

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CARTOGRAPHIE LIDAR DE RIVAGES ET AUTRES FORMES GLACIOLACUSTRES AU
TÉMISCAMINGUE (SUD-OUEST DU QUÉBEC) : IMPLICATIONS POUR L'ÉVOLUTION DU LAC
GLACIAIRE BARLOW ET LES RECONSTRUCTIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES DE LA
DERNIÈRE DÉGLACIATION

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

DAVID TURCOT

FÉVRIER 2023

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.04-2020). 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

Tout d'abord, j'aimerais offrir mes plus sincères remerciements à M. Martin Roy, directeur de ce projet de maîtrise, qui m'a fait confiance tout au long du processus de rédaction de ce mémoire. Je tiens à souligner l'importance de ton aide, ton écoute et ta disponibilité, tout au long de ce cheminement. Ce fut pour moi un grand honneur de participer à ce projet qui représente un apport non-négligeable aux connaissances scientifiques entourant les lacs glaciaires au cours de la dernière déglaciation.

Merci aussi à M. Étienne Brouard qui m'a épaulé tout au long de ce parcours parfois parsemé d'embûches, en m'aidant non seulement à dompter le logiciel ArcGIS, mais aussi en m'éclairant sur les enjeux scientifiques grâce à son écoute et à nos discussions plus qu'enrichissantes sur les reconstructions de lacs glaciaires.

J'aimerais ensuite remercier mes parents Julie Auger et Luc Turcot qui m'ont soutenu durant cette étape importante de ma vie. Sans vous, rien de ceci n'aurait été possible et je vous remercie du fond du cœur pour avoir été derrière moi durant ce parcours qui fut un peu plus difficile par moments. Ce travail majoritairement solitaire n'aurait pu être accompli sans la certitude d'avoir votre soutien inconditionnel ainsi que celui du reste des membres de notre famille.

Merci à mes amis qui m'ont indirectement aidé à écrire ce mémoire en étant toujours présents pour moi et en sachant comment célébrer les victoires, même les plus petites. Mention spéciale à mon ami et collègue Hugo Raymond pour son aide et son soutien précieux tout au long de ce processus.

Enfin, merci à toi Ashlyn pour ton support et ton écoute durant cette grande étape. Tu as été et tu es toujours d'une grande patience, une chose extrêmement appréciée. Merci pour ta compréhension tout au long de la rédaction de ce mémoire ainsi durant mes travaux en région isolée.

DÉDICACE

À ma grand-mère Louise, pour m'avoir enseigné la
valeur de l'écriture. Et bien plus.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	ii
DÉDICACE.....	iii
LISTE DES FIGURES.....	vi
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES	viii
RÉSUMÉ	x
ABSTRACT	xii
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 Contexte physiographique et géologique.....	10
1.1 Cadre physiographique.....	10
1.1.1 Localisation	10
1.1.2 Climat et végétation	12
1.1.3 Réseau hydrographique	12
1.1.4 Physiographie du bassin Barlow	13
1.2 Cadre géologique du substratum rocheux	13
1.2.1 La Province du Grenville.....	15
1.2.2 La Province du Supérieur	15
1.2.3 Formations paléozoïques (Lac Témiscamingue)	15
1.3 Le graben de Timiskaming.....	15
1.4 Géologie du Quaternaire	17
1.4.1 Déglaciation régionale.....	17
1.4.2 Le Lac glaciaire Barlow	20
1.4.2.1 Travaux historiques	20
1.4.3 L'épisode Barlow-Ojibway	23
CHAPITRE 2_A LiDAR-based lake-level reconstruction of glacial Lake Barlow shows a long-lasting coalescence with Lake Ojibway during the last deglaciation	25
Abstract.....	27
2.1 Introduction	28
2.2 Background on the deglaciation of southwestern Quebec and eastern Ontario.....	31
2.2.1 Regional deglaciation.....	31
2.2.2 Lake Barlow	32
2.2.3 The Barlow-Ojibway episode	33
2.3 Methods.....	34
2.4 Results	35
2.4.1 Shoreline data	35

2.4.2	Vertical accuracy and data selection	38
2.4.3	Reconstruction of lake levels	38
2.4.4	Lake McConnell moraine and the “South Timiskaming channel”	42
2.5	Discussion	45
2.5.1	Lake Barlow-Ojibway	45
2.5.2	Damming of the Barlow basin and outlet evolution	49
2.5.3	The meltwater channel south of Timiskaming	51
2.5.4	Paleogeographic implications	52
2.6	Conclusion.....	53
2.7	Acknowledgements.....	54
2.8	References	54
	CONCLUSION	60
	ANNEXE	63
	BIBLIOGRAPHIE.....	64

LISTE DES FIGURES

Figure 1 Carte schématique de l'Indlandsis Laurentidien (Laurentide Ice Sheet; LIS) à 7.7 ¹⁴C ka (8.5 cal ka BP) incluant les lacs glaciaires Agassiz et Ojibway ainsi que les différentes voies de drainage de l'eau de fonte (modifiée de Brouard et al. 2020).....2

Figure 1.1 A) Localisation de la zone d'étude par rapport à l'Inlandsis laurentidien durant la dernière déglaciation (~9,6 cal ka BP; Dalton et al., 2020). B) Modèle numérique de terrain de la région d'étude avec la superficie de la couverture LiDAR utilisée (trait pointillé blanc). On y retrouve aussi les principales moraines de la zone d'étude, l'étendue glaciolacustre maximale (teintes bleutées; modifiée de Veillette, 1994) et la ligne de partage des eaux continentales (tireté noir), ainsi que la localisation des principales villes (points noirs) et barrages hydroélectriques (points verts). Les annotations présentes sur cette figure réfèrent au contenu de l'article scientifique présent au chapitre 2. 11

Figure 1.2 A) Principales provinces géologiques du Québec. B) Principaux ensembles géologiques retrouvés au sein de la zone d'étude (encadré blanc). FC: Faille Cadillac (Position approximative). Données extraites du SIGEOM. 14

Figure 1.3 Principaux éléments structuraux du Graben de Témiscaming (Modifié de Doughty et al., 2013) 16

Figure 1.4 Reconstruction schématique de la configuration de la marge glaciaire en retrait avec l'étendue du Lac Barlow autour de ~10 ka 14C BP impliquant un barrage des eaux de fonte par la moraine du lac McConnell. Modifié de Veillette (1988, 1994)..... 19

Figure 1.5 Profil longitudinal orienté vers N20° présentant différents niveaux glaciolacustres (traits noirs) associés à des exutoires (carrés noirs), incluant les élévations de lacs comprenant des organismes indicateurs de submersion glaciolacustre (points noirs) ou non (points blancs). Position projetée et élévations de lignes de rivage marquant un niveau intermédiaire (triangles blancs), maximal (triangles noirs). Les triangles encadrés correspondent à des lignes de rivages retrouvées à l'ouest de la moraine (Modifié de Veillette, 1988).

Figure 2.1 A) Schematic map showing the study area with respect to the Laurentide ice sheet margin at ~ 9.6 ka. BP and the areal extent of Lake Agassiz-Ojibway in light blue (Dyke, 2004; Dalton and al., 2020). B) Map of the study area showing the regional topography (CDSM), along with the present-day hydrology (light blue) and outline of the continental and drainage divide (dotted line). Figure also shows the extent of LiDAR digital terrain models (DTMs) used for mapping (white dotted line), key geomorphic features (dark orange; modified from Daigneault and Veillette et al., 1987) and the maximum limit of the glaciolacustrine episode (darker/transparent blue; modified from Veillette, 1988). Locations of the main hydroelectric dams are shown with light green dots. 29

Figure 2.2 Areal distribution of the 5405 shorelines mapped in this study (white dots) and those from the Ojibway basin (3098 shorelines, black dots; Godbout et al. 2020) to the north of the present-day continental drainage divide (dotted black line). 36

Figure 2.3 Examples of landforms mapped as shoreline indicators in the study. Comparisons between the landforms seen on a hill-shaded LiDAR-DTM and satellite imagery (Google Earth). A and B) Wave-

cut scarps carved in fine-grained glaciolacustrine sediments. C and D) Erosional strandlines developed in glaciofluvial deposits and deltaic landforms. See figure 2.1 for locations..... 37

Figure 2.4 Elevation-distance diagrams showing the latitudinal distribution of the 5405 shorelines mapped (green dots) and locations of key landforms discussed in the text. A) Diagram with present-day elevation and topography. Blue line shows the profile of the main hydrological (river) pathway. The horizontal segments are due to the presence of hydroelectric dams (black dots) which flood the landscape, thus masking the underlying geomorphology. Black dots and dotted lines show the location of marked topographic breaks thought to have acted as transient damming features during the deglaciation. See text for details. B) Diagram showing the latitudinal distribution of the 3940 shorelines retained (for the reconstruction (filtered dataset; see text for details) with elevation and topography set for the 8.5 ka BP interval. Note the tilted hydrological profile that reflects the differential uplift across the south-north transect. C) Same as in B, but with elevation and topography set for the 10.5 ka BP interval. 40

Figure 2.5 Elevation-distance diagram showing shorelines and two topographic profiles (D1 and D2) with elevations adjusted for a 8.5 ka paleotopography. Green dots are Lake Barlow shorelines from this study and grey dots are Lake Ojibway shorelines from Godbout et al. (2020). D1 and D2 correspond to the latitudinal profile of two river profiles shown in figure 2.8. Virtually tilted hydrological profile is also shown (blue lines). Extension of important lake levels documented in the Ojibway basin is shown with horizontal dotted lines: upper Kinojévis lake level (Ka); lower Kinojévis lake level (Kb); La Sarre lake level (LS); and Palmarolle lake level (P) (from Godbout et al., 2020). 42

Figure 2.6 Color-filtered LiDAR-DTM image of Opemica Narrows (ON) showing sediments of the lake McConnell moraine on the NE shore of the upper Ottawa River, ~16 km north of the village of Timiskaming. Maximum elevation of the moraine is 255 m (white line). Shorelines (white dots) are common between elevations of 255 m and 210 m). Below that limit, erosional landforms and chaotic features are present (red arrow). The SW shore (Ontario) is shown using satellite imagery (Google Earth). 43

Figure 2.7 Color-filtered LiDAR-DTM image of the South Timiskaming Channel (red arrow) incised in deposits of a large deltaic landform present on the NE shore of the Ottawa River. Maximum elevation of the deltaic sediments is shown with white dotted lines Erosional strandlines (white dots) are developed in the sediments flanking the channel. The SW shore (Ontario) is shown using satellite imagery (Google Earth). 44

Figure 2.8 A) Areal extent of Lake Barlow-Ojibway during the Angliers lake stage for a 120-m lake level (9.5 ka topography). B) Areal extent of Lake Barlow and Lake Ojibway for a (~143- m lake level around the time of the lower Kinojévis lake stage (8.5 ka topography). C) Areal extent of Lake Barlow for a 120-m lake level (8.5 ka topography)..... 48

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

AMOC: *Atlantic Meridional Overturning Circulation*

BP: *Before present*

¹⁴C: Carbone-14

CDSM: *Canadian Digital Surface Model* / Modèle numérique de surface canadien

DTM: *Digital Terrain Model* / Modèle digital de terrain

ESRI : *Environmental Systems Research Institute* / Institut de recherche en systèmes environnementaux

FC : Faille Cadillac

GIA: *Glacio-isostatic adjustment* / ajustement glacio-isostatique

GIS: *Geographic Information System* / Système d'information géographique

LAO: *Lake Agassiz-Ojibway* / Lac Agassiz-Ojibway

LiDAR : *Light Detection And Ranging*

LIS: *Laurentide Ice Sheet* / Inlandsis Laurentidien

LS : *LaSarre Lake level* / Niveau glaciolacustre LaSarre

MFFP : Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs

MNE : Modèle numérique d'élévation

MNT : Modèle numérique de terrain

MRC: Municipalité régionale de comté

MRNF : Ministère des ressources naturelles et de la faune

NTS: *National Topographic System* / Système topographique national

ON : *Opemica Narrows*

ONT : Ontario

OSL: *Optically Stimulated luminescence* / Luminescence optique stimulée

P : *Palmarolle Lake level* / Niveau glaciolacustre Palmarolle

RMSE: *Root Mean Square Error* / Erreur quadratique moyenne

SIG : Système d'information géographique

SIGEOM: Système d'information géominière

SNRC: Système national de référence cartographique

WCS: *Wave-cut Scarp* / Entaille sédimentaire par l'action des vagues

RÉSUMÉ

Le retrait de l'Inlandsis Laurentidien qui a recouvert une grande partie du Canada au cours de la dernière glaciation s'est accompagné par une production massive d'eau de fonte, dont une partie s'est accumulée à l'intérieur de bassins temporaires pour former de grands lacs glaciaires qui ont bordé la marge glaciaire en recul. Les modèles paléoclimatiques indiquent que les décharges répétées d'eau de fonte associées aux drainages abrupts de ces lacs glaciaires pourraient avoir déstabilisé la circulation thermohaline et causé des refroidissements climatiques importants. L'impact de ces décharges massives d'eau de fonte sur la circulation océanique et le climat demeure cependant encore mal connu en raison des incertitudes des modèles de déglaciation et le manque de données permettant de contraindre l'histoire et l'envergure de ces lacs.

La déglaciation du sud-ouest du Québec et de l'est de l'Ontario a été marquée par le développement du Lac glaciaire Barlow qui a inondé la vallée de la rivière des Outaouais au sud de la ligne de partage des eaux entre les bassins de la baie d'Hudson et celui du fleuve Laurent. Le retrait des glaces a entraîné l'expansion du lac vers le nord, ce qui a progressivement mené au développement du Lac glaciaire Ojibway qui a occupé une grande région au nord de cette ligne de partage des eaux continentales. Bien que l'évolution (configuration, volume) de ces lacs glaciaires soit d'une importance cruciale pour les reconstructions paléogéographiques et les études paléoclimatiques, l'histoire et la configuration du Lac Barlow restent insuffisamment documentées, notamment l'évolution des niveaux du lac et la nature et la localisation de la barrière physiographique qui a retenu les eaux du lac au sud, en plus de contrôler l'élévation des niveaux du lac. De plus, le contexte paléogéographique et la durée de l'épisode de coalescence du Lac Barlow-Ojibway demeurent encore mal connus.

Ce mémoire de maîtrise vise à résoudre ces problématiques et incertitudes via une étude basée sur la cartographie et mesures d'élévation de rivages surélevés et de formes de terrain similaires à partir de modèles numériques de terrain (MNTs) de type LiDAR qui couvrent le bassin du Lac Barlow dans la région du Témiscamingue et de l'Abitibi. Cette approche est combinée à des travaux de terrain afin de valider les observations cartographiques faites sur les MNTs. Les travaux ont fourni un inventaire de 5405 mesures de rivages qui ont été utilisés pour reconstituer l'étendue et l'évolution des niveaux du Lac Barlow. La reconstruction utilise également un MNT intégrant la paléotopographie du bassin (à 10,5 et 8,5 ka) afin de corriger la déformation (gauchissement) liée aux effets du relèvement glacio-isostatique, ce qui permet d'évaluer les différents modes de barrages possibles, ainsi que de circonscrire la localisation des exutoires potentiels. La distribution latitudinale des points d'élévation des rivages le long d'un transect nord-sud montre une séquence de niveaux du lac qui indique un abaissement régulier et presque uniforme de la surface du lac sous la limite maximale de submersion. Aucune évidence n'a été trouvée pour soutenir l'existence de niveaux distincts du lac (i.e., phases) tel que suggéré dans les études antérieures. La projection des niveaux subhorizontaux du lac identifie clairement la moraine du lac McConnell dans le sud du bassin comme le principal obstacle physiographique ayant pu barrer le lac – une forme de terrain qui a également régulé le surplus des eaux de fonte tout au long de l'épisode glaciolacustre. La comparaison entre l'enregistrement des rivages du Lac Barlow et celui du Lac Ojibway au nord démontre que les deux lacs ont partagé une surface commune pendant la majeure partie de la déglaciation. Cette connexion a duré jusqu'au premier abaissement majeur de la surface de ce grand lac, lequel a mené au drainage final du Lac Agassiz-Ojibway tard dans la déglaciation.

Ces résultats raffinent ainsi les reconstructions antérieures qui suggéraient un bref épisode de connexion, en plus d'apporter de nouvelles considérations sur l'étendue temporelle du lac ainsi que sur l'emplacement de l'exutoire qui contrôlait l'élévation de surface du Lac Barlow-Ojibway. Ensemble, ces résultats pointent vers un épisode glaciolacustre formé par la coalescence des Lacs Barlow, Ojibway et Agassiz au cours de la déglaciation tardive – formant ainsi de nouvelles contraintes importantes pour les estimés du volume d'eau de fonte contenu dans les lacs de barrage glaciaire qui ont occupé la région au sud de l'Inlandsis laurentidien.

Mots clés : lacs glaciaires, Lac Barlow, Lac Ojibway, déglaciation, Inlandsis laurentidien, cartographie LiDAR MNT, géomorphologie.

ABSTRACT

The retreat of the Laurentide Ice Sheet that covered most of Canada during the last glaciation was accompanied by a massive production of meltwater, part of which accumulated in temporary basins to form large ice-dammed lakes that fringed the retreating ice margin. Paleoclimatic models indicate that the repeated meltwater discharges associated with the abrupt drainages of these glacial lakes may have destabilized the oceanic thermohaline circulation and caused significant climatic cooling. However, the impact of these massive meltwater discharges on ocean circulation and climate remains poorly understood due to the uncertainties in current deglaciation models and the lack of field-based data that constrain the history and magnitude of these lakes and their meltwater volumes.

The deglaciation of southwestern Quebec and eastern Ontario was marked by the development of glacial Lake Barlow that flooded the Ottawa River valley south of the Hudson Bay/St. Lawrence River drainage divide. Ice retreat caused the lake to expand northward leading to the development of Lake Ojibway north of this continental drainage divide. The diachronous evolution (configuration, volume) of large-scale glacial lakes is of critical importance to paleogeographic reconstructions and paleoclimate studies. However, the history and configuration of glacial Lake Barlow remain inadequately documented, notably the evolution of its lake levels and the nature and location of the physiographic barrier that dammed the lake and controlled the evolution of lake levels, as well as its relationship with Lake Ojibway.

The research project of this master's thesis addresses these issues through the mapping and elevation measurements of raised shorelines and associated landforms using LiDAR-based Digital Terrain Models (DTMs) covering the basin of Lake Barlow, combined with fieldwork validation. We use an inventory of 5405 shoreline segments to reconstruct the extent and evolution of the lake levels. The reconstruction also uses a DTM integrating the basin paleotopography (at 10.5 and 8.5 ka) to correct for the deformation (tilt) linked to the effects of post-glacial uplift. The analysis of the latitudinal distribution of shoreline elevation-points along a north-south transect indicates a regular and near-uniform lowering of the lake surface just below the maximum limit of lake submergence, with no evidence for distinct higher-sitting lake levels (stages) as suggested in earlier studies. Projection of the sub-horizontal lake levels suggests that the Lake McConnell Moraine in the south of the basin was the main geomorphic feature damming the lake and regulating meltwater overflow throughout the glaciolacustrine episode. Comparison between the shoreline records from Lake Barlow and Lake Ojibway to the north demonstrates that the two lakes shared a common surface for most of the deglaciation – a connection that lasted until the first major lake-surface drawdown that led to the drainage of Lake Agassiz-Ojibway late in the deglaciation. These results thus refine earlier reconstructions that argued for a brief connection, in addition to bringing new considerations on the location of the outlet that controlled the areal extent of Lake Agassiz-Ojibway during the late deglaciation, with attendant implications for the lake volume before drainage.

Keywords: glacial lakes, Lake Barlow, Lake Ojibway, deglaciation, Laurentide Ice Sheet, LiDAR DEM mapping, geomorphology.

INTRODUCTION

La période Quaternaire fut marquée par la croissance d'importantes calottes glaciaires tel que l'Inlandsis laurentidien qui a recouvert une grande partie de l'Amérique du Nord. Le développement et l'évolution de ces volumes de glace dans l'hémisphère nord découlent en grande partie des variations des radiations solaires reçues sur Terre, lesquelles sont tributaires des changements de géométrie de l'orbite terrestre autour du Soleil (Hays et al., 1976; Imbrie et al., 1993). Les oscillations de températures engendrées par ce forçage astronomique ont entraîné une alternance entre de longues périodes glaciaires où le couvert de glace continental était important et des périodes interglaciaires courtes et chaudes avec des volumes de glace très réduits – des épisodes très bien documentés dans diverses archives géologiques et paléoclimatiques modernes (e.g., Liesicki et Raymo, 2005; Lüthi et al., 2008). Ces enregistrements font également état d'importantes perturbations qui se superposent aux cycles de glaciations et qui se sont produites à une échelle de temps cette fois décennale à millénaire, notamment durant la dernière période glaciaire et la déglaciation subséquente (Ruddiman et al. 1986; Bond et al., 1997; Clark et al., 2012). Ces excursions climatiques abruptes représentent une réponse à une combinaison de forçages externes, mais reflètent aussi des forçages internes liés à la dynamique propre des inlandsis. Ces changements ont eu des impacts d'une amplitude suffisante pour dérégler le climat de façon significative, notamment via des répercussions au sein des systèmes océaniques et atmosphériques (Clark et al. 1999). Un exemple de ces perturbations est survenu au cours de la dernière glaciation sous la forme de décharges massives d'icebergs qui furent relâchés épisodiquement dans l'océan Atlantique Nord suite à des épisodes de déstabilisation de l'Inlandsis laurentidien (Heinrich, 1988 ; Broecker et al. 1992; Bond et al., 1992; Broecker, 1994; Hemming, 2004). Plusieurs études montrent que l'injection massive de glace et d'eau douce associée à ces événements de Heinrich a ralenti la circulation thermohaline et a par le fait même induit des refroidissements climatiques de courtes durées qui sont bien documentés dans les carottes de glace du Groenland et autres archives paléoclimatiques (e.g., Bond et al., 1992. 1993; Bond et Lotti, 1995).

Des refroidissements majeurs sont également survenus lors de la dernière déglaciation qui débuta à la suite du réchauffement global qui a ultimement mené à la disparition de ces grandes calottes glaciaires (Shakun et al., 2012). Suite au dernier maximum glaciaire, alors que l'Inlandsis laurentidien occupait un vaste territoire qui s'étendait de l'Arctique canadien jusqu'au centre et nord-est des États-Unis (e.g., Clark et al., 2009; Dyke, 2004; Dalton et al., 2020), la fonte progressive de cette grande masse de glace a généré une importante quantité d'eau de fonte, dont le retour à l'océan a engendré une hausse rapide du niveau marin

global (Bard et al., 1990; Clark et al., 2012). Or, une partie de cette eau de fonte est demeurée piégée sur le continent à l'intérieur de grands lacs de barrage glaciaire qui ont occupé de vastes bassins qui étaient alors isostatiquement déprimés en raison de l'enfoncement provoqué par le poids de la glace au cours de la période glaciaire (Teller, 1987). Le retrait continu de la marge glaciaire a mené au développement de différents plans d'eau proglaciaires transitoires qui se sont succédé au front de l'inlandsis au fur et à mesure qu'il se retirait du territoire (Figure 1) (e.g., Teller, 1987; Veillette, 1988; Lewis et al., 2012; Dubé-Loubert et al., 2018). Ces lacs se sont éventuellement drainés vers l'océan grâce à la libération de voies de drainages et autres exutoires par le retrait des glaces.

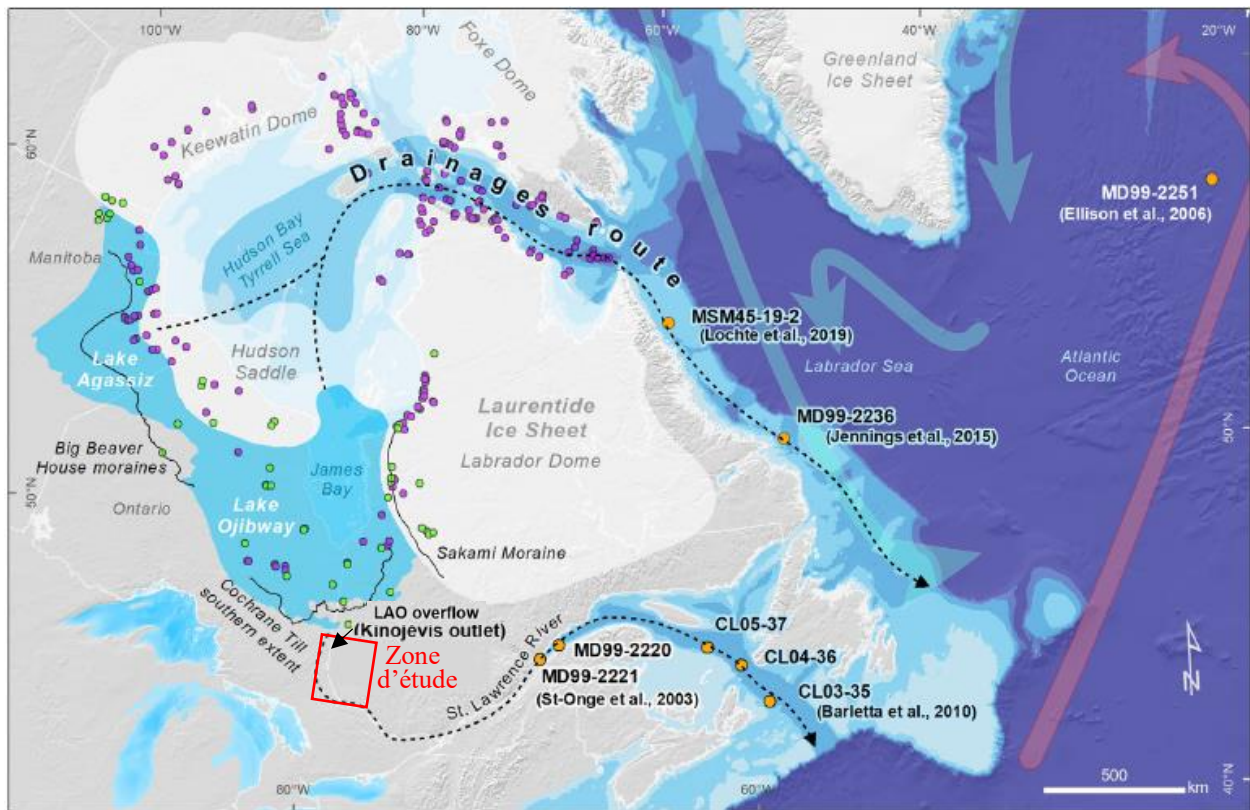


Figure 1 Carte schématique de l'Inlandsis laurentidien (*Laurentide Ice Sheet*; LIS) à 7.7 ¹⁴C ka (8.5 cal ka BP), incluant les lacs glaciaires Agassiz et Ojibway, ainsi que les différentes voies de drainage de l'eau de fonte (flèches noires tiretées). Les principaux courants océaniques sont montrés par des flèches bleues (apport d'eau froide) et rouges (apport d'eau chaude). La chronologie du drainage des lacs est basée sur une série d'âges radiocarbone représentés par des points verts (sédiments d'origine continentale) et des points mauves (sédiments d'origine marine). Les points oranges correspondent à l'emplacement de carottes de sédiments prélevés en milieu marin (et fluviatile) actuel (modifiée de Brouard et al., 2021).

