

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

DÉVELOPPEMENT, CONFIGURATION ET CHRONOLOGIE DES LACS
GLACIAIRES DU SECTEUR EST DE LA PÉNINSULE D'UNGAVA DURANT
LA DERNIÈRE DÉGLACIATION

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

MARC-ANTOINE LÉVESQUE

SEPTEMBRE 2021

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.10-2015). 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

D'abord, je tiens sincèrement à remercier M. Martin Roy, mon directeur de recherche, de m'avoir donné l'opportunité de réaliser un projet d'une telle envergure. Je suis extrêmement reconnaissant de l'écoute, des conseils, de la patience et de la disponibilité que tu as su m'offrir tout au long de la réalisation de mes travaux de maîtrise.

Aussi, j'aimerais remercier Hugo Dubé-Loubert d'avoir rendu possible la réalisation de ce projet via une collaboration avec le Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles (MERN). Merci aussi pour ton accompagnement, ton implication et ta générosité durant les travaux de terrains et lors de la rédaction de ce mémoire. Un grand merci à Étienne Brouard pour le temps et l'aide qu'il a su m'accorder dans les travaux de modélisation et autres aspects connexes; ce fut plus qu'apprécié.

Merci également à Claudie Lefebvre Fortier pour sa contribution lors des travaux de terrain, ainsi qu'à Simon Hébert, Olivier Lamarche et Iyse Randour pour les précieux conseils.

Enfin, un merci spécial à mes parents ainsi qu'à ma précieuse famille et à mes formidables amis, dont le soutien inconditionnel, m'a été d'une aide inestimable tout au long de ce parcours qui ne fut parfois pas de tout repos. Finalement, mille mercis à toi Lydia pour ton support et ton écoute tout au long de ce processus ainsi que ton appui durant mes études et lors de mes étés passés loin de toi. J'en suis énormément reconnaissant.

DÉDICACE

À mes parents, Marthe et André

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	vii
LISTE DES TABLEAUX.....	xii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES	xiii
RÉSUMÉ	xv
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I CARACTÉRISTIQUES PHYSIOGRAPHIQUES ET GÉOLOGIQUES DE LA RÉGION D'ÉTUDE	10
1.1 Localisation, climat et végétation	10
1.1.1 Hydrographie.....	12
1.1.2 Physiographie.....	14
1.2 Géologie du substrat	14
1.3 Géologie du Quaternaire et travaux antérieurs	17
1.3.1 La déglaciation et les lacs glaciaires de la péninsule d'Ungava	23
1.3.2 Déglaciation de la péninsule d'Ungava.....	26
1.3.3 Chronologie de la déglaciation de la péninsule d'Ungava.....	28
CHAPITRE II CARTOGRAPHIE GÉOMORPHOLOGIQUE DU NORD-EST DE LA PÉNINSULE D'UNGAVA : IMPLICATIONS POUR LE PATRON DE DÉGLACIATION ET LE DÉVELOPPEMENT DES LACS GLACIAIRES	31
2.1 Introduction.....	31
2.2 Méthodologie.....	33
2.2.1 Caractéristiques de l'imagerie <i>RapidEye</i> et <i>ArcticDEM</i>	34
2.2.2 Approche cartographique	35
2.2.3 Mesure d'élévation.....	39
2.3 Résultats de la cartographie	40

2.3.1	Rivages glaciolacustres	40
2.3.2	Deltas glaciolacustres.....	43
2.3.3	Eskers	45
2.3.4	Chenaux d'eau de fonte.....	48
2.3.5	Formes d'écoulement glaciaire	51
2.3.6	Mesures d'élévations.....	53
2.4	Discussion sur le retrait glaciaire et le développement des lacs glaciaires.....	56
2.4.1	Orientation des eskers et configuration du retrait de la marge glaciaire.	58
2.4.2	Orientation des chenaux d'eau de fonte et configuration de la marge glaciaire.....	59
2.4.3	Lignes de rivages et deltas glaciolacustres.....	60
	Modèle de développement des lacs glaciaires lors de la déglaciation	62
2.5	Conclusions	63
CHAPITRE III DATATION PAR ISOTOPES COSMOGÉNIQUES (^{10}Be) DE RIVAGES DES LACS GLACIAIRES NANTAIS ET KLOTZ		
3.1	Travaux antérieurs sur la chronologie de la portion est de la péninsule d'Ungava.....	66
3.2	Datation par isotopes cosmogéniques.....	69
3.2.1	Principe de base de la datation par isotope cosmogénique	70
3.2.2	Incertitudes et sources d'erreur	74
3.3	Description des sites et analyse des échantillons pour les datations ^{10}Be	75
3.4	Résultats : âges ^{10}Be	81
3.5	Discussion.....	82
3.6	Conclusions	87
CHAPITRE IV RECONSTRUCTION DES LACS GLACIAIRES NANTAIS ET KLOTZ ET PALÉOGÉOGRAPHIE DE LA DÉGLACIATION DU SECTEUR NORD-EST DE LA PÉNINSULE D'UNGAVA		
4.1	Modélisation et reconstruction des plans d'eau.....	89
4.1.1	Modèle d'élévation numérique	91
4.1.2	Données de déformation glacio-isostatique	91
4.1.3	Isochrones de la déglaciation	91
4.1.4	Hydrographie et calcul des volumes d'eau	93
4.2	Résultats : évolution du retrait glaciaire et développement des lacs proglaciaires	93

4.2.1 Volumes d'eau de fonte drainés.....	97
4.3 Discussion.....	100
4.4 Conclusions	102
CONCLUSION.....	104
ANNEXE A RECONSTRUCTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU SECTEUR EST DE LA PÉNINSULE D'UNGAVA ENTRE 9,1 ET 7,8 KA BP	108
ANNEXE B Informations relatives aux échantillons pour la datation au ^{10}BE	122
BIBLIOGRAPHIE	123

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
<p>1 (A) Carte schématique montrant les lacs glaciaires (noirs) du secteur du Québec-Labrador (SQL) et d'autres vestiges de l'Inlandsis Laurentidien à la fin de la déglaciation (~ 10 cal ka BP ; modifiée de Dyke, 2004). (B) Localisation des lacs de barrage glaciaire dans le nord du Québec lors de la dernière déglaciation : 1) Lac Nantais ; 2) Lac Payne ; 3) Lac Minto ; 4) Lac à l'Eau-Claire ; 5) Lac Mélézes ; 6) Lac Caniapiscau ; 7) Lac McLean ; 8) lac Naskaupi, a : bassin du lac Indian House, b : bassin des collines Pyramid ; 9) Lac Ford ; 10) Lac Koroc (tirée de Dubé-Loubert et Roy, 2018).</p>	6
<p>1.1 A. Localisation de la région d'étude sur la péninsule de l'Ungava (rectangle rouge). B. Physiographie de la région d'étude. Les lacs glaciaires de la région d'étude se sont développés dans les bassins des lacs Nantais et Klotz, ainsi que dans les bassins versants des rivières Vachon et Lepelé.....</p>	11
<p>1.2 A. Géologie du socle rocheux du secteur est de la péninsule d'Ungava. B. Provinces géologiques s'étendant sur le Nord-du-Québec. La région d'étude est montrée par l'encadré noir.</p>	16
<p>1.3 A. Principaux éléments géomorphologiques associés à la couverture du nord du Québec par l'Inlandsis laurentidien : linéations glaciaires (drumlins, crag-and-tails) et eskers. Les lignes de partage glaciaires issues de la calotte Laurentidienne lors de la dernière glaciation sont montrées en noir. On note la ligne de partage de Payne (P) située au centre de la péninsule d'Ungava et en périphérie du terrain d'étude. La géomorphologie du Nord québécois et du Labrador est caractérisée par des formes de terrains montrant un système d'écoulement glaciaire divergent vers le sud et un autre système d'écoulement glaciaire convergent vers le nord (baie d'Ungava), lesquels sont séparés par une zone étroite en forme de U ou en forme de fer à cheval (ligne double pointillée) communément</p>	

	nommée <i>Horseshoe Unconformity</i> (Prest et al., 1968; Clark et al., 2000). Figure modifiée de Dubé-Loubert et Roy (2017). B. Principaux dômes de dispersion glaciaire de l’Inlandsis laurentidien, ainsi que les lignes de partage glaciaires de ces dômes. Modifié de Dyke et Prest (1987).	21
1.4	Assemblages morpho-sédimentaires et principaux éléments géomorphologiques associés à la dynamique glaciaire de la péninsule d’Ungava. Modifié de Dubé-Loubert (2018), d’après Gray et Lauriol (1985).....	22
1.5	Étendue du lac glaciaire Nantais ainsi que les éléments géomorphologiques associés à son développement et à la déglaciation de ce secteur. Tiré de Lauriol (1987).....	25
1.6	Évolution temporelle des marges glaciaires du dôme du Labrador lors de la dernière déglaciation dans la région du nord du Québec et du Labrador. Ces marges ont été tracées en considérant les âges radiocarbones et cosmogéniques du secteur, ainsi que certains éléments géomorphologiques et autres considérations associés à la déglaciation de la région. Tiré de Dalton et al. (2020).	30
2.1	A. Exemple d’un esker (flèche) observé sur une image satellite de type RapidEye dans la région d’étude. B. Image satellitaire RapidEye de l’esker combiné au modèle d’élévation de l’Arctic DEM. C. Photo de l’esker à partir d’un vol en hélicoptère.	36
2.2	A. Image satellitaire (Google Earth) montrant des rivages glaciolacustres perchés sur les flancs de la vallée de la rivière Vachon ainsi qu’un chenal déversoir asséché suivant grossièrement l’axe de la vallée. B. Vue aérienne des formes de terrains montrées en A.....	42
2.3	A. Image satellitaire (Google Earth) montrant un delta glaciolacustre légèrement chenalisé ainsi que le chenal nourricier responsable de l’apport sédimentaire de ce delta; flanc ouest de la vallée de la rivière Vachon. B. Vue aérienne des formes de terrains montrées en A.....	44
2.4	Image satellitaire (Google Earth) montrant un esker d’orientation ouest- est observé dans le secteur à l’est de la rivière Vachon.....	46

2.5	A. Image satellitaire (Google Earth) montrant des chenaux sous-glaciaires d'orientation similaire aux trains d'eskers observables dans le secteur (SW-NE) ainsi que des chenaux latéraux marginaux perpendiculaires aux chenaux sous-glaciaires développés parallèlement à la marge glaciaire lors d'une stagnation de celle-ci. B. Deux chenaux déversoirs observables aux abords de la rivière Vachon. Ceux-ci témoignent de l'érosion produite par l'eau lorsque le drainage par la rivière Vachon était obstrué par la glace lors du recul de celle-ci.....	49
2.6	Distribution des linéations glaciaires cartographiés dans la région d'étude. Les principaux secteurs sont représentés par une flèche représentant l'orientation moyenne de l'allongement respectif des formes. Ceux-ci se présentent principalement sous forme de traînées morainiques avec abri (crag-and-tail).	51
2.7	Graphique montrant les mesures d'élévations des rivages et deltas glaciolacustres mesurés projetés le long de deux transects ouest-est allant du lac Nantais actuel (367 m) à la rivière Vachon et du lac Klotz actuel (249 m) à la rivière Lepelé.....	52
2.8	Distribution des sites de mesures d'élévation prises sur des rivages glaciolacustres, des deltas glaciolacustres et la tête de certains chenaux d'eau de fonte à proximité des vallées principales du secteur.....	53
2.9	Carte thématique géomorphologique. Distribution des lignes de rivages, deltas glaciolacustres, eskers, plaines d'épandage (esker fans), chenaux d'eau de fonte (sous-glaciaire, latéral marginal et déversoir) cartographiés sur le secteur d'étude. Ces formes sont développées principalement dans les bassins versants des lacs Nantais et Klotz et dans les vallées des rivières Vachon et Lepelé. Noter que les lignes de rivages identifiées sur la figure sont souvent continues sur plusieurs kms.....	55
3.1	Illustration des différentes étapes de formation des nucléides cosmogéniques <i>in situ</i> : entrée du rayonnement galactique primaire dans le champ magnétique terrestre, cascade réactionnelle dans l'atmosphère générant le rayonnement cosmique secondaire et les nucléides cosmogéniques atmosphériques et interaction du rayonnement secondaire avec la surface terrestre produisant les nucléides cosmogéniques <i>in situ</i> (tiré de Protin (2019), modifié de Martin (2016)).	70

3.2	A. Emplacements des sites de prélèvements d'échantillons pour les datations cosmogéniques de rivages glaciolacustres. B. Vue des airs d'une série de rivages glaciolacustres étagés au site d'échantillonnage du lac Nantais. C. Vue des airs de rivages glaciolacustres au site d'échantillonnage du lac Klotz. D. Vue du sol d'une terrasse de blocs d'un rivage glaciolacustre au site du lac Nantais. On peut y voir le roc au cœur de la limite de délavage formée par l'érosion des vagues, ainsi que l'accumulation de blocs de taille métrique formant rupture de pente. E. Vue du sol de l'accumulation de blocs formant le rivage glaciolacustre du lac Klotz. On note le roc délavé par l'action des vagues en haut à gauche.	75
3.3	A. Modèle schématique montrant le développement des plages de blocs et des limites de lessivages produites au contact d'un plan d'eau sur une pente, en plus de l'incidence sur rayonnement cosmique sur ces formes (modifié de Godbout et al., 2017). B. Vue du sol d'un rivage glaciolacustre du lac Nantais et exemple de bloc échantillonné pour la datation au ^{10}Be . C. Vue du sol de l'échantillonnage d'un bloc à la scie à roche sur un rivage glaciolacustre du lac Klotz. D. Exemple de quadrillage laissé sur la surface d'un bloc après échantillonnage pour la datation au ^{10}Be .	79
3.4	Distribution des âges radiocarbone (^{14}C) calibrés provenant de travaux antérieurs pour la région d'étude (Dyke, 2004). La majorité des datations se trouvent sur les côtes de la baie d'Ungava et de la Baie de Whitley. La figure montre les âges ^{10}Be moyen retenus pour chacun des sites datés (voir texte pour détails).	85
4.1	Sommaire de l'approche méthodologique employée pour générer le MNT représentant l'évolution des marges glaciaires et l'accumulation concomitante d'eau de fonte dans les bassins de basses élévations.	92
4.2	Exemple de tranche temporelle produite par la reconstruction paléogéographique montrant l'évolution des lacs glaciaires occupant les bassins des lacs Nantais et Klotz et la vallée de la rivière Vachon. Les flèches rouges représentent les principaux exutoires empruntés par l'eau de fonte sortant des bassins au fil du recul de la marge glaciaire. L'ensemble des 14 figures générées par le modèle est présenté en annexe A.	96
4.3	Accumulation totale d'eau de fonte entre 9200 et 7800 a BP. Les principaux drainage ainsi que le plan d'eau y étant associé sont montré par des flèches.	98

4.3	Eau de fonte totale drainée pour chaque phase de 100 ans entre 9250 et 7750 a BP.....	99
-----	---	----

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
2.1 Critères d'identification des éléments géomorphologiques	38
3.1 Datations radiocarbone connus de la région d'étude	66
3.2 Âges d'exposition et incertitudes associées par site d'échantillonnage.	82

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

²⁶Al : Aluminium

³⁹Ar : Argon 39

AD : ArcticDEM

BCGQ : Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec

⁹Be : Béryllium 9

¹⁰Be : Béryllium 10

BP : *Before present*

¹⁴C : Carbone 14

CDEM: *Canadian digital elevation model* / Modèle numérique de terrain canadien

³⁶Cl : Chlore 36

DGPS : *Differential global positioning system* / Système mondial de positionnement différentiel

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

GPS : *Global positioning system* / Système mondial de positionnement

HU : *Horseshoe Unconformity*

IL: Inlandis laurentidien

LIDAR : *Light detection and ranging* / détection et estimation de la distance par la lumière

LPP : Ligne de partage glaciaire de Payne / *Payne Ice divide*

MERN: Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles

MNT : Modèle numérique de terrain

¹⁶O : Oxygène 16

OSL : *Optically stimulated luminescence* / Luminescence optique programmée

RE : RapidEye

SdL : Secteur du Labrador

SIG : Système d'information géographique

SIGEOM : Système d'information géominière

SNRC : Système national de référence cartographique

TTG : Tonalite, trondhjémite et granodiorite

UQAM : Université du Québec à Montréal

USA : *United states of America* / États-Unis d'Amérique

RÉSUMÉ

Le retrait de l'Inlandsis laurentidien sur la péninsule d'Ungava a entraîné la formation de grands lacs de barrage glaciaire qui ont laissé de nombreux rivages perchés et autres formes de terrain glaciolacustres dans les principales vallées fluviales et autres bassins de basse élévation. Le développement et l'évolution de ces lacs glaciaires sont étroitement liés à la position de la marge glaciaire et à sa configuration tout au long de la déglaciation. Ces aspects de l'histoire glaciaire sont cependant encore mal contraints aujourd'hui, tout comme la chronologie du retrait glaciaire à l'intérieur de la péninsule. Par conséquent, la configuration, le volume et la chronologie des lacs glaciaires de la péninsule d'Ungava sont encore peu connus. Ce manque de données empêche l'évaluation de l'impact des décharges d'eau de fonte en provenance de ces lacs, lesquels se sont drainés dans la mer du Labrador via la baie d'Ungava, une zone sensible de la circulation océanique de l'Atlantique Nord. Ce projet de maîtrise a comme objectif de raffiner les connaissances sur la déglaciation régionale afin de reconstruire l'étendue et les volumes de deux grands lacs glaciaires de la péninsule d'Ungava – les Lacs Nantais et Klotz. Pour ce faire, une cartographie détaillée des rivages, deltas et autres formes associées a été réalisée. Le retrait de la marge glaciaire a été documenté via la cartographie systématique des eskers, moraines et chenaux d'eau de fonte à l'aide d'images satellitaires à haute résolution (RapidEye) et de modèles d'élévation numérique de terrain (ArcticDEM). Les observations ont été validées par des travaux de terrain, lesquels ont permis des mesures d'élévation de séquences de rivages et deltas à l'aide d'un GPS différentiel de haute précision. De plus, la chronologie des lacs a été contrainte par des datations cosmogéniques (^{10}Be) sur les rivages les plus représentatifs. Les travaux de cartographie révèlent une succession quasi continue de rivages et de deltas qui suggère un abaissement progressif des plans d'eau glaciolacustres. Globalement, les résultats indiquent que ces lacs se sont formés le long d'une marge glaciaire qui se retirait vers l'ouest-sud-ouest. Ce mode de retrait a entraîné l'ouverture d'une série d'exutoires orientés vers le sud et localisés principalement le long des vallées des rivières Lepelé et Vachon. Ce mode de retrait a permis aux eaux de fonte de s'étendre successivement dans différents bassins d'élévations inférieures, jusqu'au confluent avec la rivière Arnaud, dont la libération des glaces a permis le drainage final des lacs dans la baie d'Ungava. Les âges ^{10}Be obtenus montrent un faible étalement qui souligne la difficulté d'obtenir des contraintes chronologiques dans les environnements de glace à base froide comme dans le cœur de la péninsule où l'érosion glaciaire était faible.

