m) and that likely relate to a high-level phase of this lake (Thibaudeau and Veillette, 2005; Daubois et al., 2012). These low-elevation strandlines are generally restricted to the vicinity of large modern-day lacustrine basin. These observations and data are consistent with the

interpretation presented here. The uppermost part of the sequence studied here is thus associated with a submersion of the lowest parts of the former Ojibway basin, which immediately followed the abrupt drainage of the glacial lake. This submersion phase is likely related to the dynamics of the glacial isostatic adjustment of the newly deglaciated terrain.

In the absence of wood or other terrestrial macrofossil, the chronology of this drainage was tentatively constrained through AMS ^{14}C dating of ostracods extracted from the silt bed. The ^{14}C ages obtained (12 159, 13 271, and 13 325 cal yr BP; Table 3.1) appear to be too old when compared with paleogeographic reconstructions and varve studies that place Lake Ojibway between 10 570 and 8 470 (± 200) cal yr BP (e.g., Antevs, 1925; Vincent and Hardy, 1979; Dyke, 2004; Teller and Leverington, 2004; Breckenridge et al., 2012). This age overestimate is likely due to contamination by “old” dissolved carbon, for which there is currently no constraint in the Ojibway basin. Stroup et al. (2013) also mention the probable influence of hard-water effect on a series of ^{14}C ages for the upper part of a unit post-dating the inferred drainage of Lake Ojibway, for which no direct chronological data was reported. Insights on the magnitude of this hard-water effect may be gained from ^{14}C data coming from a stratigraphic sequence recording the drainage of Lake Ojibway east of James Bay (Figure 3.7). Foraminifers and bivalves extracted directly above the drainage unit yielded a minimal age of 8 205 cal yr BP for this event (Roy et al., 2011). Ostracods subsequently retrieved from the rhythmites underlying the drainage unit at the same site yielded a ^{14}C age of 13 891 cal yr BP (Figure 3.7; Table 3.1). If we consider that the drainage was rapid (10-100 yrs?), which seems reasonable given all other uncertainties involved, the difference between these ages suggests that the hard-water effect may be as great as 5 500 years. Hard-water effects of this magnitude have been reported elsewhere in other lacustrine environments (Rea and Colman, 1995; Moore et al., 1998; Child and Werner, 1999). Being located farther away from the source of detrital carbonate, the contamination by “old” dissolved carbon may also have been somewhat lesser in the La Reine area ($\sim 5\,000$ years?). If these assessment and interpretation are correct, and assuming that the dated units correlate to the same event, then this robust estimate for the magnitude of the hard-water effect may be used to correct the ^{14}C ages in the study. Accordingly, this crude correction would bring the apparent ^{14}C ages of the La Reine area closer to the time interval estimated for the final drainage of Lake Ojibway

(e.g., Barber et al., 1999). However, given all the uncertainties in this approach, we simply note that the hard-water effect on the ^{14}C ages appears to be quite important in the Ojibway basin and that additional constraints on this contamination are undoubtedly necessary to better assess the chronology of this event. Better chronological constraints for the sequences reported here could also clarify the placement of this drainage event into paleogeographic reconstructions that argue for two distinct meltwater discharges around (and after?) the final drainage interval, notably scenarios involving a two-peak sequence originating from the Ojibway and Agassiz basins (see Thorleifson, 1996; Leverington et al., 2002; Teller et al., 2002).

3.6 Conclusion

The evolution of Lake Ojibway during the last deglaciation was strongly influenced by the late-glacial dynamics of the retreating ice margin, which appear to have varied across the James Bay basin. This pattern of ice retreat is reflected in the composition of glaciolacustrine sequences of northeastern Ontario and northwestern Quebec where complex and varying sedimentary facies were reported throughout the region, thereby complicating the identification of the different stages that led to the end of Lake Ojibway and final deglaciation. In the vicinity of La Reine, in the eastern Lake Abitibi region, the upper part of fine-grained Ojibway rhythmites shows the presence of a thick and whitish silt bed that is in turn overlain by faintly bedded silty-clay. Grain-size and detrital carbonate analyses indicate that the origin of this thick silt bed is related to a major drawdown of the lake. Oxygen isotopes measurements further show a marked change in $\delta^{18}\text{O}$ compositions, going from typical glacial meltwater values for the lower part of the sequence to values resembling those of modern precipitation for the sediments overlying the thick silt bed. Taken together, these results thus indicate that this marker bed records the final drainage of Lake Ojibway, an event that is identified clearly for the first time in glaciolacustrine sequences of this region. Variations in the sedimentological expression of this event in glaciolacustrine and stratigraphic records elsewhere likely reflect the location of the site with respect to the position of the ice margin and overall drainage pathway. This well-defined horizon and

associated timing represent an important stratigraphic marker that will be useful in characterizing the timing of other deglacial (sedimentological) events present in long records of Ojibway varves, notably regarding the occurrence of late-deglacial ice (Cochrane) readvances and ice rafting events, as well as possible coalescence or connection (discharges from) with other glacial lakes.

The $\delta^{18}\text{O}$ data also indicate that the overlying meter of thinly-bedded clay is related to an important water body that developed following the disappearance of Lake Ojibway, consistent with the presence of low-elevation raised shorelines in the region. The existence of this post-glacial lake is likely related to the glacial isostatic adjustment of the landscape and its extent should be defined in order to precise paleogeographic reconstructions. Comparison of the ^{14}C ages obtained with a well-constrained sequence in James Bay that record the demise of Lake Ojibway also indicates the occurrence of an important hard-water effect in the Ojibway basin. The characterization of Lake Ojibway's drainage episode(s) and its chronology is important to refine the evolution of this lake and ultimately to better define the role of meltwater discharges in cooling episodes that marked the late-deglacial and early Holocene intervals.

3.7 Acknowledgements

Funding for this project comes from the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada and the FQRNT research fund of the Government of Quebec (MR). Michelle Laithier (UQAM) contributed to the production of figures.

3.8 References

- Alley, R. B., Mayewski, P. A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K. C. & Clark, P. U. 1997: Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* 25, 483-486.
- Antevs, E. 1925: Retreat of the last ice sheet in eastern Canada. 142 pp. Memoir 146. Geological Survey of Canada, Ottawa.
- Antevs, E. 1928: The last glaciation, with special reference to the ice retreat in northeastern North America. 292 pp. Research Series 17, American Geographical Society, New York.
- Barber, D. C., Dyke A. S., Hillaire-Marcel C., Jennings A. E., Andrews J. T., Kerwin M. W., Bilodeau G., McNeely R., Southon J., Morehead M. D. & Gagnon, J.-M. 1999: Forcing of the cold event of 8200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* 400, 344-348.
- Bowen G. J. & Revenaugh J. 2003: Interpolating the isotopic composition of modern meteoric precipitation. *Water Resources Research* 39, 1299, doi:10.129/2003WR002086.
- Bowen, G. J. 2012: The Online Isotopes in Precipitation Calculator, version 2.2. <http://www.waterisotopes.org>.
- Breckenridge, A., Lowell, T. V., Stroup, J. S. & Evans G. 2012: A review and analysis of varve thickness records from glacial Lake Ojibway (Ontario and Quebec, Canada). *Quaternary International* 260, 43-54.
- Child, J. K. & Werner, A. 1999: Evidence for a hardwater radiocarbon dating effect, Wonder Lake, Denali National Park and Preserve, Alaska, USA. *Géographie Physique et Quaternaire* 53, 407-411.
- Clarke, G., Leverington, D. W., Teller, J. T. & Dyke, A. S. 2003: Superlakes, megafloods and abrupt climate change. *Science* 301, 922-923.
- Clarke, G., Leverington, D. W., Teller, J. T. & Dyke, A. S. 2004: Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8 200 BP cold event. *Quaternary Science Reviews* 23, 389-407.
- Coleman, A. P. 1909: Lake Ojibway; last of the great glacial lakes. Ontario Bureau of Mines Annual Report 18, 284-293.
- Daubois, V., Roy, M. & Veillette, J. J. 2012 : Using discontinuous wave-cut terraces to reconstruct the history of former glacial lake levels: the example of Lake Ojibway in NW Quebec (Canada). AGU Fall Meeting, San Francisco.

- Dreimanis, A. & Vagners, V. J. 1971: Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal tills. In Goldthwaith, R.P. (ed.): *Till, a Symposium*, 237-250. Ohio State University Press, Columbus.
- Dyke, A. S. & Prest, V. K. 1987: Late Wisconsinian and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire* 41, 237-263.
- Dyke, A. S. 2004: An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. In Ehlers, J. & Gibbard, P.L. (eds.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part II: North America*, 373-424. Elsevier, Amsterdam.
- Ellison, C. R. W., Chapman, M. R. & Hall, I. R. 2006: Surface and deep ocean interactions during the cold climate event 8200 years ago. *Science* 312, 1929-1932.
- Hardy, L. 1976 : Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la baie James. 264 pp. Ph.D. thesis. McGill University, Montreal.
- Hardy, L. 1977: La déglaciation et les épisodes lacustres et marins sur le versant québécois des basses terres de la baie de James. *Géographie Physique et Quaternaire* 31, 261-273.
- Hardy, L. 1982: Le Wisconsinien supérieur à l'est de la baie James (Québec). *Le Naturaliste Canadien* 109, 333-351.
- Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A. & Piper, D. J. W. 2007: Lake Agassiz final drainage event in the northwest North Atlantic. *Geophysical Research Letters* 34, 1-5.
- Hillaire-Marcel, C., Hélie, J.-F., McKay, J. & de Vernal, A. 2008: Elusive isotopic properties of deglacial meltwater spikes into the North Atlantic: Example of the final drainage of Lake Agassiz. *Canadian Journal of Earth Science* 45, 1235-1242.
- Hughes, O. L. 1959: Surficial geology of Smooth Rock and Iroquois Falls map areas, Cochrane District, Ontario. 190 pp. Ph.D. thesis. University of Kansas, Lawrence.
- Hughes, O. L. 1965: Surficial geology of part of the Cochrane District, Ontario, Canada. In Wright, H. E. Jr and Frey, D. G. (eds.): *International Studies on the Quaternary*, 535-573. Geological Society of America, Special Paper 84.
- Josenhans H. W. & Zevenhuizen, J. 1990: Dynamics of the Laurentide Ice Sheet in Hudson Bay, Canada. *Marine Geology* 92, 1-26.
- Kleiven, H. F., Kissel, C., Laj, C., Ninnemann, U. S., Richter, T. O. & Cortijo, E. 2008: Reduced North Atlantic deep water coeval with the glacial Lake Agassiz freshwater outburst. *Science* 319, 60-64.
- Lajeunesse, P. & St-Onge, G. 2008: The subglacial origin of the Lake Agassiz-Ojibway final outburst flood. *Nature Geoscience* 1, 184-188.