Parmi les lacs glaciaires de grande envergure, on retrouve les lacs Agassiz et Barlow-Ojibway qui se sont formés à la marge sud de l'Inlandsis laurentidien et qui ont occupé de vastes étendues dans les prairies de l'ouest canadien et le bassin de la baie James dans l'est (Figure 1) (Elson, 1983; Teller, 1987; Thorleifson, 1996). Le retrait de la marge glaciaire vers le nord a ensuite causé la coalescence de ces lacs (Thorleifson, 1996; Dyke, 2004) et formé ainsi le grand Lac Agassiz-Ojibway. Ce lac se draina éventuellement vers 8200 ans dans l'Atlantique Nord via le détroit d'Hudson à la suite de l'effondrement de l'ensellement de glace qui recouvrait la partie sud de la baie d'Hudson (Dyke and Prest, 1987; Josenhans and Zevenhuizen, 1990; Veillette, 1994; Barber et al., 1999; Lajeunesse et St-Onge, 2008; Roy et al., 2011). Cet événement coïncide avec un refroidissement majeur – l'évènement de 8.2 ka – qui est enregistré dans les carottes de glace du Groenland et qui indique un retour à des conditions froides momentanées qui contrastent fortement avec le climat relativement chaud du début de l'Holocène (Alley et al. 1997, Kobashi et al., 2007; Thomas et al., 2007; Rasmussen et al., 2014). De nombreux enregistrements paléocéanographiques et modèles paléoclimatiques ont suggéré que l'injection massive d'une grande quantité d'eau douce dans la Mer du Labrador associée à la décharge du Lac Agassiz-Ojibway aurait modifié les conditions hydrographiques de ce secteur – une perturbation qui aurait supposément pu ralentir la circulation océanique méridionale de l'Atlantique (*Atlantic Meridional Overturning Circulation* – AMOC) et ainsi affecter le transport de chaleur vers les latitudes nord, engendra alors un refroidissement majeur dans ces régions nordiques (e.g., Barber et al., 1999; Ellison et al., 2006; Hillaire-Marcel et al., 2007; Kleiven et al., 2008; Jennings et al., 2015).

Malgré un certain consensus scientifique concernant le lien de causalité entre la décharge associée au Lac Agassiz-Ojibway et l'évènement de 8.2 ka, des travaux de modélisation de l'impact du drainage de ce lac sur la circulation océanique et le climat ont démontré que le volume du lac était fort probablement insuffisant pour causer une perturbation significative de l'AMOC, ou à tout le moins avoir un impact susceptible de reproduire la durée du refroidissement associé à l'évènement de 8.2 ka, soit 160 ans (Meissner et Clark, 2006 ; LeGrande et Schmidt, 2008 ; Carlson et al., 2009a ; Clarke et al., 2009). Conséquemment, d'autres mécanismes reliés à un retrait rapide de l'inlandsis laurentidien ont été évoqués pour expliquer un apport et/ou déversement rapide d'une grande quantité d'eau douce dans l'océan Arctique et l'Atlantique Nord autour de cet intervalle de la déglaciation. Différents modèles et mécanismes de retrait glaciaire font notamment appel à l'effondrement de la masse de glace qui occupait la baie d'Hudson, en plus de l'apport concomitant d'importantes quantités d'eau douce issues de la fonte elle-même de l'Inlandsis en recul. Ces évènements comptent parmi plusieurs facteurs couramment associés au refroidissement de 8.2 ka dans certaines modélisations paléoclimatiques (Carlson et al., 2009; Gregoire et al., 2012; Matero et al., 2017; Meissner et Clark, 2006; Dubé Loubert et al., 2018).

Ces travaux et modélisations soulignent donc la possibilité que l'évènement du refroidissement de 8.2 ka ait été causé par d'autres mécanismes de forçage en eau douce ou par une combinaison de différents forçages en eau douce distincts et de différentes magnitudes, lesquels auraient pu perturber l'équilibre du système océanique. Ces résultats soulignent également l'importance de mieux contraindre le(s) événement(s) ayant mené(s) à la vidange du Lac Agassiz-Ojibway, notamment le nombre de décharge et les volumes d'eau de fonte impliqués, ainsi que la chronologie de cet événement.

Une récente compilation d'environ 600 âges ^{14}C recensés à partir d'archives de sédiments marins et continentaux, combinés à des enregistrements géomorphologiques et de varves, a permis d'établir un cadre géochronologique pour les décharges du Lac Agassiz-Ojibway, démontrant qu'un épisode de drainage sous-glaciaire s'est produit à $\sim 8,22$ cal ka BP et que le second qui a suivi la rupture du barrage de glace s'est fait à $\sim 8,16$ cal ka BP (Brouard et al., 2021). Ces décharges d'eau de fonte sont coïncidentes à deux importants rejets d'eau douce enregistrés dans les carottes de sédiments de l'Atlantique Nord (e.g., Jennings et al., 2015), dont la plus grande est synchrone au début de l'évènement de 8,2 ka dans les carottes de glace du Groenland. Outre la chronologie et les mécanismes impliqués dans le drainage des lacs glaciaires, l'estimation des volumes d'eau impliqués lors de ces décharges est cruciale afin d'évaluer l'impact potentiel sur l'interface océan-climat (e.g., Teller, 2003; Clarke et al. 2004 ; Godbout et al. 2020). À cet effet, les modélisations numériques utilisent communément des estimés des volumes d'eau impliqués lors de la vidange du Lac Agassiz-Ojibway (Veillette 1994, Barber et al. 1999; Clarke et al. 2004). Or de récents travaux indiquent que ces volumes sont surestimés et qu'ils devraient être révisés (Roy et al., 2015; Godbout et al. 2020). De telles estimations dépendent étroitement de la qualité des reconstructions de l'évolution spatio-temporelle de l'étendue et donc du volume du lac tout juste avant sa vidange.

Afin de reconstruire adéquatement l'histoire tardive du Lac Agassiz-Ojibway, divers aspects de l'histoire respective de ces deux lacs doivent d'être approfondis. En effet, la compréhension de l'évolution de ces plans d'eau demeure à l'heure actuelle incomplète en ce qui a trait aux différents niveaux des lacs, à leur étendue, ainsi qu'aux différents exutoires y étant associés. Certaines reconstructions indiquent que le Lac Agassiz-Ojibway avait un niveau « pré-drainage » contrôlé par à l'élévation de l'exutoire de la rivière Kinojévis (Figure 1) (Thorleifson, 1996; Leverington et al., 2002; Teller et al., 2002; Godbout et al., 2020). Cet exutoire se trouve dans le sud du bassin Ojibway, aux environs de la ligne de partage des eaux continentale séparant les bassins de drainage de la baie d'Hudson et du fleuve Saint-Laurent (e.g., Veillette, 1994; Godbout et al., 2020). Bien que cet exutoire ait joué un rôle fondamental dans l'évacuation de l'excédent d'eau du Lac Ojibway avant et après sa présumée coalescence avec le Lac Agassiz, de même que sur l'élévation des différents niveaux ou phases glaciolacustres, la position et l'élévation exacte de cet

exutoire demeure encore mal connue aujourd'hui (e.g., Godbout et al., 2020). Ce manque de connaissances reliées à l'exutoire découle du manque de contraintes sur l'étendue des épisodes glaciolacustres, notamment au sud de la ligne de partage des eaux, de même qu'en raison de l'effet du relèvement glacio-isostatique qui a provoqué des variations temporelles importantes dans la position géographique et sur l'élévation de cette crête rocheuse et donc de l'exutoire.

Le rôle et la position transitoire de cet exutoire du Lac Ojibway fut initialement déterminé lors de reconstructions paléogéographiques faites par Vincent et Hardy (1977, 1979), lesquelles furent raffinées par les travaux de Veillette (1983, 1988, 1994). Ces travaux portent non seulement sur l'histoire tardive du Lac Ojibway, mais ils incluent aussi des contraintes sur le mode de retrait de la marge glaciaire dans le sud-ouest du Québec et le nord-est de l'Ontario – un territoire qui a été marqué par l'enneigement progressif de la vallée de la rivière des Outaouais, suivi du Témiscamingue et puis finalement de l'Abitibi. Ces travaux brossent donc le portrait général de la déglaciation, laquelle a débuté par le développement du Lac glaciaire Barlow qui correspond formellement au plan d'eau qui s'est formé au sud de la ligne de partage moderne des eaux continentale (Coleman, 1909). À la suite du retrait glaciaire au nord de cette limite, le Lac Ojibway s'est ensuite formé (Antevs, 1925). Ces deux lacs auraient coalescé durant un certain temps pour ensuite se scinder au moment où le rebond postglaciaire fit émerger le seuil topographique de la rivière Kinojévis qui serait alors devenu l'exutoire du Lac Ojibway. Par la suite, le Lac Ojibway aurait évolué de façon indépendante. Malgré ces grands traits de la déglaciation, l'histoire détaillée du Lac Barlow et de l'exutoire Kinojévis demeure encore mal connue avant et après cette séparation.

Le cadre paléogéographique illustrant les différents niveaux atteints par les plans d'eau formés par le Lac Barlow, le Lac Barlow-Ojibway et le Lac Ojibway a été défini à partir d'une faible quantité de données d'élévation de lignes de rivage et autres formes de terrain marquant le niveau glaciolacustre (Vincent et Hardy, 1977, 1979), hormis la limite maximale d'enneigement qui est bien définie (Veillette, 1994). Cette principale limitation découle principalement des caractéristiques du bassin glaciolacustre, lequel présente un couvert forestier dense nuisant grandement à la photo-interprétation, combiné à la difficulté d'accès au terrain d'étude d'un tel territoire (e.g., Godbout et al., 2020). De plus, les mesures d'élévation des lignes de rivages retrouvées présentent des incertitudes non-négligeables, découlant principalement des technologies utilisées à l'époque de ces travaux.

Ainsi, Vincent et Hardy (1977) ont d'abord avancé que l'enfoncement glacio-isostatique aurait pu expliquer à lui seul la retenue des eaux du Lac Barlow et conséquemment celles de l'épisode Barlow-Ojibway, et que l'émergence de seuils topographiques le long de la rivière des Outaouais en réponse au rebond postglaciaire

aurait mené à différentes phases (niveaux) glaciolacustres au cours de la déglaciation. Les bases du cadre regroupant ces différentes phases ont été définies en projetant l'altitude d'un faible nombre d'anciens rivages à une série d'exutoires formés par des ruptures de pentes importantes le long de la rivière Kinojévis et de la rivière des Outaouais au sud de Témiscamingue (Vincent et Hardy, 1977, 1979). Le contrôle des niveaux du lac par des seuils topographiques a aussi été remis en question dans d'autres études qui ont mis de l'avant le rôle de la moraine du lac McConnell dans le barrage des eaux de fonte et le développement du Lac Barlow (Antevs, 1925; Boissonneau, 1968; Veillette, 1983, 1988, 1994). Encore une fois, le manque de données sur les rivages et phases glaciolacustres associées, combiné à l'effet du rebond postglaciaire sur la topographie, rend complexe l'évaluation du lien entre cet obstacle topographique et l'altitude des différents plans d'eau faiblement définis. Similairement, l'importance des effets du rebond postglaciaire sur l'évolution spatio-temporelle de ces seuils (exutoires) est encore mal quantifié. Ces aspects indiquent que les différentes interprétations présentées dans ces reconstructions paléogéographiques doivent être considérées avec beaucoup de prudence, surtout en ce qui concerne l'évolution des différents niveaux et étendues associées aux phases des Lacs Barlow et Ojibway.

L'arrivée récente de modèles numériques d'élévation (MNE) de haute résolution dérivée de levés LiDAR a permis un nouveau regard sur la géomorphologie des régions des moyennes latitudes en raison du fait que cette technologie permet un rendu du relief faisant abstraction de la couverture végétale. Une étude récente effectuée par Godbout et al. (2020) dans le bassin du Lac Ojibway a produit un grand inventaire de mesures d'élévation de lignes de rivages cartographiées à partir d'un MNE LiDAR. Ces données ont permis de grandement raffiner la connaissance entourant la succession de différents niveaux intermédiaires et tardifs du Lac Ojibway. Toutefois, l'histoire de l'épisode coalescent du Lac Barlow-Ojibway et de la nature et position du seuil topographique servant d'exutoire, et de ce fait, l'épisode même du Lac Barlow, demeure encore mal définie en raison du manque de données qui subsiste sur les niveaux lacustres du bassin Barlow.

Enfin, bien que les reconstructions paléogéographiques présentent une chronologie générale robuste de la déglaciation du secteur basées sur des datations ^{14}C de sédiments de fond de lac à l'échelle régionale (Vincent et Hardy, 1977, 1979; Veillette, 1983, 1988, 1994), aucune contrainte chronologique directe n'est encore disponible sur les rivages ou autres formes de terrain glaciolacustres du Lac Barlow. Les enregistrements varvaires fournissent cependant un indice sur la durée de vie cumulée des deux lacs et ce, à partir du moment où le Lac Barlow s'est formé jusqu'au drainage final du Lac Ojibway; une durée d'environ 2100 ans (Antevs, 1925; Breckenridge et al. 2012; Godbout et al., 2019; Brooks, 2021). Conséquemment, la durée de l'épisode de coalescence des deux lacs demeure jusqu'à ce jour est encore inconnue.

Ce projet de maîtrise vise à raffiner les connaissances sur le développement et l'évolution du Lac glaciaire Barlow, notamment en ce qui a trait l'évolution de ses différents plans d'eau (niveaux), ses variations spatiales (étendues), en plus d'identifier le mécanisme d'endiguement des eaux et la position du ou des exutoires ayant pu contrôler son évolution au cours de la déglaciation. L'étude approfondie de ces différents éléments de l'histoire du Lac Barlow devrait aussi permettre d'évaluer sa relation avec le Lac Ojibway au nord, en plus de préciser l'influence du rebond postglaciaire sur l'émergence du seuil topographique formant la ligne de partage des eaux entre le bassin de la baie James et celui du fleuve Saint-Laurent. Spécifiquement, les différents objectifs du projet se résument en cinq points :

- 1) Reconstruire l'étendue des principales phases glaciolacustres du Lac Barlow avant et après sa séparation avec le Lac Ojibway grâce à la cartographie systématique et l'extraction de l'élévation d'anciennes lignes de rivages à partir de modèles numériques d'élévation dérivés de données LiDAR couvrant le bassin du Lac Barlow dans le sud-ouest du Québec;
- 2) Évaluer la correspondance entre les niveaux glaciolacustres cartographiés dans le bassin Barlow avec ceux présents dans le bassin du Lac Ojibway au nord afin d'identifier les rivages marquant la séparation de la phase Barlow-Ojibway, en plus de déterminer la position de l'émergence de la ligne de partage des eaux;
- 3) Contraindre la chronologie des principaux changements dans la configuration du Lac Barlow via l'utilisation de différentes compilations géochronologiques disponibles pouvant apporter des âges limites sur l'histoire du lac et de sa relation avec le Lac Ojibway;
- 4) Évaluer les différentes hypothèses sur le mode de barrage du Lac Barlow, à savoir les seuils topographiques le long de la rivière des Outaouais et la moraine du Lac McConnell, via une modélisation basée sur le système d'information géographique (SIG) permettant de projeter les lignes de rivages et autres formes de terrain cartographiées sur des modèles numériques d'élévation (MNE) avec des élévations corrigées pour les déformations glacio-isostatiques (i.e., en utilisant la topographie correspondant au temps de l'immersion glaciolacustre, c.f., paléotopographie).

Afin d'atteindre ces objectifs, les travaux seront principalement centrés sur une cartographie des lignes de rivage et autres formes littorales, à l'aide de modèles numériques de terrain de très haute résolution dérivés de levés aéroportés de type LiDAR, effectués par le ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs (MFFP).

Ce type de MNT de haute résolution fait abstraction du couvert forestier, ce qui permet d'obtenir un aperçu de la géomorphologie très détaillée et donne ainsi la possibilité de recenser des formes de terrain de quelques mètres d'envergure. Les MNTs LiDAR permettent aussi d'extraire les élévations de façon précise des différents éléments géomorphologiques. La cartographie des lignes de rivages Barlow sera ensuite validée par des observations de terrain dans le bassin Barlow. Les MNTs LiDAR permettront également l'étude de détail de la géomorphologie de corps sédimentaires tels que la moraine du lac McConnell et d'en extraire l'élévation maximale sur le flanc est de la rivière des Outaouais.

Le recensement des lignes de rivages ainsi que leur donnée d'élévation associée, a été fait à l'aide du logiciel ArcGIS (ESRI). L'ensemble des données cartographiques a ensuite été traité via une approche géomatique qui permet de rapporter toutes les valeurs d'élévation sur un cadre topographique tenant pour compte l'enfoncement glacio-isostatique prévalant au moment de l'immersion Barlow, lequel est obtenu via le modèle géophysique ICE 6G (Peltier, 2015). L'inventaire des mesures d'élévation a ensuite été couplé au modèle MNT afin de reconstruire l'évolution des niveaux du plan d'eau en tenant compte de l'enfoncement glacio-isostatique qui a affecté la région d'étude lors de la formation de ces plages. Cette méthodologie permet de contourner les complications reliées au gauchissement des lignes de rivages et facilite ainsi l'identification des différents niveaux glaciolacustres. Cela permet également d'établir des corrélations entre les phases glaciolacustres de différents bassins (e.g., Godbout et al., 2020), de même que de bien évaluer la relation entre les différents niveaux glaciolacustres et la position des différents éléments physiographiques et seuils topographiques ayant pu servir d'exutoires pour le lac.

L'approche géomatique permet aussi d'utiliser la projection des principaux niveaux du Lac Barlow-Ojibway afin de reconstruire la paléogéographie de l'étendue du plan d'eau, toujours en utilisant une paléotopographie représentative de l'enfoncement glacio-isostatique affectant la région à différents moments de la déglaciation. Cette reconstruction permet de circonscrire le niveau d'abaissement des eaux nécessaire pour que les deux plans d'eau se séparent.

Les travaux effectués apportent de nouvelles données de haute précision permettant de raffiner la connaissance entourant l'évolution du Lac Barlow, sa coalescence et sa séparation subséquente avec le Lac Ojibway. La contextualisation de l'inventaire des rivages dans un cadre paléogéographique tenant compte de la paléotopographie permet d'évaluer le rôle des seuils topographiques et d'identifier le ou les corps sédimentaires responsables du développement et de l'évolution du lac. Globalement, ces résultats forment une contribution importante et originale qui améliore notre compréhension de la dernière déglaciation du secteur d'étude.

Ce mémoire de maîtrise est divisé en 3 chapitres. D'abord, le premier chapitre brosse le portrait du cadre physiographique de la région du Témiscamingue et de la vallée de la rivière des Outaouais qui furent occupées par le Lac glaciaire Barlow. Ce chapitre fait aussi sommairement état des connaissances associées à la déglaciation du secteur et aux principaux épisodes ayant mené au développement des lacs glaciaires Barlow et Ojibway. Ensuite, le second chapitre forme le cœur du mémoire et regroupe l'ensemble des résultats de cartographie et les reconstructions paléogéographiques qui en découlent, lesquels sont présentés sous forme d'un article scientifique intitulé : *A LIDAR-based lake-level reconstruction of glacial Lake Barlow shows a long-lasting coalescence with Lake Ojibway during last deglaciation* qui sera soumis à la revue *Journal of Quaternary Science*. Enfin, ce mémoire se termine par une conclusion qui résume l'ensemble des travaux effectués et l'apport des résultats obtenus aux connaissances scientifiques aux domaines d'étude, soient la dernière déglaciation et la paléogéographie Quaternaire.

CHAPITRE 1

CONTEXTE PHYSIOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Ce chapitre présente un portrait sommaire de la physiographie de la région d'étude, ainsi qu'une mise en contexte de ses différentes caractéristiques géologiques pertinentes à la compréhension de la déglaciation du secteur ouest, sud-ouest du Québec. Le chapitre inclut également une présentation des principaux travaux ayant contribué à établir l'histoire du Lac glaciaire Barlow et de l'épisode de coalescence avec le Lac Ojibway.

1.1 Cadre physiographique

1.1.1 Localisation

La zone d'étude se situe dans la région administrative de l'Abitibi-Témiscamingue. Elle recouvre principalement la MRC de Témiscamingue ainsi que la partie sud des MRC de Rouyn-Noranda et de Val d'Or. Le secteur se limite à la portion québécoise du bassin du Lac Barlow en raison des limites de la couverture LiDAR (*Light detection and Ranging*) utilisée lors des travaux de cartographie (il n'existe aucun relevé LiDAR pour la portion adjacente en Ontario). Cependant, les modèles numériques de terrain (MNT) dérivés des données LiDAR couvrent la majorité du territoire ennoyé par le Lac Barlow. Ces modèles de haute résolution ont été générés par le ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs (MFFP) et la totalité du territoire couvert englobe le feuillet SNRC 31M (1 : 250 000) et certaines parties des feuillets 31N, 31L, 32C et 32D assemblés à partir de feuillets individuels (1 : 20 000) (Fig. 1.1). Outre le volet cartographique, la totalité du territoire occupé par le Lac Barlow est incluse dans la modélisation de son extension géographique qui sera traitée dans le chapitre 2 de ce mémoire.

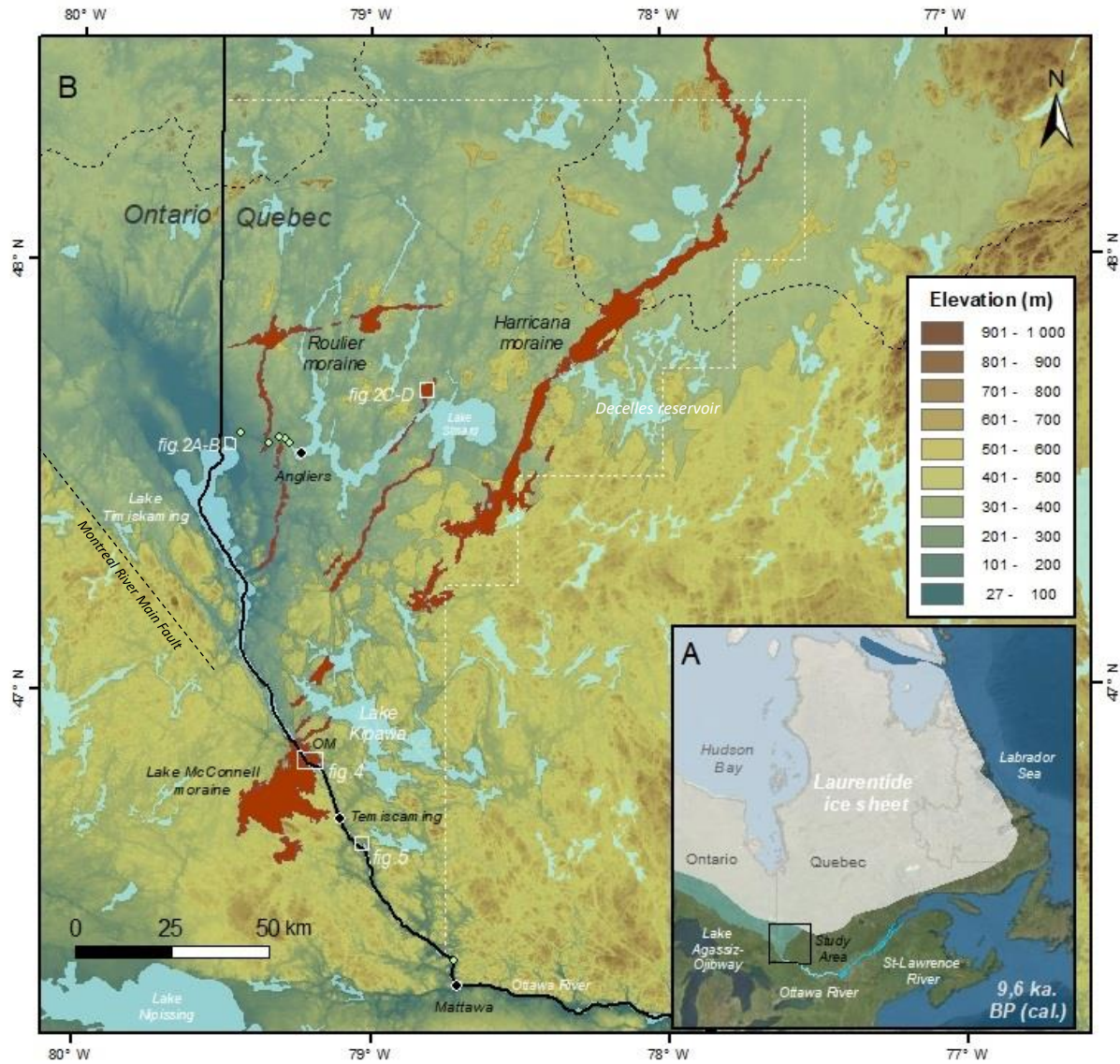


Figure 1.1 A) Localisation de la zone d'étude par rapport à l'Inlandsis laurentidien durant la dernière déglaciation (~9,6 cal ka BP; Dalton et al., 2020). B) Modèle numérique de terrain de la région d'étude avec la superficie de la couverture LiDAR utilisée (trait pointillé blanc). On y retrouve aussi les principales moraines de la zone d'étude, l'étendue glaciolacustre maximale (teintes bleutées; modifiée de Veillette, 1994) et la ligne de partage des eaux continentales (tireté noir), ainsi que la localisation des principales villes (points noirs) et barrages hydroélectriques (points verts). Les annotations présentes sur cette figure réfèrent au contenu de l'article scientifique présent au chapitre 2.