Néanmoins, les âges ^{10}Be retenus indiquent que le développement de ces lacs glaciaires a eu lieu autour de $9,6 \pm 0,4$ ka. Tous les résultats sont insérés dans un modèle basé sur le système d'information géographique qui intègre les isochrones de la déglaciation régionale et la paléotopographie en tenant compte de la déformation glacioisostatique de cet période de la déglaciation. La modélisation indique que le recul vers le S-SO du front glaciaire orienté NO-SE s'est effectué à un rythme relativement constant. Ce patron de déglaciation a donné naissance à une succession de lacs glaciaires transitoires et d'envergures variables, mais pour la plupart d'étendues et volumes modestes. De nouveaux exutoires sont libérés au fur et à mesure du retrait glaciaire, ce qui occasionne le drainage des différentes accumulations d'eau. La chronologie de ces rejets d'eau de fonte chevauche en partie un intervalle critique de la déglaciation, soit le refroidissement majeur de 8,2 ka. Dans l'ensemble, ces travaux augmentent notre compréhension du développement et de l'évolution de ces lacs glaciaires, en plus de raffiner le patron de déglaciation régional – des résultats qui devraient contribuer à améliorer les reconstitutions paléogéographiques pour la déglaciation du Secteur du Labrador.

Mots-clés : déglaciation, Inlandsis laurentidien, lacs glaciaires, datation cosmogénique, cartographie Quaternaire.

INTRODUCTION

La période Quaternaire est caractérisée par le développement épisodique de calottes glaciaires d'envergure continentale dans l'hémisphère nord. L'évolution et la dynamique de ces inlandsis ont joué un rôle prépondérant dans les changements du climat au cours de cette période. Cette variabilité climatique découle en grande partie d'interactions complexes entre les composantes continentale (inlandsis, glaciers), océanique et atmosphérique du Système Terre (Clark et al., 1999). De par leur étendue et dimension, les grandes calottes glaciaires du Quaternaire ont eu un impact majeur sur le système atmosphérique et sur le bilan radiatif (albedo) terrestre sur de longues échelles de temps. Toutefois, les archives paléoclimatiques basées sur les sédiments marins et carottes de glace polaire associent les oscillations climatiques d'échelle décennale à millénaire de la dernière période glaciaire à des décharges massives d'icebergs et de grands volumes d'eaux de fonte qui ont perturbé la circulation océanique thermohaline qui régule le climat (Heinrich 1988; Bond et al. 1992; Bond and Lotti 1995). Les études paléocéanographiques et modèles numériques actuels attribuent ces perturbations climatiques à des effondrements épisodiques de l'Inlandsis laurentidien qui a complètement recouvert le Canada et une partie du centre-nord et nord-est des États-Unis (Broecker et al. 1992; Andrews and MacLean, 2003; Hemming, 2004).

Le recul et les changements de configuration (étendue) de l'Inlandsis laurentidien au cours de la dernière déglaciation a également mené à des perturbations climatiques importantes, principalement via la production massive d'eau de fonte vers l'Océan Atlantique Nord et/ou de la réorganisation des patrons de drainage à l'échelle continentale (Alley et al., 1997; Clark et al., 2001; Teller et al., 2002; Clarke et al.,

2004; Meissner and Clark, 2006; Carlson et Clark, 2012). De plus, des quantités importantes d'eau de fonte se sont accumulées le long de la marge de l'inlandsis en retrait ou à l'intérieur des vallées des grandes rivières du Nord québécois (Teller, 1987; Gray et al., 1993; 1996; Dyke, 2004; Dubé-Loubert et Roy, 2017). Le drainage abrupt de ces lacs de barrage glaciaire de différentes envergures représente un forçage climatique important en raison de l'apport massif d'eau de fonte dans l'Atlantique Nord qui peut potentiellement avoir un impact sur la circulation océanique méridionale (Barber et al., 1999; Rohling and Palike, 2005; Ellison et al., 2006; Hillaire-Marcel et al., 2007; Kleiven et al., 2008).

Les études sur la dernière déglaciation indiquent que les dernières décharges massives d'eau de fonte en provenance de lacs glaciaires se sont faites via la baie et le détroit d'Hudson pour rejoindre l'Atlantique Nord (Barber et al., 1999; Hillaire-Marcel et al., 2007; Lajeunesse et St-Onge, 2007; Roy et al., 2011; Lewis et al., 2012; Jennings et al., 2015). En effet, un des derniers événements majeurs de la déglaciation consiste en l'effondrement du barrage de glace dans la baie d'Hudson qui retenait les lacs glaciaires Agassiz et Ojibway qui étaient alors coalescents (e.g., Lajeunesse et St-Onge, 2007). L'injection soudaine et massive d'eau douce liée à cette décharge est communément utilisée comme principal mécanisme pour expliquer le refroidissement climatique le plus marqué de l'Holocène qui s'est déroulé autour de 8,2 ka (Alley *et al.*, 1997; Kobashi et al., 2007; Thomas et al., 2007; Rasmussen et al., 2014). Le soi-disant événement de 8,2 ka est associé à l'apport d'eau douce dans la Mer du Labrador, un site important pour la production des eaux profondes de l'Atlantique Nord (Barber *et al.*, 1999). Des modélisations de l'impact de ce drainage sur l'océan basé sur des estimations des volumes d'eau de fonte en cause (Veillette, 1994; Barber et al., 1999; Clarke et al., 2004) indiquent cependant que les quantités d'eau sont tout juste assez importantes pour provoquer une perturbation significative (LeGrande and Schmidt, 2008; Clarke et al., 2009; Wiersma and Jongma, 2010). De plus, de nouvelles données sur le Lac Agassiz-Ojibway suggèrent que ces estimations d'eau de fonte sont fort

probablement surestimées (Roy et al., 2015; Godbout et al., 2020). D'autre part, des modélisations basées sur des considérations glaciologiques et paléoclimatiques suggèrent que cette perturbation climatique pourrait aussi être le résultat d'un forçage principalement lié à une contribution importante et soutenu en eau douce provenant de la fonte globale de l'inlandsis au cours de cet intervalle (Carlson, 2009), superposé à l'effondrement de l'ensellement qui retenait le lac – une combinaison d'événements qui pourrait supposément avoir joué un rôle tout aussi important que le drainage du lac (Gregoire et al., 2012; Matero et al., 2017).

Considérant le lien important entre les forçages d'eau douce et les rétroactions qui en résultent dans le système climatique, l'acquisition de données reliées au retrait et à la configuration de l'Inlandsis laurentidien lors de la dernière déglaciation s'avère donc une étape fondamentale à la compréhension de l'évolution climatique au cours de la déglaciation. Ceci souligne l'importance de produire des estimations fiables sur les volumes d'eau de fonte impliqués dans le drainage des lacs glaciaires (e.g., Clarke et al., 2004). Cependant, les enregistrements géomorphologiques (rivages et deltas) contraignant l'évolution et l'étendue (superficie, profondeur) de ces lacs au cours de la déglaciation restent dans bien des régions encore insuffisamment documentées (e.g., Godbout et al., 2020). De plus, une partie des incertitudes associées au rôle de ces lacs glaciaire dans les excursions climatiques de la dernière déglaciation découle de l'absence notable de données chronologiques relativement précises permettant de contraindre le timing de leur évolution et notamment de leur drainage (e.g., Godbout et al., 2017).

Ceci reflète en partie une limitation géochronologique reliée à l'absence de matériel organique au cœur des régions englacées et qui limite l'utilisation de la datation radiocarbone (^{14}C) communément utilisée dans les reconstructions paléogéographiques de la déglaciation (Dyke, 2004; Dalton et al., 2020). Néanmoins, de récents travaux basés sur la datation par isotopes cosmogéniques de rivages et dépôts de drainage

associés au lac Naskaupi soulignent le potentiel de cette approche pour contraindre la chronologie du développement de lacs glaciaires (Dubé-Loubert *et al.*, 2018). Ces travaux suggèrent que les lacs glaciaires du sud-est de l'Ungava se sont développés et drainés au cours d'un intervalle critique de la déglaciation et qu'ils ont fort probablement contribué au forçage en eau douce lié au refroidissement de 8.2 ka. Considérant que les autres lacs glaciaires de la péninsule de l'Ungava se sont fort probablement développés au cours de cette période (Gray *et al.*, 1993; Daigneault, 2008), il est impératif de préciser leur évolution (configuration, volume) et leur chronologie afin de bien contraindre les apports en eau de fonte en provenance de la baie d'Ungava.

Le nord du Québec et le Labrador est une région où les enregistrements morphosédimentaires quaternaires sont très riches, notamment en ce qui a trait au retrait de la marge glaciaire et au développement concomitant de lacs glaciaires lors de la déglaciation. Plusieurs travaux pionniers ont en effet rapporté l'existence de nombreux lacs glaciaires qui ont occupé les principales vallées des rivières se jetant dans la baie d'Ungava (Ives, 1959, 1960; Barnett, 1963; Lauriol et Gray, 1987; Gray *et al.*, 1993). Ces lacs ont fait l'objet de très peu d'études détaillées et les connaissances sur leur contexte de mise en place et leur chronologie demeurent encore très préliminaires à l'exception de récents travaux dans le bassin de la rivière George au sud-est de la baie d'Ungava (Dubé-Loubert et Roy, 2017; Dubé-Loubert *et al.*, 2018). Bien que le développement de ces lacs soit directement relié au patron de retrait du Dôme du Labrador, le manque de contraintes détaillées sur la position et la configuration de la marge glaciaire ayant mené à l'obturation de ces lacs limite grandement la mise sur pied de reconstructions paléogéographiques adéquates. La situation est particulièrement marquante en ce qui concerne les lacs à l'ouest de la baie d'Ungava (Lauriol, 1982; Gray et Lauriol, 1985; Lauriol et Gray, 1987; Gray *et al.*, 1993; Daigneault, 2008) où le manque de connaissances sur leur développement et

configuration a donné lieu à des modèles de déglaciation très contrastés et qui sont encore aujourd'hui débattus (e.g., Kleman, 1994; Clark et al., 2000).

La région du nord-est de la péninsule d'Ungava renferme de nombreux enregistrements sédimentaires et géomorphologiques qui ont le potentiel d'apporter une foule de renseignements sur la relation entre le retrait glaciaire et le développement et l'évolution de ces lacs glaciaires (figure 1). Malgré cela, l'histoire glaciaire de cette région demeure encore relativement peu documentée dans la littérature scientifique. Ceci découle en grande partie des contraintes logistiques reliées à la réalisation de travaux dans une région subarctique comme le Nunavik. Depuis quelques années cependant, le Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec (BCGQ) du Ministère de l'Énergie et des ressources naturelles (MERN) du Québec mène différents travaux dans cette région dans le but d'y bonifier les connaissances géoscientifiques et de mettre en valeur le potentiel minéral de la province. Des campagnes de cartographie et d'échantillonnage des dépôts de surface incluant une importante composante de terrain ont été initiées de 2012 à 2015 au sud de la baie d'Ungava (Dubé-Loubert et al., 2014; Dubé-Loubert et al., 2016). Depuis 2017, ces travaux se poursuivent dans le secteur de la péninsule d'Ungava (Dubé-Loubert et al., 2018; Dubé-Loubert et al., 2019), principalement dans les régions au pourtour des communautés de Puvirnituk, Kangirsuk et Salluit.

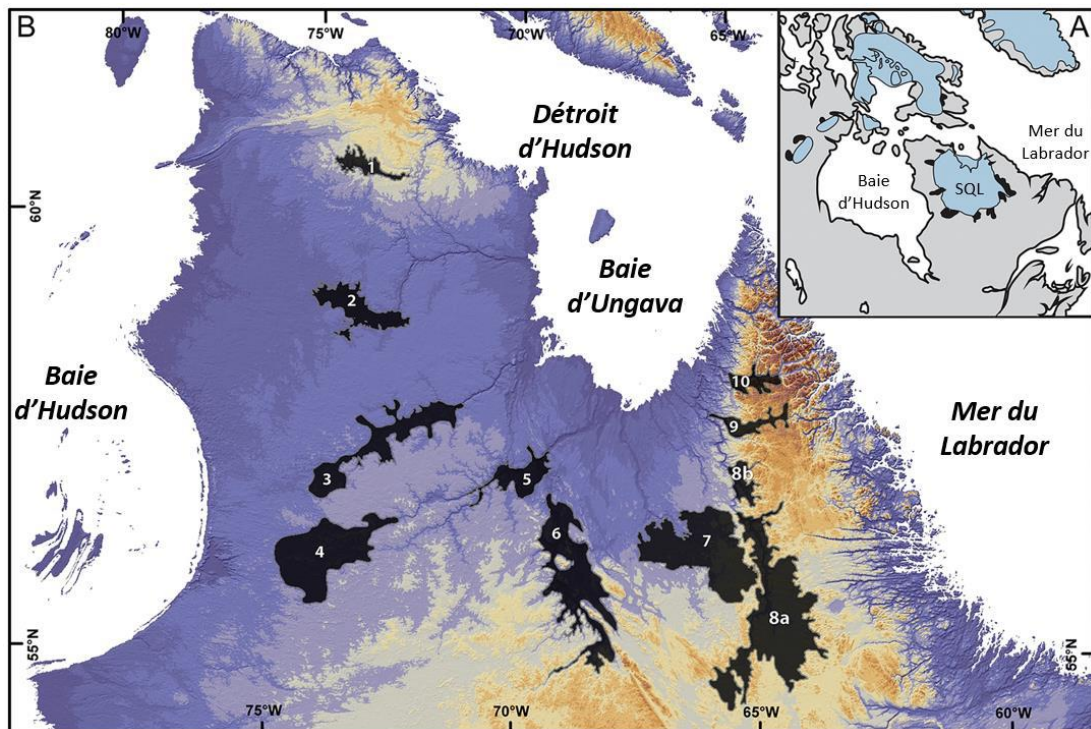


Figure 1 (A) Carte schématique montrant les lacs glaciaires (noirs) du secteur du Québec-Labrador (SQL) et d'autres vestiges de l'Inlandsis Laurentidien à la fin de la déglaciation (~ 10 cal ka BP ; modifiée de Dyke, 2004). (B) Localisation des lacs de barrage glaciaire dans le nord du Québec lors de la dernière déglaciation : 1) Lac Nantais ; 2) Lac Payne ; 3) Lac Minto ; 4) Lac à l'Eau-Claire ; 5) Lac Mélézes ; 6) Lac Caniapiscou ; 7) Lac McLean ; 8) Lac Naskaupi, a : bassin du lac Indian House, b : bassin des collines Pyramid ; 9) Lac Ford ; 10) Lac Koroc (tirée de Dubé-Loubert et Roy, 2018).

Le présent projet de maîtrise vise à approfondir les connaissances sur la déglaciation finale de l'Inlandsis laurentidien sur la portion nord-est de la péninsule d'Ungava où une série de plans d'eau glaciolacustres se sont développés. Il a été mené en collaboration avec le BCGQ qui a assuré la logistique des travaux. Les principaux éléments de la géologie quaternaire traités dans ce mémoire portent sur la dynamique du patron du retrait de la marge glaciaire dans la région, le développement et l'étendue des lacs proglaciaires Nantais et Klotz ainsi que la chronologie de la déglaciation.