- Leverington, D. W., Mann, J. D. & Teller, J. T. 2002: Changes in the bathymetry and volume of glacial Lake Agassiz between 9200 and 7600 ^{14}C yr B.P. *Quaternary Research* 57, 244-252.
- Lewis, C. F. M. & Anderson, T. W. 1989: Oscillations of levels and cool phases of the Laurentide Great Lakes caused by inflows from Lake Agassiz and Barlow-Ojibway. *Journal of Paleolimnology* 2, 99-146.
- Moore, T. C., Rea, D. K. & Godsey, H. 1998: Regional variation in modern radiocarbon ages and the hard-water effects in Lakes Michigan and Huron. *Journal of Paleolimnology* 20, 347-351.
- Paulen, R. 2001: Quaternary Geology of the Timmins Area, Northeastern Ontario. 449 pp. M.Sc. thesis. University of Waterloo, Waterloo.
- Prest, V. K. 1970: Quaternary geology of Canada. In Douglas, R.J.W. (ed.): *Geology and Economic Minerals of Canada*, 5th ed, 675-765. Geological Survey of Canada, Ottawa.
- Rea, D. K. & Colman, S. M. 1995: Radiocarbon ages of pre-bomb clams and the hard-water effect in Lakes Michigan and Huron. *Journal of Paleolimnology* 14, 89-91.
- Richard, P. J. H., Veillette, J. J. & Larouche, A. C. 1989: Palynostratigraphie et chronologie du retrait glaciaire au Témiscamingue: évaluation des âges ^{14}C et implications paléoenvironnementales. *Journal canadien des sciences de la Terre* 26, 617-641.
- Roy, M., Dell'Oste, F., Veillette, J. J., de Vernal, A., Hélie, J.-F. & Parent, M. 2011: Insights on the events surrounding the final drainage of Lake Ojibway based on James Bay stratigraphic sequences. *Quaternary Science Reviews* 30, 682-692.
- Skinner, R. G. 1973: Quaternary Stratigraphy of the Moose River Basin, Ontario. 77 pp. Geological Survey of Canada, Bulletin 225, Ottawa.
- Smith, S. L. 1992: Quaternary Stratigraphic Drilling Transect, Timmins to the Moose River Basin, Ontario. 94 pp. Geological Survey of Canada, Bulletin 415, Ottawa.
- Stroup, J. S., Lowell, T. V., & Breckenridge, A. 2013: A model for the demise of large, glacial Lake Ojibway, Ontario and Quebec. *Journal of Paleolimnology* 50, 105-121.
- Stuiver, M. & Polach, H. 1977: Reporting of ^{14}C data. *Radiocarbon* 19, 355-363.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., van Der Pligh, J. & Spurk, M. 1998: INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24000–0 cal B.P. *Radiocarbon* 40, 1041-1083.
- Teller J. T. & Leverington D. W. 2004: Glacial Lake Agassiz: a 5000 yr history of change and its relationship to the $\delta^{18}\text{O}$ record of Greenland. *Geological Society of America Bulletin* 116, 729-742.

- Teller, J. T., Leverington, D. W. & Mann, J. D. 2002: Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and global change during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews* 21, 879-887.
- Thibaudeau, P. & Veillette, J. J. 2005: Géologie des formations de surface et histoire glaciaire, Lac Chicobi, Québec. Geological Survey of Canada, Map 1996A, scale 1/100 000, Ottawa.
- Thorleifson, L. H. 1996: Review of Lake Agassiz History. In Teller, J. T., Thorleifson, L. H., Matile, G. & Brisbin, W. C. (eds.): *Sedimentology, Geomorphology, and History of the central Lake Agassiz Basin*, 55-84. Geological Association of Canada Field Trip Guidebook B2.
- Veillette, J. J. 1988: Déglaciation et évolution des lacs proglaciaires Post-Algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario. *Géographie physique et Quaternaire* 42, 7-31.
- Veillette, J. J. 1994: Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway. *Quaternary Science Reviews* 13, 945-971.
- Veillette, J. J. 1996: Géomorphologie et géologie du Quaternaire du Témiscamingue, Québec et Ontario. 269 pp. Geological Survey of Canada, Bulletin 476, 6 maps 1/100 000, Ottawa.
- Veillette, J. J. 1997 : Le rôle d'un courant de glace tardif dans la déglaciation de la baie James. *Géographie physique et Quaternaire* 51, 141-161.
- Veillette, J. J., Paradis, S. J. & Buckle, J. 2005: Bedrock and surficial geology of the general area around Rouyn-Noranda, Quebec and Ontario. In Bonham-Carter, G. F. (ed.): *Metals in the Environment Around Smelters: The GSC-MITE Point Sources Project at Rouyn-Noranda (Quebec) and Belledune (New Brunswick)*. Bulletin 584, Geol. Survey of Canada, Ottawa.
- Veillette, J. J., Paradis, S. J., Thibaudeau, P. & Pomarès, J. -S. 1991: Distribution of distinctive Hudson Bay erratics and the problem of the Cochrane limit in Abitibi, Québec. In: *Current Research, Part C, Canadian Shield*, 135-142. Geol. Survey of Canada, Paper 91-1C, Ottawa.
- Veillette, J. J., St-Jacques, G. & Paradis, S. J. in press: Surficial geology of the Little Abitibi Lake, North Burntbush Lake, Fraserdale and Frederick House River areas, Ontario. Geological Survey of Canada, Abitibi TGI, Open File Report, 4 maps 1/100 000, Ottawa.
- Veillette, J. J. & Thibaudeau, P. 2007: Géologie des formations en surface et histoire glaciaire, Rivière Wawagasic, Québec. Geol. Survey of Canada, Map 1995A, scale 1/100 000, Ottawa.
- Vincent, J. S. & Hardy, L. 1979: The evolution of glacial lakes Barlow and Ojibway, Quebec and Ontario. 18 pp. Geological Survey of Canada, Bulletin 316, Ottawa.

von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Muller J., Jouzel, J., & Johnsen S. 1998: The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics* 14, 73-81.

Wilson, M. E. 1918: *Timiskaming Country, Quebec*. 197 pp. Memoir 103. Geological Survey of Canada, Ottawa.

3.9 Figures and tables

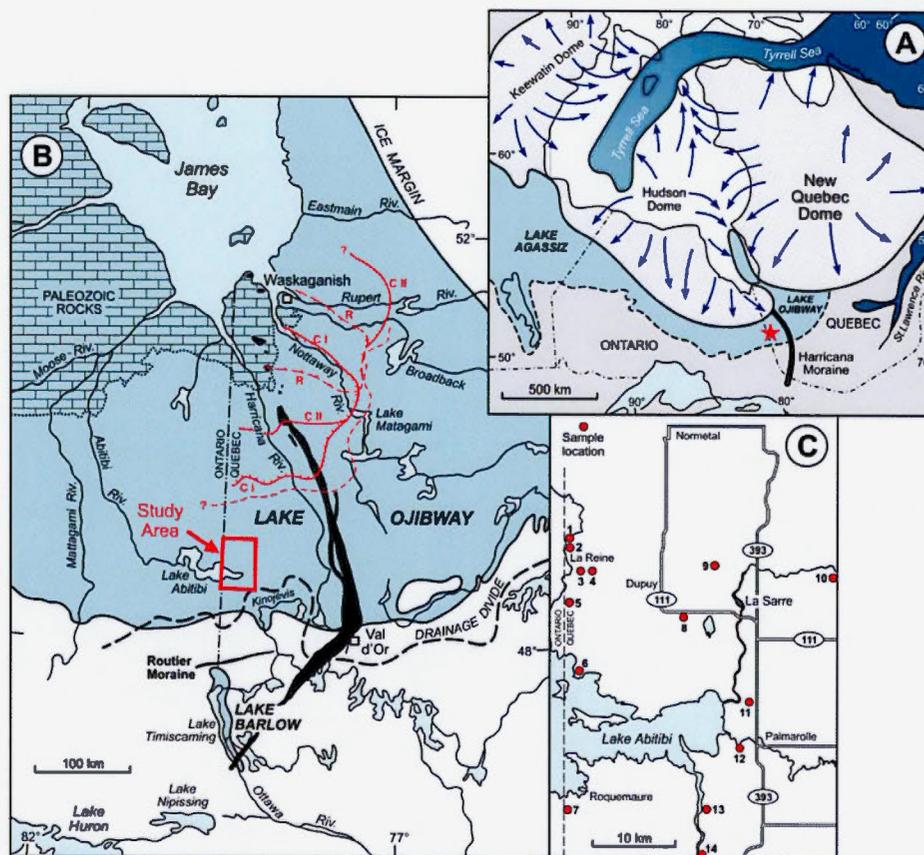


Figure 3.1 A: Schematic representation of Lake Agassiz and Lake Ojibway in the context of the Laurentide ice sheet at ~8.6 cal ka BP (ice margins based on Dyke, 2004). The southward ice-flow lines (blue arrows) coming from the Hudson Dome are associated with the late-glacial Cochrane readvances. The red star shows the location of the study area. B: Extent of Lake Ojibway in the James Bay basin (modified from Veillette, 1988); solid red lines show the Cochrane I (CI), Cochrane II (CII), and Rupert (R) ice readvances (Vincent and Hardy, 1979); dashed red line shows the southernmost limit of Cochrane readvances in Quebec (Veillette, 1997). The extent of the Paleozoic carbonate rocks forming the Hudson and James Bay lowlands is also shown. C: Details of the study area and location of the Ojibway sequences sampled. Site 1: 09-023 [site elevation: 285 m]; 2: 11-101 [278 m]; 3: 10-013 [276 m]; 4: 10-006 [278 m]; 5: 11-120 [275 m]; 6: 09-025 [287 m]; 7: 09-027 [270 m]; 8: 09-006 [274 m]; 9: 09-024 [278 m]; 10: 09-030 [281 m]; 11: 09-033 [269 m]; 12: 09-026 [266 m]; 13: 09-028 [265 m]; 14: 09-032 [282 m].