1.1.2 Climat et végétation

Le climat de la région du Témiscamingue est de type continental tempéré froid (Richard et Larouche, 1989). La température moyenne enregistrée dans le secteur est de 2° C et le climat continental présente des écarts extrêmes de température annuels de l'ordre de 70° C. Ces conditions climatiques sont localement modifiées aux alentours des grands lacs tel que le lac Témiscamingue qui rend la météo un peu plus clémente. Les précipitations sont faibles en hiver en raison du climat continental et les vents dominants annuels proviennent de l'ouest. La zone d'étude est divisée en trois domaines bioclimatiques distincts : la sapinière à bouleau blanc (nord du Témiscamingue et Abitibi), la sapinière à bouleau jaune (basses-terres du Témiscamingue) et l'érablière à bouleau jaune (sud du lac Témiscamingue). Une transition entre la forêt décidue et boréale s'effectue donc du sud vers le nord du secteur. La majeure partie du Témiscamingue présente un couvert forestier dense, sauf pour les basses-terres du lac Témiscamingue dont l'usage est principalement agricole (MDDELCC, 2015).

1.1.3 Réseau hydrographique

Le Lac Barlow a occupé le secteur du bassin versant de la rivière des Outaouais (c.f., Veillette, 1994). Le drainage moderne de la partie septentrionale du secteur d'étude s'effectue d'est en ouest, du réservoir Decelles vers le lac Témiscamingue. La rivière des Outaouais achemine ensuite les eaux du lac Témiscamingue au lac des Deux-Montagnes et donc vers le fleuve Saint-Laurent. Les lacs Simard, des Quinze, Kipawa et Témiscamingue représentent les plus grands lacs de la zone d'étude. Les rivières des Outaouais, Kiwapa, Lavallée, Fraser, Montréal et Kinojévis sont les principales rivières du secteur (MDDELCC, 2015). Le segment reliant le lac Simard au lac Témiscamingue à l'ouest via le lac Des Quinze suit un gradient de pente important caractérisé par la présence de plusieurs seuils topographiques (rapides) séparés par une succession de barrages hydroélectriques (Blanchard, 1949) localisés près du village d'Angliers (Figure 1.1).

Cette succession comporte 5 principaux ouvrages hydroélectriques : 1) Le barrage des Quinze (Laverlochère-Angliers); 2) Le barrage principal de Rapides-des-Quinze (Laverlochère-Angliers); 3) la centrale de Rapides-des-Quinze (Saint-Eugène-de-Guigues); 4) le barrage des Rapides-des-Îles (Saint-Eugène-de-Guigues); 5) le barrage de la Première-Chute (Notre-Dame-du-Nord). L'édification de cette série de barrages a eu pour effet de modifier l'élévation des plans d'eau, principalement en rehaussant leurs niveaux dans le secteur amont de la série de barrages (lac Des Quinze et Simard). Cette modification du drainage a un certain impact marqué sur la cartographie d'anciens rivages glaciolacustres puisque les formes de terrain associés aux niveaux tardifs (basses élévations) du Lac Barlow sont maintenant submergées.

1.1.4 Physiographie du bassin Barlow

Le cœur du bassin du lac Barlow correspond aujourd'hui aux basses-terres du lac Témiscamingue – une dépression directement liée à la présence du graben de Timiskaming (Doughty, 2013) et qui a favorisé l'accumulation des eaux de fonte lors de la dernière déglaciation. De façon spécifique, les eaux du Lac Barlow ont atteint la limite ouest du graben de Timiskaming jusqu'à la faille de la rivière Montréal (*Montreal River Main Fault*; Doughty et al., 2013) située dans l'axe de la rivière Montréal et qui est limitée à l'ouest par un relief variant entre 300 et 350 m d'élévation (Fig 1.1). Le centre-est du bassin se situe dans les environs du lac Simard, un secteur dont les élévations varient entre 250 et 350 m. Vers l'est, la limite de la zone ennoyée est bordée par des hauts topographiques associés au front du Grenville qui atteignent des élévations de 350-500 m. Cette limite se profile dans un axe NE-SO et est située à l'est du réservoir Decelles. L'altitude de ce secteur est plutôt variable et elle atteint par endroits des valeurs supérieures à 600 m (Fig. 1.1).

La présence du graben du Témiscamingue ainsi que certains hauts topographiques associés à la province géologique du Grenville mentionnés ci-haut représenta donc en soit un contexte géomorphologique propice à la rétention de l'eau de fonte dans la région du Témiscamingue. Durant la dernière déglaciation, l'enfoncement glacio-isostatique de la croûte terrestre a accentué cette caractéristique déjà favorable au piégeage d'eau de fonte, notamment par un enfoncement plus prononcé au nord que dans le sud (e.g., Vincent et Hardy, 1977; Veillette 1994). Le bassin évolua par la suite en réponse au rebond postglaciaire, un réajustement qui perdure encore aujourd'hui (Veillette, 1994; Peltier, 2015). Cette évolution explique pourquoi différents rivages de même âge formés dans un plan horizontal (même niveau glaciolacustre) sont aujourd'hui retrouvés à des altitudes plus élevées dans le nord de la région que dans le sud.

1.2 Cadre géologique du substratum rocheux

Le socle du secteur d'étude comprend trois grands ensembles géologiques régionaux distincts : la Province du Supérieur (sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac); la Province du Grenville; et les formations rocheuses ordoviciennes et siluriennes présentes aux abords du lac Témiscamingue (Fig.1.2) (Dix et al. 2007).

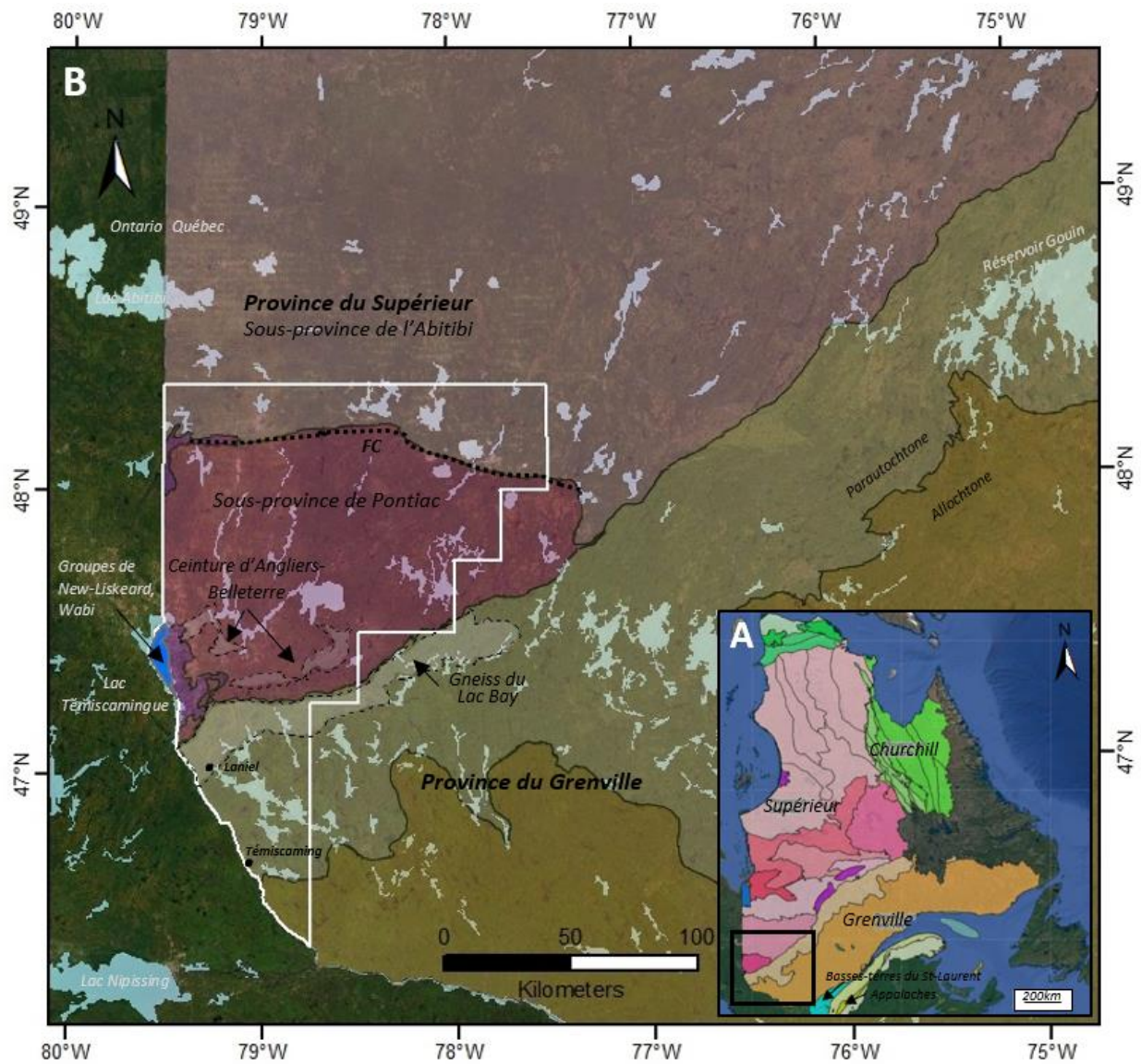


Figure 1.2 A) Principales provinces géologiques du Québec. B) Principaux ensembles géologiques retrouvés au sein de la zone d'étude (encadré blanc). FC: Faille Cadillac (position approximative). Données extraites du SIGEOM.

1.2.1 La Province du Grenville

La partie sud de la zone d'étude située entre les villages de Témiscaming et Laniel (Fig. 1.2) est constituée de granitoïdes et de métasédiments gneissiques d'âge principalement protérozoïque, appartenant au domaine allochtone de la Province du Grenville. Tout juste au nord, on passe à des roches archéennes fortement déformées appartenant au domaine du parautochtone tel celui regroupant le gneiss du lac Bay (2688 ± 3 Ma; Feng. et al. 1993) (Fig. 1.2).

1.2.2 La Province du Supérieur

Au Nord du front du Grenville se retrouve la sous-province du Pontiac qui représente l'ensemble géologique principal du secteur ayant été occupé par le lac Barlow. La sous-province est caractérisée principalement par la présence de batholites archéens entourés de méta-sédiments néoarchéens. Une ceinture de roches vertes (Anglier-Belleterre) est également présente dans la partie Sud de la sous-province (e.g. Sawyer et Barnes, 1994) (Fig. 1.2).

La limite septentrionale du secteur d'étude comprend la partie sud de la sous-province d'Abitibi. La faille Cadillac (ou Cadillac Larder-Lake) sépare la Sous-Province du Pontiac de celle d'Abitibi (Fig. 1.2) (Corfu and Nobel, 1992). Les roches qu'on retrouve dans cette dernière consistent en des ceintures de roches vertes archéennes entourées d'intrusions de granitoïdes.

1.2.3 Formations paléozoïques (Lac Témiscamingue)

Les roches les plus jeunes retrouvées dans la zone d'étude se retrouvent dans la région du lac Témiscamingue et se prolongent vers le nord-ouest dans l'axe du graben de Timiskaming. Les groupes de Wabi et New-Liskeard incluent des roches sédimentaires formées à la fin de l'Ordovicien et durant le Silurien précoce dans un bassin intra-cratonique. Cette série est principalement caractérisée par des carbonates dolomitiques fossilifères et des évaporites (Dix et al. 2007) (Fig. 1.2).

1.3 Le graben de Timiskaming

Le corridor structural du Graben de Timiskaming a une orientation NO-SE et est caractérisé par une série de failles normales et décrochantes ancrées dans le socle précambrien (Dix et al., 2007). Le graben fait 400 km de long, 50 km de large et il s'étend de la faille de Cross Lake jusqu'à la faille du barrage des Quinze (Fig. 1.3). Le graben représenterait une extension du graben d'Ottawa-Bonnechère et s'étend vers le sud-est en recoupant la zone tectonique du front du Grenville (Doughty et al., 2013). Le « *Cobalt embayment* » (2,4 Ga; Doughty et al., 2010) serait l'évènement extensif principal ayant mené au développement du graben.

Une réactivation ultérieure du Graben serait ensuite survenue lors des démembrements des supercontinents de la Pangée et de Rodinia, ainsi que lors des différentes phases de l'orogénie appalachienne (Mazzoti, 2007; Doughty et al., 2010). Le Graben est encore sismiquement actif, comme le montrent des structures de déformation présentes dans les sédiments de la région (e.g., Doughty et al., 2013). Le tremblement de terre de Timiskaming en 1935 d'une magnitude de 6,2 représente une des secousses les plus importantes enregistrées dans toute la région. Son épicentre se trouvait sous le lac Kipawa (Doughty et al., 2010) (Figure 1.3).

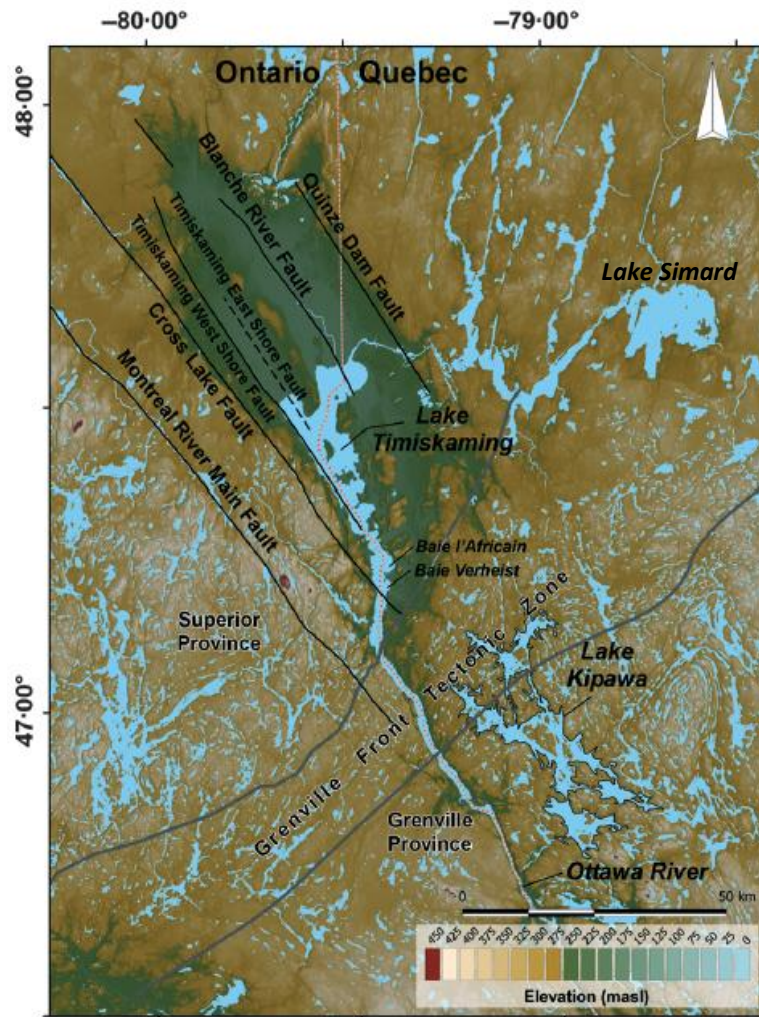


Figure 1.3 Principaux éléments structuraux du Graben de Témiscaming (Modifié de Doughty et al., 2013).

1.4 Géologie du Quaternaire

La déglaciation du sud-ouest du Québec et l'invasion glaciolacustre concomitante de la vallée de la rivière des Outaouais ont fait l'objet de plusieurs travaux depuis le début du 19^e siècle (e.g., Barlow, 1899). La plupart des anciennes publications incluent des données fragmentaires provenant d'observations de terrain souvent sommaires et locales, obtenues dans le cadre de travaux de reconnaissance géologique générale. Ces travaux se sont effectués à une époque où les méthodes de terrain, d'échantillonnage, de datation, de même que l'accès au territoire étaient limitées. Au début des années 1900, la connaissance portant sur la déglaciation et la présence d'un lac proglaciaire au Témiscamingue, se limitait à différents recensements de dépôts quaternaires associés à un épisode d'enneigement régional alors méconnu. Les premières reconstitutions de l'histoire tardiglaciaire et postglaciaire de la région parurent au début du 20^e siècle. La parution de certaines synthèses géologiques telles que celles de Cooke et al. (1931), Hume (1920, 1925), ainsi que Wilson (1908, 1911, 1918) marque les débuts des travaux portant sur la reconstitution de l'histoire quaternaire de la région (c.f., Vincent, 1971).

1.4.1 Déglaciation régionale

Barlow (1899, 1907) présenta certaines des premières contributions importantes à la connaissance de la déglaciation régionale du secteur d'étude. Il rapporta un recensement de stries documentant un mouvement glaciaire tardif vers l'ESE près du lac Témiscamingue. Ce mouvement recoupait donc le mouvement régional majeur associé à la phase principale de glaciation du territoire, vers le SSO, auparavant recensé dans la partie nord du lac Témiscamingue. Cet écoulement glaciaire tardif vers l'ESE était selon lui associé à une langue de glace qui a occupé la région lors de la déglaciation. Ses observations sont parmi les premières indiquant que le recul de deux masses en séparation se serait effectué dans une direction différente du principal écoulement recensé pour la glaciation. Cette hypothèse fut subséquemment validée et raffinée par de nombreux travaux (Hardy, 1976; Vincent et Hardy, 1977; Veillette, 1983, 1988, 1994). Plus tard, Wilson (1918) avança qu'une autre langue de glace aurait bloqué la vallée de la rivière des Outaouais au sud du lac Témiscamingue, ce qui aurait expliqué la retenue des eaux de fonte au nord du bassin post-Algonquin. Antevs (1925) reprit ensuite certaines conclusions de Wilson, mais attribua plutôt le blocage méridional du lac à un barrage morainique. Il reprit aussi une hypothèse de Barlow et affirma que tout le secteur a subi un enfoncement glacio-isostatique vers le NNE lors de la déglaciation. Antevs fut également le premier à présenter un taux de retrait glaciaire (138m/an) pour le secteur des basses-terres du Témiscamingue, calculé à partir de l'étude de séquences varvaires aux alentours du lac Témiscamingue. Antevs (1925) présenta également une première reconstruction schématisant la position de la marge glaciaire en retrait vers le NO du lac Témiscamingue pour des intervalles de 100 ans (Vincent, 1971).

Par la suite, Hughes (1959) repris les données d'Antevs et révisa le taux de retrait à 168-282 m/an. Les travaux de cartographie de dépôts morainiques en Ontario par Boissonneau (1968) et au Québec par Prest et al. (1968) ont permis d'établir que la marge glaciaire se serait retirée vers le NE pour la région grossièrement située à l'est de la vallée de la rivière des Outaouais et vers le NO pour la région à l'Ouest. Ce patron de recul aurait été causé par le début de la séparation de la marge glaciaire vers les centres d'écoulement des glaces associés du dôme du Keewatin au nord-ouest et à celui du Labrador situé au nord-est; un processus qui a mené au développement du dôme de la baie d'Hudson. La moraine du lac McConnell cartographiée par Boissonneau (1968) se serait formée dans un réentrant causé par l'amorce de cette séparation du front glaciaire dans la région (Veillette, 1988). Lovell et Caine (1970) ont également rapporté que le retrait des glaces vers le NNO aurait pu être influencé par un contrôle structural associé au graben de Timiskaming qui se profile dans le même axe et qui représente un important creux topographique, occupé aujourd'hui par le lac Témiscamingue qui atteint une profondeur de plus de 80m (Vincent, 1971; Doughty et al., 2013). Prest (1970) présenta ensuite une première carte montrant le recul de la marge glaciaire pour la région d'étude, lequel était appuyée d'une chronologie globale tirée d'une compilation d'âges radiocarbone recensés à l'échelle du Canada. Les travaux de Hardy (1976) et Vincent et Hardy (1977) ont par la suite associé la moraine interlobaire Harricana au nord-est de la zone d'étude au scindement des glaces ayant caractérisé la déglaciation du sud-ouest du Québec. Selon Veillette (1983, 1988), la moraine du lac McConnell pourrait être l'extension sud-ouest de la moraine Harricana, impliquant que les deux moraines auraient été mises en place dans un contexte identique.

Un modèle de retrait glaciaire appuyé de 39 datations au radiocarbone effectuées sur la matière organique postglaciaire récupérée de lacs et d'étangs présents dans la région appuie le modèle d'une déglaciation régionale impliquant une séparation du front glaciaire dans l'axe de la moraine du lac McConnell et de la moraine Harricana. La chronologie et le patron de déglaciation s'appuie également sur la position de moraines telles que la moraine de Roulier, là où des recouvrements de stries indiquent la présence de lobes de glaces et de réentrants le long de la marge glaciaire (Fig. 1.4) (Veillette 1983, 1988, 1994). La déglaciation et l'épisode glaciolacustre subséquent de la région au nord de la moraine du lac McConnell aurait débuté il y a 10,1 ka ^{14}C BP et la déglaciation de tout le secteur d'étude, aurait été complétée entre 9,5 ka ^{14}C BP et 9,0 ka ^{14}C BP (Veillette, 1988, 1994).

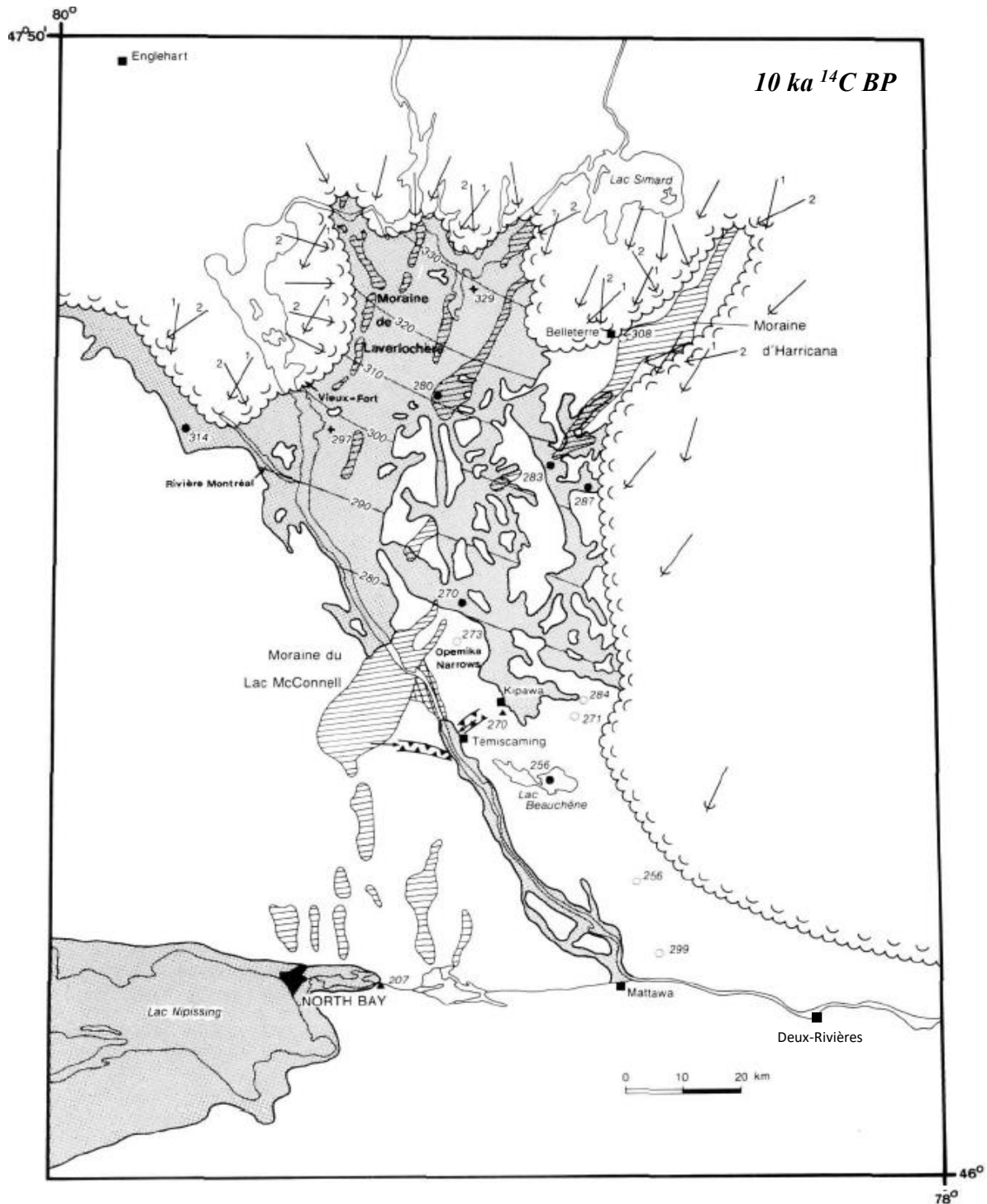


Figure 1.4 Reconstruction schématique de la configuration de la marge glaciaire en retrait avec l'étendue du Lac Barlow autour de ~10 ka ¹⁴C BP impliquant un barrage des eaux de fonte par la moraine du lac McConnell. Modifié de Veillette (1988, 1994).

1.4.2 Le Lac glaciaire Barlow

1.4.2.1 Travaux historiques

Coleman (1909) fut le premier à avancer qu'un lac proglaciaire aurait existé au nord de la ligne de partage des eaux séparant le secteur du lac Nipissing du sud-ouest de la vallée de la rivière des Outaouais présente au nord-est (Fig. 1.1). Wilson (1918) revisita certaines conclusions de Coleman et suggéra que le plan d'eau succédant au Lac glaciaire Algonquin se développa de façon indépendante. Il le nomma ensuite Barlow (c.f., Vincent, 1971). Antevs (1925) avança ensuite que les varves retrouvées aux abords du lac Témiscamingue et celles retrouvées au nord de la ligne de partage des eaux séparant le bassin versant de la baie d'Hudson de celui du fleuve Saint-Laurent auraient été mises en place dans un même plan d'eau (Barlow-Ojibway). Alors que Wilson (1918) attribua la retenue des eaux à un culot de glace bloquant la vallée des Outaouais, Antevs (1925) proposa l'idée d'un barrage morainique situé dans la vallée de la rivière des Outaouais. Il fallut plusieurs décennies pour que cette hypothèse soit appuyée par des données de type géomorphologique et sédimentaire (Boissonneau, 1968; Veillette, 1988, 1994). Entre temps, d'autres auteurs attribuèrent la retenue des eaux à l'enfoncement glacio-isostatique qui aurait piégé les eaux au nord de seuils naturels (roc) retrouvés le long de la rivière des Outaouais, dans le sud du bassin Barlow (Vincent et Hardy, 1977). Une présentation des principaux travaux effectués avant 1971 est présentée dans Vincent (1971).