De façon spécifique, les principaux objectifs se divisent en quatre points :

- 1) Documenter le patron du retrait glaciaire dans la région et délimiter la configuration de la marge glaciaire à partir de la cartographie systématique des eskers, moraines et chenaux d'eau de fonte sur le territoire;
- 2) Reconstruire l'étendue et l'évolution des lacs glaciaires ayant occupé les bassins des lacs Nantais et Klotz et des rivières adjacentes, dont la rivière Vachon, à partir d'une cartographie détaillée des rivages, deltas et autres formes glaciolacustres associées;
- 3) Contraindre la chronologie de la déglaciation et du développement des lacs par des datations basées sur les isotopes cosmogéniques (^{10}Be) sur les rivages les plus représentatifs;
- 4) Enfin, produire un modèle paléogéographique le plus représentatif de la déglaciation du secteur sud-est de la péninsule de l'Ungava décrivant le retrait de la marge glaciaire et l'évolution des plans d'eau glaciolacustres à partir des données collectées et permettant un calcul des volumes d'eau de fonte contenu dans ces lacs glaciaires.

Pour répondre à ces objectifs, une carte thématique de la géomorphologie du secteur d'étude a été produite à l'aide d'un logiciel de système d'information géographique (SIG) intégrant différentes données collectées à partir d'images satellitaires de haute

résolution (RapidEye), d'un modèle d'élévation numérique de haute résolution (Arctic DEM; Porter et al., 2018) et de différents modèles numériques de terrain (MNT). Les travaux de cartographie ont été bonifiés par l'entremise d'une campagne de terrain qui a permis de vérifier les différents éléments cartographiés à partir des images satellitaires et MNT, en plus de permettre l'acquisition de mesures d'élévations de formes de terrains clés grâce à un GPS de haute précision.

De plus, les travaux de terrain ont permis l'échantillonnage de formes de terrain afin d'y effectuer des datations basées sur les isotopes cosmogéniques (^{10}Be) dont les cibles avaient été préalablement déterminées lors de la phase de cartographie préliminaire. Les datations ont été réalisées au centre de recherche *Lamont-Doherty Earth Observatory* de *Columbia University* (New York, É.-U.).

Finalement, la reconstruction paléogéographique a été produite à l'aide d'une modélisation basée sur une approche géomatique. Le modèle de déglaciation s'appuie sur les cartes paléogéographiques des marges glaciaires et isochrones associées, ainsi que toutes les datations disponibles pour la région (Dyke, 2004), en plus des âges cosmogéniques obtenus dans ces travaux. De plus, la reconstruction incorpore des modèles de relèvement glacio-isostatique pour permettre de tenir compte du relèvement postglaciaire dans la région et de ses effets sur le gauchissement des rivages glaciolacustres. Finalement, la reconstruction géomatique a permis de modéliser des estimations des volumes d'eau accumulés le long du front glaciaire au cours de son recul.

Ce projet de recherche a permis de raffiner notre compréhension sur le développement des lacs glaciaires (étendue, configuration et évolution) de la zone centre-est de la péninsule d'Ungava, en plus d'apporter d'importantes contraintes sur la configuration et le timing de la marge glaciaire lors de son retrait dans la région. De plus, la modélisation du patron de déglaciation de ce secteur de la péninsule d'Ungava a

apporté de nouvelles contraintes sur l'envergure de ces lacs glaciaires et des volumes d'eau de fonte qui ont été déchargés dans la baie d'Ungava et l'Atlantique Nord à un moment critique de la déglaciation tardive qui a été marqué par un important refroidissement climatique.

Le présent mémoire est divisé en 4 chapitres. Le premier chapitre présente les principaux éléments physiographiques et géologiques de la péninsule d'Ungava, en plus d'établir l'état des connaissances sur la géologie du Quaternaire et la géomorphologie glaciaire de la région d'étude. Le deuxième chapitre porte sur les travaux ayant mené à la production d'une carte géomorphologique thématique sur la déglaciation et le développement des lacs glaciaires. Le troisième chapitre fait état des travaux de datations par la méthode d'exposition basée sur les isotopes cosmogéniques. Le quatrième chapitre présente une synthèse des connaissances actuelles et des différents résultats obtenus au cours des travaux, lesquels sont intégrés à l'intérieur d'un modèle paléogéographique du retrait de la marge glaciaire produit à partir d'une approche basée sur les SIG. Finalement, le mémoire se termine par une conclusion qui résume l'ensemble des travaux effectués ainsi que leurs apports aux connaissances géoscientifiques dans la région d'étude et dans le domaine de la géologie du Quaternaire.

CHAPITRE I

CARACTÉRISTIQUES PHYSIOGRAPHIQUES ET GÉOLOGIQUES DE LA RÉGION D'ÉTUDE

Ce chapitre présente la localisation et les aspects importants de la physiographie et de la géologie du socle rocheux et du Quaternaire, en lien avec les objectifs de ce projet de maîtrise qui portent sur la déglaciation du centre-est de la péninsule de l'Ungava. Le chapitre présente aussi une brève synthèse des travaux antérieurs sur la déglaciation de cette région, avec une emphase sur la formation et l'évolution des lacs glaciaires qui se sont développés durant le retrait de la marge glaciaire de l'Inlandsis laurentidien.

1.1 Localisation, climat et végétation

Le secteur à l'étude se situe dans la portion est-nord-est de la péninsule d'Ungava (figure 1.1). Il couvre une superficie d'environ 350 000 km² et est circonscrit par le détroit d'Hudson au nord et par la baie d'Ungava à l'est. Le point d'accès principal pour les travaux était le village de Kangirsuk, qui fait partie d'une série de communautés inuit établies le long de la côte de la baie d'Ungava, dont Aupaluk au sud et Quaqtak et Kangiqsujuaq au nord.

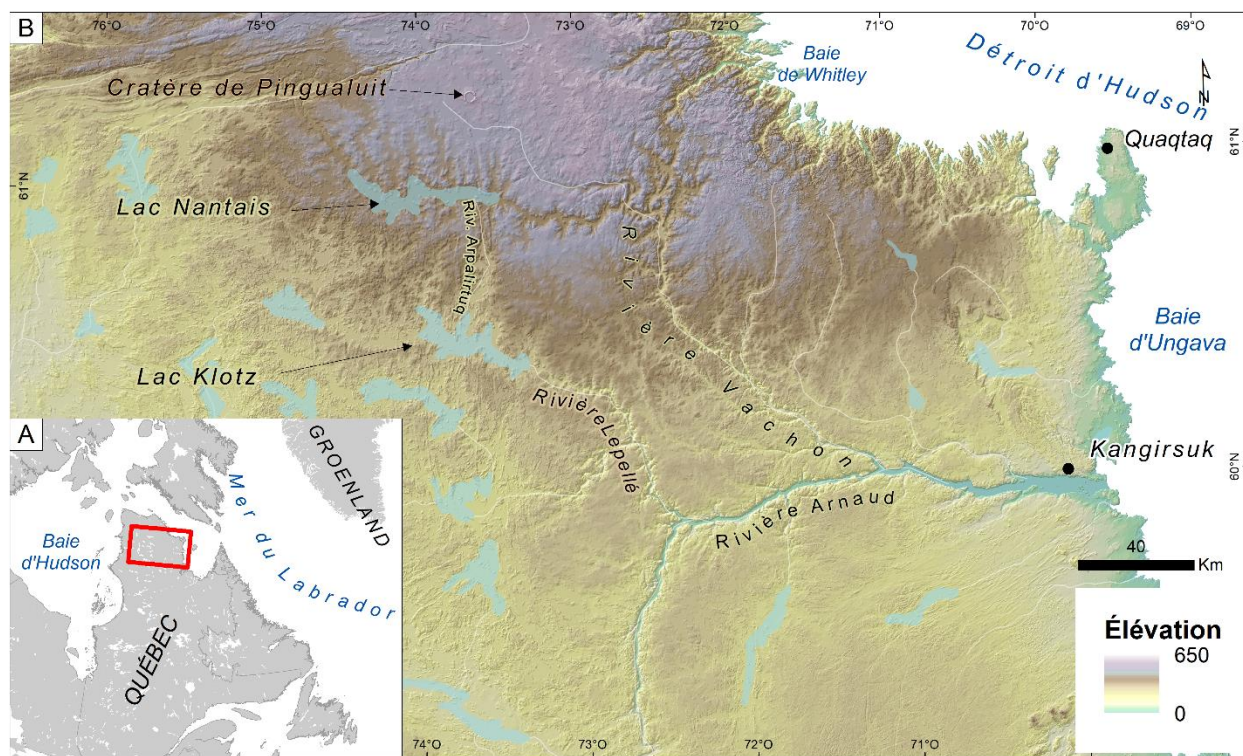


Figure 1.1 A. Localisation de la région d'étude sur la péninsule de l'Ungava (rectangle rouge). B. Physiographie de la région d'étude.

Selon la classification de Köppen-Geiger, la péninsule d'Ungava est caractérisée par un climat polaire de toundra dont la saison d'été est très peu marquée et où la température moyenne du mois le plus chaud varie entre 0 et 10 °C (Kottek et al., 2006). À Kangirsuk, la température moyenne annuelle était de -6,4 °C entre 2005 et 2018 (Sarrazin et Allard, 2018). Les hivers sont froids et secs et les précipitations dépassent rarement les 500 mm par année et elles sont principalement sous forme de neige.

Le secteur d'étude se situe dans l'écorégion du *Centre de la péninsule d'Ungava* et par le fait même, dans l'écozone terrestre du Bas-Arctique. Cette zone est localisée au nord de la limite forestière. Les faibles précipitations, les forts vents et la présence d'un pergélisol continu sont des éléments qui limitent la croissance de la flore. La période végétative est courte et la végétation est faiblement développée, étant principalement représentée par de bas arbrisseaux dans les basses-terres et par le lichen aux endroits les plus exposés aux éléments (Gouvernement du Québec, 2010).

1.1.1 Hydrographie

Les principaux éléments hydrographiques de la région regroupent les lacs Nantais et Klotz, ainsi que les rivières Vachon, Arpalirtuq, Lestage, Lepellé et Arnaud (figure 1.1). Ces deux principaux lacs ont une configuration complexe comprenant plusieurs péninsules et baies et ils couvrent une superficie de 256 et 254 km² respectivement. Ces lacs occupent deux sous-bassins versants, soit les bassins versants de la rivière Vachon et de la rivière Lepellé qui à leurs tours font partie du bassin versant de la rivière Arnaud qui rejoint la baie d'Ungava.

Les vallées fluviales ont formé des voies de drainage et constitué des exutoires majeurs pour l'eau de fonte durant le retrait du front glaciaire, en plus d'être l'hôte de bassins glaciolacustres de différentes envergures à un moment ou un autre durant la déglaciation. La rivière Vachon représente l'une des rivières les plus importantes, formant l'axe de

confluence de tous les affluents de ce bassin versant. Elle est fortement entaillée dans un socle gneissique et elle prend sa source au nord dans les lacs Rouxel et Vergons qui se situent aux abords du cratère des Pingualuit. Elle s'oriente approximativement du nord-ouest vers le sud-est et s'écoule grossièrement vers le sud pour se déverser dans la rivière Arnaud, un autre axe majeur de drainage orienté est-ouest qui se jette dans la baie d'Ungava (figure 1.1). À noter qu'au nord-est du bassin versant de la rivière Vachon se trouve la rivière Lataille qui n'est en rien liée à l'écoulement naturel des deux bassins versants étudiés ici malgré leurs proximités. Ils ont cependant fort probablement été connectés par le passé en raison de la dépression isostatique du territoire. Aujourd'hui, cette rivière est asséchée dans sa partie amont et elle se déverse vers la baie Whitley et le détroit d'Hudson.

Le bassin versant de la rivière Lepellé comprend les deux principaux lacs de la région d'étude, soit le lac Nantais dans le nord à une élévation de 367 m et le lac Klotz, plus au sud, à une élévation de 249 m (figure 1.1). Ces lacs sont reliés par la rivière Arpalirtuq qui s'écoule du nord vers le sud. Le lac Klotz se déverse vers l'est dans le lac Nullualuk et qui se déverse à son tour dans la rivière Lepellé, rejoignant éventuellement la rivière Arnaud.

Conséquemment, l'eau accumulée en amont des deux principaux bassins versants de la région converge vers le sud, vers la rivière Arnaud qui forme un exutoire majeur. Elle est donc pour cette raison, la plus importante de la région et s'écoule à fort débit directement dans la baie d'Ungava et par le fait même, vers l'océan. Autre fait à noter, tout juste à l'extrémité ouest de la région d'étude, soit à l'ouest des lacs Nantais et Klotz, le drainage naturel des eaux se fait vers l'ouest, c'est-à-dire vers la baie d'Hudson. Ceci a une implication importante pour la formation de lacs de barrage glaciaire à l'ouest de la région d'étude, car leur développement requiert alors la présence d'une marge glaciaire dans le secteur ouest de la péninsule.

1.1.2 Physiographie

Le relief de la zone d'étude a une influence marquée sur la dynamique glaciaire, le retrait de la marge glaciaire et le développement des lacs proglaciaires pendant la déglaciation.

La zone d'étude occupe presque entièrement la région physiographique du *plateau de Larch* selon la classification de Bostock (2014). Cette région correspond à une pénéplaine ondulant légèrement où l'élévation oscille généralement entre 300 et 500 m, en augmentant graduellement du sud vers le nord. L'élévation maximale de la zone est d'environ 540 m, à l'est du lac Nantais, alors que l'élévation minimale est d'environ 120 m, à l'ouest du lac Klotz, vers le centre de la péninsule d'Ungava (figure 1.1). Le roc est largement dénudé et la couverture de till est mince sur la majorité du plateau (Bouchard et Marcotte, 1986). On retrouve sur ce plateau le cratère des Pingualuit, issu d'un impact météoritique datant de 1,4 Ma, représentant aujourd'hui un lac circulaire circonscrit par un rivage abrupt légèrement surélevé par rapport au relief environnant (Grieve *et al.*, 1991; Guyard *et al.*, 2011).

Le plateau de Larch est limité au nord du Lac Nantais par les monts de Puvirnituk, une autre division physiographique constituée d'une succession de collines et de vallées (Bostock, 2014). Ces collines sont associées aux roches volcano-sédimentaires d'âge paléoprotérozoïque qui forment la Ceinture de Cape Smith et qui s'étendent vers l'est-nord-est sur une distance de 370 km (Bostock, 2014). Ces monts présentent un relief relativement élevé à l'ouest, près de la baie d'Hudson, et leur élévation diminue graduellement vers l'est pour éventuellement se fondre au plateau de Larch. Les collines s'élèvent à une élévation moyenne de 450 m.

1.2 Géologie du substrat

La zone d'étude est localisée dans la Province géologique du Supérieur, une division du craton précambrien formant le Bouclier canadien. Spécifiquement, la région fait partie de

la Sous-province de Minto qui est composée principalement de roches gneissiques et plutoniques archéennes. Les lithologies dominantes sont représentées par la Suite de Faribault-Thury qui renferme des orthogneiss et des assemblages de tonalite, trondhjémite et granodiorite (TTG) d'âge archéen (2785-2751 Ma). Ces roches sont plus ou moins foliées et métamorphisées au faciès amphibolite (Madore et Larbi, 2000; Bilodeau et Caron-Côté, 2018). Ces lithologies sont entrecoupées par endroits de séquences d'amphibolites, de paragneiss et de roches ultramafiques d'âge archéen (2870-2718 Ma) regroupées sous le Complexe d'Arnaud (Madore et Larbi, 2000; Bilodeau et Caron-Côté, 2018). Finalement, ces roches sont recoupées par un essaim de dykes de diabase paléoproterozoïque orienté grossièrement du nord-ouest vers le sud-est (Bilodeau et Caron-Côté, 2018). La zone étudiée est ainsi dominée par des lithologies très compétentes et difficilement altérables. À l'est, la zone d'étude est bordée par les lithologies volcano-sédimentaires et métasédimentaires d'âge paléoproterozoïque de la Fosse du Labrador qui longent la côte ouest de la baie d'Ungava (Bilodeau et Caron-Côté, 2018).