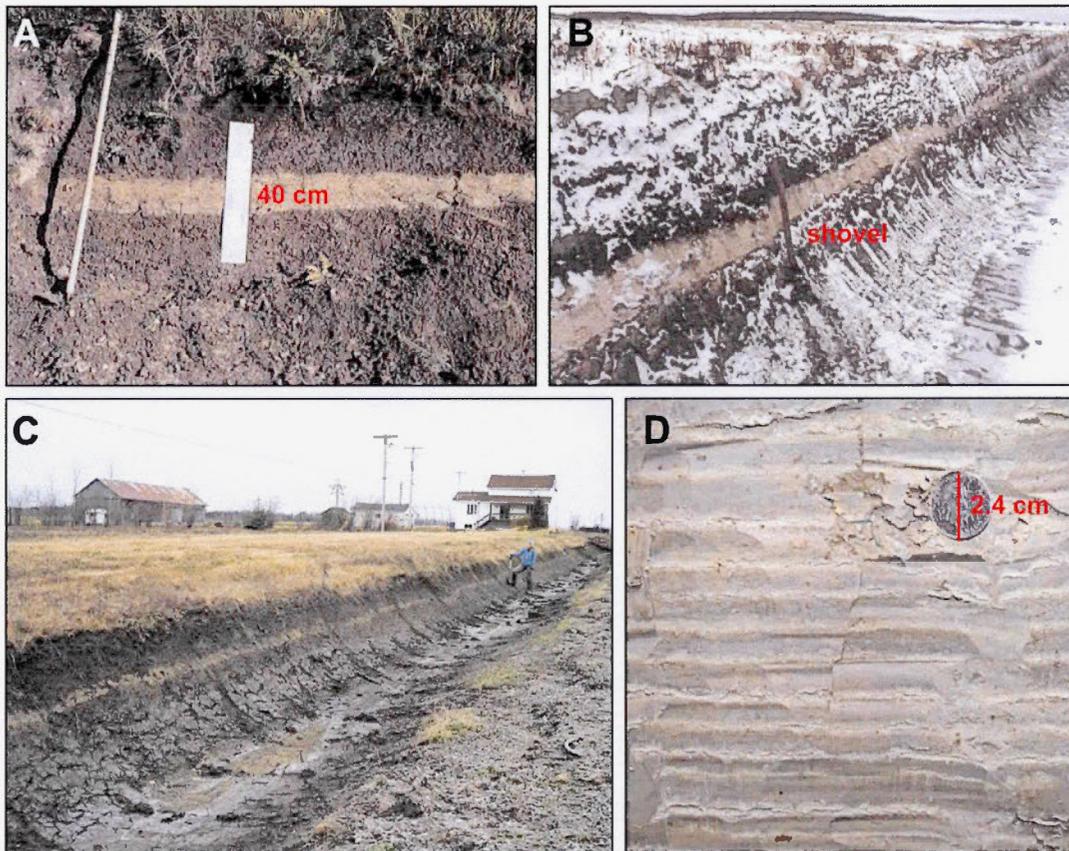


Figure 3.2 Examples of the thick and whitish silt bed present in Ojibway rhythmites sequences of the study area (A, B, C) and general appearance of Ojibway rhythmites typically found beneath the marker bed in Lake Abitibi region (D).

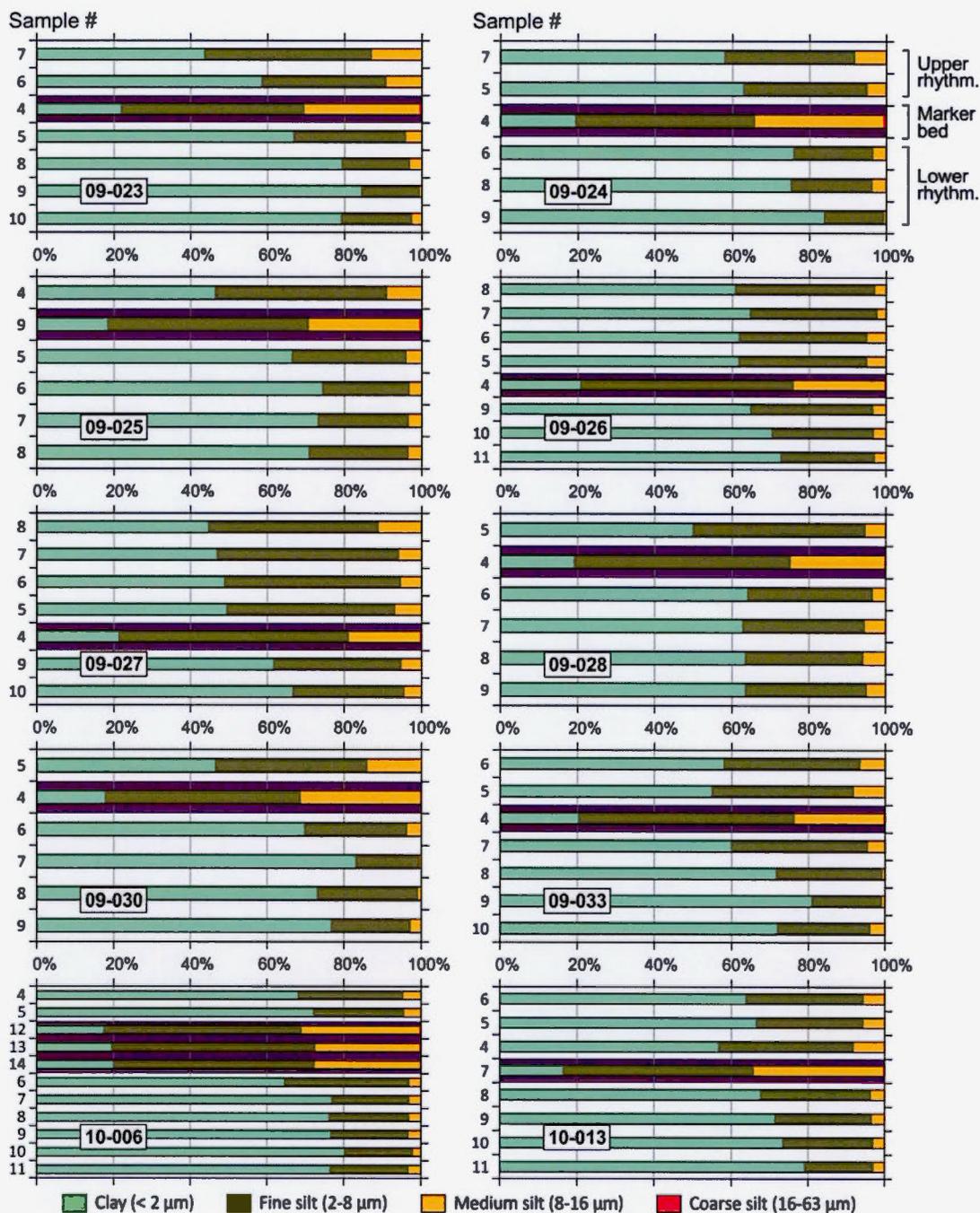


Figure 3.3 Histograms showing the grain-size composition of bulk Ojibway rhythmites (rhythm.) at 10 sites. The thick marker bed is outlined with a purple box.

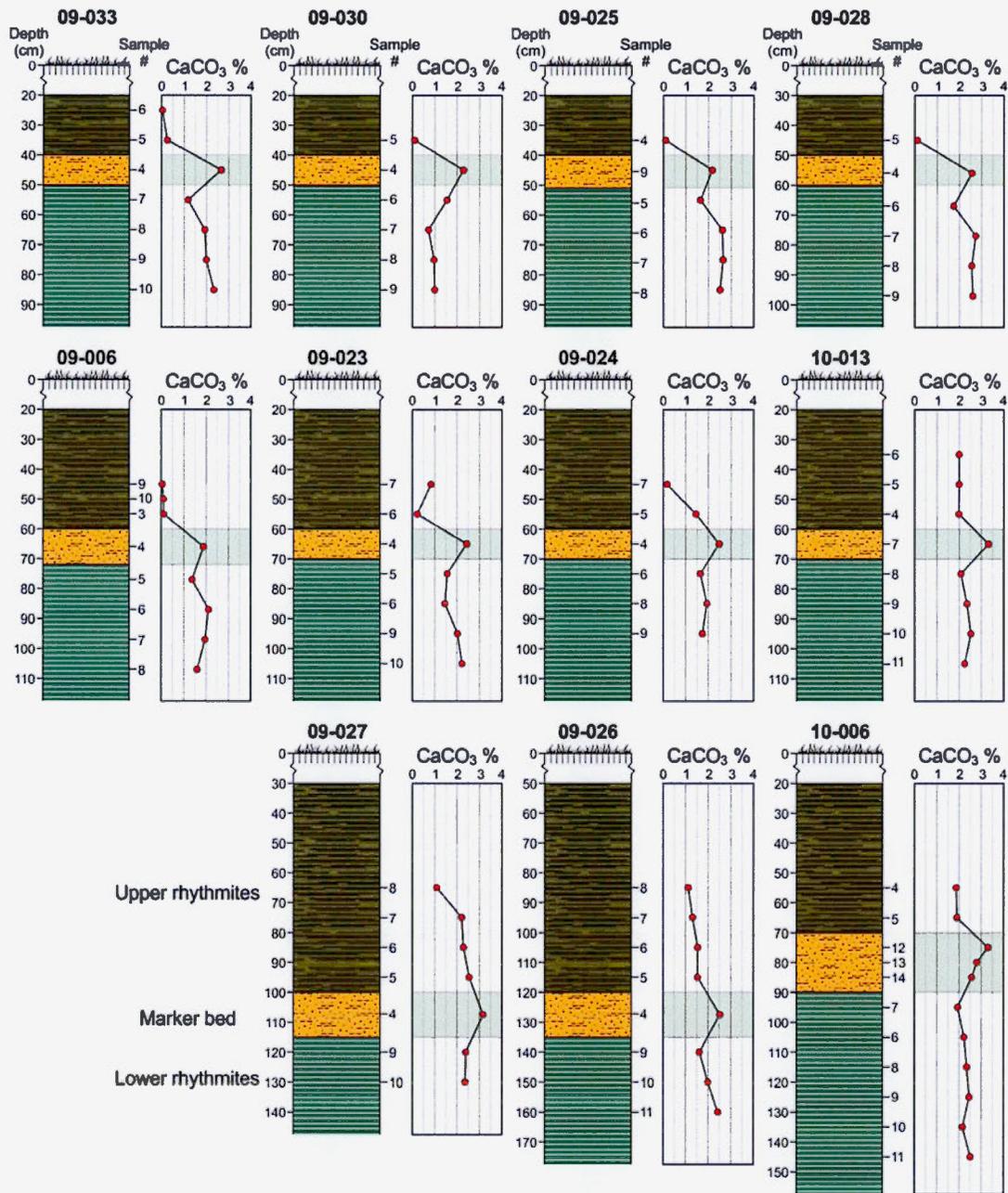


Figure 3.4 Vertical distribution of the detrital carbonate content of samples in the sequences investigated. Values at each site are plotted against a schematic stratigraphic column.