Une des premières synthèses comprenant une reconstruction de l'étendue du Lac Barlow fut produite par Vincent et Hardy (1977). Cette reconstruction est basée sur des données de terrain provenant de 37 sites d'observations (dont 2 sites rejetés) qui incluent des mesures d'élévation de formes de terrain associées au Lac Barlow, lesquelles ont été compilées à partir de publications antérieures ou inédites. Les données comprennent l'élévation et la position de limites de délavage, de plages perchées ou de lignes de rivages incisées dans des différents dépôts ou formes de terrain diverses. Les élévations ont été mesurées sur le terrain (baromètre anéroïde, altimètre, théodolite, etc.) ou proviennent de cartes topographiques. À ces lignes de rivage marquant des niveaux intermédiaires ou maximal s'ajoutent des données d'altitude de quelques lacs qui comprennent (ou non) des indicateurs biologiques soutenant une submersion glaciolacustre (Dadswell, 1974). Les auteurs ont placé ces données sur un profil orienté vers N20°, qui inclut également un profil (topographique) d'élévation des principaux cours d'eau de la région (Fig. 1.5).

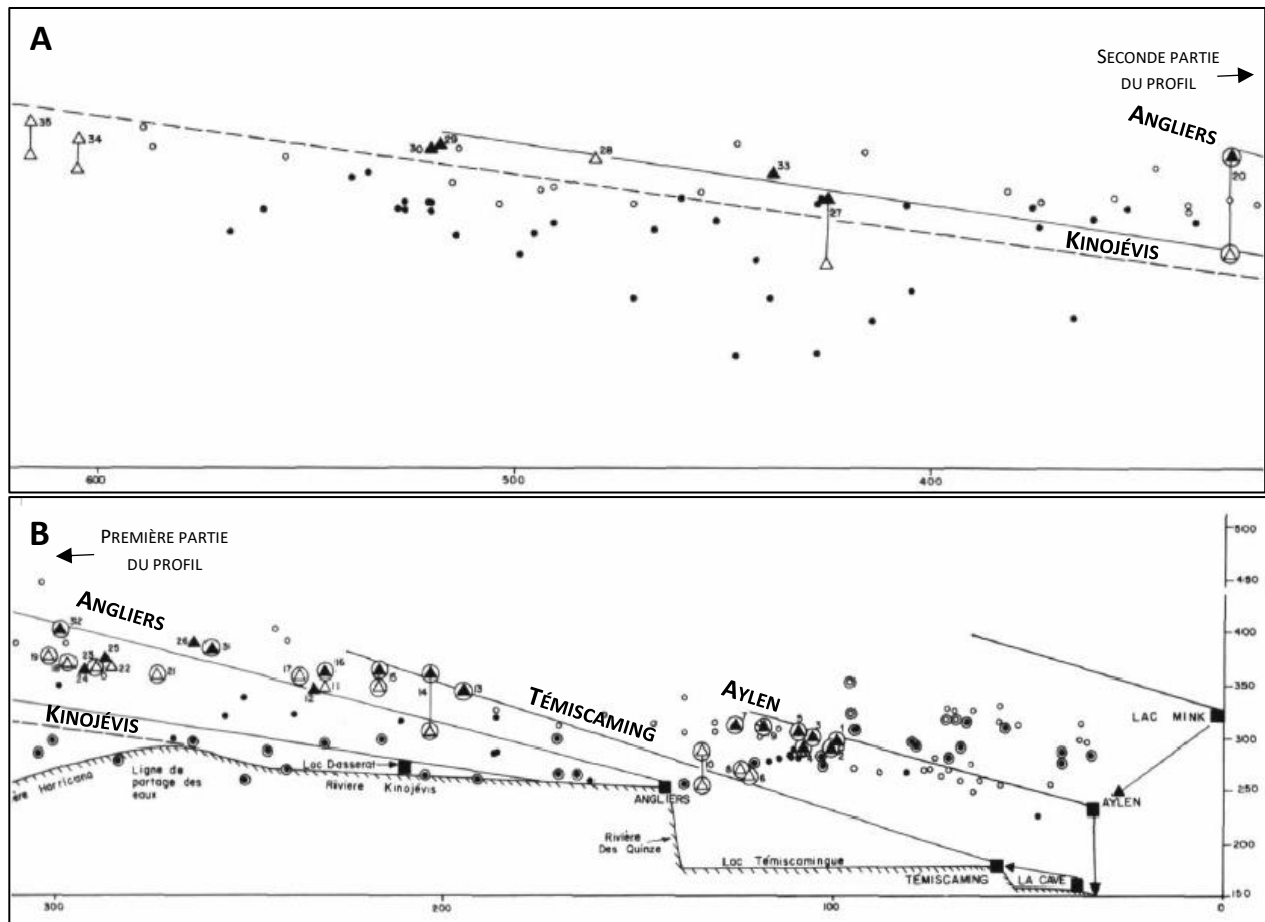


Figure 1.5 Profil longitudinal orienté vers N20° présentant différents niveaux glaciolacustres (traits noirs) associés à des exutoires (carrés noirs), incluant les élévations de lacs contenant des organismes indicateurs de submersion glaciolacustre (points noirs) ou non (points blancs). Position projetée et élévations de lignes de rivage marquant un niveau intermédiaire (triangles blancs), maximal (triangles noirs). Les triangles encerclés correspondent à des lignes de rivages retrouvées à l'ouest de la moraine. Modifié de Vincent et Hardy (1977).

Ce profil leur a permis de tracer des niveaux glaciolacustres interprétés à partir du regroupement de certains rivages (plages, limites de délavage, etc.) à l'intérieur de plans inclinés, lesquels ont été rattachés à des seuils présents le long d'un profil topographique représentant le drainage moderne, lesquels prennent la forme de rapides présent le long de la rivière des Quinze, situés près du village d'Angliers (Fig. 1.5). Par la suite, ces plans inclinés ont servi à établir une reconstitution schématique de l'étendue paléogéographique des niveaux interprétés. Les auteurs nommèrent ces phases, les phases de Aylen (exutoire à Deux-Rivières, Ontario) et de Témiscaming (village de Témiscaming) (Fig. 1.5). Ensuite, le retrait des glaces mena à l'incursion des

eaux glaciolacustres dans le bassin Ojibway au nord de la ligne de partage des eaux (Fig. 1.1). Cet intervalle mena à la phase de Temiscaming qui inclut la coalescence des lacs Barlow et Ojibway, tandis que la régression du plan d'eau mena à l'isolement du Lac Ojibway qui débute par la phase Angliers.

Les travaux de Vincent et Hardy (1977, 1979) furent ensuite revisités et modifiés par Veillette (1983, 1988, 1994) qui reprit essentiellement la même méthode pour reconstruire les niveaux/phases glaciolacustres du Lac Barlow. L'auteur incorpore à sa reconstruction plus de 400 mesures (52 sites) d'élévation de lignes de rivages et deltas marquant le niveau glaciolacustre maximal ainsi que les données de 101 lacs incluant ou non des indicateurs biologiques d'invasion glaciolacustre, tel que défini par Dadswell (1974). Ces données ont été jointes à une reconstruction spatio-temporelle exhaustive pour la déglaciation régionale. Cette reconstruction inclut notamment de nombreuses données obtenues lors de diverses campagnes de cartographie (positions de moraines, types de dépôts, stries, etc.) ainsi qu'un apport chronologique important basé sur la datation radiocarbone de sédiments de fonds de lacs (43 âges ^{14}C) (Veillette, 1988). Ces données ont permis de projeter divers niveaux glaciolacustres de façon à reconstruire l'extension paléogéographique du Lac Barlow et du Lac Ojibway. Ces travaux et autres considérations géologiques ont permis d'identifier l'important volume de sédiments formant la moraine du lac McConnell à Opemica Narrows (Fig.1) comme étant un candidat potentiel pour barrer le Lac Barlow, à tout le moins durant une partie de son existence (Veillette, 1988).

La phase Aylen (Vincent et Hardy, 1979) a donc été révisée par Veillette (1988) qui a associé cette phase précoce à un exutoire près de Deux-Rivières et qu'il renomma Deux-Rivières-Bissett Creek (au lieu d'Aylen), mais qu'il associa à un plan d'eau d'une configuration différente. La phase de Temiscaming (Vincent et Hardy, 1979) fut remplacée par les phases 1 et 2 du barrage de la moraine du lac McConnell. Contrairement à un exutoire auparavant placé à la hauteur du village de Témiscaming, le Lac Barlow aurait été bloqué à son extrémité sud par les dépôts d'envergure de la moraine ainsi que par des accumulations importantes de till situées directement en aval, dans l'axe de la rivière des Outaouais (Veillette, 1988) (Fig.1.4).

Malgré leurs contributions importantes, les reconstructions de Vincent et Hardy (1977, 1979) et de Veillette (1983, 1988, 1994) demeurent basées sur des données fragmentaires, avec des précisions moindres, en particulier pour les phases postérieures à la phase maximale d'inondation. Cette lacune au niveau des données sur lesquelles sont basées ces reconstructions reflète l'accès difficile au terrain d'étude, la couverture végétale dense qui nuit à la photo-interprétation et par les limitations technologiques de l'époque. Ces limitations impliquent que les différents niveaux glaciolacustres rapportés et les reconstructions

associées devraient être considérés avec beaucoup de prudence. Néanmoins, le modèle général de la déglaciation et de l'ennoiement progressif menant à l'existence du Lac Barlow demeure valide, tout comme les caractéristiques générales de son évolution en réponse au rebond postglaciaire.

1.4.3 L'épisode Barlow-Ojibway

Les travaux de Vincent et Hardy (1977, 1979) et de Veillette (1983, 1988, 1994) documentent de façon générale l'évolution du Lac Barlow jusqu'au retrait glaciaire au nord de la ligne de partage des eaux qui sépare le bassin versant de la baie d'Hudson et le bassin versant du fleuve Saint-Laurent (Fig.1.1). À partir de lignes de rivages, de la dispersion d'indicateurs biologiques et d'éléments morfo-sédimentaires, ces auteurs ont déduit qu'avant de se scinder de part et d'autre de la ligne de partage des eaux, les lacs Barlow et Ojibway ont partagé un seul plan d'eau (Lac Barlow-Ojibway) durant une certaine période. Cependant, la durée de cet épisode coalescent demeure inconnue car ces reconstructions ne sont contraintes dans le temps que par une connaissance générale de la chronologie de la déglaciation du secteur. De plus, ces travaux ne permettent pas d'identifier le niveau glaciolacustre auquel les deux plans d'eau se séparent en raison du manque de données probantes (lignes de rivages) y étant associées ainsi qu'à la quasi-absence de contraintes portant sur la paléotopographie des bassins (i.e. les effets de l'ajustement glacio-isostatique).

D'autres travaux démontrent également que les Lacs Barlow et Ojibway ont coalescé durant un certain temps au cours de la déglaciation. En effet, les premiers travaux sur des séquences de varves recensées dans chacun des deux bassins ont documenté des variations d'épaisseurs de couplets identiques, démontrant ainsi que ces lacs ont partagé une surface commune (Antevs, 1925; Hughes, 1959). Avec le temps, plusieurs autres séquences de varves retrouvées dans l'un ou l'autre des bassins ont été décrites, compilées et révisées (e.g., Breckenridge et al., 2004, 2012; Daubois et al., 2014; Godbout et al., 2020; Brooks, 2021). Malgré ce raffinement considérable des connaissances concernant l'histoire du Lac Barlow-Ojibway (et Agassiz-Ojibway), la durée de l'existence du Lac Barlow-Ojibway demeure incertaine. Cependant, les enregistrements varvaires amènent des contraintes maximales sur la durée cumulative de l'existence des lacs Barlow, Barlow-Ojibway et Ojibway, qui serait estimée à environ 2100 ans, entre 10 570 et 8470 (± 200) ans ^{14}C BP (e.g., Breckenridge et al., 2012; Godbout et al., 2019; Brouard et al., 2021). L'évolution de l'étendue géographique des Lacs Barlow et Ojibway présentée dans Veillette (1988, 1994) ou même de Vincent et Hardy (1977, 1979) suggèrent que la durée de la coalescence entre les deux lacs aurait pu être très éphémère au sein de cette fenêtre chronologique. Cependant, aucune de ces reconstructions démontre clairement ce fait en raison du faible nombre de données et des incertitudes sur l'effet du rebond postglaciaire sur le contrôle des niveaux lacustres. D'autres incertitudes proviennent du manque de données géochronologiques directes sur les différentes phases glaciolacustres. À cet égard, l'application de la

datation à partir des isotopes cosmogéniques à des rivages rocheux ou de blocs de la phase maximale fournit un premier pas en cette direction, avec un âge ^{10}Be de 9.9 ± 0.7 ka (Godbout et al., 2017). Des efforts similaires pourraient être faits, ou encore, en utilisant d'autres méthodes comme celle basée sur la luminescence optique stimulée (OSL) (e.g. Teller and Owen, 2021) afin de raffiner l'histoire du Lac Barlow-Ojibway.

Enfin, une étude récente basée sur la cartographie de rivages à partir d'un MNT couvrant le cœur du bassin Ojibway démontre le potentiel de cette approche pour améliorer notre compréhension de l'évolution des Lac Barlow et de l'épisode Barlow-Ojibway (Godbout et al., 2020). Dans cette étude, le recensement de 3098 lignes de rivage et de leurs altitudes a permis de reconstruire les niveaux du Lac Ojibway. La reconstruction délimite trois niveaux distincts sous le niveau maximal, lesquels sont séparés par deux intervalles avec un nombre anormalement faible de rivages interprétés comme étant des abaissements abrupts de la surface du Lac Agassiz-Ojibway – des épisodes ayant mené au drainage du lac. Cette reconstruction affine considérablement la séquence des niveaux glaciolacustres dans le bassin Ojibway, notamment en ce qui a trait aux deux phases Kinojévis des travaux antérieurs (Vincent et Hardy, 1977, 1979; Veillette, 1994), lesquels ont été regroupées sous une seule phase (Kinojévis; Godbout et al., 2020), en plus de fournir des preuves concrètes d'un drainage en deux étapes du Lac Agassiz-Ojibway. Bien qu'elle porte essentiellement sur l'étude du Lac Ojibway, cette approche démontre un fort potentiel pour reconstruire fidèlement l'évolution du Lac Barlow et par le fait même, l'épisode du Lac Barlow-Ojibway.

CHAPITRE 2

A LIDAR-BASED LAKE-LEVEL RECONSTRUCTION OF GLACIAL LAKE BARLOW SHOWS A LONG-LASTING COALESCENCE WITH LAKE OJIBWAY DURING THE LAST DEGLACIATION

Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article scientifique portant sur l'évolution du Lac glaciaire Barlow et de son lien avec le Lac Ojibway, durant la dernière déglaciation. Cet article correspond à une reconstruction détaillée de l'histoire du Lac glaciaire, provenant de la cartographie de lignes de rivage à partir de données numériques de terrain dérivés de levés LiDAR. Cet ouvrage présente d'abord une mise en contexte des différentes reconstructions, produites lors de travaux antérieurs. Ensuite, l'article présente une description de la méthodologie employée afin d'en arriver à une reconstruction détaillée et complète de l'évolution de l'épisode glaciolacustre. Enfin, les résultats et les implications qui en découlent y sont présentées.

Ce travail découle de l'effort de plusieurs intervenants. En effet, le volet cartographique a été réalisé par David Turcot, qui fut également responsable de la rédaction de l'article scientifique et de la conception des différentes figures qui s'y retrouvent. Les travaux ont été supervisés par Martin Roy qui contribua notamment au travail de rédaction via des commentaires et suggestions qui ont menés à l'amélioration du texte et des figures. Pour sa part, Étienne Brouard apporta une contribution au niveau de l'acquisition des données, du traitement des données (création de paléo-surfaces), en plus de fournir des suggestions qui ont également contribuées à l'amélioration du texte et des figures.

A LiDAR-based lake-level reconstruction of glacial Lake Barlow shows a long-lasting coalescence with Lake Ojibway during the last deglaciation

Turcot, D.¹, Roy, M.¹, Brouard, E.^{2,*}

1. Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère & Centre de recherche GEOTOP, Université du Québec à Montréal C.P. 8888, Succ. Centre-ville, Montréal, QC H3C 3P8.

2. Present address: Geological Survey of Canada, 601 Booth st., Ottawa, ON K1A 0E8.

Abstract

The deglaciation of southwestern Quebec and eastern Ontario was marked by the development of glacial Lake Barlow that flooded the upper Ottawa River watershed south of the Hudson Bay/St. Lawrence River drainage divide. Ice retreat caused the lake to expand northward leading to the development of Lake Ojibway north of this continental drainage divide. The evolution (configuration, volume) of large-scale glacial lakes is of critical importance to paleogeographic reconstructions and paleoclimate studies. However, the history and configuration of glacial Lake Barlow remain inadequately documented, notably the evolution of its lake levels and the nature and location of the physiographic barrier that dammed the lake and controlled the evolution of lake levels, as well as its relationship with Lake Ojibway. Here we address these issues through the mapping and elevation measurements of raised strandlines (c.f., shorelines, wave-cut scarps and deltas) using LiDAR-based Digital Terrain Models (DTMs) covering the basin of Lake Barlow, combined with fieldwork validation. We use an inventory of 5405 measurements of shorelines to reconstruct the extent and evolution of the lake levels. The reconstruction also uses a DTM integrating the basin paleotopography (at 10.5 and 8.5 ka) to correct for the deformation (tilt) linked to the effects of post-glacial uplift. The analysis of the latitudinal distribution of shoreline elevation-points along a north-south transect indicates a regular and near-uniform lowering of the lake surface below the maximum limit of lake submergence, with no evidence for distinct high-elevation lake levels (stages) as suggested in earlier studies. Projection of the sub-horizontal lake levels suggests that the Lake McConnell Moraine in the south of the basin was the main feature damming the lake and regulating meltwater overflow throughout the glaciolacustrine episode. Comparison between the shoreline records from Lake Barlow and Lake Ojibway to the north shows that the two lakes shared a common surface for most of the deglaciation – a connection that lasted until the first major lake-surface drawdown that led to the drainage of Lake Agassiz-Ojibway late in the deglaciation. These results thus refine earlier reconstructions that argued for a brief connection, in addition to bringing new considerations on the location of the outlet that controlled the areal extent of Lake Agassiz-Ojibway during the late deglaciation, with attendant implications for the lake volume before drainage.

2.1 Introduction

The retreat of the Laurentide ice sheet (LIS) during the last deglaciation was accompanied by the production of massive amounts of meltwater that accumulated into isostatically depressed basins to form large ice-dammed glacial lakes, such as Lake Agassiz and Lake Barlow-Ojibway that fringed the south-central LIS margin (Fig. 2.1) (e.g., Dyke, 2004; Dalton et al., 2020). The surface elevation and configuration of these lakes were controlled by the changing geometry of the retreating ice front, along with glacial isostatic adjustment (GIA) of the newly deglaciated territories, which together caused changes in the location and/or elevation of outlets (e.g., Teller, 1987; Veillette, 1994; Fisher, 2020). Continued ice withdrawal led the lakes to expand northward and eventually coalesced in the late stages of the deglaciation to form Lake Agassiz-Ojibway (LAO) (Thorleifson, 1996; Dyke, 2004). This large glacial lake drained through two closely spaced meltwater discharges into the Labrador Sea (Barber et al., 1999; Lajeunesse and St-Onge, 2008; Roy et al., 2011; Jennings et al., 2015; Godbout et al., 2019; Brouard et al., 2021), which presumably impeded the Atlantic meridional overturning circulation (AMOC; Barber et al., 1999) and resulted in a ~160 year-long cooling in the Northern Hemisphere documented in Greenland ice cores around 8200 yr BP (Alley et al., 1997; Thomas et al., 2007; Kleiven et al., 2008; Rasmussen et al., 2014). Recently, modelling studies have, however, suggested that the magnitude of the freshwater forcing associated with the drainage of Lake Agassiz-Ojibway may have been insufficient to significantly impact AMOC and trigger the 8.2 ka cold anomaly (Meissner and Clark, 2006; LaGrande and Schmidt, 2008; Clarke et al., 2009). These modelling results thus gave rise to alternative and/or complementary mechanisms involving additional freshwater contributions coming from sustained background melting of North Atlantic ice masses (Carlson et al., 2008, 2009b) and ice discharges from the deglaciation of Hudson Bay (Gregoire et al., 2012; Matero et al., 2017).

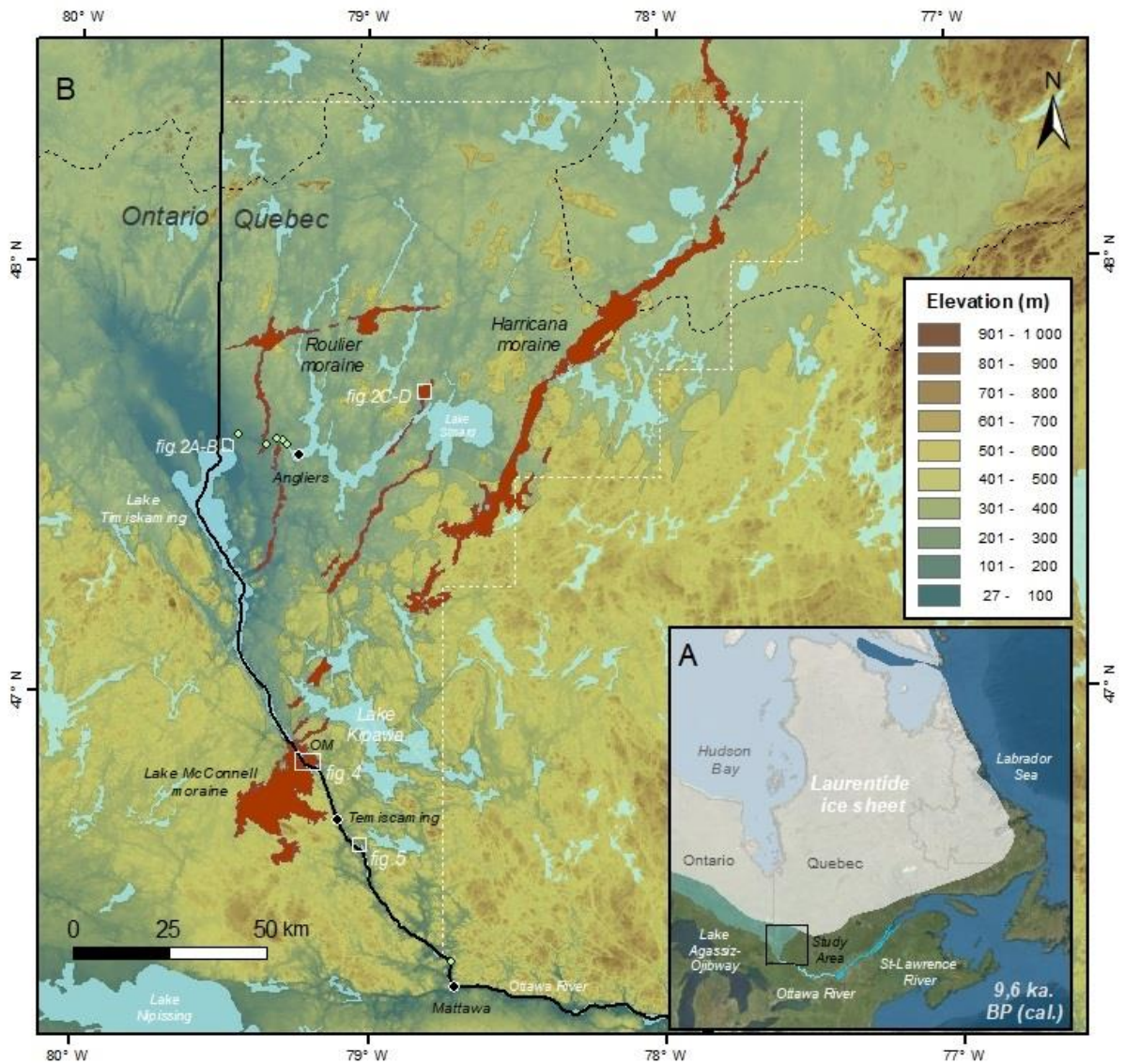


Figure 2.1 A) Schematic map showing the study area with respect to the Laurentide Ice Sheet margin at ~ 9.6 ka. BP and the areal extent of Lake Agassiz-Ojibway in light blue (Dyke, 2004; Dalton and al., 2020). B) Map of the study area showing the regional topography (CDSM), along with the present-day hydrology (light blue) and outline of the continental and drainage divide (dotted line). Figure also shows the extent of LiDAR digital terrain models (DTMs) used for mapping (white dotted line), key geomorphic features (dark orange; modified from Daigneault and Veillette et al., 1987) and the maximum limit of the glaciolacustrine episode (darker/transparent blue; modified from Veillette, 1988). Location of the main hydroelectric dams are shown with light green dots.

These uncertainties surrounding the link between the freshwater forcing and the 8.2 ka event underlie the importance of having reliable constraints on the meltwater volumes involved in the drainage of LAO. These constraints require robust paleogeographic reconstructions, which in turn rely on a good understanding of the lake's evolution. Recent studies have mainly focused on the late-stage history of the Lake Ojibway basin through the reconstruction of lake levels and the study of varve sequences that documented abrupt drawdown and drainage events (Breckenridge et al., 2012; Stroup et al., 2013; Roy et al., 2015; Daubois et al., 2015; Godbout et al., 2019, 2020; Brooks, 2021). Earlier stages of Lake Ojibway remain however far less documented, in particular regarding the exact location (and evolution) of the outlet regulating its meltwater overflow (e.g., Veillette, 1994). It is also the case for its coalescence and subsequent separation from Lake Barlow which had previously developed to the south earlier in the deglaciation.

Indeed, the glaciolacustrine episode in the deglaciation of southwestern Quebec and eastern Ontario began with the development of Lake Barlow that occupied the upper Ottawa River basin, just south of the continental drainage divide between the James Bay and St. Lawrence River watersheds (Wilson, 1918). Several aspects of this lake remain poorly documented, notably the physical barrier or landforms that dammed the lake to the south, the evolution of lake levels throughout the deglaciation and its relationship with Lake Ojibway. Quaternary mapping programs in the Barlow basin reported raised shorelines with elevations plotting above the continental drainage divide, clearly indicating that the lake formed a single lake surface with Lake Ojibway at one point in the deglaciation of the region, giving rise to the so-called Lake Barlow-Ojibway (Vincent and Hardy, 1977; Veillette 1988, 1994). Similarly, records of varve sequences across both basins show that the two lakes coalesced for a certain time (Antevs, 1925; Breckenridge, 2012), but neither geomorphological nor sedimentological records provide strong evidence on how long this coalescence episode lasted.

Difficulties surrounding the study of the Lake Barlow episode and its relationship with Lake Ojibway are mainly related to the scarcity of geomorphological data that limit our ability to document the changes in lake-surface elevation across the whole region. This scarcity of data reflects the dense forest cover and the abundance of remote areas with limited access that characterize the Lake Barlow basin. This context has, for the past decades and today, formed the main obstacles to the identification (mapping) of strandlines and associated landforms, which prevent the production of detailed lake-level reconstructions (Vincent and Hardy, 1977). Furthermore, changes in the land-surface elevation produced by GIA of the crust following ice-retreat have caused spatial variations in the elevations of shorelines and the migration of the drainage divide, thereby complicating the correlation of the scarce shorelines available across the region and limiting the production of robust paleogeographic reconstructions (e.g., Vincent and Hardy 1977; Veillette, 1988).