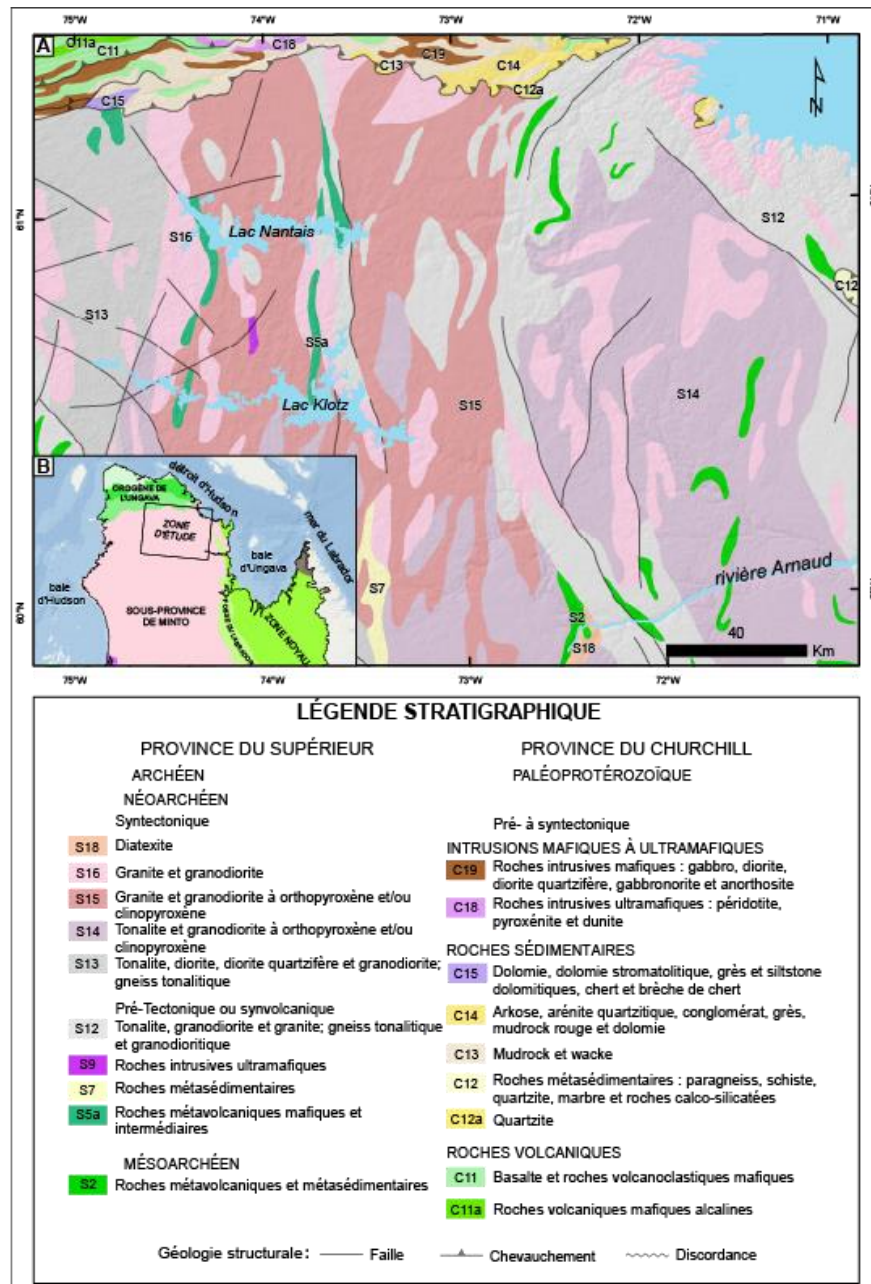


Figure 1.2 A. Géologie du socle rocheux du secteur est de la péninsule d'Ungava. B. Provinces géologiques s'étendant sur le Nord-du-Québec. La région d'étude est montrée par l'encadré noir. Données extraites du SIGEOM.

Ces ensembles géologiques sont affectés par de nombreuses déformations structurales qui peuvent être divisées en deux principaux domaines: le Domaine Douglas-Harbour de la Province du Supérieur et le Domaine de Payne de la Province du Churchill (Bilodeau et Caron-Côté, 2018). La partie ouest du Domaine Douglas-Harbour est dominée par une phase de déformation caractérisée par des plis d'orientation NE-SW d'amplitude kilométrique, sur lesquels se superpose une seconde phase de déformation apparaissant sous forme de plis NNE-SSW (Bilodeau et Caron-Côté, 2018). Ces structures sont localement affectées par un cisaillement ductile d'orientation N-S (Madore et Larbi, 2000). La partie est de ce domaine renferme les mêmes structures de déformation, mais on note en plus une augmentation de la densité des failles vers l'est qui dénote l'influence du second domaine structural associé à la mise en place de la Province géologique de Churchill lors de l'Orogénie du Nouveau-Québec (Madore et Larbi, 2000). Le domaine structural de Payne a été affecté par deux principales phases de déformations produites lors de l'Orogène du Nouveau-Québec qui ont produit des failles et des plis régionaux (Clark et Wares, 2004). Ces structures sont grossièrement orientées NW-SE et se manifestent principalement dans le Synclinal de Robert, une structure majeure visible au nord de la rivière Arnaud (Bilodeau et Caron-Côté, 2018).

1.3 Géologie du Quaternaire et travaux antérieurs

Cette section présente les principales caractéristiques de la géologie du Quaternaire de la péninsule d'Ungava, avec une emphase sur la déglaciation et les lacs glaciaires qui sont au cœur des présents travaux de recherche. Les travaux antérieurs ont principalement porté sur les éléments suivants :

- i) la nature et la répartition des principaux ensembles morpho-sédimentaires;
- ii) les écoulements glaciaires;
- iii) la déglaciation;
- iv) le Lac glaciaire Nantais;

v) l'invasion de la Mer d'Iberville.

Lors du dernier maximum glaciaire, au Wisconsinien Supérieur, l'Inlandsis laurentidien (IL) a recouvert une grande partie du territoire nord-américain, s'étendant de l'Arctique canadien jusqu'au centre-nord et au nord-est des États-Unis (Dyke *et al.*, 2002). Cet inlandsis était caractérisé par une configuration complexe regroupant trois principaux centres de dispersion à partir desquels s'écoulait la glace (Dyke et Prest, 1987; Dyke, 2004) :

- i) le secteur du Labrador qui recouvrait le Québec;
- ii) le secteur du Keewatin au nord-ouest de la baie d'Hudson;
- iii) le secteur de Baffin dans l'Arctique canadien.

Ces trois dômes étaient constitués de lignes de partage glaciaires et de zones d'ensellement dont la dynamique, la configuration et la position géographique ont changé et évolué au fur et à mesure de la glaciation et de la déglaciation (Dyke et Prest, 1987).

La région d'étude reposait sous la glace du Secteur du Labrador (SdL) dont les derniers vestiges auraient persisté jusqu'à 5 ka BP (Richard *et al.*, 1982; Dyke et Prest, 1987; Lauriol et Gray, 1987; Dyke, 2004). Le SdL regroupe un réseau complexe de lignes de partage glaciaires dont les branches s'étendant à l'ouest, au sud et à l'est de la baie d'Ungava (figure 1.3) ont subi d'importantes migrations (Dyke et Prest, 1987; Klassen et Thompson, 1993; Veillette *et al.*, 1999; Dyke, 2004). L'organisation spatiale et l'alignement des formes glaciaires fuselées et des eskers dans le secteur montrent globalement deux systèmes majeurs d'écoulement glaciaire d'orientation opposée, organisés de part et d'autre d'une zone étroite prenant la forme apparente d'une ligne de partage glaciaire en forme de U ou en fer à cheval (Prest *et al.*, 1968). Concrètement, ces deux régimes d'écoulement glaciaire forment une zone d'intersection étroite qui ceinture la baie d'Ungava (Veillette *et al.*, 1999), communément nommée *Horseshoe Unconformity* (HU) (Hughes, 1964; Veillette *et al.*, 1999; Clark et al. 2000). Au sud de cette ligne de partage, les mouvements glaciaires indiquent un écoulement massif se développant de façon radiale, alors qu'au nord

l'écoulement converge vers la baie d'Ungava. L'interprétation de ce système d'écoulements glaciaires unique a fait l'objet de nombreux débats donnant lieu à plusieurs modèles. Certains modèles associent l'écoulement convergeant vers la baie d'Ungava à un affaissement du flanc nord du SdL à la fin de la période glaciaire (Hughes, 1964; Dyke et Prest, 1987; Veillette et al., 1999; Dubé-Loubert et al., 2021), tandis que d'autres associent ces linéations glaciaires vers le nord à des formes de terrain reliques témoignant d'une glaciation antérieure et qui auraient été préservées sous un dôme de glace à base froide développé au cours du dernier cycle glaciaire (Kleman, 1994; Jansson, 2004; Clark et al., 2000). Un consensus semble maintenant favoriser le premier modèle (c.f., Kleman et al., 2010), alors que des travaux récents associent le système de la baie d'Ungava à l'empreinte de grands courants de glace développés à la fin de la période glaciaire (Winsborrow *et al.*, 2004; Margold *et al.*, 2015; 2018).

Dans le secteur de la péninsule d'Ungava, le prolongement (et la position) du HU coïncide avec la localisation d'une importante ligne de partage glaciaire – la Ligne de partage glaciaire de Payne (*Payne Ice divide*; LPP) – qui coupe la péninsule dans un axe nord-sud (Bouchard et Marcotte, 1986; Daigneault, 2008). À l'ouest de cette ligne, l'écoulement s'effectuait vers la baie d'Hudson alors qu'à l'est, la glace s'écoulait vers la baie d'Ungava (Vincent, 1989). Lauriol et Gray (1987) ont identifié 12 zones géomorphologiques de part et d'autre de la LPP qui montrent des caractéristiques distinctes et qui peuvent être associées à un mode de formation relié soit à la glaciation ou à la déglaciation. La partie centrale (zone intérieure) de la péninsule est caractérisée par la présence de nombreuses formes de désintégration glaciaire, de même que par la (quasi) absence de formes fuselées ou d'eskers et est associée à l'ancienne position de la ligne de partage des glaces (Gray et Lauriol, 1985). Dans les zones est et nord de la péninsule, on retrouve plutôt de grands systèmes d'eskers dont l'orientation vers la baie d'Ungava et le détroit d'Hudson est relativement constante et indépendante de la topographie régionale. Ces systèmes d'eskers sont interprétés par Lauriol et Gray (1987) comme ayant été construits d'abord par un drainage supraglaciaire ne laissant aucune évidence géomorphologique dans la zone centrale et associée à un

drainage sous-glaciaire nourrit par l'entremise de moulins localisés en périphérie dans les zones à l'est et au nord. Le retrait de la marge se serait donc effectué globalement à partir des côtes du détroit d'Hudson et de la baie d'Ungava vers l'intérieur de la péninsule (Gray et Lauriol, 1985; Lauriol et Gray, 1987; Daigneault et Bouchard, 2004). L'absence de moraines de De Geer sur la côte est de la péninsule et la présence de multiples eskers, kames et terrasses de kame suggèrent une faible dynamique de la glace à la base du glacier et donc un retrait par amincissement/recul progressif de la marge plutôt que par vélage de culots de glace (Lauriol et Gray, 1987). Ces zones morpho- sédimentaires contrastent avec celles situées à l'ouest de la LPP où des champs de moraines de De Geer témoignent d'un retrait rapide de la marge glaciaire. Ces différences ont été invoquées pour décrire la déglaciation de la région centrale du SdL comme étant caractérisée par des taux asymétriques de retrait des marges glaciaires sud (rapide) et nord (lent) (Clark et al., 2000; Ullman et al., 2016).

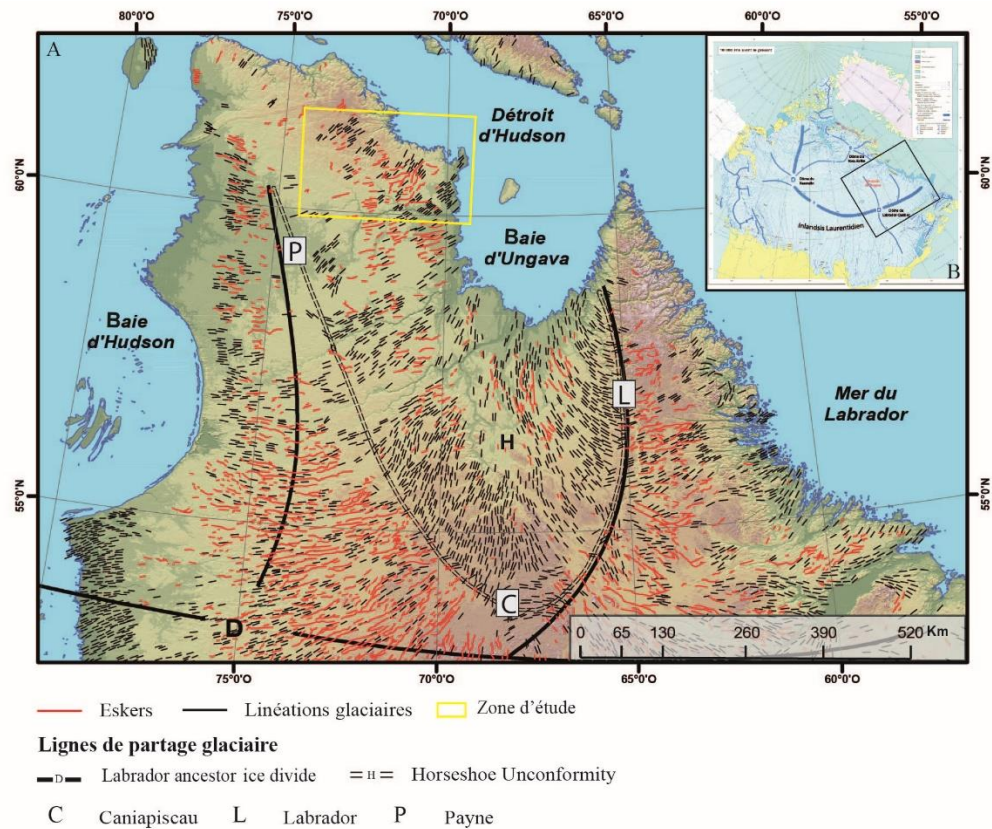


Figure 1.3 A. Principaux éléments géomorphologiques associés à la couverture du nord du Québec par l’Inlandsis laurentidien : linéations glaciaires (drumlins, crag-and-tails) et eskers. Les lignes de partage glaciaires issues de la calotte Laurentidienne lors de la dernière glaciation sont montrées en noir. On note la ligne de partage de Payne (P) située au centre de la péninsule d’Ungava et en périphérie du terrain d’étude. La géomorphologie du nord québécois et du Labrador est caractérisée par des formes de terrain montrant un système d’écoulement glaciaire divergent vers le sud et un autre système d’écoulement glaciaire convergent vers le nord (baie d’Ungava), lesquels sont séparés par une zone étroite en forme de U ou de fer à cheval (ligne double pointillée)

communément nommée *Horseshoe Unconformity* (Prest et al., 1968; Clark et al., 2000). Figure modifiée de Dubé-Loubert et Roy (2017). B. Principaux dômes de dispersion glaciaire de l'Inlandsis laurentidien, ainsi que les lignes de partage glaciaires de ces dômes. Modifié de Dyke et Prest (1987).

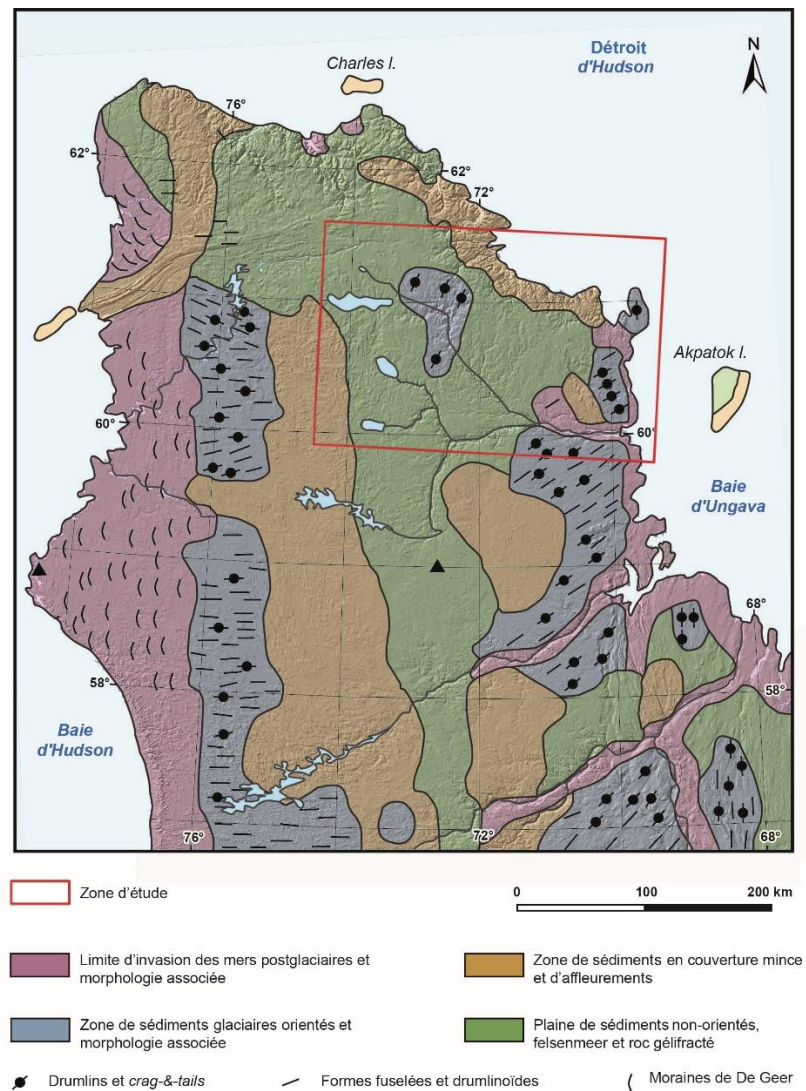


Figure 1.4 Assemblages morpho-sédimentaires et principaux éléments géomorphologiques associés à la dynamique glaciaire de la péninsule d'Ungava. Modifié de Dubé-Loubert (2018), d'après Gray et Lauriol (1985).