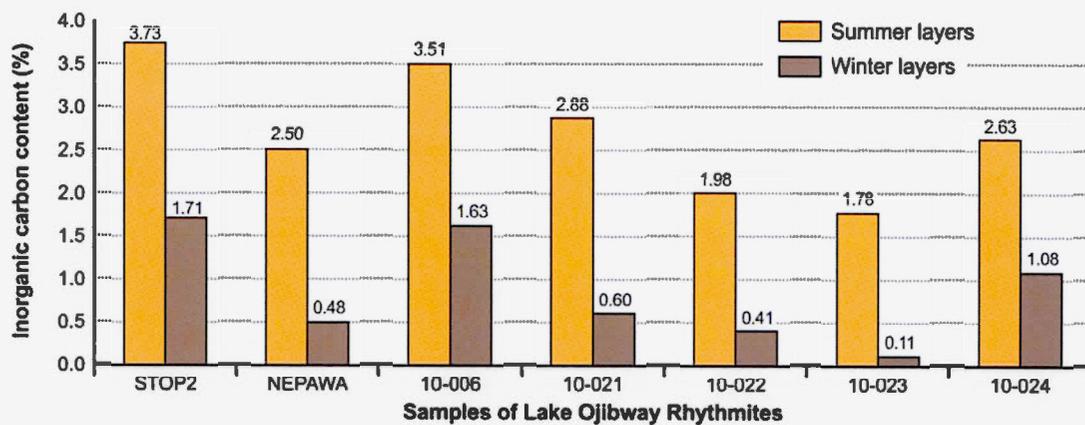


Figure 3.5 Histogram depicting the detrital carbonate content in coarse-grained (summer) and fine-grained (winter) layers of Ojibway rhythmites at 7 sites.

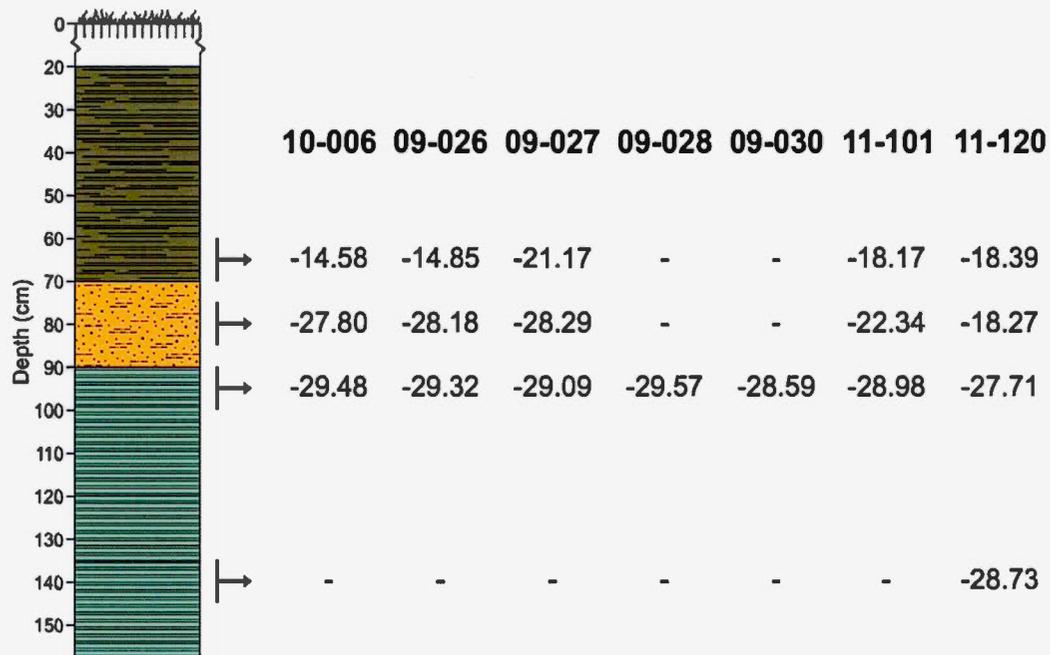


Figure 3.6 Oxygen isotopes composition ($\delta^{18}\text{O}$ in ‰ vs. VSMOW at 0°C) of specific sediment intervals in 7 stratigraphic sequences containing the thick silt bed. Blank spaces are due to the absence or low abundance of ostracods in the sediment (see text for details).

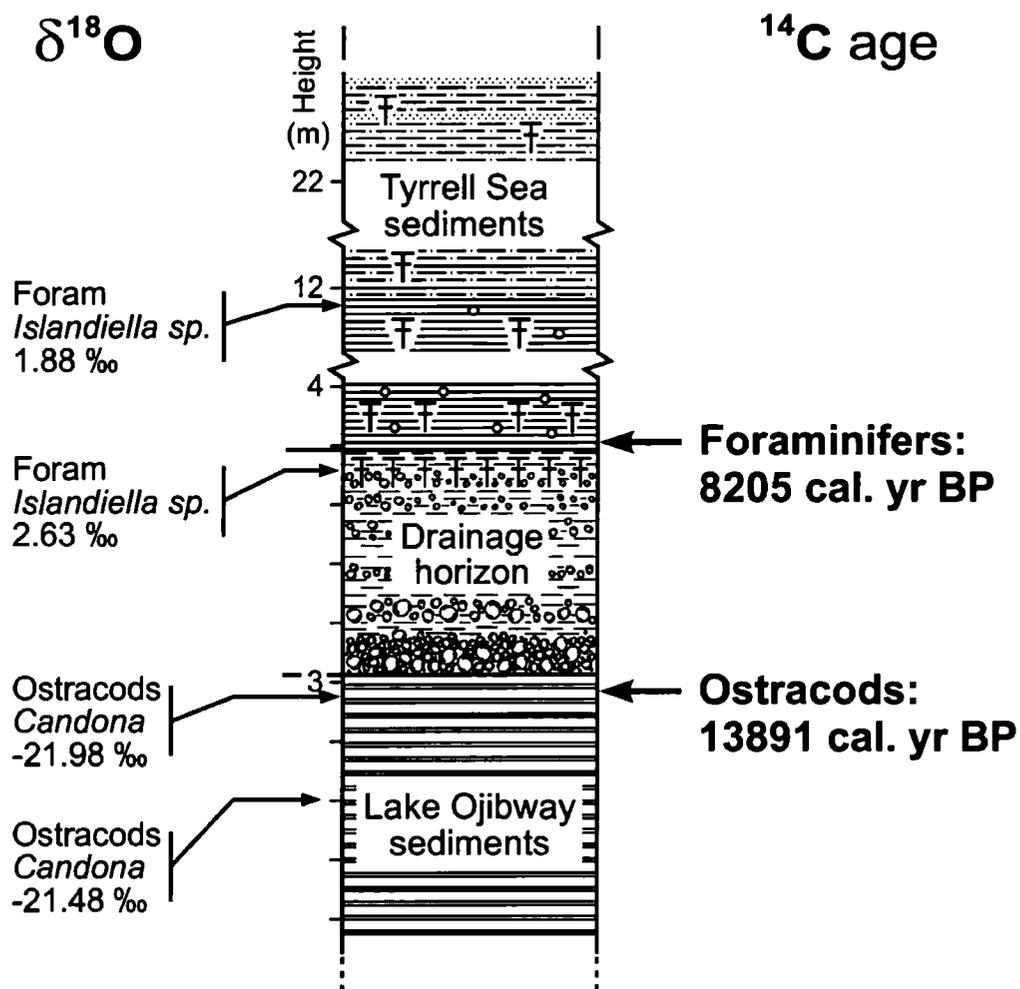


Figure 3.7 Stratigraphic section recording the drainage of Lake Ojibway in James Bay (Roy et al., 2011). Figure shows the oxygen isotope composition ($\delta^{18}\text{O}$ vs. VPDB) of glaciolacustrine and marine units, and radiocarbon (^{14}C) ages of foraminifera and ostracods (this study) bracketing the drainage unit.

Table 3.1 Results from radiocarbon dating of ostracods from the marker bed.

Sample number	Site no.	Locality	CAMS Lab. # ^A	¹⁴ C age (yr BP) ^B	Calendar age (1 σ ; yr BP) ^C
09-MM027-2	09-027	La Reine area	153500	11400 \pm 40	13213 - 13329 (13271)
09-MM026-2	09-026	La Reine area	153501	10360 \pm 60	12095 - 12223 (12159)
10-MM006-2	09-006	La Reine area	153502	11460 \pm 50	13269 - 13381 (13325)
08RU04	Rupert River	James Bay ^D	145962	12040 \pm 80	13800 - 13981 (13891)

A Samples laboratory number. Measured at the Center for Accelerator Mass Spectrometry, Lawrence Livermore National Laboratory, Berkeley, California.

B Ages are calculated using Libby half-life 5568 years following the conventions of Stuiver and Polach (Radiocarbon, v. 19, p.355, 1977).

C Calibration made with CALIB 6.0 (Stuiver et al., 1998)

D Stratigraphic sequence located on the lower Rupert River in eastern James Bay. See Roy et al. (2011) for localisation and details on the stratigraphy.

CONCLUSION

L'évolution du Lac Ojibway au cours de la dernière déglaciation a été fortement influencée par la dynamique de la calotte Laurentidienne et de sa marge glaciaire en régression. En effet, des évidences géomorphologiques et sédimentologiques de la région du lac Abitibi montrent que le Lac Ojibway a connu une évolution complexe de variations de niveaux vers la fin de son existence. Avant cette étude, seulement les phases maximales avaient été documentées. La série de terrasses d'érosion lacustre exposées dans la région du lac Abitibi semble montrer au moins trois niveaux lacustres associés aux phases tardives du Lac Ojibway. De plus, une bande silteuse présente dans la section sommitale de la séquence sédimentaire du Lac Ojibway dans la région de La Reine semble enregistrer un épisode de drainage majeur du Lac Ojibway.

Les terrasses de la région du lac Abitibi préserve plusieurs exemples spectaculaires de ces terrasses qui sont taillées dans la plaine argileuse par l'action érosive de vagues et qui marquent la position d'anciennes surfaces du lac. Des mesures d'altitude de ces terrasses ont été prises selon la combinaison de deux méthodes distinctes : une méthode utilisant la photogrammétrie et une méthode utilisant des altimètres. Les résultats de ces mesures montrent l'évidence d'au moins trois niveaux de lac distincts (299 m, 289 m et 283 m) associés aux phases tardives du Lac Ojibway. En effet, ces niveaux se retrouvent bien en dessous des niveaux maximaux documentés pour le Lac Ojibway pour la région (~ 390 m) (Veillette, 1994). Un quatrième niveau plus bas (272 m) semble enregistrer un niveau de lac postglaciaire, correspondant à une phase de plus grande élévation du paléolac Abitibi. Le rebond postglaciaire a certainement joué un rôle important pour le maintien de ce plan d'eau postglaciaire, mais l'étendue de celui-ci au cours de son existence reste encore inconnue. Ce niveau pourrait être associé aux terrasses perchées décrites par Antevs (1925). En effet, les argiles postglaciaires observées dans la présente étude au sommet de la séquence sédimentaire Ojibway pourraient être liées au plan d'eau associé à ces terrasses plus jeunes et de basses élévations. Des évidences de niveaux plus élevés de phase intermédiaire du Lac

Ojibway sont également présentes, mais leur très faible nombre dans la région d'étude empêche ces niveaux d'être bien documentés .