These problems related to the region of study may now be resolved in part by the advent of high-resolution digital terrain models (DTMs) derived from LiDAR airborne surveys data that allow the removal of vegetation, which facilitates the identification of various landforms that would be otherwise impossible to observe using classical methods. Elevation measurements of landforms on these LiDAR-based DTMs yield a precision unparalleled to other remote mapping methods. The high-resolution ground-surface geomorphology thus provides a unique representation of discrete landforms such as raised shorelines and this approach has been used in different glaciolacustrine basins (Yang et Teller, 2012; Hickin et al. 2015; Howard, 2015; Breckenridge, 2015; Milette et al., 2019; Godbout et al, 2020).

The aim of this study is to document the history of Lake Barlow through a reconstruction of lake levels based on extensive mapping of raised shorelines and key outlet-related geomorphic features using LiDAR-derived DTM converging a large portion (18,459 km²) of the Barlow basin in Quebec (Fig. 1). The lake-level reconstruction is based on a novel approach that projects lake-level landforms (shorelines, deltas) and other key geomorphic features on a DTM corrected for the effects of GIA. The results yield new information on the evolution of Lake Barlow and its relationship with Lake Ojibway, in addition to reevaluate the location and nature of the outlet that controlled the lake levels during the last deglaciation.

2.2 Background on the deglaciation of southwestern Quebec and eastern Ontario

2.2.1 Regional deglaciation

Paleogeographic reconstructions indicate that the deglaciation of southwestern Quebec and nearby eastern Ontario occurred approximately between 13 ka and 8 cal ka BP (Veillette, 1988, 1994; Dyke, 2004; Dalton et al 2020). The pattern of ice retreat and the concomitant development of glacial lakes in the region was mainly documented through mapping programs that provided constraints on the distribution of ice-recessional landforms, ice-flow directions and the elevations and spatial extent of scattered shorelines and associated features, as well as biological indicators of glaciolacustrine submergence (Wilson, 1918; Vincent and Hardy, 1979; Veillette, 1983, 1988, 1994). The regional deglaciation was marked by the onset of the partitioning of the southeastern LIS margin into two distinct (but coalescent) ice fronts that retreated towards the NW and the NE. This process eventually led to the development of the Hudson Dome (west) from the Labrador Dome (east) late in the deglaciation (Vincent and Hardy, 1979; Veillette, 1983, 1988). This pattern of ice withdrawal is recorded by an extensive north-south complex of glaciofluvial deposits forming the Lake McConnell and Harricana moraines (Fig. 2.1). The deglaciation caused the development of an ice-free corridor fringing the Ottawa River valley. Further retreat of the segmented ice front to the north and northeast freed the Lake Timiskaming lowlands where meltwater accumulated in this area to form Lake

Barlow – the meltwater body that covered the region south of the drainage divide between the Hudson Bay and St. Lawrence River watersheds (Coleman 1909). Further ice withdrawal to the north controlled the expansion of the lake which ultimately extended in the areas north of the present-day continental drainage divide (Fig. 2.1). The waterbody north of the divide is formally referred to as Lake Ojibway, although previous work indicates that the lake formed a single waterplane with Lake Barlow (Barlow-Ojibway) for some time during the deglaciation.

2.2.2 Lake Barlow

The damming of Lake Barlow has long been a subject of interest, as the regional slope gradient caused meltwater to flow south, towards the St. Lawrence River and North Atlantic (Fig. 2.1). Several mechanisms have been proposed to explain the damming of meltwater in the upper Ottawa River valley–Lake Timiskaming lowlands, which is favoured by the elevation contrast between these low-lying areas to the north and the higher grounds located to the south. Early studies proposed that Lake Barlow was dammed by a tongue of ice in the southern part of lake Timiskaming during the early stages of the deglaciation (Wilson, 1918), while others suggested that Lake Barlow was dammed by a large accumulation of glaciofluvial deposits formed by the Lake McConnell moraine, which spread in an ENE-WSW axis across a narrow segment of the river, just north of the village of Timiskaming (Antevs, 1925; Boissonneau, 1968). Others attributed meltwater retention to the differential glacio-isostatic uplift across the region (e.g., Hughes, 1955), whereby GIA of a set of topographic sills identified by a series of rapids along the lower Ottawa River (north of Mattawa) would have formed an outlet system that controlled the lake-surface elevation of Lake Barlow and Lake Ojibway, including their coalescence stage (Vincent and Hardy, 1977). Subsequent work showed the importance, at least temporarily, of the lake McConnell moraine and nearby accumulations of glacial deposits in controlling meltwater overflow during the deglaciation (Veillette, 1988, 1994), although another reconstruction favoured the influence of uplift of a narrow bedrock opening formed by the Rankin constriction, a key physiographic feature north of Mattawa (Lewis and Anderson, 1989).

Insights on the evolution of Barlow lake-levels were obtained from a compilation of various shorelines and associated landforms in the Barlow and Ojibway basins (Vincent and Hardy, 1977). The elevation of 35 shoreline data-points was projected on an elevation-distance diagram aligned on a north-south axis (N20°), from which four distinct tilted lake levels were arbitrarily defined and linked to a series of topographic inflections in the present-day watershed located along the Ottawa River to the south and Kinojévis River to the north. These lake levels were used to define four main phases depicting the regional glaciolacustrine episode: the Temiscaming Phase (Lake Barlow, Témiscaming outlet); the Angliers Phase (Lake Barlow-Ojibway, Angliers outlet); the early Kinojévis Phase (Lake Ojibway, Kinojévis outlet); the late Kinojévis Phase (Lake Ojibway, outlet at the continental drainage divide). The extent (and elevation) of the lake

incurSION was also constrained by the geographic spread of biological indicators of glaciolacustrine submergence (the organisms *Mysis relicta* and *Myoxocephalus quadricornis*) in present-day lakes (Dadswell, 1974), which showed that the eastern shore of Lake Barlow was fringed momentarily by ice of the Labrador Sector during the deglaciation.

Subsequent work focussed on the maximum level reached by Lakes Barlow and Ojibway through extensive mapping of geomorphic markers of former lake levels such as boulder beaches, washing limits, erosional strandlines and deltas that yielded more than 400 elevation measurements from 52 sites across the two basins (Veillette, 1988, 1994). Recently, the lake-level history of Lake Ojibway was substantially refined through additional mapping efforts and elevation measurements of 3098 shorelines mapped on a LiDAR DTM covering a key area in the core Ojibway basin (Roy et al., 2015; Godbout et al., 2020). Together, these detailed reconstructions showed three well-developed lake levels below the maximum lake limit, which refined the Kinojévis lake stages defined earlier. The lake-level sequence is also separated by two intervals with an atypically low number of shorelines that were interpreted as major lake-surface drawdowns related to drainage events of LAO (Godbout et al., 2020).

2.2.3 The Barlow-Ojibway episode

The duration of the coalescence between Lake Barlow and Lake Ojibway is not well documented, just as the timing of its splitting into two individual lakes (Barlow and Ojibway) (Veillette, 1994). Varve sequences correlated across the continental drainage divide provide support for a coalescence of the two lakes, although evidence for their separation remains somewhat dubious in these records (Antevs, 1925; Hughes, 1965; Breckenridge, 2012). Considering that varve sequences in the Barlow and Ojibway basins indicate a total lifespan of around 2100 years for the glaciolacustrine episode (c.f., the Temiskaming series; Antevs, 1925; Breckenridge et al., 2012), which ended at ~8200 yr BP (Brouard et al., 2021), these constraints place the onset of the glaciolacustrine incurSION (corresponding to varve no. 1, Barlow basin) to ~10,300 yr BP. The presence of a widespread marker varve in the varve sequences in the Barlow and Ojibway basins (Antevs, 1925; Breckenridge, 2012) – varve no. 1528 – implies that a common Barlow-Ojibway waterplane was crossing the continental divide until at least at that time interval, which would be around 8770 yr BP according to the above considerations based on the annual varve chronology. Previous reconstructions also suggested that the separation could have occurred shortly after 9000 yr BP (Vincent and Hardy, 1977; Veillette, 1994), although the configuration of the intervening lake level(s) across both basins was based on very few shorelines, giving rise to different possibilities for shoreline correlations, notwithstanding the uncertainties surrounding the associated outlets in the context of poor constraints on the effects of GIA on the basins (c.f., Godbout et al. 2020). Accordingly, the duration of the coalescent phase and the breakup of

this water plane remain largely unknown. Recent work in the Ojibway basin has shown that the lowering of the lake surface down to a lake level controlled by the height of the continental drainage divide occurred sometime before the first major drawdown event linked to the first drainage of LAO (Godbout et al., 2020), which a review study assigned at $8,220 \pm 20$ yr BP (Brouard et al., 2021), thereby providing the only firm maximum age limit on this separation. Evidence in the Barlow basin for an extensive sequence of lake levels preceding this lake-surface drawdown such as the one documented in the Ojibway basin is however lacking.

2.3 Methods

The history of lake levels was reconstructed from mapping and elevation measurements of raised shorelines and associated glaciolacustrine landforms on a LiDAR-based DTM covering the basin of Lake Barlow in southwestern Quebec (Fig. 2.1). The absence of LiDAR data in Ontario prevented mapping in a very small portion in the westernmost part of the basin, which may be considered insignificant as Lake Barlow primarily submerged the terrains in Quebec.

The areal extent of the study area is 18,459 km² and comprises the following 1:250,000 NTS map sheet: 31M with parts of the 31N, 31L, 32C and 32D. The LiDAR DTM was assembled from 1:20,000 NTS map sheets downloaded from Quebec's governmental website of the MFFP (*Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs*). The vertical accuracy of this type of LiDAR DTM (1 m/pixel grid resolution) that display a physiographic setting consisting of gently rolling terrain with moderately dense forest cover is generally very high, being in the order of ~ 0.3 m (root mean square error, RMSE; Jordan and Popescu, 2014; Fradette et al., 2019). The different glaciolacustrine landforms were mapped in ESRI software ArcGIS 10.6 as single dots or lines (subsequently converted into dots) using the mid-point tool. Individual landforms were mapped at the footslope of the different strandlines following the mapping protocol used in the Lake Ojibway basin to the north of the study area (Godbout et al., 2020). Elevations of shorelines were then extracted from the Canadian digital surface model (CDSM) and the LiDAR-derived data.

The lake-level reconstruction uses former land-surfaces to depict the topography at the time of the deglaciation and correct for the deformation linked to the effects of GIA in the study area. For this purpose, the CDSM data was corrected for the isostatically deformed land surface, as predicted by the ICE-6G geophysical model (Peltier et al., 2015), similar to the approach carried out in the Lake Ojibway basin (Godbout et al., 2020). Paleotopographic surfaces of different time intervals of the deglaciation (10.5, and 8.5 ka BP) were chosen to cover the approximate lifespan of Lakes Barlow and Ojibway. The GIA-adjusted elevation (paleo-elevation) of each shoreline-elevation point was then extracted from the different paleotopographic surfaces.

We used the CDSM to recreate the paleosurfaces because the high resolution and volume of LiDAR DTMs are not suited for the type of data treatment involved in such a reconstruction. This choice, however, implies that the precision of the extracted paleo-elevations now corresponds to the CDSM's vertical accuracy, which can be calculated for the study area. Therefore, we calculated the vertical accuracy of the CDSM for our dataset using the LIDAR-derived DTMs as "reference" elevation values for each elevation-point (e.g., Pourali et al. 2014; Godbout et al., 2020), following the standard procedure for reporting vertical accuracy with LiDAR data (c.f., ASPRS guidelines; Flood, 2004).

The shoreline-elevation dataset was transferred into an Excel spreadsheet. The data were filtered to keep shorelines with elevations error (between CDSM and LiDAR) within ± 1 standard deviation of the mean error value of the dataset. The retained shorelines were then projected on an elevation-distance diagram for data analysis and the delineation of potential lake levels that are best represented in this case across a latitudinal transect that extends in both basins (Barlow and Ojibway). Since the elevation of the shorelines has been GIA-adjusted for deformation values extracted at the location of each shoreline, the geographic variability of the GIA in terms of magnitude has been circumvented. This allows a better correlation to be made between shorelines that are distant across the basin but that share the same paleo-elevation. This also facilitates the delineation of lake-levels across the basin. The shoreline paleo-elevation data from the Ojibway basin (Godbout et al., 2020) were subsequently added to the spreadsheet and then plotted alongside those of Lake Barlow. The extent of Lake Barlow-Ojibway was reconstructed using the merged Barlow and Ojibway paleoelevation datasets, together with the deglacial (paleo)topography predicted for the 8,5ka BP interval.

2.4 Results

2.4.1 Shoreline data

Mapping of glaciolacustrine landforms in the Lake Barlow basin yielded an initial inventory of 5405 shoreline indicators (Fig. 2.2) for which elevations were extracted from the LiDAR DTM. The dataset regroups two main types of raised shorelines that occur in distinct settings. The first consists of boulder or sandy beaches developed on the flanks of prominent topographic features such as till-covered hills and glaciofluvial complexes (eskers and deltas) that are common in the region (Fig. 2.3). The second group consists of erosional strandlines such as terraces and wave-cut scarps (WCS) carved in fine-grained glaciolacustrine sediments that mantle low-lying areas (Fig. 2.3).

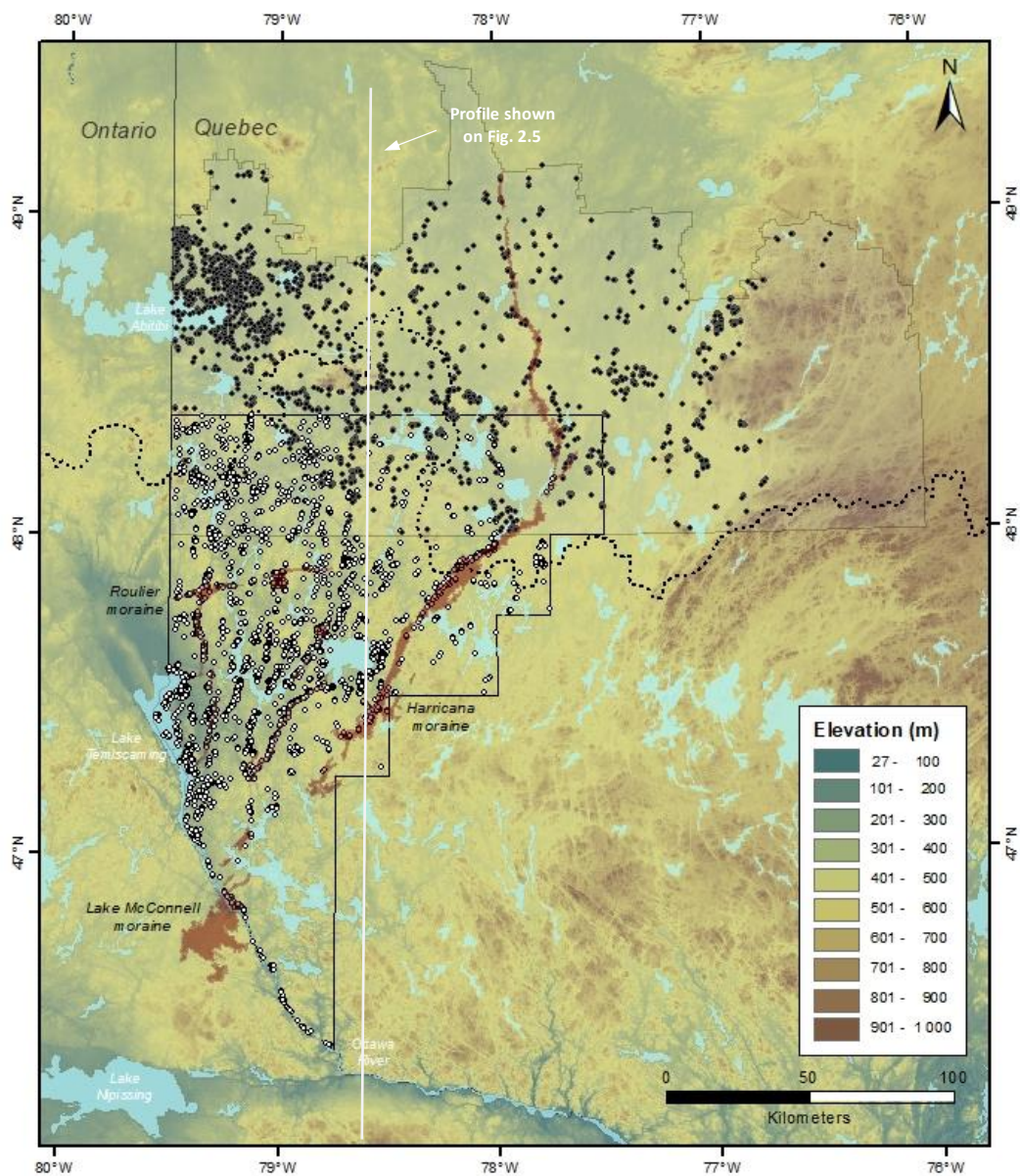


Figure 2.2 Areal distribution of the 5405 shorelines mapped in this study (white dots) and those from the Ojibway basin (3098 shorelines, black dots; Godbout et al. 2020) to the north of the present-day continental drainage divide (dotted black line).

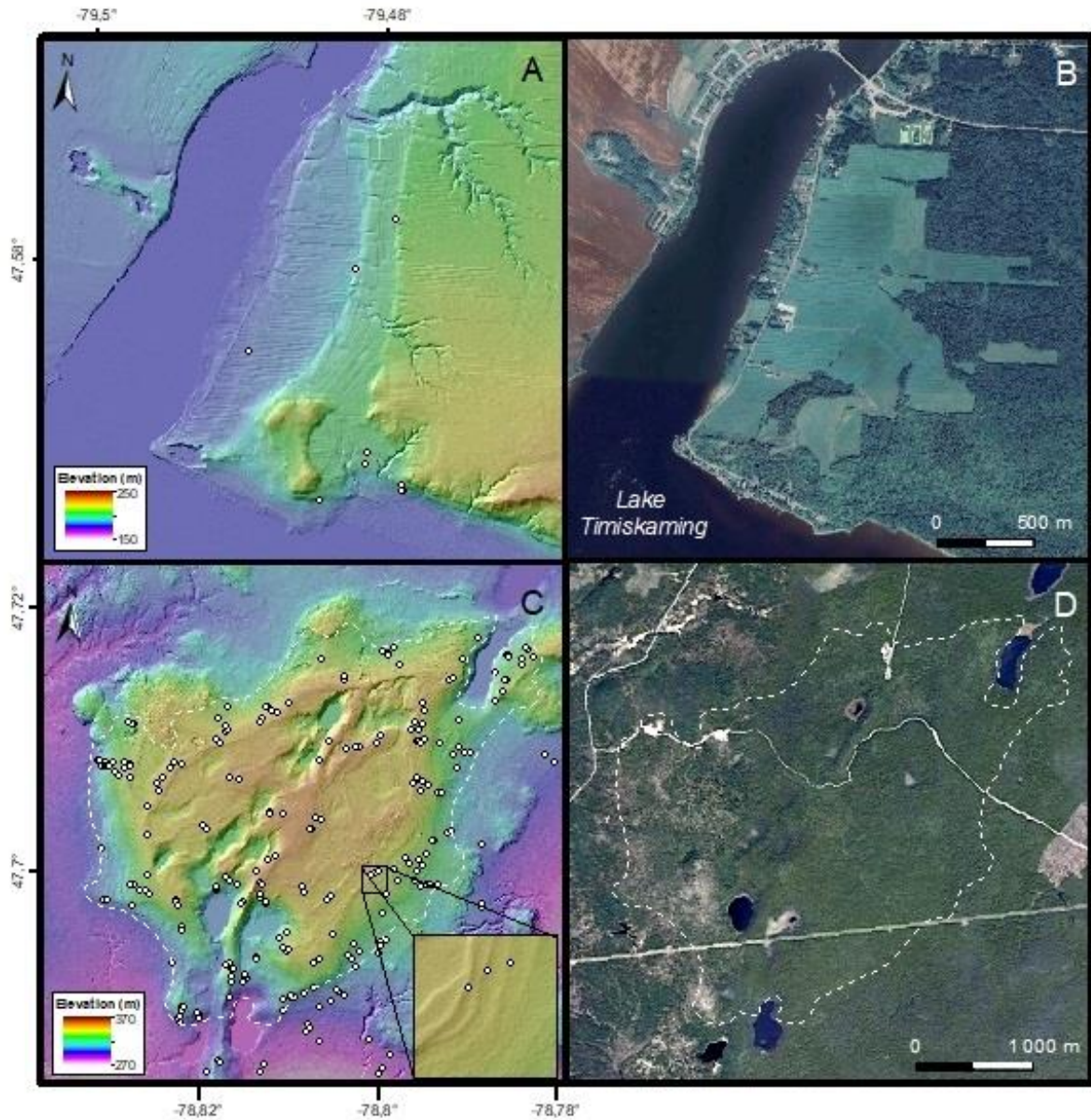


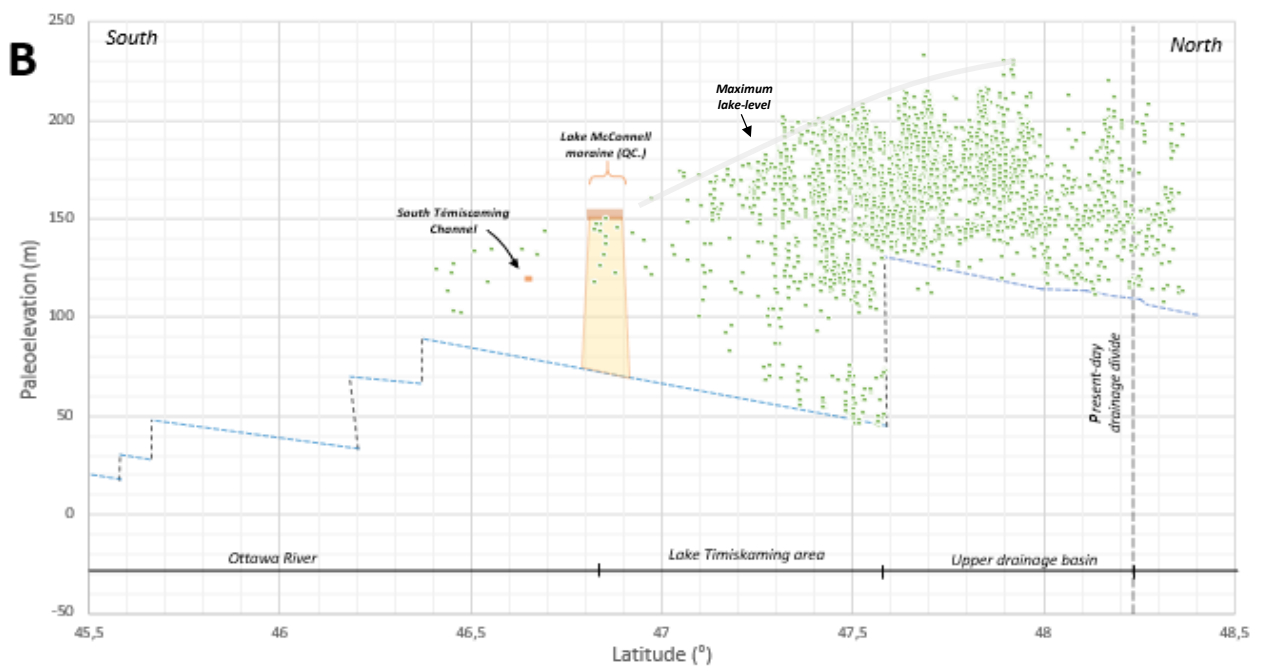
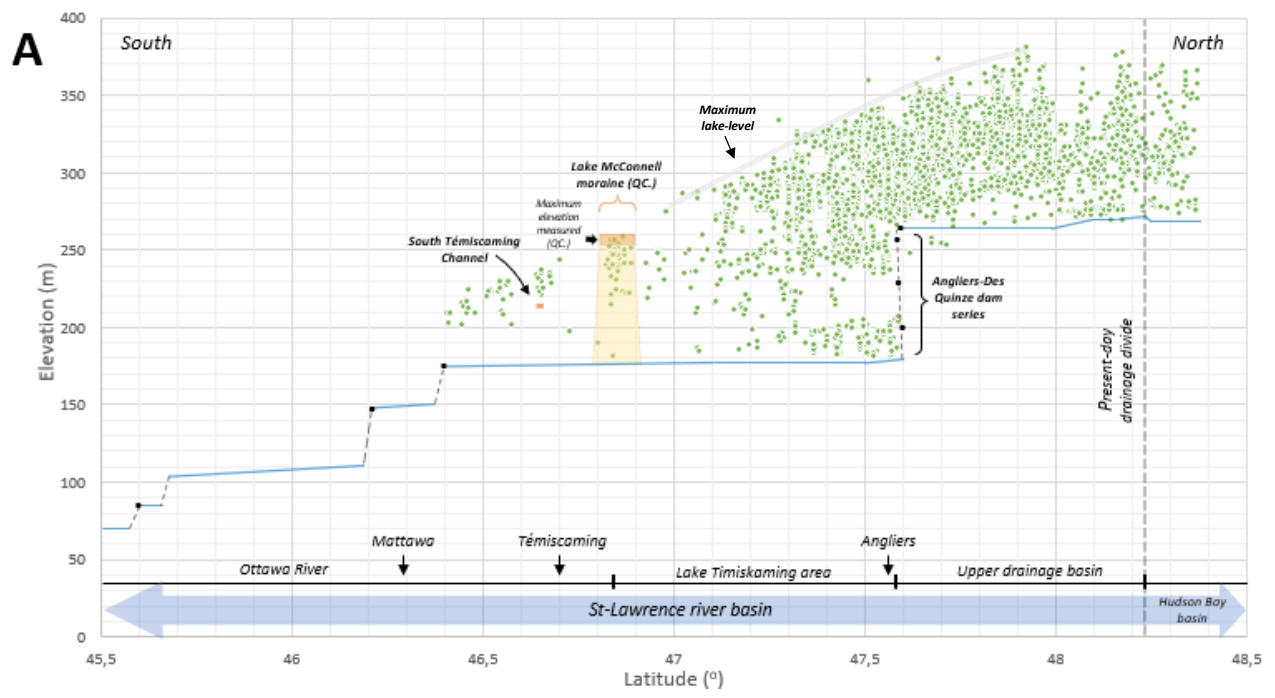
Figure 2.3 Examples of landforms mapped as shoreline indicators in the study. Comparisons between the landforms seen on a hill-shaded LiDAR-DTM and satellite imagery (Google Earth). A and B) Wave-cut scarps carved in fine-grained glaciolacustrine sediments. C and D) Erosional strandlines developed in glaciofluvial deposits and deltaic landform. See figure 2.1 for locations.