1.3.1 La déglaciation et les lacs glaciaires de la péninsule d'Ungava

La présence d'un lac glaciaire dans les environs du lac Nantais a d'abord été remarquée par Prest et al. (1968) sur la carte glaciaire du Canada. Le tracé rapporté du lac occupe cependant une superficie très importante dont la limite sud implique la position d'un front glaciaire qui passe par le lac Klotz et qui s'étend jusqu'aux hauts plateaux près du détroit d'Hudson au nord. Le lac couvre donc le territoire marqué par les monts Puvirnituk et le lac Nantais. Cette observation découle principalement d'évidence collectée par photo- interprétation et il existe peu d'information sur les bases de cette reconstruction. Taylor (1970) est le premier à rapporter des plages soulevées à proximité du lac Nantais dans un rapport sur la géologie de cette région. Bien que Taylor interprète ces rivages comme étant situés 65 m au-dessus du niveau du lac actuel, qu'il évalue alors comme étant à 408 m, il considère que le Lac glaciaire Nantais avait une élévation d'environ 475 m à son niveau maximal. Il est important de noter que l'élévation du lac Nantais est maintenant établie à 360 m, donc les rivages observés étaient plutôt à environ 425 m, présumant que la valeur de 65 m des plages soulevées soit correcte.

Les données sur l'étendue maximale du Lac glaciaire Nantais proviennent principalement des travaux de cartographie de Lauriol et Gray (1987) qui rapportent quelques rivages et deltas glaciolacustres identifiés vraisemblablement à partir de photos aériennes (leur méthodologie d'étude n'est pas décrite). Ils proposent une configuration approximative basée sur l'élévation de ces formes de terrain qui se trouvent entre 365 et 410 m, lesquelles semblent avoir été déterminées à partir de cartes topographiques. Le lac glaciaire a une forme en T et s'étend 60 km à l'est du présent lac Nantais et se prolonge également au sud, jusqu'au milieu de la rivière Vachon où il se termine abruptement à mi-chemin (figure 1.5). Cette limite sur la rivière Vachon est déterminée de façon arbitraire et considérée comme l'emplacement de la marge pendant le développement du lac. Selon cette reconstruction, le niveau du lac à 370 m était contrôlé par un exutoire formé par la rivière Lataille située 60 km au nord de cette limite et le drainage s'effectuait vers le Déroit d'Hudson. Le lac se serait éventuellement drainé vers la baie d'Ungava au moment où la section sud de la vallée

de la rivière Vachon aurait été libérée de glace (Lauriol et Gray, 1987). Ils proposent 4 hypothèses pour expliquer la présence de plusieurs niveaux de lacs (Lauriol et Gray, 1987) :

- i) le lac se développe progressivement le long de la marge glaciaire en recul et les différents niveaux seraient dus aux différents niveaux de rebond postglaciaire pendant le retrait;
- ii) l'exutoire dans la rivière Lataille se serait progressivement entaillé de façon plus profonde au fil du temps, ce qui aurait causé l'abaissement du niveau du plan d'eau;
- iii) les différents niveaux des plans d'eau seraient dus au rebond isostatique régional différentiel;
- iv) les différents niveaux reflètent en partie les incertitudes de la méthodologie utilisée, soit la prise de mesures d'élévation en projetant des formes glaciolacustres identifiées sur des cartes topographiques avec des contours à intervalles de 15 m.

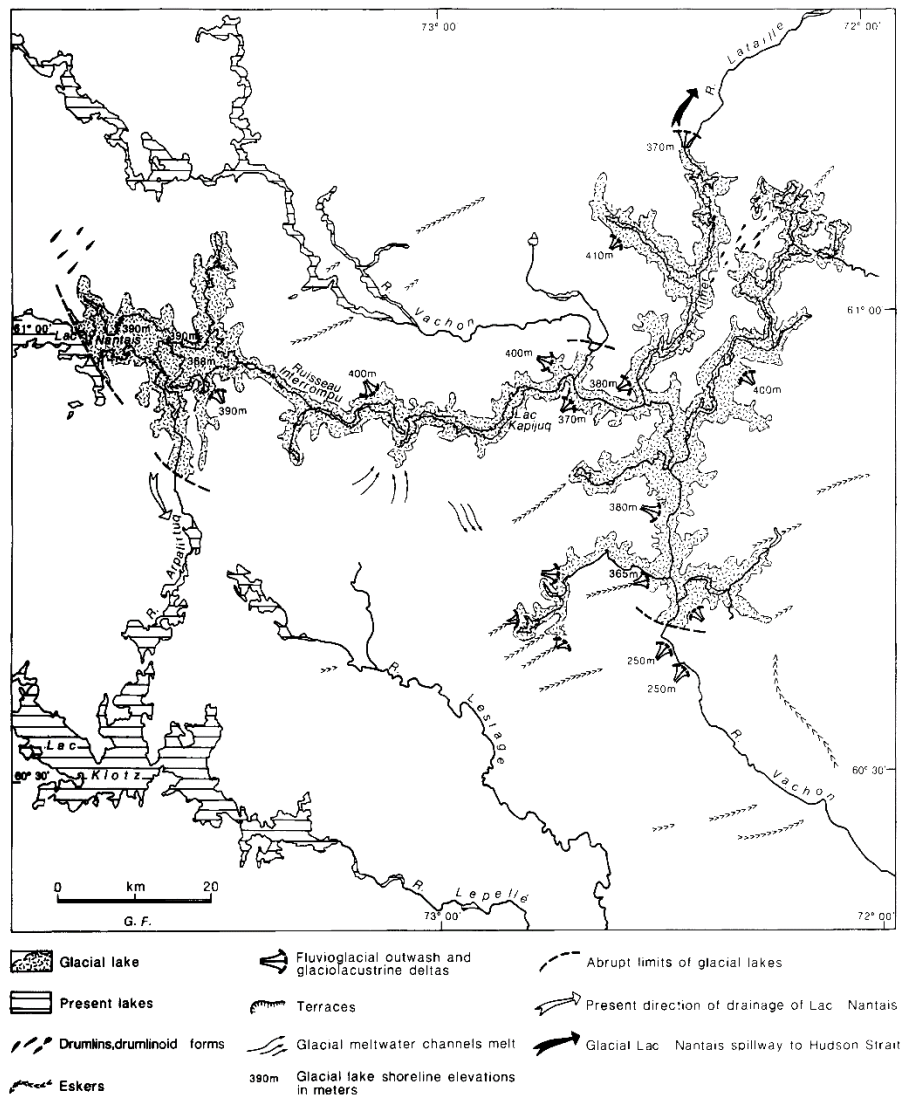


Figure 1.5 Étendue du lac glaciaire Nantais ainsi que les éléments géomorphologiques associés à son développement et à la déglaciation de ce secteur. Tiré de Lauriol (1987).

1.3.2 Déglaciation de la péninsule d'Ungava.

Le patron de déglaciation de la péninsule d'Ungava peut être obtenu à partir de reconstructions paléogéographiques comme celles de Dyke et Prest (1987), Dyke (2004) et Dalton *et al.* (2020) qui présentent une série de lignes isochrones basées sur des âges radiocarbone et donnent un aperçu du retrait de la marge glaciaire sur l'ensemble du territoire. Dans la région d'étude, ces reconstructions s'appuient principalement sur les travaux plus détaillés sur la déglaciation de la péninsule d'Ungava qui ont été menés par Bernard Lauriol et James T. Gray (Lauriol, 1982; Gray et Lauriol, 1985; Lauriol et Gray, 1987; Gray *et al.*, 1993; Daigneault, 2008; Dubé-Loubert *et al.*, 2018).

Ces contraintes sur le retrait glaciaire proviennent toutefois principalement des côtes de la péninsule et relativement peu de données sont disponibles pour l'intérieur de la péninsule. À cet égard, l'intégration de certains lacs glaciaires aux schémas de déglaciation émanant de ces reconstructions paléogéographiques peut poser problème par endroits, une situation qui est d'autant plus complexe lorsqu'on tente d'amalgamer les modèles de formation responsable du système d'écoulements glaciaires associés au HU (*cf.* Clark *et al.*, 2000). Cette situation a mené à l'élaboration de trois différents patrons de déglaciation pour le SdL dans le secteur proximal de la baie d'Ungava (Clark *et al.*, (2000).

Un premier modèle est articulé autour d'un retrait symétrique de part et d'autre du HU (Clark *et al.*, 2000). Ce modèle est en accord avec la géomorphologie glaciaire (formes fuselées et eskers) du secteur, mais est incompatible avec l'étendue de certains lacs glaciaires, notamment ceux de la péninsule d'Ungava, à proximité des rivières Arnaud, aux Feuilles, et aux Mélèzes (Dyke et Prest, 1987; Lauriol et Gray, 1987; Vincent, 1989; Gray *et al.*, 1993; Dyke, 2004). Dans ce modèle, les marges glaciaires qui convergent vers la LPP se superposent à l'emplacement de certains des lacs glaciaires et ce type de retrait ne peut donc expliquer le barrage de ces lacs. Ceci souligne donc de possibles problèmes avec les patrons du retrait glaciaire ou encore avec l'étendue des lacs.

Un second modèle fait plutôt appel au retrait d'une masse de glace centrée sur la baie d'Ungava – donc un retrait concentrique vers le centre de la baie, dont les marges glaciaires dans le sud-ouest, sud et sud-est de la baie d'Ungava peuvent bloquer les secteurs aval des principales vallées occupées par des lacs glaciaires (Clark *et al.*, 2000). Ce schéma de déglaciation a été utilisé pour modéliser jusqu'à 16 lacs glaciaires lors du retrait glaciaire (Jansson et Kleman, 2004). Bien que ce patron soit cohérent en partie avec certains isobases du rebond glacio-isostatique qui suggèrent la présence tardive d'une masse de glace importante sur le sud-ouest de la baie d'Ungava (Gray *et al.*, 1993), ce modèle ignore les évidences de terrain et géomorphologiques qui indiquent un retrait glaciaire globalement vers le centre du Québec, avec une position de désintégration finale du Dôme du Labrador située aux abords du HU. De plus, ce schéma est incohérent avec la présence des nombreuses formes fuselées montrant un écoulement glaciaire massif vers la baie d'Ungava (Clark *et al.*, 2000). Kleman (1994) interprète ces formes dans la zone ceinturant la baie d'Ungava comme étant des formes reliques qui auraient été préservées par la présence d'une glace à base froide s'étant développée avant le dernier maximum glaciaire; ces formes de terrain témoigneraient donc d'événements précédant le tardi-glaciaire ou la déglaciation. Cependant, cette hypothèse a été révisée et subséquemment abandonnée par Kleman *et al.* (2010).

Finalement, un troisième modèle explique la présence des lacs glaciaires et la distribution des formes de terrains liées à l'écoulement glaciaire par la fragmentation de la calotte glaciaire résiduelle dans les phases finales de la déglaciation (scénario C de Clark *et al.*, 2000). Quelques culots de glace auraient obstrué les vallées principales et auraient permis le développement des lacs glaciaires. Bien que ce modèle respecte le patron de retrait de Dyke et Prest (1987) et de Vincent (1989) et qu'il fournisse un mécanisme simple et élégant pour l'obturation de certains lacs, les évidences de terrain supportant une fragmentation à grande échelle restent à documenter et le véritable schéma de déglaciation est probablement fort plus complexe.

Les travaux de Daigneault (2008) couvrent un territoire qui s'étend du nord de la péninsule d'Ungava jusqu'à la latitude de 61°N, ce qui comprend la pointe nord du lac Nantais. Il propose une déglaciation rapide de la péninsule basée sur l'âge et l'élévation des dépôts marins sur les côtes de la région. L'orientation des eskers et des chenaux d'eau de fonte marginaux indique que le recul de la marge glaciaire s'est fait selon un axe nord-ouest-sud-est, dans la continuité de l'axe de la LPP (Bouchard et Marcotte, 1986), en accord avec le schéma de retrait proposé par Prest (Prest, 1969; Prest et Douglas, 1975). Le recul du front glaciaire dans la région a permis le développement de lacs glaciaires, dont les différents niveaux rapportés impliquent que le Lac glaciaire Nantais ait été coalescent à un lac proglaciaire de grande dimension développé dans la rivière de Puvirnituk (Daigneault, 2008).

En somme, les travaux antérieurs soulignent la nécessité d'approfondir la recherche dans les environs de la baie d'Ungava afin de produire un modèle de déglaciation cohérent avec la géomorphologie et la configuration des lacs glaciaires.

1.3.3 Chronologie de la déglaciation de la péninsule d'Ungava

Les contraintes chronologiques sur la déglaciation de la zone d'étude pertinentes à la position de la marge glaciaire sont principalement limitées aux zones submergées par l'incursion des eaux marines postglaciaires, soit le pourtour des côtes et les grandes vallées fluviales (Gray et al., 1993; Dyke, 2004). Ces environnements glaciomarins présentent certains faciès sédimentaires dominés par des dépôts fins dans lesquels on retrouve par endroits des coquilles et autres fossiles marins datables par radiocarbone (^{14}C). Cependant, à l'intérieur des terres, le contexte physiographique et l'environnement de déglaciation – dominé par des plans d'eau stables et/ou éphémères – ne sont pas propices au développement de matière organique. Ceci explique en partie l'absence de contraintes chronologiques à l'intérieur de la péninsule et par le fait même le manque d'informations cruciales à la compréhension de l'historique de déglaciation du secteur.

Les âges ^{14}C disponibles (étalonnés) sur la côte est de la péninsule d'Ungava indiquent que cette région aurait été libre de glace aux alentours de 7725 ± 117 cal ka BP (Gray *et al.*, 1980; Lauriol, 1982; Gray et Lauriol, 1985). Ces âges ont été mesurés sur des coquilles de *Mya truncata* repérées dans des sédiments fins d'eau profonde déposés lors de l'invasion de la Mer d'Iberville, laquelle a pénétré jusqu'à 100 km à l'intérieur dans la vallée de la rivière Arnaud. À partir des données géochronologiques des travaux antérieurs (Lauriol, 1982; Gray et Lauriol, 1985; Lauriol et Gray, 1987; Gray *et al.*, 1993), Daigneault (2008) propose une déglaciation rapide de la péninsule d'Ungava entre 9 et 7 ka BP. Selon cette reconstruction, les épisodes glaciolacustres auraient pris fin lorsque le retrait de la marge glaciaire aurait libéré les derniers exutoires quelque part aux alentours de 7 ka BP.

Les cartes paléogéographiques de déglaciation pour l'Inlandsis laurentidien ont récemment été mises à jour par Dalton *et al.* (2020) en incorporant les nouvelles datations produites depuis la publication des travaux de Dyke (2004). Cette nouvelle compilation actualise légèrement les marges glaciaires de l'Inlandsis laurentidien. Dans le SdL et le terrain d'étude, le tracé de la marge glaciaire durant la déglaciation est interprété comme correspondant grossièrement aux contours des principales lignes de partage glaciaires du HU. La masse de glace se disloque éventuellement en plusieurs masses secondaires de différentes envergures dans les phases les plus tardives, occasionnant la présence des lacs d'obturation glaciaires de la péninsule d'Ungava, donc en accord avec le scénario C de Clark *et al.* (2000). Cependant, à l'échelle de ce modèle, il n'est pas possible d'incorporer de façon précise les éléments géomorphologiques comme les formes associées aux lacs glaciaires et leurs exutoires.

À ce jour, peu de données chronologiques existent concernant la déglaciation des terres intérieures où les lacs glaciaires et le patron de déglaciation ont connu un historique complexe. L'acquisition de données supplémentaires est donc nécessaire pour

approfondir la compréhension de l'histoire de la déglaciation holocène de la péninsule d'Ungava.