Il y a actuellement peu de données qui documentent l'histoire des phases tardives du Lac Ojibway et les variations de niveau de lac rapportées ici représentent un premier pas dans cette direction. La corrélation de ces niveaux Ojibway avec la phase tardive Fidler du Lac Agassiz reste encore à être établie. Les résultats obtenus montrent cependant le fort potentiel de l'utilisation de ces lignes de rivage pour reconstruire l'histoire de niveaux lacustres anciens, à l'aide de nouvelles approches méthodologiques. Les résultats illustrent également que les dernières étapes de la dernière déglaciation furent soulignées par les fluctuations majeures de Lac Ojibway. Les causes exactes de ces fluctuations restent à établir, mais le contexte de la déglaciation suggère qu'elles étaient reliées aux réavancées glaciaires ou encore à des épisodes de drainage sous-glaciaire, peut-être en lien avec ces réavancées.

Un événement tardif dans l'évolution du Lac Ojibway est également enregistré dans les séquences sédimentaires de la région de La Reine, près du lac Abitibi. En effet, la partie supérieure de la séquence de rythmites Ojibway montre la présence d'un lit silteux épais et blanchâtre, qui est à son tour été recouvert par au moins un mètre d'argiles finement litées. L'augmentation de la taille granulométrique et de la teneur en carbonates détritiques de ce lit montre que l'origine de cette bande épaisse est liée à un épisode de drainage majeur des eaux glaciolacustres, où les particules fines sont chassées du bassin. La composition isotopique de l'oxygène de la séquence sédimentaire est caractérisée par un changement marqué, allant de valeurs typiques d'eau de fonte glaciaire pour les argiles inférieures et la bande de silt, vers des valeurs ressemblant aux précipitations modernes pour les sédiments au-dessus de la bande de silt. Ceci suggère que cette bande silteuse enregistre le drainage final de Lac Ojibway, un événement qui clairement enregistré pour la première fois dans les séquences glaciolacustres de la région. Le faciès sédimentaire particulier de la bande de silt doit refléter la position de celle-ci à l'intérieur du bassin Ojibway. Cet événement fut suivi par une phase d'eau profonde qui a permis la déposition de près d'un mètre de rythmites argileuses, un épisode conséquent avec la présence des terrasses d'érosion lacustre de basse altitude associées au paléolac Abitibi dans la région. L'existence de ce lac postglaciaire est

probablement reliée au rebond isostatique et son étendue devra être déterminée afin de préciser les reconstructions paléogéographiques des phases associées au Lac Ojibway.

Ainsi, les résultats des datations au radiocarbone et de composition isotopique suggèrent fortement que cette bande épaisse de silt se soit formée lors le drainage final de Lac Ojibway ou avant celui-ci. La chronologie de cet événement demeure inconnue. Des comparaisons avec des âges radiocarbone provenant de séquences de la baie James démontrent la présence d'un important « effet d'eau dure » dans le bassin du Lac Ojibway. Cette bande silteuse est néanmoins le premier enregistrement du drainage du Lac Ojibway dans des sédiments glaciolacustres de cette région. Cet horizon correspond ainsi à un marqueur stratigraphique important qui pourrait être utile dans la caractérisation d'autres événements importants de la dernière déglaciation dans des séquences sédimentaires de varves Ojibway; notamment pour documenter les événements de réavancées de Cochrane, ainsi que la coalescence du Lac Ojibway avec le Lac Agassiz.

Finalement, les terrasses d'érosion lacustre observées dans le secteur d'étude et la séquence sédimentaire comprenant l'horizon marqueur représentent tous deux des événements reliés à la déglaciation finale de la région. Ces deux chaînons dans l'évolution tardive du Lac Ojibway sont en accord avec les variations du niveau lacustre et la mise en place d'un lac postglaciaire dans la région du lac Abitibi suivant le drainage du Lac Ojibway. La partie sommitale de la séquence glaciolacustre (rythmites supérieures) et les terrasses d'érosion lacustre de plus basses altitudes (niveau du paléolac Abitibi) semblent effectivement liées aux même plan d'eau. Aussi, la bande de silt et les gradins d'érosion sont souvent associés spatialement et retrouvés à des altitudes semblables dans la même région, allant de 266 à 317 m pour les gradins d'érosion lacustre et de 265 à 287 m pour la bande de silt. Une des différentes phases associées aux gradins pourrait donc être contemporaine de la mise en place de la bande de silt. Toutefois, l'absence de contraintes chronologiques sur les niveaux documentés empêche de formuler une chronologie exacte de ces événements rattachés au drainage du Lac Ojibway. Les résultats présentés au cours de cette étude apportent tout de même de nouvelles perspectives pour palier au manque de données dans les enregistrements géomorphologiques et sédimentaires sur les événements tardifs du Lac Ojibway.

Travaux futurs

L'obtention de meilleures contraintes chronologiques est primordiale pour mieux comprendre et mettre en relation les événements tardifs du Lac Ojibway décrits au cours de cette étude, ainsi que pour les cadrer dans le contexte de la déglaciation régionale. La datation des terrasses d'érosion lacustre et des anciens niveaux associés pourrait se faire avec la découverte de matière organique (bois) dans les sédiments à la base du talus. Également, la recherche de sédiments glaciolacustres comprenant ou en contact avec de la matière organique permettrait de documenter l'« effet d'eau dure » dans la région d'étude, et ainsi de corriger les datations radiocarbone réalisées sur des ostracodes. De plus, certains caractères géomorphologiques peu abordés dans cette étude pourraient faire l'objet d'une étude plus poussée. Une étude plus approfondie de l'étendue couverte par le lac postglaciaire suivant le drainage du Lac Ojibway pourrait être réalisée. Aussi, une caractérisation des lignes de rivages intermédiaires représentées par des plages de blocs dans le secteur d'étude et le bassin Ojibway pourrait permettre de comprendre l'évolution du Lac Ojibway entre les hauts niveaux du lac bien documentés (Vincent et Hardy, 1977; Veillette, 1994) et les niveaux tardifs de plus basses élévations qui sont présentés dans cette étude. La datation cosmogénique de ces plages de blocs permettrait d'obtenir de véritables contraintes temporelles sur ces niveaux du Lac Ojibway.

APPENDICE A

DONNÉES DE L'ÉTUDE STATISTIQUE SUR LA MÉTHODE UTILISANT DES ALTIMÈTRES

Tableau A.1 Données et résultats de l'étude statistique réalisée sur la méthode par altimètres à l'aide des points de contrôle. Les mesures sont prises sur des points de contrôles dont l'altitude est connue.

# Point de contrôle	Date	Élévation point contrôle (m)	Élévation corrigée (m)	Différence (m)
PC 1	2012-06-08	264,69	262	3
PC 2	2012-06-09	278,61	279	0
PC 3	2012-06-10	309,43	309	0
PC 4	2012-06-10	309,43	309	0
PC 5	2012-06-11	321,45	320	1
PC 6	2012-06-12	278,61	279	0
PC 7	2012-06-13	302,7	303	0
PC 8	2012-06-13	308	307	1
PC 9	2012-06-14	267,83	271	3
PC 10	2012-06-14	267,83	269	1
PC 11	2012-06-15	284,461	281	3
PC 12	2012-06-15	284,461	285	1
PC 13	2012-08-05	267,83	267	1
PC 14	2012-08-05	267,83	267	1
PC 15	2012-08-05	272,355	271	2
PC 16	2012-08-06	286,15	284	2
PC 17	2012-08-06	284,85	287	2
PC 18	2012-08-07	293,28	295	1
PC 19	2012-08-07	272,367	274	2
PC 20	2012-08-07	271,64	272	0
PC 21	2012-08-08	302,7	305	2

# Point de contrôle	Date	Élévation point contrôle (m)	Élévation corrigée (m)	Différence (m)
PC 22	2012-08-08	286,15	285	2
PC 23	2012-08-09	286,15	285	1
PC 24	2012-08-09	290	290	0
PC 25	2012-08-10	290	290	0
PC 26	2012-08-10	290	287	3
PC 27	2012-08-10	290	292	2
PC 28	2012-08-11	274,77	275	0
PC 29	2012-08-11	267,44	265	3
PC 30	2012-08-11	274,394	274	0
PC 31	2012-08-11	279,33	279	0
PC 32	2012-08-11	296,902	299	2
PC 33	2012-08-11	275,116	277	2
PC 34	2012-08-11	277,69	278	0
PC 35	2012-08-11	278,368	278	0
PC 36	2012-08-14	265	265	0
PC 37	2012-08-15	265	264	1
PC 38	2012-08-15	265	265	0
PC 39	2012-08-16	265	265	0
check pt	2012-06-07	279	281	2
PC C	2012-06-14	288	290	1
PC A	2012-06-14	289	290	1
CHECKPOINT	2012-06-15	279	279	0
			Moyenne	1
			Écart-type	0,95
			Variance	1

APPENDICE B

MESURES D'ÉLEVATION DES TERRASSES UTILISÉES POUR LES QUATRE TRANSECTS

Tableau B.1 Mesures d'élévation (z) des terrasses d'érosion lacustre selon les deux méthodes utilisées (DVP pour la méthode par photogrammétrie et altimètre pour la méthode par altimètres) pour les quatre transects (CE pour Centre-Est, CO pour Centre-Ouest, E pour Est et O pour Ouest).

Transect	Méthode	# WCS	Estrant	Nordant	Distance sur transect (km)	Altitude moyenne (m)	Altitude médiane (m)
CE	DVP	BA	632931	5419212	27,1	311	311
CE	DVP	AA	633931	5422831	30,8	312	312
CE	DVP	AC	635328	5424319	32,6	313	313
CE	DVP	BC	633809	5417763	25,9	288	288
CE	Altimètre	8.5	622717	5404336	9,83	293	293
CE	Altimètre	4.1	633056	5423952	31,63	313	313
CE	Altimètre	5.5	634933	5425403	33,6	316	316
CE	Altimètre	1.8	621497	5396827	2,2	281	281
CE	Altimètre	1.4	625526	5399485	6,0	282	282
CE	Altimètre	1.6	627144	5399449	6,5	284	284
CE	Altimètre	8.4	625554	5404560	10,85	286	286
CE	Altimètre	8.2	628237	5404231	11,35	285	285
CE	Altimètre	12.5	626778	5417057	23,2	295	295
CE	Altimètre	10.10	624860	5403398	9,5	281	281
CE	Altimètre	10.2	628439	5405898	13,0	282	282
CE	Altimètre	10.7	625922	5407497	13,8	283	283
CE	Altimètre	10.5	628144	5407346	14,29	283	283
CE	Altimètre	11.1	631334	5410950	18,73	286	286
CE	Altimètre	11.5	626680	5413303	19,5	283	283