2.4.2 Vertical accuracy and data selection

For each shoreline mapped, the error calculated between elevations extracted from the CDSM and the “reference” LiDAR DTM yields a RMSE value of ~2.85 m and an absolute vertical accuracy of 5.58 m (1.96 x RMSE). The distribution of the error is moderately non-normal (skewness value of -0.6) which is similar to the value obtained in the Ojibway basin (Godbout et al., 2020) using the same protocol (Flood, 2004). Therefore, we used the value of the 95th percentile of the data set errors (5405 control points) as the overall vertical accuracy of our lake-level reconstruction which is ~5.66m. Shoreline-elevation points with CDSM elevation value within ± 1 standard deviation (2.84 m) from the mean error value were retained. This filtering of the shoreline-elevation points resulted in a dataset with 3,941 shorelines, representing 73% of the original shorelines mapped.

2.4.3 Reconstruction of lake levels

The analysis of the latitudinal distribution of Lake Barlow shorelines shows a large and continuous elevation range across the study area (Fig. 2.4). The uppermost shorelines along the transect delineate a tilted surface marking the maximum elevation reached by the lake, which is around 480 m in the north and 230 m near the village of Témiscaming in the south. The lowest shorelines mapped occur near Lake Timiskaming, with elevations around 180 m, which is slightly higher than the present-day level of the lake (Fig. 2.4).



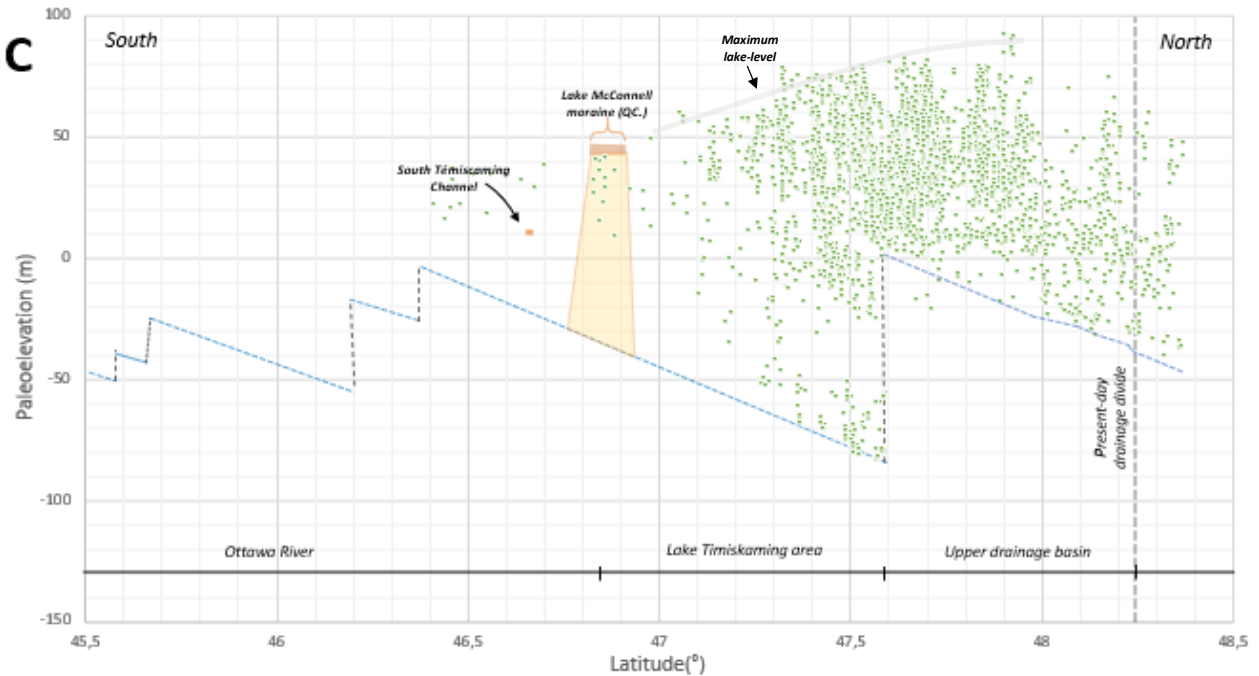


Figure 2.4 Elevation-distance diagrams showing the latitudinal distribution of the 5405 shorelines mapped (green dots) and locations of key landforms discussed in text. A) Diagram with present-day elevation and topography. Blue line shows the profile of the main hydrological (river) pathway. The horizontal segments are due to the presence of hydroelectric dams (black dots) which flood the landscape, thus masking the underlying geomorphology. Black dots and black dotted lines show the location of marked topographic breaks thought to have acted as transient damming features during the deglaciation. See text for details. The maximum lake-level is shown as dotted orange lines on the transects. B) Diagram showing the latitudinal distribution of the 3940 shorelines retained for the reconstruction (filtered dataset; see text for details) with elevation and topography set for the 8.5 ka BP interval. Note the tilted hydrological profile that reflects the differential uplift across the south-north transect. C) Same as in B, but with elevation and topography set for the 10.5 ka BP interval.

Below the surface delineated by the highest-elevation shorelines, the distribution of shorelines shows a near-uniform spread in elevations in the elevation-distance diagram that indicate a gradual lowering of the lake levels from the maximum lake limit. The vertical spread commonly corresponds to a series of shorelines mapped on individual landforms like eskers, deltas and similar features that are more likely to preserve multiple strandlines incised in sandy or gravelly material (Fig. 2.2C). Minor gaps in the density of shorelines occur in low-elevations areas around latitudes 47.75° and 47.50° (Fig. 2.4). The overall distribution of shorelines is also less dense in the vicinity of (upstream from) the Lake McConnell moraine. These gaps are in part due to the physiographic settings of these sectors that did not favour the development of shorelines, but they could also suggest an abrupt lowering of a given lake surface (see discussion). There is also an abrupt disappearance of shorelines in low-elevation area in the northern part of the basin. The absence of low-elevation shorelines in this region is likely linked, at least partially, to the presence of a series of hydroelectric dams along the Angliers–des Quinze river system, which causes the original land surface to be obscured by the large hydroelectric reservoirs. Another modern watershed profile (D2) shows how the abrupt elevation changes of the hydrographic profile near Angliers (QC) influence the shoreline record. Unfortunately, shoreline mapping was not possible along the second transect since it is located in Ontario for the most part, where LiDAR data was not available (See discussion). The shoreline sequence is also characterized by the absence of intervals with multiple shorelines concentrated along specific elevation ranges that may be associated with periods of lake-level stability and indicative of well-defined lake stages in the basin.

To further evaluate the relationship between the lake levels (shoreline sequence) documented and physiographic features that may have dammed the lake, we plotted the shorelines using their paleo-elevations as extracted from the CDSM with the 10.5 and 8.5 ka land surfaces. Paleo-topographic surfaces were also reconstructed for different deglacial time slices (10.5, 10, 9.5, 9, 8.5, 8ka BP), but we use the 10.5 and 8.5 ka, as they coincide with the onset of Lake Barlow and the end of the glaciolacustrine episode. We then analyze the distribution (spread) of shoreline elevations with respect to the paleo-elevations of the Lake McConnell moraine and the outline of the paleotopography along the main hydrographic (river) pathways for these time slices (Fig. 2.4). Results show that a large part of the high- and intermediate shorelines plot above either the Lake McConnell moraine or the physiographic highs and thresholds present along the topographic profiles.

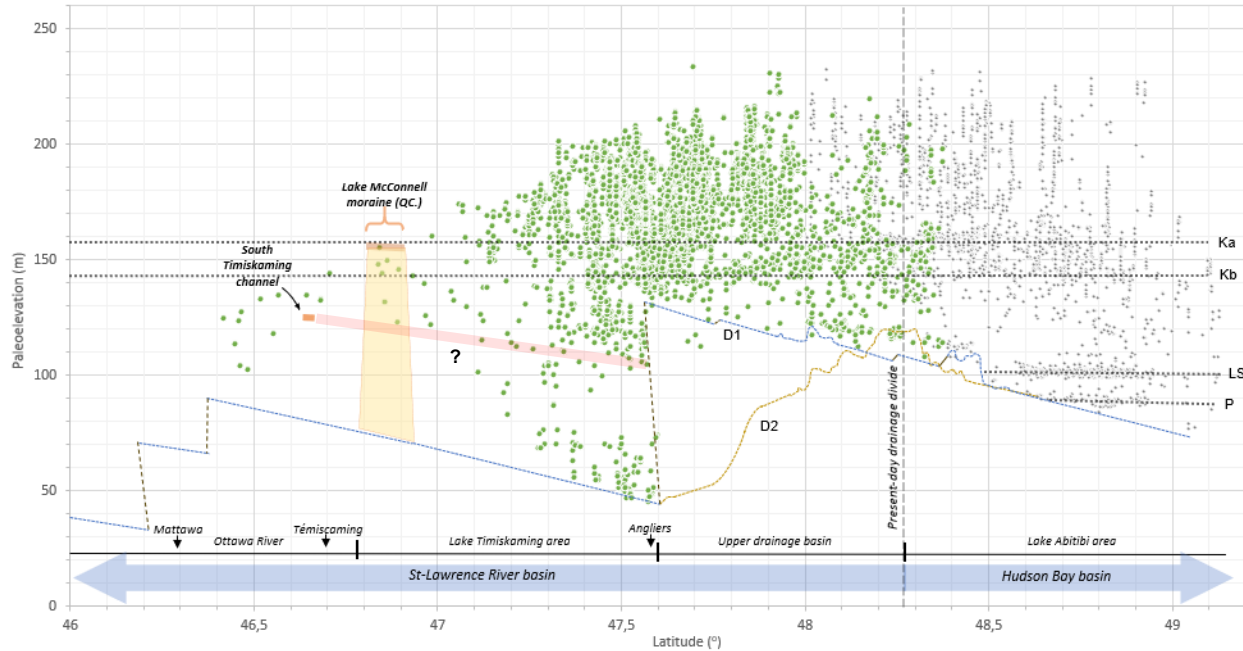


Figure 2.5 Elevation-distance diagram showing shorelines and two topographic profiles (D1 and D2) with elevations adjusted for a 8.5 ka paleotopography. Green dots are Lake Barlow shorelines from this study and grey dots are Lake Ojibway shorelines from Godbout et al. (2020). D1 and D2 correspond to two low-elevation topographic profiles (rivers) extending along two latitudinal transects going across the drainage divide (see figure 2.8 for locations and text for details). Virtually tilted hydrological profile is also shown (blue lines). Extension of important lake levels documented in the Ojibway basin are shown with horizontal dotted lines: upper Kinojévis lake level (Ka); lower Kinojévis lake level (Kb); La Sarre lake level (LS); and Palmarolle lake level (P) (from Godbout et al., 2020). Pink line corresponds to a potential lake-level post 8.5 ka highlighted by the dataset.

The region of Opemica Narrows is characterized by a sudden constriction of the river valley, which goes from 1.3 km to ~140 m over a length of about 3 km, and then widens again downstream (Fig. 2.6). Earlier mapping in this region indicated that the moraine consists of a ~3 km large bedrock-cored promontory flanked mainly by sand-gravel deposits (Veillette et al., 1987). The present-day maximum elevation of the McConnell deposits was measured at ~255 m. From ~255 m to ~220 m, numerous shorelines were mapped. Below 220 m, circular depressions and rounded erosional features that could be interpreted as kettles or fluvial erosional features occur (c.f., Veillette, 1988) near the Opemica Narrows promontory (Fig. 2.6).

Mapping also revealed a new feature consisting of a 3 km-long by 250 m-wide channel occurring on the eastern shore of the Ottawa River ~8 km downstream of Timiskaming village (Fig. 5). This channel – here referred as the South Timiskaming channel – was carved in a large accumulation of deltaic sediments

(Veillette et al., 1987). Erosional strandlines standing above the channel were also mapped on the delta, ~10 m above the ridges/walls of the channel (Fig. 2.7).

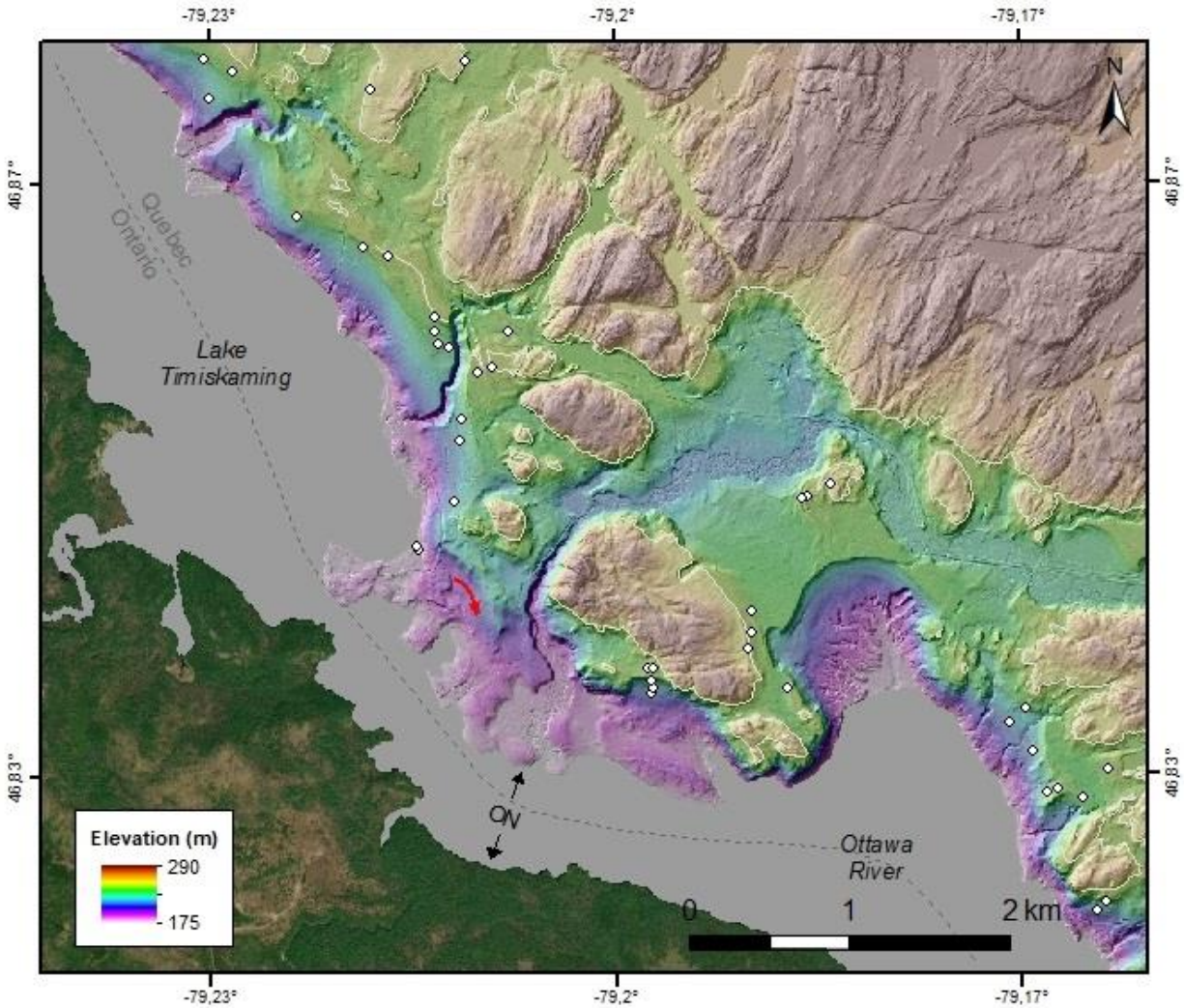


Figure 2.6 Color filtered LiDAR-DTM image of Opemica Narrows (ON) showing sediments of the lake McConnell moraine on the NE shore of the upper Ottawa River, ~16 km north of the village of Timiskaming. Maximum elevation of mapped sediments of the moraine (Present study) is 255 m (white line). Shorelines (white dots) are common between elevations of 255 m and 210 m). Below that limit, erosional landforms and chaotic features are present (red arrow). The SW shore (Ontario) is shown using satellite imagery (Google Earth).

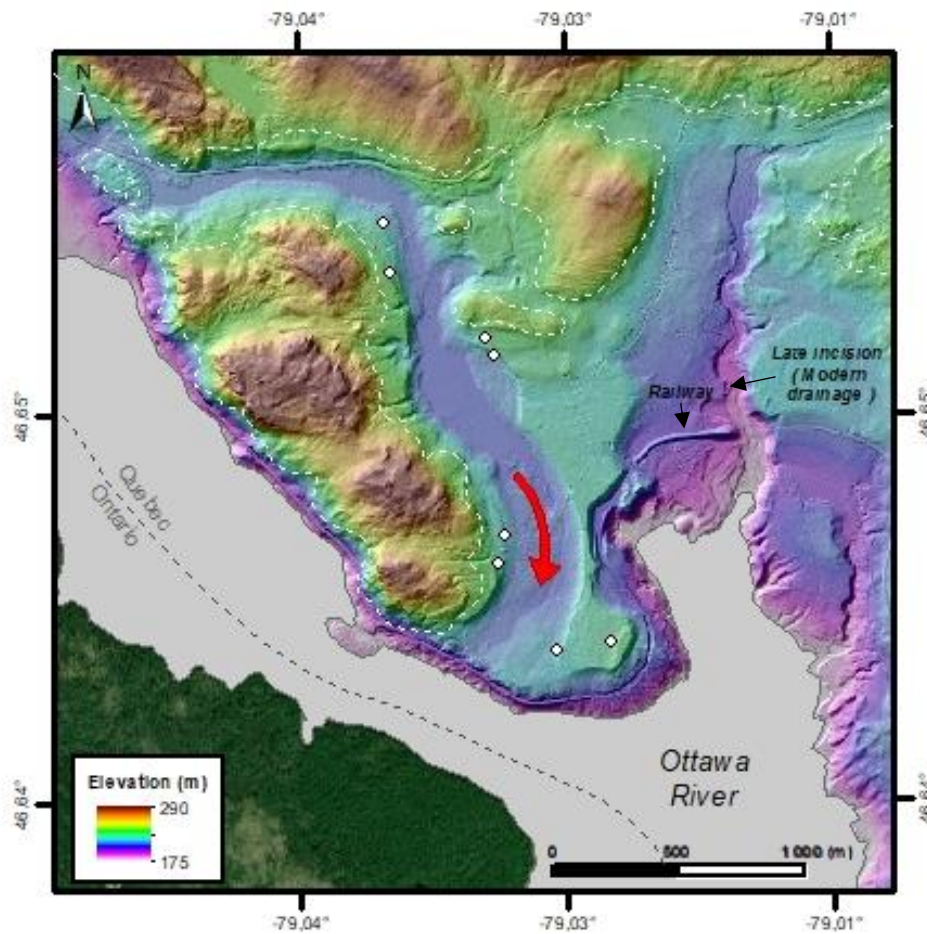


Figure 2.7 Color filtered LiDAR-DTM image of the South Timiskaming Channel (red arrow) incised in deposits of a large deltaic landform present on the NE shore of the Ottawa River. Maximum elevation of the deltaic sediments is shown with white dotted lines. Erosional strandlines (white dots) are developed in the sediments flanking the channel. The SW shore (Ontario) is shown using satellite imagery (Google Earth).

2.5 Discussion

The high vertical accuracy of LiDAR DTM also allows precise elevation measurements of shoreline sequences and provides the basis to evaluate lake-level changes in the Lake Barlow basin. The dataset of 5405 shoreline indicators represents a significant improvement compared to previous reconstructions that were based on classical mapping methods using areal photographs and limited field-based observations and measurements that provided an inventory of a few tens of glaciolacustrine landforms (e.g. Vincent and Hardy, 1979). Additionally, the use of DTMs taking into account the glacio-isostatic deformation at the time of the deglaciation provides an unprecedented representation of the basin paleotopography that allows the evaluation of the potential damming mechanisms for Lake Barlow – a subject that has long been debated. Furthermore, detailed mapping of the geomorphology and physiography of the southernmost sector of the basin allows the assessment of the different hypotheses presented in previous reconstructions regarding the damming of Lake Barlow (Vincent and Hardy, 1977; Veillette, 1988). Below, we discuss the main features of the lake-level reconstruction we report and evaluate the evolution of Lake Barlow with respect to the one documented to the north in the Lake Ojibway basin (Godbout et al., 2020) to gain additional insights on the Lake Barlow-Ojibway episode and the location of outlets that governed meltwater overflow throughout the deglaciation.

2.5.1 Lake Barlow-Ojibway

Plotting of the 5405 shoreline-data points into the elevation-distance diagram shows a regularly spaced scattering of shorelines over a wide range of elevations (Fig. 2.4). The uppermost shorelines mapped align into a tilted water plane that broadly delineates the maximum elevation reached by Lake Barlow in the region. The southward dipping tilt is coherent with the deformation caused by the effects of GIA linked to a northward ice retreat. The near-uniform distribution of shoreline and the attendant lack of well-defined gaps of shorelines likely reflects short-lived and transient lake levels that developed during a slow, regular ice withdrawal, combined with glacio-isostatic recovery throughout the Barlow basins, thus consistent with the general model for the regional deglaciation (Veillette, 1988, 1994).

However, the absence of well-defined groupings of shorelines around distinct elevation ranges that would be indicative of widespread lake levels throughout the basin contrasts sharply with earlier reconstructions that argued for the existence of distinct lake levels and associated lake phases (e.g., Vincent and Hardy, 1979; Veillette, 1994). This difference may be linked to the fact that these reconstructions were based on the interpretation of the low number of shorelines and the that the lake levels and intervening phases were

arbitrarily defined in order to broadly illustrate the trend of lake-level changes in the region (c.f., p. 14 of Vincent and Hardy, 1979).

To better evaluate the shoreline sequence documented and the evolution of lake levels in the Barlow basin, we plot our shoreline record alongside the shoreline sequence reported for the Lake Ojibway basin to the north (Godbout et al., 2020), with both datasets with elevations adjusted for a 8.5 ka BP topography. The use of the same type of lake-level indicators (landforms), DTMs, and statistical criteria to filter the shoreline datasets allows the integration of the two datasets, which also have similar vertical accuracy (this study: 5.56 m; Ojibway: 4.99 m; Fig. 2.5). The highest shorelines of the Barlow basin and those of the Ojibway basin delineate a tilted plane that broadly corresponds to elevation values reported earlier for the maximum lake limit (Veillette, 1994). There is a lower number of shorelines in the highest elevation ranges in the Ojibway basin, but this reflects the fact that Godbout et al. (2020) focussed on intermediate- and low-elevations shorelines, as this maximum limit had already been firmly constrained (c.f., Veillette, 1994).

The good latitudinal continuity showed by the highest-elevation shorelines of the combined datasets supports the idea that the northward ice-retreat led to the progressive extension of a single water-plane across both basins. Based on the available shoreline data, this episode of high-elevation lake surface was named the Angliers lake stage, which has traditionally been associated with an outlet standing at 260 m near the village of Angliers, shown in Figure 2.4 (Vincent and Hardy, 1979; Veillette, 1994). Our reconstruction using a paleotopography set at 8.5 ka shows that the highest shorelines plot 20-50 m above the traditional Angliers outlet, thus suggesting that the outlet associated with the highest shorelines was located elsewhere and further south in the basin (Fig. 2.5). The Lake McConnell moraine in the south of the basin has previously been identified as a possible dam for the Anglier lake-levels (Veillette, 1994). Plotting of the Barlow shorelines using paleoelevations set for 10.5 ka topography shows that this maximum lake-surface stands about 10 to 30 m above this large accumulation of glaciofluvial and glacial deposits (Fig. 2.4C). Erosion of 10 to 30 m of the moraine by meltwater overflow and postglacial degradation is entirely consistent with the time span involved here. This suggests that this landform was likely the main damming feature at that time (see discussion below).

The high-elevation shorelines plotting directly below the plane associated with the maximum lake limit show a near-uniform vertical spread indicating a gradual lowering of lake levels, consistent with the lowering of lake levels documented in the Ojibway basin (Godbout et al., 2020) (Fig. 2.5). These shorelines formed during a period that was marked by changes in basin configuration due to ice-retreat and marked isostatic recovery. The regular lowering of high-elevation transient lake levels eventually led to the Kinojévis lake stage, which is represented by two closely-spaced lake levels, for which an outlet located at the continental drainage divide near the Kinojévis River was suggested (Godbout et al., 2020). The

Kinojévis lake level represents the lake surface that preceded the first drawdown that led to the two-step drainage of LAO (Godbout et al., 2020; Brouard et al., 2021). Although the lake-surface elevation during the Kinojévis lake stage was supposedly controlled by the height of land forming the continental drainage divide (e.g., Godbout et al., 2020), the combined shoreline datasets show that the two closely spaced Kinojévis lake levels plot above this divide and extend south well into the Lake Barlow (down to 47.7° N; Fig. 2.5). South of Angliers, we note an important decrease in the number of shorelines at the elevation range of the Kinojévis lake levels. This scarcity of data points at the Kinojévis level south of 47.7°N may be explained, at least in part, by the fact that this southernmost part of Lake Barlow basin was confined into the narrow bedrock-dominated Ottawa River valley, which limited the formation of shorelines. The influence of the basin's physiographic configuration is also evidenced by the overall low number of shorelines in this part of the lake, regardless of the elevation.

The fact that the shoreline record of Lake Barlow shows a significant number of shorelines at the same elevation as those associated with the Kinojévis lake levels in the Ojibway basin argues for a spatial continuity (correlation) and suggests that a single water plane extended across both basins at this time of the deglaciation (Fig. 2.5). This common lake surface plots ~ 10 m higher than the Des Quinze rapids (Angliers) (Fig. 2.5), now dammed by hydroelectric dams (suggesting that this value is slightly underestimated). The extent of the Kinojévis-like waterplanes across the Barlow-Ojibway indicates that the most likely damming feature for this lake stage was still the Lake McConnell moraine, which likely served as an outlet regulating meltwater overflow (Fig. 2.5).

Below the Kinojévis lake levels, the shoreline record in the Ojibway basin shows an interval of an atypically low number of shorelines that is interpreted as a major and abrupt lake-surface drawdown related to a drainage event of LAO (Godbout et al., 2020). This partial drainage event led to a lower elevation lake level – the La Sarre Lake stage, which caused Lake Ojibway to be confined north of the drainage divide (Fig. 2.8). According to our elevation profile, this drawdown led to the separation of Lake Barlow-Ojibway (Fig. 2.5). Thereafter, Lake Barlow was restricted to the south of the continental drainage divide where it appears to have remained for some time as a paleo Lake Temiscamingue, as suggested by some sequences of low-elevation shorelines that show a gradual lowering of the lake (Fig. 2.5).