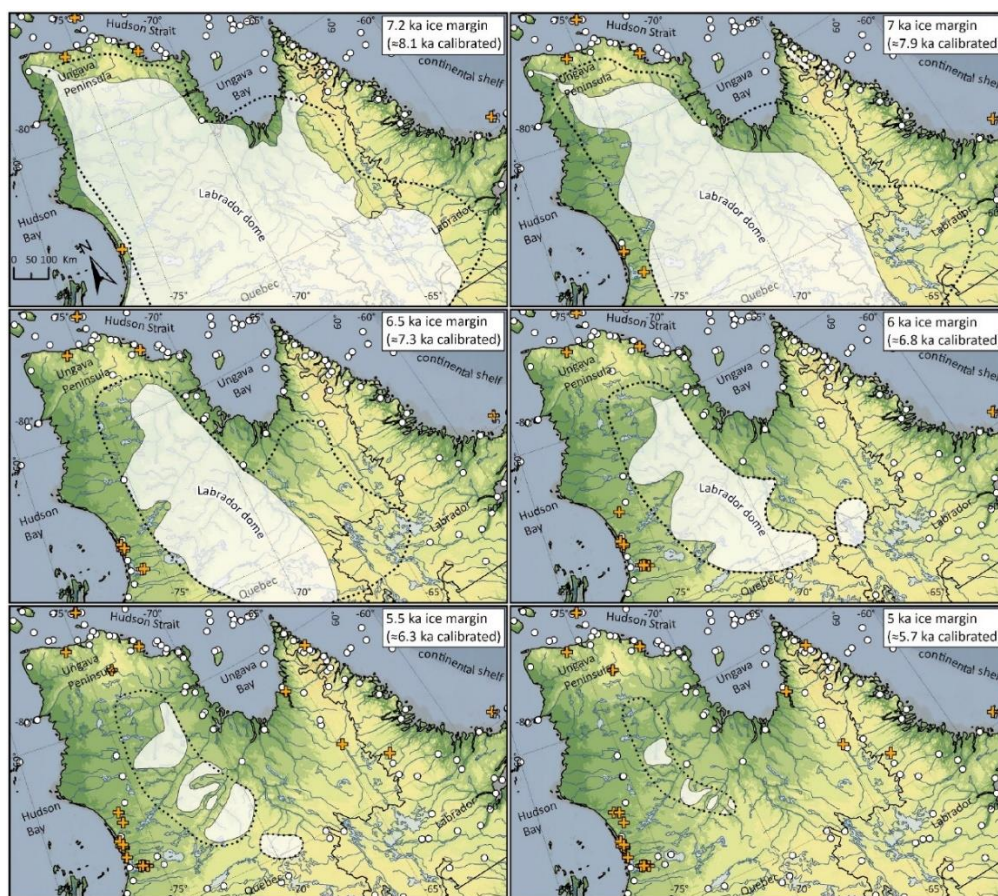


Figure 1.6 Évolution temporelle des marges glaciaires du dôme du Labrador lors de la dernière déglaciation dans la région du nord du Québec et du Labrador. Ces marges ont été tracées en considérant les âges radiocarbone et cosmogéniques du secteur, ainsi que certains éléments géomorphologiques et autres considérations associés à la déglaciation de la région. Tiré de Dalton et al. (2020).

CHAPITRE II

CARTOGRAPHIE GÉOMORPHOLOGIQUE DU NORD-EST DE LA PÉNINSULE D'UNGAVA : IMPLICATIONS POUR LE PATRON DE DÉGLACIATION ET LE DÉVELOPPEMENT DES LACS GLACIAIRES

Ce chapitre présente les travaux de cartographie des différentes formes de terrain associées à la présence de lacs glaciaires, ainsi que celles reliées au retrait de la marge glaciaire durant la déglaciation du secteur nord-est de la péninsule d'Ungava. Les prochains paragraphes décrivent les méthodes de cartographie utilisées, les principaux éléments cartographiés et les résultats qui prennent forme d'une carte géomorphologique thématique laquelle renseigne sur le patron de déglaciation régional et le développement des lacs glaciaires.

2.1 Introduction

L'information sur la géomorphologie glaciaire dans la partie est de la péninsule d'Ungava se résume principalement aux travaux de cartographie menés par Lauriol (1982) illustrant notamment l'emplacement des eskers, des chenaux de fonte glaciaire, des deltas proglaciaires, des formes fuselées et autres formes associées au passage ou au retrait de l'Inlandsis laurentidien dans le secteur au sud de la rivière Arnaud, tout juste au sud du terrain étudié. Une partie de ces résultats ont été intégrés dans une forme de modèle conceptuel regroupant les principaux ensembles morpho-sédimentaires de part et d'autre de la ligne de partage glaciaire de Payne (LPP) au cœur de la péninsule

(Lauriol et Gray, 1987). Enfin, ces travaux sont également intégrés, du moins en partie, dans les reconstructions paléogéographiques dépeignant la position et la configuration de la marge glaciaire au cours de différents intervalles de la déglaciation à l'échelle du Canada (Dyke, 2004; Dalton et al., 2020). Bien que ces travaux soient basés sur la distribution spatiale d'une sélection de certaines formes de terrain associées à la déglaciation, ceux-ci permettent de comprendre de manière générale le patron de recul de la marge glaciaire. La résolution (échelle régionale) de l'information présentée ne permet cependant pas de contraindre adéquatement le développement et l'évolution des lacs glaciaires de la région étudiée. De plus, certaines régions présentent peu ou pas de données sur la déglaciation, comme au nord de la rivière Arnaud où est situé le présent projet de maîtrise.

Les travaux antérieurs n'ont donc pas la précision requise pour permettre de contraindre de façon détaillée le patron de retrait glaciaire et le développement concomitant des lacs de barrage glaciaire de la région (Lauriol et Gray, 1987; Gray et al., 1993). Entre autres, ceux-ci ne tiennent pas compte de certains éléments géomorphologiques associés à la déglaciation, étant principalement centrés sur le recensement de certaines formes associées à la présence d'un lac glaciaire à proximité du lac Nantais actuel. Ceci souligne l'importance de réconcilier les formes associées au domaine glaciolacustre et celles associées au domaine fluvioglaciaire. Conséquemment, ce projet vise l'intégration de tous les éléments géomorphologiques reliés au retrait glaciaire et à l'occupation du territoire par les plans d'eau glaciolacustres afin de raffiner la compréhension de l'historique de déglaciation de la péninsule d'Ungava. De plus, l'occurrence de formes associées à des lacs glaciaires au-delà du lac Nantais, notamment dans les environs du lac Klotz, témoigne d'une déglaciation plus complexe nécessitant un approfondissement de la cartographie régionale.

2.2 Méthodologie

L'approche cartographique est basée sur une méthodologie d'inversion qui utilise les formes de terrains associées au retrait glaciaire pour reconstruire le patron de déglaciation du secteur d'étude (e.g. Kleman et al., 1997; Greenwood et al., 2007). Afin de documenter adéquatement la configuration de la marge glaciaire lors du retrait et l'étendue des lacs glaciaires, une cartographie systématique de toutes les formes de terrain fluvioglaciaires et glaciolacustres a été effectuée. Ensuite, pour documenter l'évolution des différents lacs, l'élévation de diverses formes glaciolacustres a été mesurée afin de renseigner sur les niveaux atteints par ces plans d'eau dans les creux topographiques régionaux. Plusieurs cartes thématiques présentant ces formes ont été produites et les implications pour l'évolution des lacs glaciaire et du retrait de la marge y sont discutées.

Les travaux effectués dans le cadre de ce mémoire combinent l'approche de cartographie « à distance », via l'analyse d'imagerie satellitaire de haute résolution, et l'approche de terrain qui permet de vérifier les éléments cartographiés par photo-interprétation ou télédétection. Ces travaux de terrain permettent en plus de quantifier certains aspects, notamment l'élévation de formes glaciolacustres, comme des rivages et deltas. Les travaux de terrain impliquent un soutien hélicoptère et se sont déroulés dans le cadre d'un projet de grande envergure du BCGQ portant sur la cartographie régionale des dépôts de surface et l'échantillonnage de till et de sédiments fluvioglaciaires (eskers).

L'utilisation d'imagerie satellitaire est avantageuse dans le contexte de cette étude puisqu'elle permet de couvrir systématiquement un grand territoire à des échelles différentes. L'étendue du secteur cartographié représente une superficie d'environ 42 000 km², équivalent à deux feuillets SNRC (Système national de référence cartographique) à l'échelle 1/250 000.

La cartographie des éléments géomorphologiques de déglaciation et de lacs glaciaires a d'abord été faite via l'utilisation d'imagerie satellitaire. Spécifiquement, l'imagerie satellitaire de type « RapidEye » (RE; 5 m de résolution) a été combinée au modèle numérique d'élévation « Arctic DEM » (AD; 5 m de résolution). Ces outils ont été incorporés au système d'information géographique ArcGIS qui permet de tracer et géolocaliser les éléments cartographiés et ce, à différentes échelles. Les images RE ont été gracieusement fournies par le BCGQ et importées sur le logiciel ArcMap 10.5.1 pour les manipulations. Les données de l'AD ont été téléchargées pour tout le secteur via le répertoire de téléchargement de données d'élévations de Géogratix. Les formes identifiées ont ensuite été tracées dans ArcMap.

2.2.1 Caractéristiques de l'imagerie *RapidEye* et *ArcticDEM*

Les images RE proviennent d'une constellation de cinq satellites qui fournissent des images de haute résolution; ces images ont une résolution de 5 m par pixel au moment où ces travaux de cartographie ont été effectués. Les images fournies par le BCGQ sont orthorectifiées et ont été rehaussées afin d'y améliorer la clarté et les nuances de l'image. De plus, ArcGIS permet de modifier le degré de contraste, de luminosité et de transparence des images ce qui permet d'adapter les caractéristiques de l'image au secteur observé et ainsi améliorer l'identification des formes de terrain

Les modèles numériques de terrain (MNT ou digital elevation model - DEM en anglais) sont très utilisés pour la cartographie en géologie et en géographie physique. L'avènement récent de l'AD (Porter et al., 2018) qui présente une résolution de 5 m par pixel pour toutes les zones terrestres au nord du 60e parallèle s'avère très utile dans le cadre de ce type de travaux puisqu'il couvre des zones où les données LIDAR sont inaccessibles. Cette précision permet la cartographie de certaines formes qui sont normalement impossibles à observer sur un MNT classique, notamment les eskers, les chenaux d'eau de fonte ou les drumlins.drumlins.

2.2.2 Approche cartographique

Les éléments morphologiques peuvent être cartographiés en comparant l'imagerie RE à l'AD individuellement. Cependant la méthode la plus optimale consiste à combiner par superposition ces deux sources d'information, soit les images sur le modèle. Ainsi, une transparence de 40% a été ajoutée aux images RE ce qui permet simultanément l'ajout de la « texture topographique » de l'AD sous les images satellitaires colorées, apportant ainsi un effet tridimensionnel au terrain. De plus, il est possible de modifier les images (luminosité, contraste, etc.) afin d'optimiser l'identification des formes géomorphologiques. Pour favoriser la compréhension du patron de déglaciation et bien circonscrire les limites des lacs glaciaires, toutes les formes ont été tracées individuellement plutôt que de tracer les grands ensembles de formes. L'échelle utilisée pour la cartographie varie entre 1/10 000 et 1/40 000, en fonction du secteur à l'étude et de la densité des formes présentes.

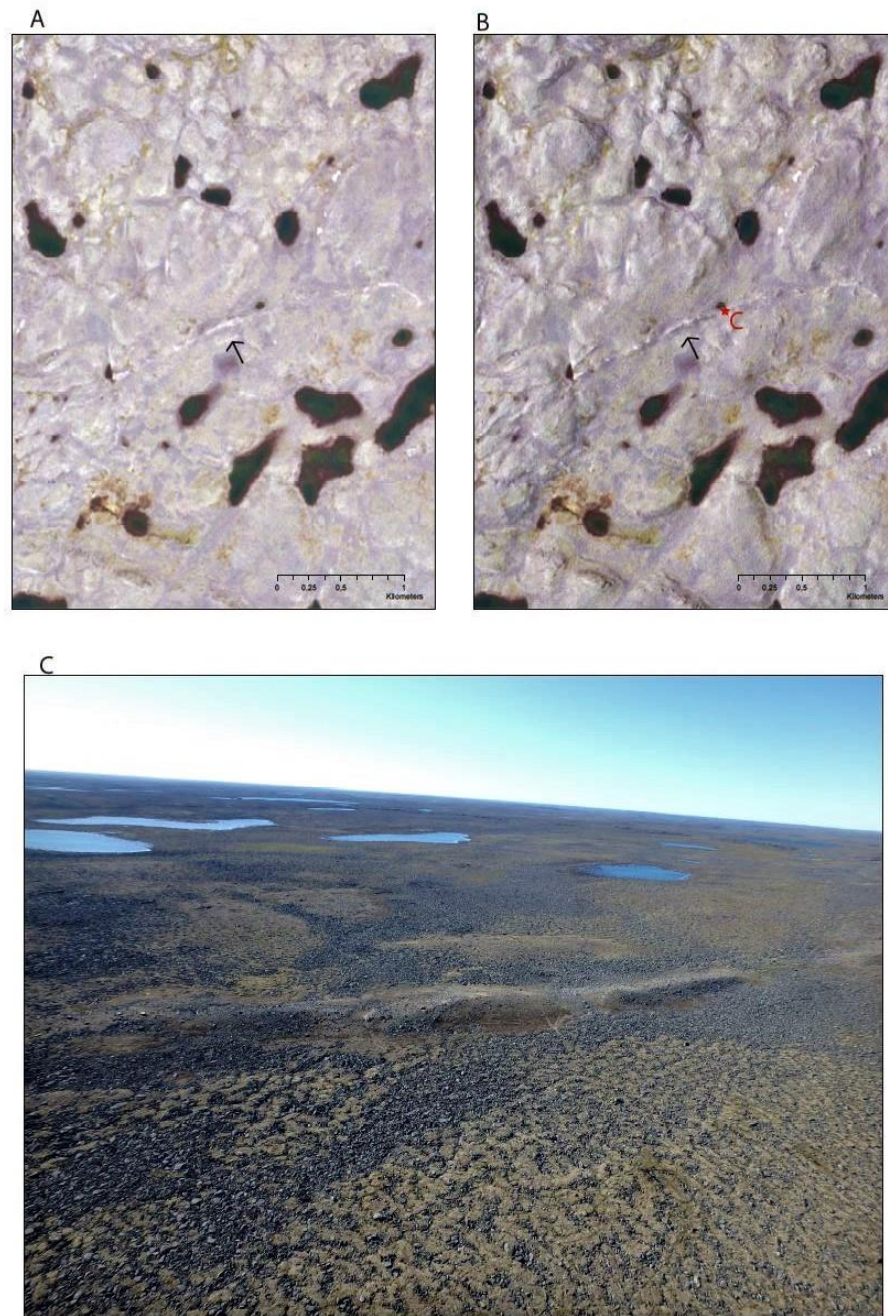


Figure 2.1 A. Exemple d'un esker (flèche) observé sur une image satellite de type RapidEye dans la région d'étude. B. Image satellitaire RapidEye de l'esker combiné au modèle d'élévation de l'ArcticDEM. C. Photo de l'esker à partir d'un vol en hélicoptère.

Éléments géomorphologiques cartographiés

Les formes qui ont été cartographiées peuvent être regroupées en deux catégories, soit celles associées aux lacs glaciaires et celles associées au retrait de la marge glaciaire. Toutes les formes cartographiées ont été tracées dans différents fichiers, soit sous forme de ligne ou de point. Pour les lacs glaciaires, les principales formes sont des rivages, des deltas, et des chenaux d'exutoire d'eau de fonte. Les formes de déglaciation reliées à la position de la marge glaciaire et autres formes témoignant de la dynamique glaciaire ou des conditions thermiques de la glace à la base lors du retrait regroupent les moraines, les eskers et divers types de chenaux d'eau de fonte marginaux. Les critères d'identification de ces formes sont présentés au tableau 2.1.