Transect	Méthode	# WCS	Estrant	Nordant	Distance sur le transect (km)	Altitude moyenne (m)	Altitude médiane (m)
CE	Altimètre	11.3	628697	5413834	20,7	285	285
CE	Altimètre	11.2	631687	5413913	21,7	285	285
CE	Altimètre	12.1	630986	5417106	24,4	287	287
CE	Altimètre	4.3	634502	5427097	35,04	293	293
CE	Altimètre	4.2	632320	5428925	36,18	293	293
CE	Altimètre	10.11	626545	5400581	7,4	277	277
CE	Altimètre	12.12	625114	5398452	4,9	271	271
CE	Altimètre	12.13	620246	5394880	0,0	266	266
CE	Altimètre	8.1	629206	5404292	11,7	272	272
CE	Altimètre	10.3	627217	5405845	12,61	269	269
CE	Altimètre	10.1	628797	5406049	13,27	272	272
CE	Altimètre	10.6	626297	5407497	13,9	271	271
CE	Altimètre	10.4	628525	5407396	14,5	270	270
CE	Altimètre	11.4	626782	5412442	18,7	272	272
CE	Altimètre	10.4	628525	5407396	14,5	270	270
CE	Altimètre	5.2	634443	5424326	32,40	323	323
CE	Altimètre	5.1	634416	5424446	32,52	327	327
CE	Altimètre	5.4	634622	5424578	32,7	326	326
CE	Altimètre	5.3	634618	5424631	32,8	329	329
CE	Altimètre	8.3	625865	5404178	10,6	274	274
CO	DVP	191J	616162	5403324	14,9	291	290
CO	DVP	191C	616250,8	5404177	15,74	291	291
CO	DVP	77P	617357,9	5405976	17,79	293	293
CO	DVP	77J	616815	5406189	17,8	296	296
CO	DVP	191E	616546	5404138	15,8	292	292
CO	DVP	11W	615093	5400225	11,6	274	274
CO	DVP	11N	614806	5398356	9,8	269	269
CO	DVP	10K	613460,7	5399293	10,26	265	266
CO	DVP	191H	615231,5	5403710	14,98	298	297
CO	DVP	77H	616386	5405843	17,4	299	299
CO	DVP	11W	615093	5400225	11,6	274	274
CO	Altimètre	4.4	626704	5425451	39,2	317	317
CO	Altimètre	4.6	623634	5423613	36,5	303	303
CO	Altimètre	4.5	626096	5424190	37,82	307	307
CO	Altimètre	2.1	614244	5388251	0,00	274	274

Transect	Méthode	# WCS	Estrant	Nordant	Distance sur le transect (km)	Altitude moyenne (m)	Altitude médiane (m)
CO	Altimètre	12.15	613432	5393735	5,0	279	279
CO	Altimètre	1.11	615138	5393967	5,7	279	279
CO	Altimètre	1.10	616171	5394096	6,1	277	277
CO	Altimètre	11.9	620335	5411651	24,1	290	290
CO	Altimètre	10.14	616584	5400842	12,67	279	279
CO	Altimètre	11.10	622349	5410482	23,62	284	284
CO	Altimètre	11.7	621451	5413689	26,4	285	285
CO	Altimètre	11.8	620295	5413252	25,6	282	282
CO	Altimètre	12.8	620433	5416491	28,7	286	286
CO	Altimètre	12.7	623750	5417022	30,3	291	291
CO	Altimètre	4.7	622044	5423679	36,07	293	293
CO	Altimètre	10.13	618584	5400857	13,31	276	276
CO	Altimètre	10.8	619823	5407516	20,0	302	302
CO	Altimètre	10.13	618584	5400857	13,3	276	276
E	DVP	AC	635328	5424319	0,2	-	313
E	DVP	AA	633931	5422831	0,3	-	312
E	DVP	BA	632931	5419212	3,91	-	311
E	DVP	FC	632161,2	5398902	21,85	-	292
E	DVP	FF	632051	5398635	23,4	-	291
E	DVP	JK	630961	5386844	33,5	-	283
E	DVP	JG	630646	5387090	33,0	-	283
E	DVP	KJ	627767	5384065	39,3	-	277
E	DVP	KH	627696	5384002	37,77	-	278
E	DVP	JB	630343,6	5387827	34,61	-	282
E	DVP	KG	627982	5385535	38,6	-	280
E	DVP	JN	630646	5387090	34,5	-	284
E	DVP	II	632429	5393180	28,7	-	280
E	DVP	KE	626816	5385678	37,4	-	274
E	DVP	KD	626457,1	5384809	38,59	-	274
E	DVP	KC	626438,7	5384039	39,03	-	274
E	DVP	KI	627649	5384083	37,6	-	275
E	DVP	JJ	630999	5386880	33,7	-	278
E	DVP	IH	632305	5393730	29,0	-	279
E	DVP	FH	632623	5398320	24,2	-	283
E	DVP	FE	632547,5	5398425	21,27	-	285

Transect	Méthode	# WCS	Estrant	Nordant	Distance sur le transect (km)	Altitude moyenne (m)	Altitude médiane (m)
E	DVP	DB	631240,4	5406335	14,60	-	289
E	DVP	DE	632328	5405568	13,5	-	290
E	DVP	CB	635670	5410579	11,4	-	290
E	DVP	CA	633558	5411342	10,4	-	290
E	DVP	BD	635434	5418074	3,9	-	294
E	DVP	KF	627401,1	5386773	36,86	-	272
E	DVP	IC	631815,6	5393214	31,11	-	274
E	DVP	JE	632569	5387221	33,4	-	274
E	DVP	JF	630646	5387090	33,7	-	275
E	DVP	IE	632369	5393239	29,0	-	276
E	DVP	HB	630007	5395576	28,2	-	277
E	DVP	FB	633333,1	5400507	22,22	-	278
E	DVP	GE	630714,4	5399015	24,85	-	278
E	DVP	FD	632822	5398279	21,8	-	279
E	DVP	CE	635012	5413398	10,7	-	285
E	DVP	BF	636456	5417797	5,3	-	286
E	DVP	CF	635276	5412618	8,6	-	287
E	DVP	BC	635005,8	5416973	4,15	-	288
E	DVP	DF	632485,2	5406200	13,56	-	284
E	DVP	JC	631206	5388263	34,0	-	270
E	DVP	GB	630633	5397022	26,2	-	271
E	DVP	GD	630703	5398977	25,8	-	272
E	DVP	GF	631714	5397538	23,9	-	273
E	DVP	DJ	634215,5	5407582	16,30	-	274
E	DVP	DH	634263,4	5407361	17,43	-	274
E	DVP	IA	629411	5391741	31,6	-	269
E	DVP	ID	631812	5393049	29,2	-	269
E	DVP	HA	629018	5395172	28,4	-	268
E	DVP	JA	629925	5387434	35,0	-	278
E	DVP	DL	634227,9	5407347	13,93	-	279
E	DVP	KA	626382,3	5384164	39,65	-	275
O	DVP	187E	609589	5402996	1,0	287	287
O	DVP	174D	609248	5402425	0,4	279	279
O	DVP	187I	610144	5402853	1,1	281	281
O	DVP	174G	609622	5403175	1,2	279	279

Transect	Méthode	# WCS	Estrant	Nordant	Distance sur le transect (km)	Altitude moyenne (m)	Altitude médiane (m)
O	DVP	174L	610167,3	5403038	1,25	280	279
O	DVP	187C	609569,1	5404287	2,22	281	281
O	DVP	257Q	610537	5409956	7,9	283	283
O	DVP	152I	612321	5425237	23,0	300	300
O	DVP	152C	612697	5425703	23,6	298	298
O	DVP	185Y	609207	5402298	0,2	280	280
O	DVP	174O	610588,2	5403456	1,77	283	283
O	DVP	185T	608596,7	5402263	0,00	275	275
O	DVP	174B	609117	5402092	0,0	275	275
O	DVP	257V	611386	5409958	8,2	280	280
O	DVP	257G	610806	5411193	9,2	280	279
O	DVP	86H	609065	5407686	5,3	278	278
O	DVP	169J	609837,1	5414190	11,73	282	282
O	DVP	169F	610236,8	5415292	12,90	283	283
O	DVP	169C	610585	5416431	14,1	285	284
O	DVP	257N	612895	5422125	20,2	290	290
O	DVP	185P	608862	5404885	2,6	278	278
O	DVP	185G	607907	5404164	1,6	275	274
O	DVP	257Y	611900,6	5410360	8,73	280	279
O	DVP	82O	608228,5	5405350	2,83	270	270
O	DVP	82S	607818	5406163	3,5	268	268
O	DVP	86D	610535	5408952	7,0	270	270
O	DVP	257P	610501	5409743	7,7	270	270
O	DVP	257Q	613027	5420226	18,5	272	272
O	DVP	258B	611498	5421299	19,0	273	273
O	DVP	257J	612245	5422737	20,6	293	293
O	DVP	185J	608271	5403586	1,2	273	273
O	Altimètre	12.11	616332	5423425	22,54	299	299
O	Altimètre	9.1	613814	5416879	15,49	273	273
O	Altimètre	9.2	614345	5416837	15,63	283	283



APPENDICE C

DONNÉES RELATIVES AUX SÉQUENCES SÉDIMENTAIRES COMPRENANT LA BANDE SILTEUSE

Tableau C.2 Résultats des analyses de teneurs (%) en azote et en carbone inorganique; et des analyses des principales classes granulométriques (%) pour les séquences sédimentaires comprenant la bande silteuse. La colonne Unité montre dans quelle partie de la séquence les analyses ont été faites (OR pour les rythmites supérieures, SB pour la bande silteuse et UR pour les rythmites sous-jacentes).