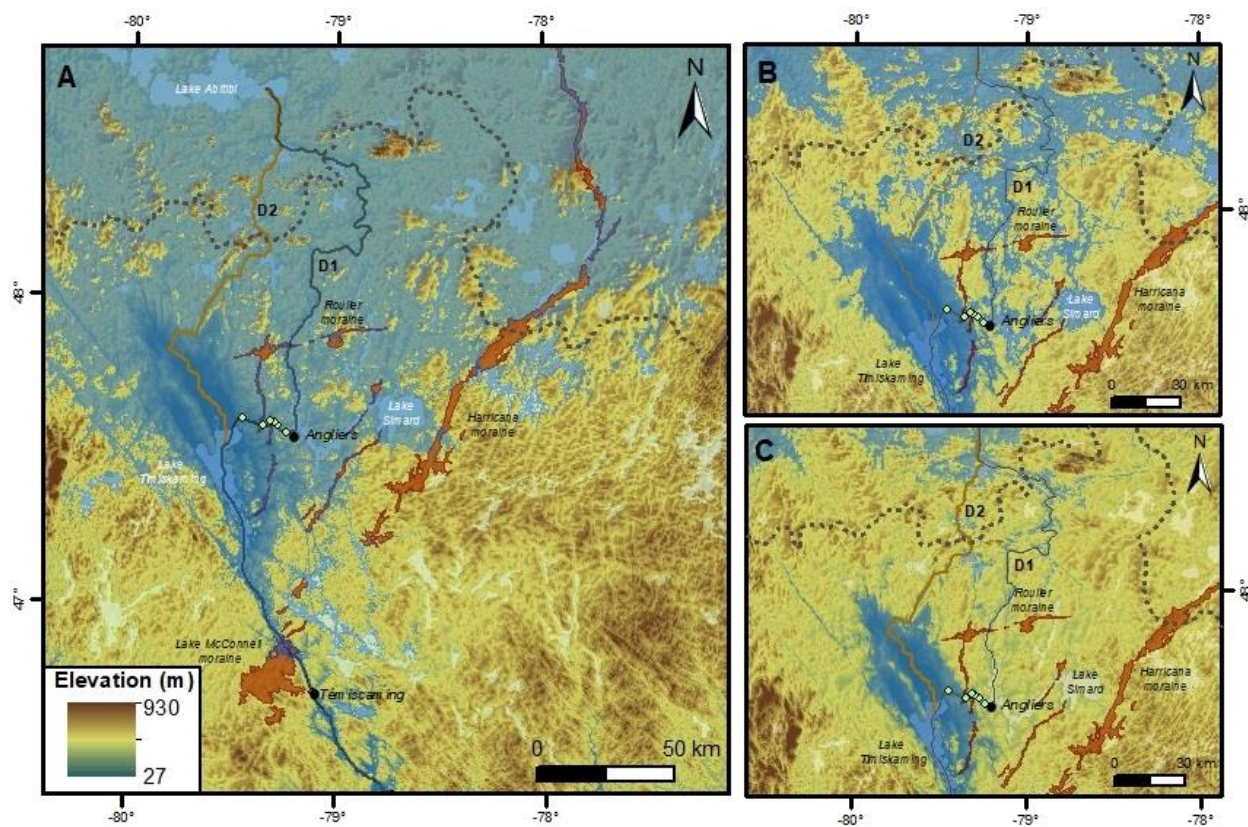


Figure 2.8 A) Areal extent of Lake Barlow-Ojibway during the Angliers lake stage for a 120-m lake level (9.5 ka topography). B) Areal extent of Lake Barlow and Lake Ojibway for a ~143-m lake level around the time of the lower Kinojévis lake stage (8.5 ka topography). C) Areal extent of Lake Barlow for a 120-m lake level (8.5 ka topography). D1 and D2 correspond to the surface-elevation of 2 low-lying transects across the modern drainage basin.

Accordingly, we argue that Lake Barlow and Lake Ojibway were still connected until late in the deglaciation, at least until the Kinojévis lake stage, a time interval when Lake Ojibway was presumably linked to Lake Agassiz to the west. The onset of this separation was likely gradual and occurred in response to the progressive emergence of the terrain that led to the modern drainage divide, a process that was accelerated by the first drawdown of LAO, which likely caused an abrupt end to this slow, ongoing separation that had been already initiated by GIA. Following the separation of Lake Barlow-Ojibway, Lake Barlow was confined to the basin to the south of the continental drainage divide where it regressed progressively, during an episode that is likely analogue to the La Sarre lake stage in the Ojibway basin (Godbout et al., 2020).

2.5.2 Damming of the Barlow basin and outlet evolution

Although the physiographic setting of the Lake Barlow basin favoured the retainment of meltwater, the regional slope gradient towards the south requires the presence of a key damming feature(s) or mechanism to retain meltwater. The DTMs depicting the paleotopography for the different time intervals of the deglaciation clearly indicates that meltwater could not be dammed only by an interplay between GIA-related uplift of critical slope breaks and the dynamic evolution of the basin caused by ice retreat, as considered in earlier studies (e.g. Vincent and Hardy, 1977). Our reconstruction supports the alternative model centred around the obstruction of the Ottawa River by the large accumulation of glaciofluvial deposits formed by the Lake McConnell moraine and adjacent (downriver) glacial deposits, which spread over 17 km (Veillette, 1988). An important difficulty surrounding the identification of the dam/outlet in earlier studies resided in the poor constraints that existed at the time on the configuration of lake levels (c.f., Veillette, 1988). We addressed this issue with our reconstruction, which uses an extensive sequence of shorelines that allows a reliable projection of lake-levels to the south, while also circumventing the deformation linked to the effects of GIA. Our shoreline record shows that since the beginning of the glaciolacustrine submergence, an accumulation of deposits in the southernmost part of the basin (Ottawa River) is required throughout the whole development of Lake Barlow, as well as during its coalescence with Lake Ojibway. In fact, even with the paleotopography adjusted to 10.5 ka, which broadly covers the onset of the glaciolacustrine episode (e.g., Veillette, 1988, 1994; Breckenridge et al., 2012; Godbout et al., 2017), the highest lake levels still plot above the topographic breaks along this segment of the Ottawa River (Fig. 2.4). This situation also applies to the damming of the Kinojévis levels, as well as for the low-elevation lake levels present in the Barlow basin after its separation from Lake Ojibway. Yet, the present-day elevation of the Lake McConnell moraine plots below the bulk of the lake levels documented in the Barlow-Ojibway basin. Considering that no other landforms could dam this region, then this points to significant post-depositional degradation of the moraine during the deglaciation, as suggested in earlier reconstructions (Veillette, 1988,1994). Our LiDAR-based analysis of the elevation of the Lake McConnell moraine and other features located downriver brings new constraints on estimates of the amount of material removed (or needed to dam the lake), while paleogeographic considerations allow some constraints on the timing of this process. Here we outline the evolution of the Barlow-Ojibway southern outlet based on previous studies and considering the new key elements documented here.

The mean elevation value measured for the northeastern flank of Lake McConnell is 255 m, which provides a minimum constraint for this large landform. Several factors indicate that initially, deposits forming the moraine were standing at a higher elevation. Previous studies reported compositional and geomorphological

(size) characteristics indicating that it formed in a context similar to an outwash fed by meltwater coming from the northeast, in association with the opening of the ice margin that eventually led to the formation of the Harricana moraine (Vincent and Hardy, 1977, 1979; Veillette, 1984, 1988, 1994). This context implies that during the edification of the moraine, sediments probably filled any pre-existing depressions present in the drainage axis, before fanning out towards the southwest in Ontario, where deposits reach a plateau standing at an elevation ranging between 315 and 345 m (based on the CDSM).

To the northeast, in Quebec, the moraine reaches elevations of ~255 m today. The moraine was likely higher at the time of the Barlow episode and got eroded over time. Sand and gravel material forming the moraine also probably included buried ice blocks that would have increased the volume of the deposits and maximum elevation (Veillette, 1988, 1994). Using the DTM reconstruction portraying the 10.5 ka basin topography, damming of the highest-elevation shorelines in the Barlow basin requires a Lake McConnell moraine standing at roughly 40-50 m above its paleo-elevation (including the vertical accuracy of the model of ~5m) (Fig. 2.4). The lake-level sequence described above suggests that the moraine dammed Lake Barlow-Ojibway at least until the first drawdown that followed the Kinojévis lake stage established at ~ 8.22 ka (Brouard et al., 2021). Since the moraine was deposited at the onset of the deglaciation (~10.5 ka), it suggests that at least 45 m of material were eroded during a time interval of at least 2300 years, which is equivalent to an erosion rate of ~2 cm/year minimum, a value that appears realistic in the context of the coarse glaciofluvial material and the rapid degradation that occurs during the establishment/stabilization of the landscape that follows deglaciation, notably in contact with a glacial lake. However, uncertainties regarding the moraine composition (stratigraphy) do not allow a robust assessment of the effect it may have had on the evolution of the outlet.

Accordingly, based on the shoreline record we report and geomorphological considerations, we suggest that the moraine was gradually eroded since the early development of Lake Barlow-Ojibway. The lake-level reconstruction points to a long-standing role for the Lake McConnell moraine throughout the Lake Barlow-Ojibway history, which incidentally controlled meltwater overflow for most of the deglaciation, including the episode of coalescence with Lake Agassiz. The damming may have been possible since the southern part of the basin was deglaciated earlier and the effects of GIA in the vicinity of Opemica narrows were thus significantly smaller than those in the northern part of the basin, thereby helping to stabilize the moraine. The long-standing aspect of the moraine may also have been helped by the occurrence of an important accumulation of till that extends on 8 km just south of Opemica narrows (Veillette, 1988).

2.5.3 The meltwater channel south of Timiskaming

Another prominent geomorphological feature occurs south of Opemica Narrows and consists of a large channel located downriver from the village of Timiskaming (Fig. 2.7). This channel developed in sandy deposits forming a large deltaic landform that likely formed in a glacial lake separated from the Barlow basin by the Lake McConnell moraine (c.f. *Primitive Lac des Sept-Lieux*, Veillette, 1988). The channel's geomorphology suggests that meltwater came from the northwest, likely from Lake Barlow, and that it found its way around the deltaic sediments to exit towards the southwest, to a lower elevation formed by the depression of the Ottawa River (Fig. 5). The channel's incision suggests that the delta has already been deposited and abandoned when the Barlow meltwater carved its way into it.

The channel stands at an elevation of ~120 m (8.5 ka topography), clearly showing that this feature could not have served as an outlet linked to the high- and intermediate-elevation lake levels in the Barlow-Ojibway basin (Fig. 2.5). However, the channel may be linked to the lower lake levels that formed after the separation of Lake Barlow and Lake Ojibway. In the Barlow basin, the sequence of low-elevation shorelines below the continental drainage divide shows a sparse but regular elevation spread marked by a sudden gap in shorelines below a paleo-elevation ranging from ~100 to 120 m (8.5 ka topography) (Fig. 2.5). Following this interval, shoreline occurrences become abundant again at elevations below 80 m (Fig 2.5). This gap in shorelines may be interpreted as an important lake level drop (20-30 m), which is well defined in the northernmost part of the basin and along the Lake McConnell moraine where shorelines are practically absent below the paleo-elevation of 120 m (8.5 ka) (Fig. 2.5). We here argue that such a marked lake-level drop during the late-stage of Lake Barlow was probably associated with an abrupt breaking of a sedimentary dam. Below 210 m at Opemica Narrows (120 m on the 8.5 ka paleotopography), fluvial erosional marks are present (Fig. 2.6), as documented by Veillette (1988). Projection of a tilted plane that links the abrupt change in the density of shoreline-points across the Barlow basin shows a nice fit with the paleo-elevation of the south Timiskaming channel (Fig. 2.5). This setting implies that this lake-level change occurred after 8.5 ka, and rather late in the deglaciation, as levelling the base of shorelines preceding the drop on a horizontal plane would require a greater amount of post-glacial rebound. Again, this late lake-level stabilization supports the idea that the Lake McConnell moraine and the downstream accumulations of glacial sediments formed a long-standing feature that dammed Lake Barlow-Ojibway. Alternatively, it is possible that the sudden breaking of the dam formed by deltaic sediments, in which developed the south Timiskaming channel, initiated an ultimate lake stage in which meltwater was then only dammed temporarily by a series of smaller deltaic deposits located downriver. This late damming process is supported by the shoreline record that clearly shows rapid lake-surface lowering after the abandonment of the channel, down to the lowest population of shoreline-points mapped around Lake Timiskaming.

Finally, we note the occurrence of scattered shorelines with relatively high elevations immediately south of the Lake McConnell moraine. Given their location and the evolution of lake levels described above, these shorelines probably relate to older glaciolacustrine stages that preceded the Barlow episode, such as post-Algonquin lake stages, *Lac primitive des sept-lieux* (Veillette, 1988) or even the Champlain Sea.

2.5.4 Paleogeographic implications

The lake-level reconstruction presented here provides strong evidence for a long-lasting connection between Lake Barlow and Lake Ojibway during the last deglaciation. Indeed, high- elevation (Angliers) and intermediate-elevation (Kinojévis) lake levels documented in the core-basin of Lake Ojibway to the north are clearly present in the basin of Lake Barlow to the south. The Barlow-Ojibway episode appears to have lasted for most of the 2100-year history of the glaciolacustrine episode, as the separation of the single lake surface and the attendant emergence of continental drainage divide occurred with the abrupt lake-surface drawdown that brought the Kinojévis lake level to lower elevations. This lake-surface drawdown is linked to the partial drainage of LAO, which a recent review of ^{14}C ages from marine and continental sediment archives places at ~ 8.22 cal ka BP (Brouard et al., 2021).

Accordingly, although small due to its areal extent, the contribution of Lake Barlow should be included in future calculations of the volume of meltwater linked to this drainage event. In addition, paleogeographic reconstructions should consider the Lake McConnell moraine as the main outlet that controlled the lake-surface elevation for most of its history. The reconstruction also indicates that the long-lived Lake Barlow-Ojibway was dammed in the southern-most part of the basin, in the vicinity of Opemica Narrows where the Lake McConnell moraine filled the narrow depression hosting the Ottawa River. The moraine likely served as the main outlet that regulated meltwater overflow through slow, gradual incision and GIA uplift. Changes in the rate of outflow from this outlet following the separation of the two lakes are also supported by a concomitant marked change in sedimentation in marine cores of in the St-Lawrence River/Gulf (e.g., Anderson et al., 2007; Barletta et al., 2010). Having an outlet formed by sedimentary material, as opposed to bedrock, as suggested in earlier studies, is also consistent with the history of lake levels in the Barlow-Ojibway basin. Indeed, the occurrence of a well-developed lake level such as the Kinojévis stage that is expressed by a high concentration of shorelines in a narrow elevation range requires the occurrence of a certain stability period or stable lake surface. However, given the dynamic evolution of the basin, which is in constant change due to the continued retreat of the ice front and on-going GIA rebound, such stability is very unlikely. These changes in basin configuration can be counteracted by a gradual incision at the outlet, which would help maintain a stable lake surface. Earlier reconstructions proposed that excess meltwater was routed around the lake McConnell moraine deposits and flowed into the Ottawa River valley from Lake Kipawa located east (Fig. 1; Veillette, 1988). However, different trials using GIA-adjusted lake levels allow

us to reject that hypothesis. Instead, we suggest that water excess probably made its way as a small narrow channel across lake McConnell moraine deposits, which likely widened as the incision progressed through the moraine.

2.6 Conclusion

The understanding of the history of Lake Barlow in western Quebec and eastern Ontario and its expansion north of the continental drainage divide where Lake Ojibway subsequently developed has long been limited by the low number of shorelines and associated landforms. Former reconstructions were also hampered by the effect of GIA that caused spatial variations in the elevation of strandlines and brought large uncertainties on shoreline correlations and the attendant geometry of the former lake surfaces. This context further complicated the identification of the physiographic feature responsible for damming of the meltwater.

This study brings new insights into the evolution of Lake Barlow and the Barlow-Ojibway episode by providing a robust dataset of 5405 elevation data-points obtained from the mapping of strandlines on high-resolution LiDAR hill-shaded DTMs. The lake-level history was reconstructed through a GIS approach integrating the paleotopography that takes into account the glacial isostatic depression at the time of the Barlow-Ojibway submergence. This reconstruction allowed a thorough assessment of the relationship between the former sub-horizontal lake surfaces and potential damming features.

The reconstruction shows that the uppermost shorelines outline a maximum lake surface characterized by a southward-dipping tilt that reflects the effects of glacioisostatic rebound, consistent with the pattern of ice retreat during the early stages of the regional deglaciation. Below the maximum lake limit, the large number of shorelines shows a near-uniform spread over a wide range of elevations that suggests a gradual lowering of the lake surface. This pattern likely resulted from the dynamic evolution of the basin that was controlled by the combined effect of glacial isostatic rebound of the newly deglaciated terrain and the slow rate of northward ice withdrawal.

The shoreline record reported in this paper does not provide support for the lake stages and associated outlets defined in earlier studies for Lake Barlow. Our reconstruction clearly shows that the damming of the meltwater could not be achieved through differential uplift of bedrock sills located along the main hydrological pathways, as most shorelines plot above these physiographic breaks, even when considering the south-to-north increase in the glacioisostatic depression that followed ice withdrawal. The integration of the shoreline records from Lake Barlow and Lake Ojibway shows that the different high- and intermediate-elevation lake levels are present in both basins, indicating that the two lakes shared a common lake surface for most of the deglaciation, unlike earlier studies that argued for a brief Barlow-Ojibway

episode. This long-lasting connection ended with the first major lake-surface drawdown that initiated the drainage of the Lake Ojibway late in the deglaciation (~8.2 ka), which was then linked to Lake Agassiz to the west. Throughout that interval, meltwater overflow was regulated by an outlet formed by the Lake McConnell moraine located in the southernmost part of the basin. This reconstruction identifies this landform as a key feature in the damming and regulation of meltwater of the entire glaciolacustrine episode at the southeastern LIS margin. Following the separation of the two lakes, Lake Barlow remained isolated in the upper Ottawa River watershed for some time, until a breach in the sedimentary accumulation allowed meltwater to evacuate through a lower outlet located south of the village of Timiskaming. Together, these results improve representations of the extent and evolution of glacial lakes in paleogeographic reconstructions of the last deglaciation of the south-central sector of the Laurentide ice sheet. Finally, future work on the evolution of Lake Barlow and the Barlow-Ojibway episode should focus on obtaining direct geochronological constraints on the lake incursion and disappearance, as well as on the timing of the outlet operation.

2.7 Acknowledgements

This paper was improved through discussions with Pierre-Marc Godbout (Geological survey of Canada, Ottawa). This research was funded through a NSERC Discovery Grant to M. Roy and a postdoctoral FRQNT grant to E. Brouard.

2.8 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(6), 483–486.
- Antevs, E. (1925). Retreat of the last ice sheet in eastern Canada: Geol. Survey Canada Mem. 146, 142 p. 1928, The last glaciation: *Am. Geol. Soc. Research Ser*, 17, 1931.
- Barber, D. C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A. E., Andrews, J. T., Kerwin, M. W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., & Morehead, M. D. (1999). Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400(6742), 344–348.

- Breckenridge, A. (2015). The Tintah-Campbell gap and implications for glacial Lake Agassiz drainage during the Younger Dryas cold interval. *Quaternary Science Reviews*, *117*, 124–134.
- 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.
- Brooks, G. R. (2021). Insights into the Connaught sequence of the Timiskaming varve series from Frederick House Lake, northeastern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *58*(12), 1268–1282.
- Brouard, E., Roy, M., Godbout, P.-M., & Veillette, J. J. (2021). A framework for the timing of the final meltwater outbursts from glacial Lake Agassiz-Ojibway. *Quaternary Science Reviews*, *274*, 107269.
- Carlson, A E, Anslow, F. S., Obbink, E. A., LeGrande, A. N., Ullman, D. J., & Licciardi, J. M. (2009). Surface-melt driven Laurentide Ice Sheet retreat during the early Holocene. *Geophysical Research Letters*, *36*(24).
- Carlson, Anders E, LeGrande, A. N., Oppo, D. W., Came, R. E., Schmidt, G. A., Anslow, F. S., Licciardi, J. M., & Obbink, E. A. (2008). Rapid early Holocene deglaciation of the Laurentide ice sheet. *Nature Geoscience*, *1*(9), 620–624.
- Clarke, G. K. C., Bush, A. B. G., & Bush, J. W. M. (2009). Freshwater discharge, sediment transport, and modeled climate impacts of the final drainage of glacial Lake Agassiz. *Journal of Climate*, *22*(8), 2161–2180.
- Coleman, A. P. (1909). Lake Ojibway: Last of the Glacial Lakes. Ont. Bur. Mines. *Ann. Rept. Xviii*.
- Dadswell, M. J. (1974). *Distribution, ecology and postglacial dispersal of certain crustaceans and fishes in Eastern North America. Publications in zoology*.
- Dalton, A. S., Margold, M., Stokes, C. R., Tarasov, L., Dyke, A. S., Adams, R. S., Allard, S., Arends, H. E., Atkinson, N., & Attig, J. W. (2020). An updated radiocarbon-based ice margin chronology for the last deglaciation of the North American Ice Sheet Complex. *Quaternary Science Reviews*, *234*, 106223.
- Daubois, V., Roy, M., Veillette, J. J., & Ménard, M. (2015). The drainage of L ake O jibway in glaciolacustrine sediments of northern O ntario and Q uebec, C anada. *Boreas*, *44*(2), 305–318.

Dyke, A. S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. *Developments in Quaternary Sciences*, 2, 373–424.

Fisher, T. G. (2020). Megaflooding associated with glacial Lake Agassiz. *Earth-Science Reviews*, 201, 102974.

Flood, M. (2004). ASPRS Guidelines: Vertical accuracy reporting for LiDAR data. *American Society of Photogrammetry and Remote Sensing LiDAR Committee (PAD)*.

Fradette, M.-S., Leboeuf, A., Riopel, M., & Bégin, J. (2019). Method to reduce the bias on digital terrain model and canopy height model from LiDAR data. *Remote Sensing*, 11(7), 863.

Godbout, P.-M., Roy, M., & Veillette, J. J. (2019). High-resolution varve sequences record one major late-glacial ice readvance and two drainage events in the eastern Lake Agassiz-Ojibway basin. *Quaternary Science Reviews*, 223, 105942.

Godbout, P.-M., Roy, M., & Veillette, J. J. (2020). A detailed lake-level reconstruction shows evidence for two abrupt lake drawdowns in the late-stage history of the eastern Lake Agassiz-Ojibway basin. *Quaternary Science Reviews*, 238, 106327.

Gregoire, L. J., Payne, A. J., & Valdes, P. J. (2012). Deglacial rapid sea level rises caused by ice-sheet saddle collapses. *Nature*, 487(7406), 219–222.

Hickin, A. S., Lian, O. B., Levson, V. M., & Cui, Y. (2015). Pattern and chronology of glacial Lake Peace shorelines and implications for isostasy and ice-sheet configuration in northeastern British Columbia, Canada. *Boreas*, 44(2), 288–304.

Howard, J. L. (2015). Glaciolacustrine history of the Huron-Erie lowland in the southeastern Great Lakes region (USA) revisited. *Journal of Great Lakes Research*, 41(4), 965–972.

Hughes, O. L. (1965). *Surficial geology of part of the Cochrane District, Ontario, Canada*.

Jennings, A., Andrews, J., Pearce, C., Wilson, L., & Ólfasdóttir, S. (2015). Detrital carbonate peaks on the Labrador shelf, a 13–7 ka template for freshwater forcing from the Hudson Strait outlet of the Laurentide Ice Sheet into the subpolar gyre. *Quaternary Science Reviews*, 107, 62–80.

Kleiven, H. (Kikki) 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*(5859), 60–64.

Lajeunesse, P., & St-Onge, G. (2008). The subglacial origin of the Lake Agassiz–Ojibway final outburst flood. *Nature Geoscience*, *1*(3), 184–188.

LeGrande, A. N., & Schmidt, G. A. (2008). Ensemble, water isotope-enabled, coupled general circulation modeling insights into the 8.2 ka event. *Paleoceanography*, *23*(3).

Lewis, C. F. M., & 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*(2), 99–146.

Matero, I. S. O., Gregoire, L. J., Ivanovic, R. F., Tindall, J. C., & Haywood, A. M. (2017). The 8.2 ka cooling event caused by Laurentide ice saddle collapse. *Earth and Planetary Science Letters*, *473*, 205–214.

Meissner, K. J., & Clark, P. U. (2006). Impact of floods versus routing events on the thermohaline circulation. *Geophysical Research Letters*, *33*(15).

Milette, S., Daigneault, R.-A., & Roy, M. (2019). Refining the glacial lake coverage of the southern Laurentide ice margin using LiDAR-DEM based reconstructions: The case of Lake Obedjiwan in south-central Quebec, Canada. *Geomorphology*, *342*, 78–87.

Peltier, W. R., Argus, D. F., & Drummond, R. (2015). Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *120*(1), 450–487.

Popescu, G., & Jordan, D. (2014). The Geolocation Accuracy of LiDAR Footprint. *Bulletin of the University of Agricultural Sciences & Veterinary Medicine Cluj-Napoca. Horticulture*, *71*(2).

Pourali, S., Arrowsmith, C., Chrisman, N., & Matkan, A. (2014). Vertical accuracy assessment of LiDAR ground points using minimum distance approach. *Proceedings Research@Locate*, *14*.

Rasmussen, S. O., Bigler, M., Blockley, S. P., Blunier, T., Buchardt, S. L., Clausen, H. B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S. J., & Fischer, H. (2014). A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, *106*, 14–28.

Roy, M., Dell'Oste, F., Veillette, J. J., de Vernal, A., H elie, 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*(5–6), 682–692.

Roy, Martin, Veillette, J. J., Daubois, V., & Ménard, M. (2015). Late-stage phases of glacial Lake Ojibway in the central Abitibi region, eastern Canada. *Geomorphology*, *248*, 14–23.

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*(1), 105–121.

Thomas, E. R., Wolff, E. W., Mulvaney, R., Steffensen, J. P., Johnsen, S. J., Arrowsmith, C., White, J. W. C., Vaughn, B., & Popp, T. (2007). The 8.2 ka event from Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*, *26*(1–2), 70–81.