Tableau 2.1 Critères d'identification des éléments géomorphologiques

Forme cartographiée	Symbole sur Arcmap	RapidEye	ArcticDEM	Terrain
Esker	Ligne	<ul style="list-style-type: none"> • Crête • Rectiligne à sinueux • Blanc • Souvent associé aux chenaux sous-glaciaires 	<ul style="list-style-type: none"> • Relief positif • Texture inégale 	<ul style="list-style-type: none"> • Crête ondulante formée de matériel fluvioglaciaire • Profil ondulant • Hectométrique à kilométrique
Plage	Ligne	<ul style="list-style-type: none"> • Crête • Rectiligne, parfois solifluée • Blanc 	<ul style="list-style-type: none"> • Plat • À flanc de vallée 	<ul style="list-style-type: none"> • Perchée à flanc de vallée • Expose parfois du roc lessivé au-dessus de la crête
Chenal sous-glaciaire	Ligne	<ul style="list-style-type: none"> • Rectiligne à sinueux • Teintes de gris à noir • Principalement asséché • Possible présence de cônes alluviaux en aval • Souvent associé aux eskers 	<ul style="list-style-type: none"> • Relief négatif • Début et fin abrupte 	<ul style="list-style-type: none"> • Creux topographique relativement rectiligne • Montre souvent des blocs gélifractés • Asséché
Chenal latéral	Ligne	<ul style="list-style-type: none"> • Gris à noir, parallèle aux axes de vallées • Forme souvent une série de chenaux parallèles • Relativement rectiligne 	<ul style="list-style-type: none"> • Relief négatif • Perpendiculaire aux pentes 	<ul style="list-style-type: none"> • Perché à flanc de vallée • Creux topographique
Chenal proglaciaire	Ligne	<ul style="list-style-type: none"> • Forme des méandres • S'oriente vers les dépressions topographiques 	<ul style="list-style-type: none"> • Relief négatif 	<ul style="list-style-type: none"> • Creux topographique • Montre des méandres
Delta/Plaine d'épandage fluvioglaciaire	Point	<ul style="list-style-type: none"> • Forme de cône • Blanc • Souvent à la sortie de chenal/esker 	<ul style="list-style-type: none"> • Relief positif • Texture inégale • Surface plane 	<ul style="list-style-type: none"> • Lobe à la sortie des chenaux • Développé à proximité des anciens plans d'eau
Forme d'écoulement glaciaire	Ligne	<ul style="list-style-type: none"> • Forme rectiligne allongée dans le sens de l'écoulement glaciaire • Teintes de gris à brun 	<ul style="list-style-type: none"> • Relief positif • Forme débutant abruptement et s'étendant en texture douce terminant graduellement 	<ul style="list-style-type: none"> • Crête allongée orientée fortement dans le sens de l'écoulement glaciaire • Souvent regroupés • Espacement régulier entre les linéations

2.2.3 Mesures d'élévation

Un total de 102 mesures d'élévation a été récolté sur différentes formes de terrain en utilisant un GPS différentiel (DGPS), un appareil plus précis qu'un GPS conventionnel et qui dans cette étude donnait des élévations avec des erreurs pour les mesures verticales inférieures à 1 m. Les mesures ont été effectuées principalement le long de deux principaux corridors couvrant d'importants bassins glaciolacustres. Le premier transect est d'une longueur d'environ 150 km et inclut le lac Nantais et la vallée de la rivière Vachon. Le deuxième transect est long d'environ 90 km et suit l'axe du lac Klotz et de la vallée de la rivière Lepellé. Les mesures ont été prises à des endroits ciblés préalablement par la cartographie à distance. Les formes privilégiées étaient les rivages glaciolacustres, principalement ceux formés par des plages de blocs, des terrasses d'érosion, des limites de lessivage, ainsi que les deltas glaciolacustres et les dépôts pseudo-deltaïques formés par l'accumulation de blocs jointifs à l'embouchure de gorges fluvioglaciaires en bordure de bassins glaciolacustres. Bien que la majorité de ces formes de terrain présentent des surfaces relativement planes et rectilignes, certaines étaient affectées par des processus de remaniements secondaires comme la solifluxion qui affecte généralement les formes contenant des quantités importantes de particules fines. Cependant, la plupart des formes mesurées étaient développées à partir de till et leur composition de blocs grossiers en faisait des formes relativement stables, bien qu'ayant des surfaces quelques fois inégales

Les mesures d'élévation à l'aide du DGPS se font à l'aide d'une tablette connectée à une console et une antenne. Lors de la prise de mesure d'élévation à partir du DGPS, les coordonnées en x et en y sont acheminées vers la tablette. En milieux éloignés, l'appareil rend une précision variant de 60 à 90 centimètres, dépendamment des conditions météorologiques et du nombre de satellites captés. La haute précision des mesures grâce à cet appareillage est tout à fait adéquate dans le cadre de nos travaux, surtout si l'on considère que l'erreur verticale sur les modèles numériques de terrain

utilisés pour les reconstructions de lacs ou de marges glaciaires est souvent de quelques mètres. Les données d'élévation ont par la suite été projetées sur ArcGIS. Ceci permet d'analyser les tendances d'élévation des rivages cartographiés par secteur et de discerner la présence de certains niveaux glaciolacustres ou encore d'identifier une limite maximale d'inondation.

2.3 Résultats de la cartographie

Cette section présente les principales caractéristiques des formes qui ont été cartographiées dans le secteur d'étude, soit les lignes de rivages glaciolacustres, les deltas glaciolacustres, les eskers, les chenaux d'eau de fonte et les formes d'écoulement glaciaire.

2.3.1 Rivages glaciolacustres

Les rivages perchés (Figure 2.2) associés aux lacs glaciaires se retrouvent principalement au pourtour des principaux lacs comme les lacs Nantais et Klotz et dans les vallées fluviales avoisinantes. Ils se présentent majoritairement comme de courtes terrasses rectilignes parfois légèrement courbées, avec des longueurs variant entre 10 et 500 m et montrant des largeurs entre 2 à 20 m. Ces terrasses sont généralement développées sur des pentes couvertes de till ou d'autres dépôts glaciaires et elles sont souvent mieux développées sur les versants nord et ouest des pentes, probablement en raison d'une érosion littorale plus grande associée aux vents catabatiques provenant du glacier, lesquels s'orientaient perpendiculairement à la marge glaciaire et donc soufflaient vers le nord-est. Ces terrasses sont souvent étagées, c'est-à-dire qu'il est assez fréquent d'observer une succession de plusieurs niveaux de terrasses pour un même site. Au final, un total de 67 sites montrant des rivages glaciolacustres ont été cartographiés (Figure 2.8).

La composition des terrasses reflète la nature des dépôts érodés par l'action littorale. Dans les secteurs à forte couverture de till, les lignes de rivage sont constituées principalement de blocs jointifs de taille métrique incorporant parfois cailloux et graviers, les particules plus fines ayant été lessivées par le battement des vagues, laissant ainsi cette structure grossière de blocs. Dans les régions à faible couverture de dépôts, les rivages se présentent sous forme de surface rocheuse lessivée et pseudo rectiligne qui témoigne de la mise à nue du roc par le battement des vagues. Dans la zone intérieure de la péninsule caractérisée par la dominance de felsenmeer et l'absence de modelés glaciaires, les terrasses bien développées sont rares et lorsque présentes, elles sont peu ou mal développées et principalement constituées d'un amoncellement de blocs anguleux jointifs et sont par endroits sujettes à une déformation ultérieure par la solifluxion.

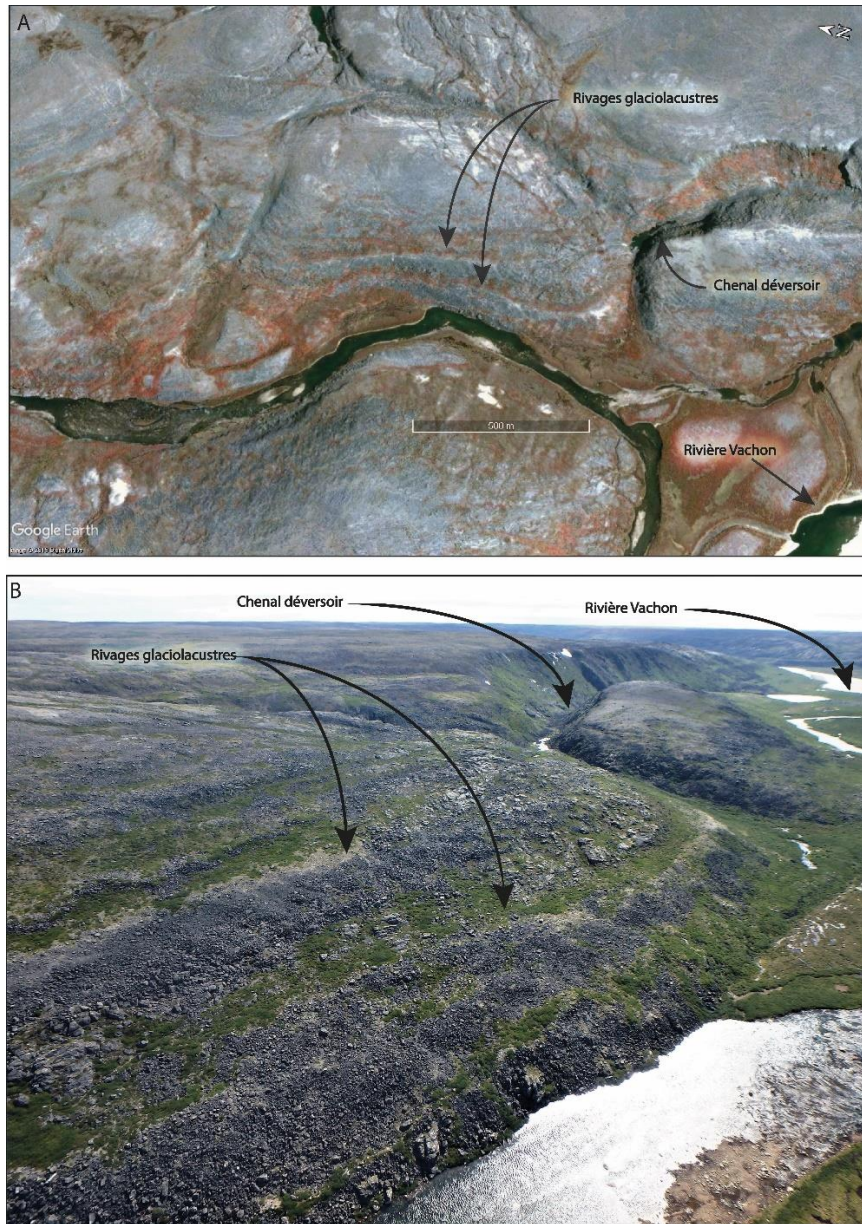


Figure 2.2 A. Image satellitaire (Google Earth) montrant des rivages glaciolacustres perchés sur les flancs de la vallée de la rivière Vachon ainsi qu'un chenal déversoir asséché suivant grossièrement l'axe de la vallée. B. Vue aérienne des formes de terrains montrées en A.

2.3.2 Deltas glaciolacustres

Les deltas glaciolacustres forment des constructions sédimentaires en forme d'éventail plus ou moins évasé. Ils se retrouvent généralement dans les vallées principales, à proximité d'un esker ou près de l'exutoire d'un chenal sous-glaciaire, où se trouve une quantité abondante de dépôts glaciaires ou fluvioglaciaires. Ils comportent parfois quelques lobes entrecoupés par des chenaux. Un total de 69 deltas a été cartographié (Figure 2.8).

Le matériel est de granulométrie grossière variable, mais homogène à l'échelle du dépôt, allant des graviers aux blocs et, tout comme les rivages, sa composition dépend essentiellement de la nature des dépôts d'origine et de la distance de transport du matériel par l'affluent. Lorsque le matériel est majoritairement métrique ou décimétrique, sa source est proximale et à l'inverse, si le matériel est fin, il provient d'une source plus distale. De façon générale, les deltas sont mieux développés dans un matériel fin que grossier et contiennent une grande quantité de matériel sableux. Les observations cartographiques et de terrain indiquent un apport de matériel d'origine fluvioglaciaire, soit par un esker ou un chenal. La surface des deltas montre souvent des évidences de chenalisation due à l'abaissement du plan d'eau.

Certains deltas montrent plusieurs niveaux étagés sur leurs flancs qui témoignent d'un abaissement progressif du niveau du plan d'eau et donc de différentes phases du lac. L'hypothèse d'une remontée du niveau du lac n'est pas supportée par les évidences de terrain qui ne montrent aucun remaniement ou altération des niveaux inférieurs. Conséquemment, dans le présent contexte de déglaciation, les niveaux les plus élevés sont normalement les plus vieux et les plus bas sont les plus récents. Par contre certains de ces niveaux pourraient parfois référer à un contexte topographique et hydrologique local plutôt que des variations du niveau du plan d'eau comme pour certains deltas glaciomarins (Lauriol, 1982).

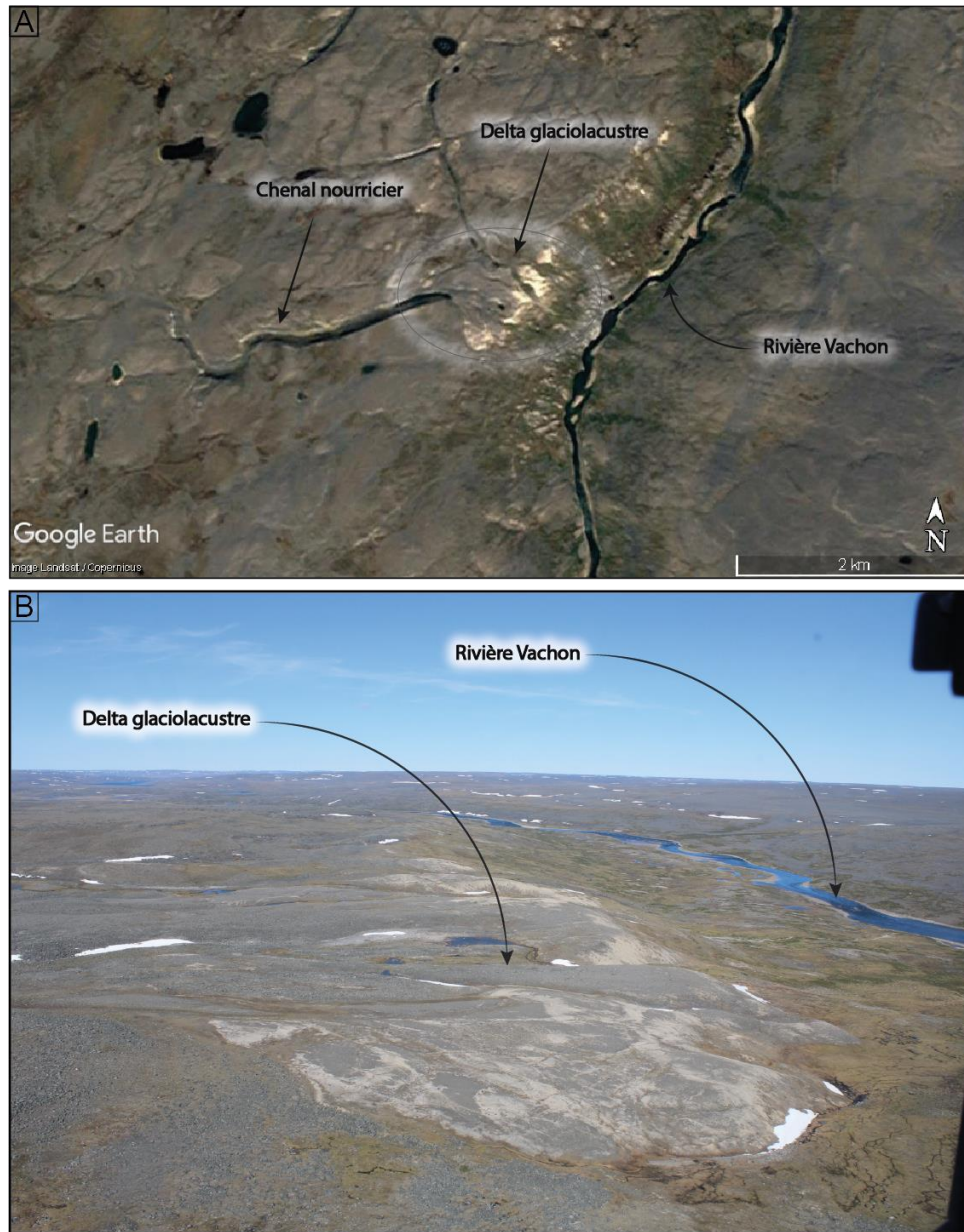


Figure 2.3 A. Image satellitaire (Google Earth) montrant un delta glaciolacustre légèrement chenalisé ainsi que le chenal nourricier responsable de l'apport sédimentaire de ce delta; flanc ouest de la vallée de la rivière Vachon. B. Vue aérienne des formes de terrains montrées en A.

Plusieurs deltas glaciolacustres peuvent atteindre des tailles considérables, ayant parfois des lobes avec une largeur de plus de 1 km, notamment dans les environs des lacs Klotz et Nantais et dans les rivières principales de la zone d'étude. Les deltas glaciolacustres de la région d'étude se distinguent facilement des deltas modernes par de simples critères (Lauriol et Gray, (1987)) :

- i) leur dimension ne peut pas être associée à l'apport sédimentaire des rivières actuelles;
- ii) ils ont parfois des positions incohérentes avec les réseaux de drainage modernes;
- iii) ils sont souvent à flanc de vallée à quelques dizaines de mètres au-dessus des lacs ou des rivières actuelles et associés à un chenal nourricier asséché.

Étant donné le faible niveau de développement des terrasses et des rivages glaciolacustres et leur distribution éparse, les deltas forment les indicateurs les plus robustes pour ce qui est de la reconstruction paléogéographique des principaux niveaux de lacs glaciaires.

2.3.3 Eskers

Les eskers apparaissent très clairement sur les différentes images satellitaires de la région étudiée, de même que sur le terrain, formant l'un des éléments géomorphologiques les plus communs. Ces eskers forment des crêtes allongées, rectilignes ou sinueuses et ils sont composés principalement de sable et gravier d'origine fluvioglaciaire. Ces observations sont cohérentes avec les descriptions dans la littérature qui associent leur mise en place par de l'eau de fonte sous pression dans un tunnel supraglaciaire, intraglaciaire ou sous-glaciaire dans un contexte de glace à base chaude (Banerjee et McDonald, 1975; Brennand, 2000; Storrar et al., 2014; Clark et al., 2018). La densité d'eskers observables sur un territoire renseigne sur les conditions thermiques à la base du glacier lors de son retrait et leur distribution spatiale est indicatrice de la configuration du drainage sous-glaciaire. Les eskers sont

généralement très abondants sur les substrats cristallins compétents comme ceux retrouvés sur la péninsule d'Ungava en comparaison avec les substrats de roches sédimentaires moins résistantes (Clark et Walder, 1994).