Site	# Éch	Unité	Position (cm)	N (%)	C inorg. (%)	Argile (%)	Silt fin (%)	Silt moyen (%)	Silt grossier (%)	Sable fin (%)
09-MM006	9	OR	15	0,20	0,01	16,800	25,100	8,700	3,400	43,800
09-MM006	10	OR	10	0,16	0,07	39,318	43,333	17,117	0,232	0,000
09-MM006	3	OR	5	0,12	0,08	45,237	44,791	9,972	0,000	0,000
09-MM006	4	SB	0	0,05	1,85	13,854	36,242	28,835	21,069	0,000
09-MM006	5	UR	-5	0,06	1,34	68,670	27,606	3,724	0,000	0,000
09-MM006	6	UR	-15	0,08	2,08	77,362	22,629	0,000	0,000	0,000
09-MM006	7	UR	-25	0,07	1,92	81,728	18,261	0,000	0,000	0,000
09-MM006	8	UR	-35	0,05	1,57	81,404	18,481	0,115	0,000	0,000
09-MM023	7	OR	15	0,07	0,86	43,506	44,102	12,392	0,000	0,000
09-MM023	6	OR	5	0,08	0,25	58,266	33,243	8,492	0,000	0,000
09-MM023	4	SB	0	0,04	2,46	18,053	39,138	24,467	0,183	0,000
09-MM023	5	UR	-5	0,08	1,59	66,739	29,329	3,933	0,000	0,000

Site	# Éch	Unité	Position (cm)	N (%)	C inorg. (%)	Argile (%)	Silt fin (%)	Silt moyen (%)	Silt grossier (%)	Sable fin (%)
09-MM023	8	UR	-15	0,15	1,49	79,267	17,844	2,889	0,000	0,000
09-MM023	9	UR	-25	0,07	2,05	84,481	15,392	0,128	0,000	0,000
09-MM023	10	UR	-35	0,07	2,25	78,753	18,644	2,603	0,000	0,000
09-MM024	7	OR	15	0,08	0,21	58,116	34,222	7,662	0,000	0,000
09-MM024	5	OR	5	0,07	1,49	63,304	32,580	4,116	0,000	0,000
09-MM024	4	SB	0	0,04	2,53	16,014	38,390	27,739	0,179	0,000
09-MM024	6	UR	-5	0,07	1,68	76,153	20,936	2,911	0,000	0,000
09-MM024	8	UR	-15	0,07	1,98	75,253	21,496	3,252	0,000	0,000
09-MM024	9	UR	-25	0,07	1,77	84,154	15,837	0,009	0,000	0,000
09-MM025	4	OR	5	0,12	0,11	46,271	45,324	8,404	0,000	0,000
09-MM025	9	SB	0	0,08	2,19	16,520	48,326	25,586	0,096	0,000
09-MM025	5	UR	-5	0,07	1,65	66,447	30,311	3,243	0,000	0,000
09-MM025	6	UR	-15	0,07	2,64	74,287	22,624	3,088	0,000	0,000
09-MM025	7	UR	-25	0,07	2,67	73,146	23,990	2,864	0,000	0,000
09-MM025	8	UR	-35	0,08	2,54	71,089	25,875	3,036	0,000	0,000
09-MM026	8	OR	35	0,07	1,12	60,604	36,626	2,770	0,000	0,000
09-MM026	7	OR	25	0,07	1,31	64,629	33,310	2,061	0,000	0,000
09-MM026	6	OR	15	0,06	1,53	61,881	33,203	4,916	0,000	0,000
09-MM026	5	OR	5	0,07	1,53	61,578	33,461	4,961	0,000	0,000
09-MM026	4	SB	0	0,05	2,53	19,113	52,145	22,028	0,067	0,000
09-MM026	9	UR	-5	0,07	1,61	64,665	31,965	3,370	0,000	0,000
09-MM026	10	UR	-15	0,07	1,99	70,552	26,513	2,935	0,000	0,000
09-MM026	11	UR	-25	0,07	2,44	72,727	24,193	3,080	0,000	0,000

Site	# Éch	Unité	Position (cm)	N (%)	C inorg. (%)	Argile (%)	Silt fin (%)	Silt moyen (%)	Silt grossier (%)	Sable fin (%)
09-MM027	8	OR	35	0,07	1,09	44,284	44,614	11,020	0,010	0,000
09-MM027	7	OR	25	0,07	2,20	47,066	46,925	6,008	0,000	0,000
09-MM027	6	OR	15	0,06	2,28	49,091	46,060	4,849	0,000	0,000
09-MM027	5	OR	5	0,06	2,53	49,257	43,905	6,838	0,000	0,000
09-MM027	4	SB	0	0,05	3,15	20,299	56,822	17,678	0,052	0,000
09-MM027	9	UR	-5	0,08	2,38	61,396	33,667	4,937	0,000	0,000
09-MM027	10	UR	-15	0,07	2,35	66,734	29,374	3,892	0,000	0,000
09-MM028	5	OR	5	0,09	0,11	50,066	44,890	5,044	0,000	0,000
09-MM028	4	SB	0	0,04	2,56	17,949	52,449	22,914	0,670	0,000
09-MM028	6	UR	-5	0,08	1,74	64,060	32,814	3,126	0,000	0,000
09-MM028	7	UR	-15	0,07	2,73	62,844	31,984	5,173	0,000	0,000
09-MM028	8	UR	-25	0,07	2,55	63,569	31,121	5,310	0,000	0,000
09-MM028	9	UR	-35	0,06	2,60	63,018	31,966	5,016	0,000	0,000
09-MM030	5	OR	5	0,11	0,11	46,533	39,902	13,564	0,000	0,000
09-MM030	4	SB	0	0,05	2,29	15,693	45,864	27,285	0,112	0,000
09-MM030	6	UR	-5	0,07	1,55	70,060	26,598	3,342	0,000	0,000
09-MM030	7	UR	-15	0,07	0,72	83,088	16,901	0,011	0,000	0,000
09-MM030	8	UR	-25	0,08	0,97	73,129	26,462	0,409	0,000	0,000
09-MM030	9	UR	-35	0,07	1,00	76,922	20,521	2,557	0,000	0,000
09-MM032	5	OR	5	0,12	0,07	-	-	-	-	-
09-MM032	4	SB	0	0,05	0,01	-	-	-	-	-
09-MM032	7	UR	-15	0,07	0,07	-	-	-	-	-
09-MM032	8	UR	-25	0,07	0,03	-	-	-	-	-

Site	# Éch	Unité	Position (cm)	N (%)	C inorg. (%)	Argile (%)	Silt fin (%)	Silt moyen (%)	Silt grossier (%)	Sable fin (%)
09-MM032	9	UR	-35	0,06	0,11	-	-	-	-	-
09-MM033	6	OR	15	0,05	0,04	57,967	35,530	6,503	0,000	0,000
09-MM033	5	OR	5	0,08	0,26	55,618	36,378	8,004	0,000	0,000
09-MM033	4	SB	0	0,04	2,67	19,256	52,907	21,546	0,063	0,000
09-MM033	7	UR	-5	0,06	1,18	60,058	36,096	3,846	0,000	0,000
09-MM033	8	UR	-15	0,07	1,93	71,818	28,000	0,182	0,000	0,000
09-MM033	9	UR	-25	0,08	2,00	81,346	18,483	0,171	0,000	0,000
09-MM033	10	UR	-35	0,07	2,34	71,737	24,826	3,437	0,000	0,000
10-MM006	4	OR	15	0,07	1,90	68,148	27,684	4,168	0,000	0,000
10-MM006	5	OR	5	0,08	1,93	71,879	23,739	4,382	0,000	0,000
10-MM006	12	SB	1,5	0,04	3,33	15,068	45,668	25,989	0,133	0,000
10-MM006	13	SB	0	0,04	2,83	17,278	47,625	24,136	0,110	0,000
10-MM006	14	SB	-1,5	0,04	2,59	18,031	47,109	24,046	0,108	0,000
10-MM006	6	UR	-5	0,07	1,96	64,715	32,471	2,814	0,000	0,000
10-MM006	7	UR	-15	0,07	2,25	76,931	20,375	2,695	0,000	0,000
10-MM006	8	UR	-25	0,08	2,37	75,915	21,268	2,818	0,000	0,000
10-MM006	9	UR	-35	0,08	2,48	76,633	20,340	3,026	0,000	0,000
10-MM006	10	UR	-45	0,09	2,18	80,431	17,453	2,116	0,000	0,000
10-MM006	11	UR	-55	0,08	2,53	76,445	20,673	2,882	0,000	0,000
10-MM013	6	OR	25	0,08	2,02	63,773	30,979	5,248	0,000	0,000
10-MM013	5	OR	15	0,08	2,02	66,784	28,356	4,860	0,000	0,000
10-MM013	4	OR	5	0,08	2,01	56,716	35,427	7,857	0,000	0,000
10-MM013	7	SB	0	0,04	3,34	13,855	42,388	28,625	0,151	0,000

Site	# Éch	Unité	Position (cm)	N (%)	C inorg. (%)	Argile (%)	Silt fin (%)	Silt moyen (%)	Silt grossier (%)	Sable fin (%)
10-MM013	8	UR	-5	0,08	2,10	67,976	28,936	3,088	0,000	0,000
10-MM013	9	UR	-15	0,08	2,37	71,573	25,409	3,018	0,000	0,000
10-MM013	10	UR	-25	0,08	2,55	73,250	23,983	2,767	0,000	0,000
10-MM013	11	UR	-35	0,09	2,27	79,083	18,298	2,619	0,000	0,000



BIBLIOGRAPHIE

- Alley, R. B., Mayewski P. A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K. C. et Clark, P. U. (1997). Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25, 483-486.
- Antevs, E. (1925). *Retreat of the last ice-sheet in eastern Canada*. 142 pp. Ottawa: Geological Survey of Canada, Memoir 146.
- Antevs, E. (1928). The last glaciation, with, special reference to the ice retreat in northeastern North America. 292 pp. American Geographical Society research series, no. 17.
- Barber, D.C., Dyke A.S., Hillaire-Marcel C., Jennings A.E., Andrews J.T., Kerwin M.W., Bilodeau G., McNeely R., Southon J., Morehead M.D. et Gagnon, J.-M. (1999). Forcing of the cold event of 8200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400, 344-348.
- Bilodeau, G., de Vernal, A. et Hillaire-Marcel, C. (1990). Postglacial paleoceanography of Hudson Bay: stratigraphy, microfaunal, and palynological evidence. *Canadian Journal Earth Sciences*, 27, 946-963.
- Boissonneau, A. N. (1968). Glacial history of northeastern Ontario II. The Timiskaming-Algoma area. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5, 97-109.
- Bostock, H. S. (1970). Physiographic subdivision of Canada. Dans Douglas, R.J.W. (ed.): *Geology and Economic Minerals of Canada*, 5th ed (p. 9-30). Ottawa: Geological Survey of Canada.
- Breckenridge, A., Lowell, T. V., Stroup, J. S. et Evans, G. (2012). A review and analysis of varve thickness records from glacial Lake Ojibway (Ontario and Quebec, Canada). *Quaternary International*, 260, 43-54.
- Card, K. D. (1990). A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, 48, 99-156.
- Card, K. D. et Ciesielski, A. (1986). Subdivision of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*, 13, 5-13.
- Clark, P. U., Shakun, J. D., Baker, P. A., Bartlein, P. J., Brewer, S., Brook, E., ... et Williams, J. W. (2012). Global climate evolution during the last deglaciation. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109, E1134-E1142.
- Clarke, G., Leverington, D. W., Teller, J. T., Dyke, A. S. (2003). Superlakes, megafloods and abrupt climate change. *Science*, 301, 922-923.