Thorleifson, L. H., Teller, J. T., Matile, G., & Brisbin, W. C. (1996). Review of Lake Agassiz history. *Sedimentology, Geomorphology, and History of the Central Lake Agassiz Basin. Geological Association of Canada Field Trip Guidebook B, 2*, 55–84.

Veillette, 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*(1), 67–84.

Veillette, J. J., & Daigneault, R. A. (1987). Surficial geology, Lac Kipawa, Québec and Ontario. *Geological Survey of Canada, Map 1644A*

Veillette, J. (1988). Déglaciation et évolution des lacs proglaciaires post-Algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario. *Géographie Physique et Quaternaire*, *42*(1), 7–31.

Veillette, J. J. (1994). Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway. *Quaternary Science Reviews*, *13*(9–10), 945–971.

Vincent, J.-S., & Hardy, L. (1977). L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois. *Géographie Physique et Quaternaire*, 31(3-4), 357-372.

Vincent, J.-S., & JS, V. (1979). *The evolution of glacial lakes Barlow and Ojibway, Quebec and Ontario*.

Wilson, M E. (1919). Le comté de Témiscamingue, Province de Québec. *Commission Géologique Du Canada, Mémoire*, 103.

Wilson, Morley Evans. (1910). *Geology of an area adjoining the east side of Lake Timiskaming, Quebec* (Issue 1064). Government Print. Bureau.

Yang, Z., & Teller, J. T. (2012). Using LiDAR Digital Elevation Model data to map Lake Agassiz beaches, measure their isostatically-induced gradients, and estimate their ages. *Quaternary International*, 260, 32-

CONCLUSION

Différentes reconstructions paléogéographiques montrent que la déglaciation de la partie sud-ouest du Québec et de l'est de l'Ontario a mené au développement des lacs glaciaires Barlow et Ojibway qui se sont développés dans des régions respectivement centrées sur le Témiscamingue et l'Abitibi-Baie-James. Ces reconstructions désignent ces deux plans d'eau comme des entités individuelles ayant connu un court épisode de coalescence. Cet épisode aurait subséquentement été interrompu par l'émergence de ce qui deviendra la ligne de partage des eaux continentales moderne située entre le bassin versant de la baie d'Hudson au nord et celui du fleuve Saint-Laurent au sud. La reconstruction de ces épisodes glaciolacustres repose cependant sur un faible nombre de données associées à d'anciens rivages qui sont de plus empreintes d'une grande incertitude en ce qui concerne la valeur d'élévation mesurée. Les travaux portant sur le Lac Barlow et le Lac Ojibway présentent également des limitations importantes découlant des effets du rebond postglaciaire sur les différentes formes de terrain glaciolacustres, ce qui complique les corrélations de rivages et induit des incertitudes importantes dans les reconstructions des plans d'eau, en plus de complexifier l'identification des exutoires et des mécanismes de contrôle des niveaux glaciolacustres.

Le premier objectif de ce projet de maîtrise visait à combler le manque de données robustes au sein des différents travaux antérieurs portant sur l'évolution des niveaux du Lac Barlow, incluant l'épisode Barlow-Ojibway. La cartographie systématique de lignes de rivage à partir de MNT dérivés de levés LiDAR a alors été effectuée. Ce type de MNT augmente nettement l'efficacité de la cartographie en raison du fait qu'il permet de retirer la végétation d'un terrain donné de façon digitale. Contrairement aux techniques de cartographie utilisées dans les reconstructions antérieures, la méthode employée a permis l'identification des plus discrètes ruptures de pente associées à d'anciens rivages glaciolacustres, en plus de permettre l'extraction des valeurs d'élévation pour chaque ligne de rivage cartographiée. Ainsi, les travaux ont permis de produire un inventaire de données comprenant 5405 segments de lignes de rivage, ce qui représente une nette amélioration, tant au point de vue du nombre qu'au niveau de la résolution de leurs mesures d'élévation (précision). Ce volet cartographique a donc fourni des données de terrain inédites et de très haute résolution couvrant la majorité du territoire inondé par le Lac Barlow. L'effet du rebond postglaciaire sur les élévations actuelles mesurées a ensuite dû être pris en compte, une contrainte qui demeurait jusqu'à présent mal circonscrite au sein des reconstructions antérieures. En effet, depuis le moment de la formation des lignes de rivage, le rebond postglaciaire a affecté (déformé) les différents secteurs du bassin à une magnitude différente selon la localité. Donc le fait de corriger les élévations modernes avec un modèle d'enfoncement

régional qui peut être ajusté pour différentes tranches d'âge permet ainsi de contourner, du moins en partie, les effets de ce relèvement, en rapportant les niveaux glaciolacustres dans des surfaces subhorizontales s'apparentant à leurs surfaces d'origines. Cette approche a permis de corréliser entre elles des lignes de rivage partageant la même paléoélévation pour certaines tranches d'âge, en plus de permettre la comparaison entre l'élévation de la séquence de rivages avec l'élévation de seuils topographiques et corps sédimentaires ayant pu contrôler les niveaux glaciolacustres.

Cette représentation des séquences de rivages à l'intérieur d'un profil nord-sud a aussi amené la possibilité de corréliser les différents niveaux du Lac Barlow avec les niveaux du Lac Ojibway situé au nord de la zone d'étude (Godbout et al., 2020). Puisque les jeux de données provenant des deux bassins proviennent de la même approche méthodologique, des corrélations entre les deux plans d'eau ont pu être faites dans un contexte où la précision générale des deux reconstructions était similaire (précision de ~5 m sur les paléoélévations). Cette projection inclut aussi la paléoélévation de certains seuils topographiques importants de la région, permettant ainsi de visualiser l'évolution du lac Barlow à travers le temps et ce, avant, durant et après sa coalescence avec le Lac Ojibway.

Globalement, les résultats obtenus montrent que le Lac Barlow a d'abord évolué en tant que plan d'eau proglaciaire durant le retrait du front glaciaire jusqu'à la ligne de partage des eaux moderne séparant le bassin Barlow du bassin Ojibway. L'épisode Barlow-Ojibway débuta ensuite lorsque les glaces se retirèrent davantage au nord de cette crête topographique. Contrairement aux reconstructions antérieures qui suggèrent un épisode de coalescence relativement court (Vincent et Hardy, 1977, 1979; Veillette, 1983, 1988, 1994), la présente reconstruction montre que l'épisode de coalescence fut de plus longue durée. Les résultats présentés dans ce mémoire démontrent hors de tout doute qu'un seul plan d'eau s'étendant de part et d'autre de cette la ligne de partage des eaux aurait perduré durant la majeure partie de la déglaciation régionale, et ce, jusqu'à l'amorce du drainage final du Lac Ojibway (Barlow-Ojibway), à partir du niveau Kinojévis (*lower*) (Godbout et al., 2020). Ce niveau correspond au niveau "pré-drainage" du Lac Ojibway marquant l'initiation du premier de deux épisodes majeurs reliés au drainage final du Lac Ojibway, lequel était alors coalescent avec le Lac Agassiz plus à l'ouest. Une récente reconstruction indique que ce drainage est survenue aux alentours de 8.22 cal ka BP (Brouard et al., 2021). La reconstruction présentée apporte ainsi une certaine contrainte chronologique à l'histoire du Lac Barlow-Ojibway. Dans ce contexte, les futures reconstructions paléogéographiques se doivent dorénavant de considérer l'existence du Lac Barlow-Ojibway comme ayant été de longue durée. Nos résultats suggèrent aussi qu'afin de raffiner tout calcul de volumes d'eau impliqués dans l'épisode de drainage mentionné ci-haut, un certain volume d'eau provenant du bassin Barlow devrait être également inclus.

La reconstruction montre aussi que cet abaissement majeur du plan d'eau relié à ce premier drainage aurait achevé un processus déjà entamé de séparation des deux entités glaciolacustres (Barlow et Ojibway), lequel a été initié par l'émergence des hauts topographiques associés à la limite moderne entre les deux bassins versants (baie d'Hudson et fleuve Saint-Laurent). Les Lacs Barlow et Ojibway étaient alors reliés par un réseau de chenaux traversant la ligne de partage des eaux moderne. Ceci remet donc en question la désignation individuelle-même de ces lacs, considérés jusqu'à aujourd'hui comme des entités distinctes dans la littérature.

Enfin, un des objectifs majeurs de ce projet était de revisiter les hypothèses auparavant émises dans les reconstructions antérieures au sujet des mécanismes de retenue des eaux au sud du bassin du Lac Barlow (et par le fait même le Lac Barlow-Ojibway). Tel que mentionné plus haut, la reconstruction couvre les principaux seuils topographiques du bassin, ce qui a non seulement permis de visualiser le niveau glaciolacustre critique avant le scindement du Lac Barlow-Ojibway, mais également l'étude de l'évolution de l'exutoire situé dans l'extrémité sud du bassin Barlow. Le secteur de la moraine du lac McConnell fut auparavant ciblé lors de la plus récente reconstruction portant sur cette partie du bassin (Veillette, 1988, 1994). L'étude ciblée, à partir de MNT dérivés de données LiDAR, a permis de mesurer l'altitude maximale des vestiges de la moraine sur le versant québécois et d'en étudier la géomorphologie. Ces données ont ensuite été incluses dans notre reconstruction, juxtaposées à la paléoélévation des lignes de rivages retrouvées dans tout le bassin. Ce faisant, il nous a été possible d'étudier le rôle qu'a pu avoir la moraine sur l'évolution du Lac Barlow, de même que sur celle du Lac Barlow-Ojibway. Les résultats montrent que malgré les incertitudes qui perdurent par rapport à la durée du barrage morainique, le rôle de la moraine du Lac McConnell demeure indéniable. La distribution verticale de la paléoélévation des lignes de rivages, considérées comme les plus précoces dans l'histoire glaciolacustre, démontre qu'une importante accumulation sédimentaire fut nécessaire afin de bloquer un écoulement naturel de l'eau de fonte vers la vallée de la rivière des Outaouais plus au sud. Notre reconstruction suggère également que ce rôle de barrage aurait duré jusqu'à la séparation du Lac Barlow-Ojibway en deux plans d'eau distincts tard dans la déglaciation. Les travaux futurs visant à approfondir les connaissances actuelles sur les Lacs Barlow et Ojibway devraient maintenant porter leur attention sur l'obtention de données géochronologiques qui permettraient de contraindre les principales étapes de l'évolution des deux plans d'eau glaciolacustre.

ANNEXE

ÉLÉVATIONS ET PALÉOÉLÉVATIONS DES LIGNES DE RIVAGE CARTOGRAPHIÉES

Un tableau de résultats (5405 lignes de rivage recensées) incluant les données d'élévation ainsi que de paléoélévation extraites lors de cette étude, est disponible à la demande du lecteur. Ci-dessous correspond la légende des acronymes (colonnes du tableau) :

- P8,5 : Paléoélévation extraite de la paléo-surface reproduisant la topographie ajustée.
- P10,5 :
- L(m) : Élévation extraite du MNT (LiDAR)
- C (m) : Élévation extraite du CDSM
- E : Erreur calculée (CDSM -LiDAR)

En raison du caractère très volumineux du tableau, un fichier excel est disponible sur demande en écrivant à l'adresse : dd391004@ens.uqam.ca ou encore à roy.martin@uqam.ca

BIBLIOGRAPHIE

- 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(6), 483–486.
- Antevs, E. (1925). Retreat of the last ice sheet in eastern Canada: Geol. Survey Canada Mem. 146, 142 p. 1928, The last glaciation: *Am. Geol. Soc. Research Ser*, 17, 1931.
- Barber, D. C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A. E., Andrews, J. T., Kerwin, M. W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., & Morehead, M. D. (1999). Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400(6742), 344–348.
- Bard, E., Hamelin, B., & Fairbanks, R. G. (1990). U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature*, 346(6283), 456–458.
- Barlow, A. E. (1899). *Report on the Geology and Natural Resources of the Area Included in the Nipissing and Temiscaming Map sheets, Etc.*
- Barlow, A. E. (1907). *of a Report on the Geology and Natural Resources of the Area Included by the Nipissing and Timiskaming Map-sheets: Comprising Portions of the District of Nipissing, Ontario, and of the County of Pontiac, Quebec* (Vol. 10). SE Dawson.
- Blanchard, R. (1949). Le problème du Témiscamingue. *Geografiska Annaler*, 31(1–4), 325–334.
- Boissonneau, A. N. (1968). Glacial history of northeastern Ontario II. The Timiskaming–Algoma area. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5(1), 97–109.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., & Bonani, G. (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365(6442), 143–147.
- Bond, G. C., & Lotti, R. (1995). Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science*, 267(5200), 1005–1010.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., & Simet, C. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360(6401), 245–249.

- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., DeMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., & Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278(5341), 1257–1266.
- 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.
- Broecker, W., Bond, G., Klas, M., Clark, E., & McManus, J. (1992). Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics*, 6(3), 265–273.
- Broecker, W. S. (1994). Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 372(6505), 421–424.
- Brooks, G. R. (2021). Insights into the Connaught sequence of the Timiskaming varve series from Frederick House Lake, northeastern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 58(12), 1268–1282.
- Brouard, E., Roy, M., Godbout, P.-M., & Veillette, J. J. (2021). A framework for the timing of the final meltwater outbursts from glacial Lake Agassiz-Ojibway. *Quaternary Science Reviews*, 274, 107269.
- Canada, G. S. of, & Hume, G. S. (1925). *Palaeozoic Outlier of Lake Timiskaming, Ontario and Quebec*.
- Carlson, A. E., Anslow, F. S., Obbink, E. A., LeGrande, A. N., Ullman, D. J., & Licciardi, J. M. (2009). Surface-melt driven Laurentide Ice Sheet retreat during the early Holocene. *Geophysical Research Letters*, 36(24).
- Clark, C. D., Hughes, A. L. C., Greenwood, S. L., Jordan, C., & Sejrup, H. P. (2012). Pattern and timing of retreat of the last British-Irish Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 44, 112–146.
- Clark, P. U., Alley, R. B., & Pollard, D. (1999). Northern Hemisphere ice-sheet influences on global climate change. *Science*, 286(5442), 1104–1111.
- Clarke, G. K. C., Bush, A. B. G., & Bush, J. W. M. (2009). Freshwater discharge, sediment transport, and modeled climate impacts of the final drainage of glacial Lake Agassiz. *Journal of Climate*, 22(8), 2161–2180.
- Clarke, G. K. C., Leverington, D. W., Teller, J. T., & Dyke, A. S. (2004). Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200BP cold event. *Quaternary Science Reviews*, 23(3–4), 389–407.
- Coleman, A. P. (1909). Lake Ojibway: Last of the Glacial Lakes. Ont. Bur. Mines. *Ann. Rept. Xviii*.

- Coleman, A. P. (1922). *Glacial & Post Glacial Lakes in Ontario*.
- Cooke, H. C., Mawdsley, J. B., & James, W. F. (1931). *Geology and ore deposits of Rouyn-Harricana region, Quebec* (Vol. 165). FA Acland, printer.
- Corfu, F., & Noble, S. R. (1992). Genesis of the southern Abitibi greenstone belt, Superior Province, Canada: evidence from zircon Hf isotope analyses using a single filament technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(5), 2081–2097.
- Dadswell, M. J. (1974). *Distribution, ecology and postglacial dispersal of certain crustaceans and fishes in Eastern North America. Publications in zoology*.
- Dalton, A. S., Margold, M., Stokes, C. R., Tarasov, L., Dyke, A. S., Adams, R. S., Allard, S., Arends, H. E., Atkinson, N., & Attig, J. W. (2020). An updated radiocarbon-based ice margin chronology for the last deglaciation of the North American Ice Sheet Complex. *Quaternary Science Reviews*, 234, 106223.
- Daubois, V., Roy, M., Veillette, J. J., & Ménard, M. (2015). The drainage of Lake Ojibway in glaciolacustrine sediments of northern Ontario and Quebec, Canada. *Boreas*, 44(2), 305–318.
- Dix, G. R., Coniglio, M., Riva, J. F. v, & Achab, A. (2007). The Late Ordovician Dawson Point Formation (Timiskaming outlier, Ontario): key to a new regional synthesis of Richmondian–Hirnantian carbonate and siliciclastic magnafacies across the central Canadian craton. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44(9), 1313–1331.
- Doughty, M., Eyles, N., & Daurio, L. (2010). Ongoing Neotectonic Activity in the Timiskaming–Kipawa Area of Ontario and Québec. *Geoscience Canada*, 37(3), 109–116.
- Doughty, M., Eyles, N., & Eyles, C. (2013). High-resolution seismic reflection profiling of neotectonic faults in Lake Timiskaming, Timiskaming Graben, Ontario-Quebec, Canada. *Sedimentology*, 60(4), 983–1006.
- Dubé-Loubert, H., Roy, M., Schaefer, J. M., & Clark, P. U. (2018). ¹⁰Be dating of former glacial Lake Naskaupi (Québec-Labrador) and timing of its discharges during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 191, 31–40.
- Dyke, A., & Prest, V. (1987). Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet. *Géographie Physique et Quaternaire*, 41(2), 237–263.
- Dyke, A. S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. *Developments in Quaternary Sciences*, 2, 373–424.

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(5782), 1929–1932.

Elson, J. A., Teller, J. T., & Clayton, L. (1983). Glacial Lake Agassiz-Discovery and a century of research. *Glacial Lake Agassiz*, 21–41.

Feng, R., Kerrich, R., & Maas, R. (1993). Geochemical, oxygen, and neodymium isotope compositions of metasediments from the Abitibi greenstone belt and Pontiac Subprovince, Canada: Evidence for ancient crust and Archean terrane juxtaposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3), 641–658.

Godbout, P.-M., Roy, M., & Veillette, J. J. (2019). High-resolution varve sequences record one major late-glacial ice readvance and two drainage events in the eastern Lake Agassiz-Ojibway basin. *Quaternary Science Reviews*, 223, 105942.

Godbout, P.-M., Roy, M., & Veillette, J. J. (2020). A detailed lake-level reconstruction shows evidence for two abrupt lake drawdowns in the late-stage history of the eastern Lake Agassiz-Ojibway basin. *Quaternary Science Reviews*, 238, 106327.

Godbout, P.-M., Roy, M., Veillette, J. J., & Schaefer, J. M. (2017). Cosmogenic ^{10}Be dating of raised shorelines constrains the timing of lake levels in the eastern Lake Agassiz-Ojibway basin. *Quaternary Research*, 88(2), 265–276.

Gregoire, L. J., Payne, A. J., & Valdes, P. J. (2012). Deglacial rapid sea level rises caused by ice-sheet saddle collapses. *Nature*, 487(7406), 219–222.

Hardy, L. (1976). *Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la baie de James*.

Hays, J. D., Imbrie, J., & Shackleton, N. J. (1976). Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages: For 500,000 years, major climatic changes have followed variations in obliquity and precession. *Science*, 194(4270), 1121–1132.

Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29(2), 142–152.

Hemming, S. R. (2004). Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics*, 42(1).

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(15).

- Hughes, O. L. (1965). *Surficial geology of part of the Cochrane District, Ontario, Canada*.
- Hume, G. S. (1920). The stratigraphy and geologic relations of the Paleozoic outlier of Lake Timiskaming. *American Journal of Science*, 50(298), 293–309.
- Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E., Clemens, S. C., Duffy, A., Howard, W. R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D. G., & McIntyre, A. (1993). On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle. *Paleoceanography*, 8(6), 699–735.
- Jennings, A., Andrews, J., Pearce, C., Wilson, L., & Ólfasdóttir, S. (2015). Detrital carbonate peaks on the Labrador shelf, a 13–7 ka template for freshwater forcing from the Hudson Strait outlet of the Laurentide Ice Sheet into the subpolar gyre. *Quaternary Science Reviews*, 107, 62–80.
- Josenhans, H. W., & Zevenhuizen, J. (1990). Dynamics of the Laurentide ice sheet in Hudson Bay, Canada. *Marine Geology*, 92(1–2), 1–26.
- Kleiven, H. (Kikki) 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(5859), 60–64.
- Kobashi, T., Severinghaus, J. P., Brook, E. J., Barnola, J.-M., & Grachev, A. M. (2007). Precise timing and characterization of abrupt climate change 8200 years ago from air trapped in polar ice. *Quaternary Science Reviews*, 26(9–10), 1212–1222.
- Lajeunesse, P., & St-Onge, G. (2008). The subglacial origin of the Lake Agassiz–Ojibway final outburst flood. *Nature Geoscience*, 1(3), 184–188.
- Laverdière, C. (1969). *Le retrait de la calotte glaciaire de Scheffer: du Témiscamingue au Nouveau-Québec*. Presses de l'Université de Montréal.
- Lawrence, T., Long, A. J., Gehrels, W. R., Jackson, L. P., & Smith, D. E. (2016). Relative sea-level data from southwest Scotland constrain meltwater-driven sea-level jumps prior to the 8.2 kyr BP event. *Quaternary Science Reviews*, 151, 292–308.
- LeGrande, A. N., & Schmidt, G. A. (2008). Ensemble, water isotope-enabled, coupled general circulation modeling insights into the 8.2 ka event. *Paleoceanography*, 23(3).
- Leverington, D. W., Mann, J. D., & Teller, J. T. (2002). Changes in the bathymetry and volume of glacial Lake Agassiz between 9200 and 7700 14C yr BP. *Quaternary Research*, 57(2), 244–252.

- Lewis, C. F. M., Miller, A. A. L., Levac, E., Piper, D. J. W., & Sonnichsen, G. v. (2012). Lake Agassiz outburst age and routing by Labrador Current and the 8.2 cal ka cold event. *Quaternary International*, 260, 83–97.
- Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20(1).
- Lovell, H. L., & Caine, T. W. (1970). *Lake Timiskaming rift valley* (Vol. 39). Ontario Department of Mines.
- Lüthi, D., le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., & Kawamura, K. (2008). High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, 453(7193), 379–382.
- Matero, I. S. O., Gregoire, L. J., Ivanovic, R. F., Tindall, J. C., & Haywood, A. M. (2017). The 8.2 ka cooling event caused by Laurentide ice saddle collapse. *Earth and Planetary Science Letters*, 473, 205–214.
- Mazzotti, S., & Stein, S. (2007). Geodynamic models for earthquake studies in intraplate North America. *Special Papers-Geological Society of America*, 425, 17.
- MDDELCC (2015) Portrait sommaire du bassin versant de la rivière des Outaouais. 51 pages. (En ligne). <https://www.environnement.gouv.qc.ca/eau/bassinversant/bassins/outaouais/portrait-sommaire.pdf> (page consultée le 2020-10-10).
- Meissner, K. J., & Clark, P. U. (2006). Impact of floods versus routing events on the thermohaline circulation. *Geophysical Research Letters*, 33(15).
- Peltier, W. R., Argus, D. F., & Drummond, R. (2015). Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(1), 450–487.
- Prest, V. K. (1968). *Nomenclature of moraines and ice-flow features as applied to the glacial map of Canada*. Department of Energy, Mines and Resources.
- Prest, V. K. (1970). Retreat of Wisconsinan and Recent ice. *Geological Survey of Canada, Map A, 1257*.
- Rasmussen, S. O., Bigler, M., Blockley, S. P., Blunier, T., Buchardt, S. L., Clausen, H. B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S. J., & Fischer, H. (2014). A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 106, 14–28.

- Roy, M., Dell'Oste, F., Veillette, J. J., de Vernal, A., H elie, 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(5–6), 682–692.
- Roy, M., Veillette, J. J., Daubois, V., & Ménard, M. (2015a). Late-stage phases of glacial Lake Ojibway in the central Abitibi region, eastern Canada. *Geomorphology*, 248, 14–23.
- Roy, M., Veillette, J. J., Daubois, V., & Ménard, M. (2015b). Late-stage phases of glacial Lake Ojibway in the central Abitibi region, eastern Canada. *Geomorphology*, 248, 14–23.
- Ruddiman, W. F., Raymo, M., & McIntyre, A. (1986). Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. *Earth and Planetary Science Letters*, 80(1–2), 117–129.
- Sawyer, E. W., & Barnes, S.-J. (1994). Thrusting, magmatic intraplate, and metamorphic core complex development in the Archaean Belleterre-Angliers greenstone belt, Superior Province, Quebec, Canada. *Precambrian Research*, 68(3–4), 183–200.
- Shakun, J. D., Clark, P. U., He, F., Marcott, S. A., Mix, A. C., Liu, Z., Otto-Bliesner, B., Schmittner, A., & Bard, E. (2012). Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature*, 484(7392), 49–54.
- Shilts, W. W. (1980). Flow patterns in the central North American ice sheet. *Nature*, 286(5770), 213–218.
- Teller, J. T. (1987). *Proglacial lakes and the southern margin of the Laurentide Ice Sheet*.
- Teller, J. T. (2003). Controls, history, outbursts, and impact of large late-Quaternary proglacial lakes in North America. *Developments in Quaternary Sciences*, 1, 45–61.
- Teller, J. T., Leverington, D. W., & Mann, J. D. (2002). Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 21(8–9), 879–887.
- Teller, J. T., & Owen, L. A. (2021). Age of Gimli beach of Lake Agassiz based on new OSL dating. *Journal of Quaternary Science*, 36(1), 56–65.
- Thomas, E. R., Wolff, E. W., Mulvaney, R., Steffensen, J. P., Johnsen, S. J., Arrowsmith, C., White, J. W. C., Vaughn, B., & Popp, T. (2007). The 8.2 ka event from Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*, 26(1–2), 70–81.

- Thorleifson, L. H., Teller, J. T., Matile, G., & Brisbin, W. C. (1996). Review of Lake Agassiz history. *Sedimentology, Geomorphology, and History of the Central Lake Agassiz Basin. Geological Association of Canada Field Trip Guidebook B, 2*, 55–84.
- Veillette, 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(1), 67–84.
- Veillette, J. J., & Daigneault, R. A. (1987). Surficial geology, Lac Kipawa, Québec and Ontario. *Geological Survey of Canada, Map 1644A*.
- Veillette, J. (1988). Déglaciation et évolution des lacs proglaciaires post-Algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario. *Géographie Physique et Quaternaire*, 42(1), 7–31.
- Veillette, J. J. (1994). Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway. *Quaternary Science Reviews*, 13(9–10), 945–971.
- Vincent, J. S. (1971). *Le quaternaire des cantons de Guigues, Baby, Duhamel et Laverlochère, comté de Témiscamingue, Québec* (Doctoral dissertation, University of Ottawa (Canada)).
- Vincent, J.-S., & Hardy, L. (1977). L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois. *Géographie Physique et Quaternaire*, 31(3–4), 357–372.
- Vincent, J.-S., & JS, V. (1979). *The evolution of glacial lakes Barlow and Ojibway, Quebec and Ontario*.
- Wilson, M. E. (1910). *Geology of an area adjoining the east side of Lake Timiskaming, Quebec* (Issue 1064). Government Print. Bureau.