- Clarke, G., Leverington, D. W., Teller, J. T. et Dyke, A. S. (2004). Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8 200 BP cold event. *Quaternary Science Reviews* 23, 389-407.
- Coleman, A. P. (1909). Lake Ojibway; last of the great glacial lakes. *Bureau des Mines de l'Ontario, rapport annuel*, 18, 284-293.
- Coombs, D. B. (1954). The physiographic subdivision of the Hudson Bay Lowlands south of 60 degrees North. Department of Mines and Technical Surveys, Canada. *Geographical Bulletin*, 6, 1-16.
- Dadswell, M. J. (1974). Distribution, ecology, and postglacial dispersal of certain crustaceans and fishes in eastern North America. 110 pp. National Museum of Canada, Publications in Zoology, 11.
- Dubé-Loubert, H., Roy, M., Allard, G., Lamothe, M. et Veillette, J. J. (2012). Glacial and nonglacial events in the eastern James Bay lowlands, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 50, 379-396.
- Dyke, A. S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. *Developments in Quaternary Science*, 2, 373-424.
- Dyke, A. S., Moore, A. et Robertson, L. (2003). Deglaciation of North America. *Dossier publique 1574*. Ottawa: Commission géologique du Canada.
- Dyke, A. S. et Prest, V. K. (1987). Late Wisconsinien and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41, 237-263.
- Ellison, C. R. W., Chapman, M. R. et Hall, I. R. (2006). Surface and deep ocean interactions during the cold climate event 8200 years ago. *Science*, 312, 1929-1932.
- Elson, J. A. (1967). Geology of glacial lake Agassiz. Dans Mayer-Oake, W. J. (ed.): *Life, Land, and Water* (p. 36-95). Winnipeg: University of Manitoba Press.
- Fisher, T. G. (2005). Strandline analysis in the southern basin of glacial Lake Agassiz, Minnesota and North and South Dakota, USA. *Geological Society of America Bulletin*, 117, 1481-1496.
- Google Earth © (2013). Carte du monde interactive et imagerie satellitaire. Récupéré de <http://www.google.com/earth/>.
- Hardy, L. (1976). Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la baie James. 264 pp. Thèse de doctorat. Université McGill.
- Hardy, L. (1977). La déglaciation et les épisodes lacustres et marins sur le versant québécois des basses terres de la baie de James. *Géographie Physique et Quaternaire*, 31, 261-273.

- Hardy, L. (1982). Le Wisconsinien supérieur à l'est de la baie James (Québec). *Le Naturaliste Canadien*, 109, 333-351.
- Hillaire-Marcel, C., Occhietti, S. et Vincent, J.-S. (1981). Sakami moraine, Québec: A 500 km long moraine without climatic control. *Geology*, 9, 210-214.
- Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A. et Piper, D. J. W. (2007). Lake Agassiz final drainage event in the northwest North Atlantic. *Geophysical research Letters*, 34, 1-5.
- Hughes, O. L. (1955). Surficial geology of Smooth Rock and Iroquois Falls map-areas, Cochrane District, Ontario. Thèse de doctorat. Lawrence: University of Kansas.
- Hughes, O. L. (1965). Surficial geology of part of the Cochrane District, Ontario, Canada. Dans Wright, H. E. Jr et Frey, D. G. (eds.): *International Studies on the Quaternary* (p. 535-565). Geological Society of America, Special Paper 84.
- Josenhans, H. W. et Zevenhuizen, J. (1990). Dynamics of the Laurentide ice Sheet in Hudson Bay, Canada. *Marine Geology*, 92, 1-26.
- Klassen, R. W. (1983). Lake Agassiz and the glacial history of northern Manitoba. Dans Teller, J. T. et Clayton, L. (eds.): *Glacial Lake Agassiz* (p. 97-115). Geological Association of Canada, Special Paper 26.
- Kleiven, H. F., Kissel, C., Laj, C., Ninnemann, U. S., Richter, T. O. et Cortijo, E. (2008). Reduced North Atlantic deep water coeval with the glacial Lake Agassiz freshwater outburst. *Science*, 319, 60-64.
- Lajeunesse, P. et St-Onge, G. (2008). The subglacial origin of the Lake Agassiz-Ojibway final outburst flood. *Nature Geoscience*, 1, 184-188.
- Leverington, D. W., Mann, J. D. et Teller, J. T. (2000). Changes in the bathymetry and volume of Glacial Lake Agassiz between 11 000 and 9 300 ¹⁴C yr BP. *Quaternary Research*, 54, 174-181.
- Leverington, D. W., Mann, J. D. et Teller, J. T. (2002). Changes in the bathymetry and volume of glacial Lake Agassiz between 9200 and 7700 ¹⁴C yr B.P. *Quaternary Research*, 57, 244-252.
- Lewis, C. F. M., et Anderson, T. W. (1989). Oscillations of levels and cool phases of the Laurentian Great Lakes caused by inflows from glacial Lakes Agassiz and Barlow-Ojibway. *Journal of Paleolimnology*, 2, 99-146.
- Li, T. et Dutruc, J. P. (1999). *Les provinces naturelles. Niveau 1 du cadre écologique de référence du Québec*. 90 pp. Québec : Ministère de l'Environnement.
- Ménard, M. (2012). Caractérisation des phases tardives du Lac glaciaire Ojibway dans le nord-ouest de l'Abitibi. 103 pp. Mémoire de maîtrise. Université du Québec à Montréal.

- Ministère des Ressources naturelles (2007). Cartes géologiques du SIGEOM – CG SIGEOM32D. Compilation géologique – Lac Abitibi, Palmarolle, Dupuy et La Sarre (Carte). Récupéré le 28 mai 2014 de http://sigeom.mrn.gouv.qc.ca/signet/classes/11102_indexAccueil
- Ministère des Ressources naturelles (2012). Les grands ensembles géologiques du Québec. Compilation géologique. Récupéré le 26 mai 2014 de http://www.mern.gouv.qc.ca/scripts/isapi_srun.dll/mines/geologie/geologie-apercu.jsp.
- Ministère des Ressources naturelles (2013). Aperçu géologiques. Gouvernement du Québec. Récupéré le 26 mai 2014 de http://www.mern.gouv.qc.ca/scripts/isapi_srun.dll/mines/geologie/geologie-apercu.jsp
- Ministère des Terres et Forêts (1977). Photos aériennes Q72116-13 et -14, Q72123-244 et -256, échelle 1 :15 000. Québec : Service de la Cartographie, Photo-cartothèque provinciale.
- Mix, A. C., Bard, E. et Schneider, R. (2001). Environmental Processes of the Ice Age: land, ocean, glaciers. *Quaternary Science Reviews*, 20, 627-657.
- Norris, A.W., Grant, A. C., Sanford, B. V. et Cowan, W. R. (1993). Géologie de la Plateforme d'Hudson. Dans Stott, D. F. et Aitken, J. D. (eds.) : *La couverture sédimentaire du craton au Canada* (p. 717-766). Ottawa : Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, no 5.
- Paradis, S. J. et Boutin, M. (2000). *L'utilisation d'un vidéorestituteur numérique comme outil de cartographie détaillée (Saguenay, Québec)*. 8 pp. Ottawa: Commission géologique du Canada, Recherches en cours, 2000-D13.
- Pinet, N., Lavoie, D., Dietrich, J., Hu, K., et Keating, P. (2013). Architecture and subsidence history of the intracratonic Hudson Bay Basin, northern Canada. *Earth-Science Reviews*, 125, 1-23.
- Prest, V.K. (1970). Quaternary geology of Canada. Dans Douglas, R.J.W. (ed.): *Geology and Economic Minerals of Canada*, 5th ed (p. 675-765). Ottawa: Geological Survey of Canada.
- Rohling, E. J. et Pälike, H. (2005). Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. *Nature*, 434, 975-979.
- Roy, M., Dell'Oste, F., Veillette, J. J., de Vernal, A., Hélie, J.-F. et Parent, M. (2011). Insights on the events surrounding the final drainage of Lake Ojibway based on James Bay stratigraphic sequences. *Quaternary Science Reviews*, 30, 682-692.
- Sanford, B.V. (1987). Paleozoic geology of the Hudson Platform. Dans Beaumont, C. et Tankard, A. J. (eds) : *Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms* (p.483-505). Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir 12.

- Skinner, R. G. (1973). *Quaternary Stratigraphy of the Moose River Basin, Ontario*. 77 pp. Ottawa: Geological Survey of Canada, Bulletin 225.
- Smith, D. G. et Fisher, T. G. (1993). Glacial Lake Agassiz: The northwestern outlet and paleoflood. *Geology*, 21, 9–12.
- Teller, J. T. (2001). Formation of large beaches in an area of rapid differential isostatic rebound: the three-outlet control of Lake Agassiz. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1649-1659.
- Teller, J. T. et Leverington, D. W. (2004). Glacial Lake Agassiz: A 5000 yr history of change and its relationship to the $\delta^{18}O$ record of Greenland. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 729-742.
- Teller, J. T. et Thorleifson, L. H. (1983). The Lake Agassiz–Lake Superior connection. Dans Teller J. T. et Clayton, L. (eds.) : *Glacial Lake Agassiz* (p. 261–290). Ottawa : Geological Association of Canada, Special Paper 26.
- Thibaudeau, P. et Veillette, J. J. (2005). *Géologie des formations de surface et histoire glaciaire, Lac Chicobi, Québec*. Carte 1996A, échelle 1/100 000. Ottawa : Commission géologique du Canada.
- Thomas, E. R., Wolff, E. W., Mulvaney, R., Steffensen, J. P., Johnsen, S. I., Arrowsmith, C., White, I. W. C., Vaughn, B. et Popp, T. (2007). The 8.2 ka event from Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*, 26, 70-81.
- Thorleifson, L. H. (1996). Review of Lake Agassiz History. Dans Teller, J.T., Thorleifson, L.H., Matile, G. et Brisbin, W.C., (eds.) : *Sedimentology, Geomorphology, and History of the central Lake Agassiz Basin* (p. 55-84). Geological Association of Canada Field Trip Guidebook B2.
- Veillette, J. J. (1983). Déglaciation de la vallée supérieure de l'Outaouais, le Lac Barlow et le sud du Lac Ojibway, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 37, 67-84.
- Veillette, J. J. (1988). Déglaciation et évolution des lacs proglaciaires Post-Algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario. *Géographie physique et Quaternaire*, 42, 7-31.
- Veillette, J. J. (1994). Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway. *Quaternary Science Reviews*, 13, 945-971.
- Veillette, J. J. (1997). Le rôle d'un courant de glace tardif dans la déglaciation de la baie James. *Géographie physique et Quaternaire*, 51, 141-161.
- Veillette, J. J. (2004). Ice-flow chronology and palimpsest, long-distance dispersal of indicator clasts, north of the St. Lawrence river valley, Québec. *Géographie Physique et Quaternaire*, 58, 187-216.

- Veillette, J. J., Prévost, C. Richard, P. J. H. et Fréchette, B. (1999). *Données préliminaires sur l'évolution du lac Abitibi: un lac pas comme les autres*. Présentation par affiche. Ottawa : ACFAS AQQUA.
- Vincent, J.-S. et Hardy., L. (1977). L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois. *Géographie physique et Quaternaire*, 31, 357-372.
- Vincent, J.-S., Hardy, L. (1979). *The evolution of glacial lakes Barlow and Ojibway, Quebec and Ontario*. 18 pp. Ottawa: Commission géologique du Canada, Bulletin 316.
- Wilson, M. E. (1918). *Timiskaming Country, Québec*. 197 pp. Ottawa : Commission géologique du Canada, Mémoire 103.