Les eskers qui ont été cartographiés ont une densité beaucoup plus importante à l'est, dans le bassin versant de la rivière Vachon qu'à l'ouest, dans le bassin versant des lacs Nantais et Klotz. Le réseau d'eskers expose des cordons pratiquement parallèles avec peu de branches tributaires. De plus, sur le bassin versant est, les eskers sont beaucoup plus longs et continus que sur le bassin ouest. Certains eskers sont continus sur 25 km et certains corridors de drainage peuvent être suivis sur une soixantaine de kilomètres. Dans le bassin versant ouest, les eskers sont très courts, avec des longueurs pouvant aller de 3 à 5 km – probable remplissage de fracture (ice crack filling), bien que la majorité soit discontinues et formées de segments oscillants entre 500 m et un kilomètre. L'orientation générale des eskers est la même dans les deux secteurs soit dans un axe SO-NE (70°N).



Figure 2.4 Image satellitaire (Google Earth) montrant un esker d'orientation ouest-est observé dans le secteur à l'est de la rivière Vachon.

2.3.4 Chenaux d'eau de fonte

Les chenaux d'eau de fonte sont des formes d'érosion produites par l'incision de l'eau de fonte dans les sédiments non consolidés ou dans les fractures et autres faiblesses du roc lors du retrait de la glace. Dans les environnements où la glace à la base du glacier est froide et très peu dynamique, la présence de chenaux d'eau de fonte est possiblement la seule évidence témoignant du passage d'un glacier sur le territoire (Benn et Evans, 2010). Les réseaux de drainage de l'eau de fonte peuvent potentiellement se développer au fil de plusieurs glaciations, résultant en un patron de drainage local et régional complexe qui expose une superposition d'incisions anciennes et récentes témoignant d'une succession de périodes glaciaires et interglaciaires (Lauriol, 1982; Benn et Evans, 2010). Ces formes se construisent généralement près de la marge et par conséquent, leur distribution et leurs caractéristiques (orientations, morphologies) peuvent être utilisées pour reconstruire le patron de retrait du front glaciaire (Kleman, 1992).

Un total de 1637 chenaux d'eau de fonte de différents types ont été cartographiés dans le secteur. Ces chenaux témoignent de plusieurs contextes de formation :

- i) de façon subaérienne sur le flanc d'une vallée où l'eau est contrainte par la marge latérale du glacier;
- ii) en position proglaciaire ou marginale
- iii) sous la glace dans les conduits sous-glaciaires.

Les chenaux d'eau de fonte cartographiés ont été classés selon des critères diagnostiques décrits par Greenwood *et al.* (2007).

Les chenaux sous-glaciaires sont généralement rectilignes et parfois légèrement sinueux (figure 2.5). La majorité d'entre eux sont asséchés aujourd'hui puisqu'ils ne font pas partie du réseau hydrographique actuel. Ils sont généralement associés aux

corridors fluvioglaciaires et pour cette raison, on observe par endroits des cônes alluviaux à leur extrémité aval. Ils représentent la grande majorité des chenaux observés et sont présents dans tous les secteurs de la région étudiée. Ils s'orientent grossièrement dans le même sens que les eskers, soit vers l'est-nord-est. Ils sont souvent continus et leur orientation semble par endroits influencée par la topographie du socle, bien qu'ils fassent généralement abstraction du relief, suggérant ainsi que l'écoulement des eaux de fonte responsable de leur formation était fort probablement contrôlée par le gradient hydraulique associé à la topographie de la glace. Leur profondeur varie entre 15 et 50 mètres. Les plus profonds se situent majoritairement aux abords des rivières principales.

Les chenaux latéraux marginaux se construisent au contact de la marge glaciaire lors du retrait d'une glace peu active ou même stagnante. L'écoulement de l'eau entre le substrat et la marge glaciaire érode le matériel adjacent à la marge, laissant un chenal généralement parallèle au front glaciaire et donc perpendiculaire au sens du retrait glaciaire. Ce type de chenal est surtout présent à l'est de la rivière Vachon et recoupe les réseaux d'esker (figure 2.5). Ces chenaux sont souvent associés à une glace peu dynamique, voire stagnante, ou encore à base froide. Sous un tel régime, l'eau de fonte ne percole pas sous la glace et elle est contrainte à s'écouler le long du front glaciaire en contexte subaérien et l'érosion forme donc un chenal parallèle à la marge du glacier (Greenwood et al., 2007).

Les chenaux latéraux submarginaux se présentent généralement en série de chenaux relativement rectilignes et parallèles (figure 2.5), perpendiculaires à la pente sur laquelle ils se sont développés. Ce type de chenal est plutôt rare sur le territoire et est présent surtout dans les affluents des principaux lacs, où une lobation de la marge glaciaire aurait pu persister et ainsi générer de tels chenaux. Ils se forment donc près de la marge et leur position dépend de la topographie locale, puisque leur formation

dépend de la dynamique hydrologique aux abords de la marge glaciaire et du substrat adjacent.

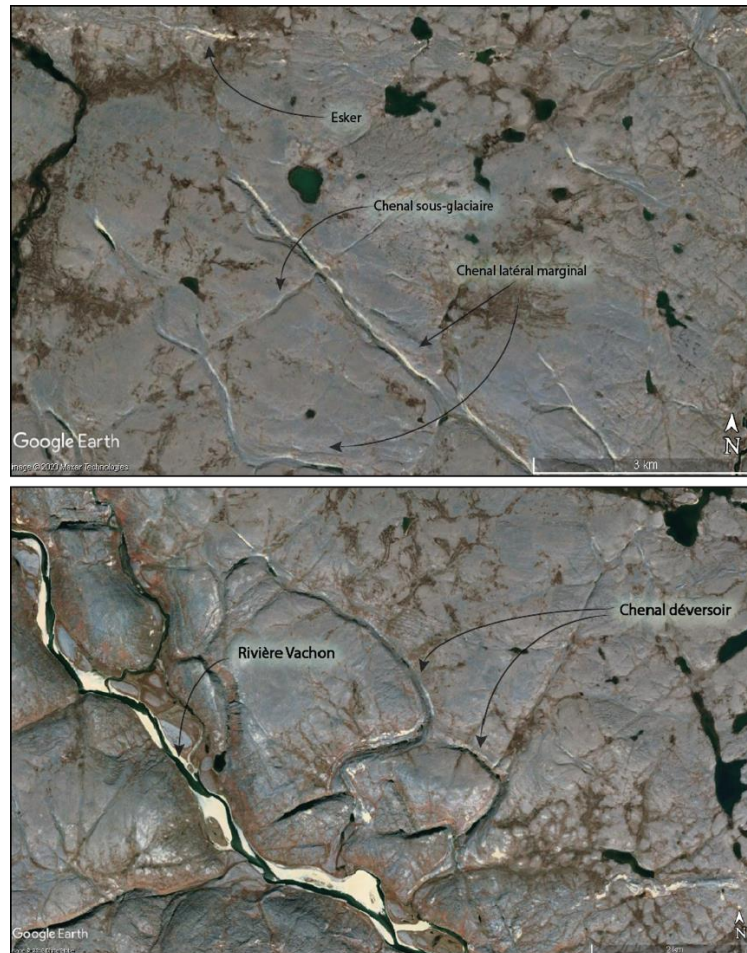


Figure 2.5 A. Image satellitaire (Google Earth) montrant des chenaux sous-glaciaires d'orientation similaire aux trains d'eskers observables dans le secteur (SW-NE) ainsi que des chenaux latéraux marginaux perpendiculaires aux chenaux sous-glaciaires et développés parallèlement à la marge glaciaire lors d'une stagnation de celle-ci. B. Deux chenaux déversoirs observables aux abords de la rivière Vachon. Ceux-ci témoignent de l'érosion produite par l'eau lorsque le drainage par la rivière Vachon était obstrué par la glace lors du recul de celle-ci.

Les chenaux proglaciaires se construisent devant le front glaciaire de façon subaérienne par l'eau de fonte qui s'écoule librement et qui n'est pas confinée par la masse de glace sus-jacente. L'organisation spatiale de ces chenaux est caractéristique d'un drainage normal non-perturbé, si ce n'est que de la source hydrique (glacier) qui est éphémère. Leur alignement suit la plupart du temps la topographie du substrat et ils s'orientent vers les points les plus bas du terrain et peuvent même former des méandres qui témoignent alors d'un moins grand débit hydraulique. Il peut être ardu de les discerner des chenaux sous-glaciaires puisque ceux-ci peuvent avoir la même orientation et présenter des similitudes d'un point de vue de formation.

Finalement, on retrouve des chenaux de type déversoir. Ils sont présents principalement aux abords des principales rivières, telles que les rivières Vachon et Lepellé, ainsi que dans le secteur des lacs Nantais et Klotz. Ils se construisent lorsque le réseau de drainage est obstrué par la glace et sont associés au déversement de l'eau de fonte provenant d'un bassin glaciolacustre. Ils se forment donc aux abords des seuils ou exutoires temporaires qui acheminent le surplus d'eau hors du bassin glaciolacustre. Ils présentent souvent une taille importante et ont une forme courbée rejoignant la rivière à un seul ou aux deux extrémités du chenal. Leur profondeur peut atteindre jusqu'à 60 mètres (figure 2.5).

2.3.5 Formes d'écoulement glaciaire

Les formes d'écoulement glaciaires cartographiées sont principalement des traînées de till (*crag-and-tails*). Elles sont bien visibles sur les images satellitaires dans certains secteurs et sont montrées par des flèches décrivant le sens d'écoulement général dudit secteur sur la figure 2.6.

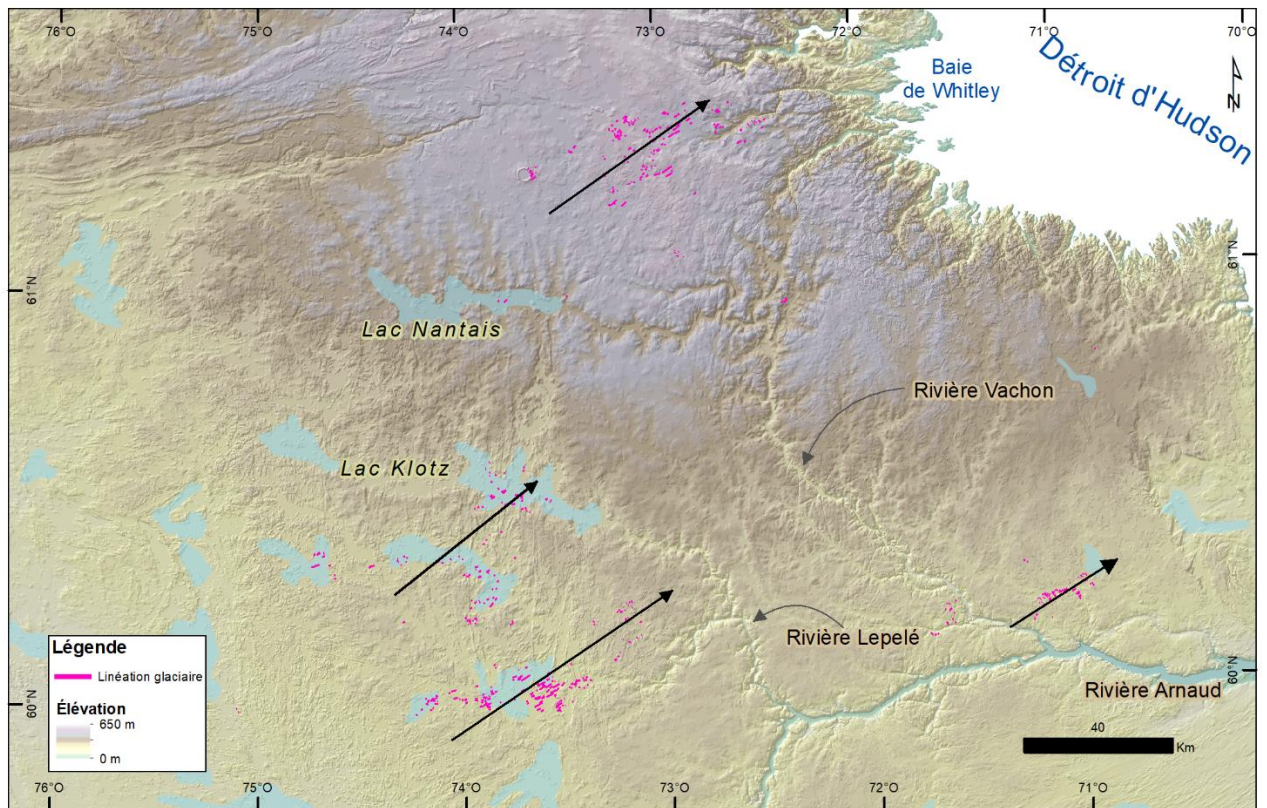


Figure 2.6 Distribution des linéations glaciaires cartographiées dans la région d'étude. Les principaux secteurs sont représentés par une flèche indiquant l'orientation moyenne de l'allongement respectif des formes. Ceux-ci se présentent principalement sous forme de traînées morainiques avec abri (*crag-and-tail*).

Ces linéations glaciaires ont une orientation moyenne de N58 ainsi qu'une longueur moyenne de 526 m et pouvant atteindre 1,7 km. Les secteurs renfermant ces linéations glaciaires sont disparates et ponctuels dans la région d'étude et témoignent fort probablement des endroits où l'écoulement de la glace était plus dynamique. On note ici qu'aucune strie n'a été mesurée ou aperçue lors des travaux de terrain menés pour cette étude. Ceci s'explique principalement par le fait que le roc affleurant et en place dans le secteur est très compétent et que le secteur est dominé par des felsensmeers. Ce contexte témoigne d'une faible dynamique glaciaire et se prête ainsi mal à la production de marques d'érosion glaciaires telles les stries et les cannelures. De plus, les secteurs montrant de fortes concentrations de formes d'écoulement glaciaire n'ont pas été visités lors de la campagne de terrain puisqu'ils ces travaux étaient principalement orientés vers les levés de rivages glaciolacustres – le patron de déglaciation étant ici documenté par la cartographie des eskers et linéations glaciaires.

2.3.6 Mesures d'élévations

Au total, 101 mesures d'élévations ont été faites. Les 14 mesures d'élévations dans le secteur du lac Nantais varient entre 359 et 398 m. Dans la vallée de la rivière Vachon, les 45 mesures prises varient entre 141 et 361 m. Dans le secteur du lac Klotz, 25 mesures d'élévations montrent des variations entre 258 et 307 m. Dans la vallée de la rivière Lepellé, les élévations de 17 sites varient entre 190 et 283 m d'altitude. De façon générale, les données montrent un abaissement d'élévation du nord vers le sud et de l'ouest vers l'est (Figure 2.7).

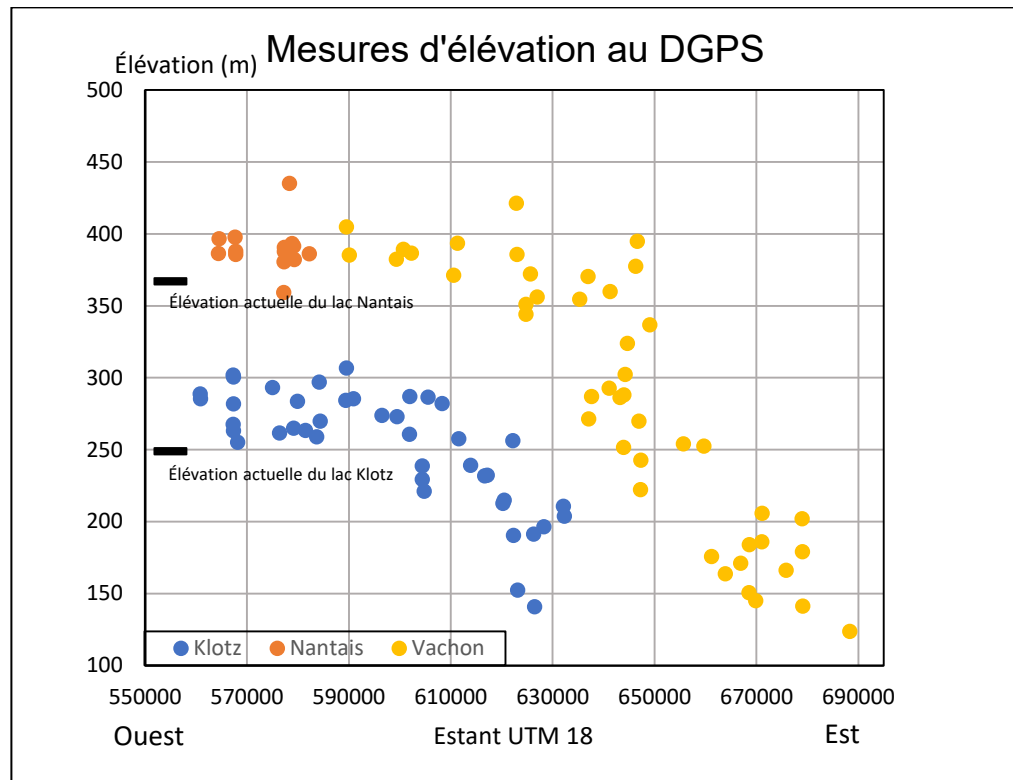


Figure 2.7 Graphique montrant les mesures d'élévations des rivages et deltas glaciolacustres mesurées et projetées le long de deux transects ouest-est allant du lac Nantais actuel (367 m) à la rivière Vachon et du lac Klotz actuel (249 m) à la rivière Lepellé.

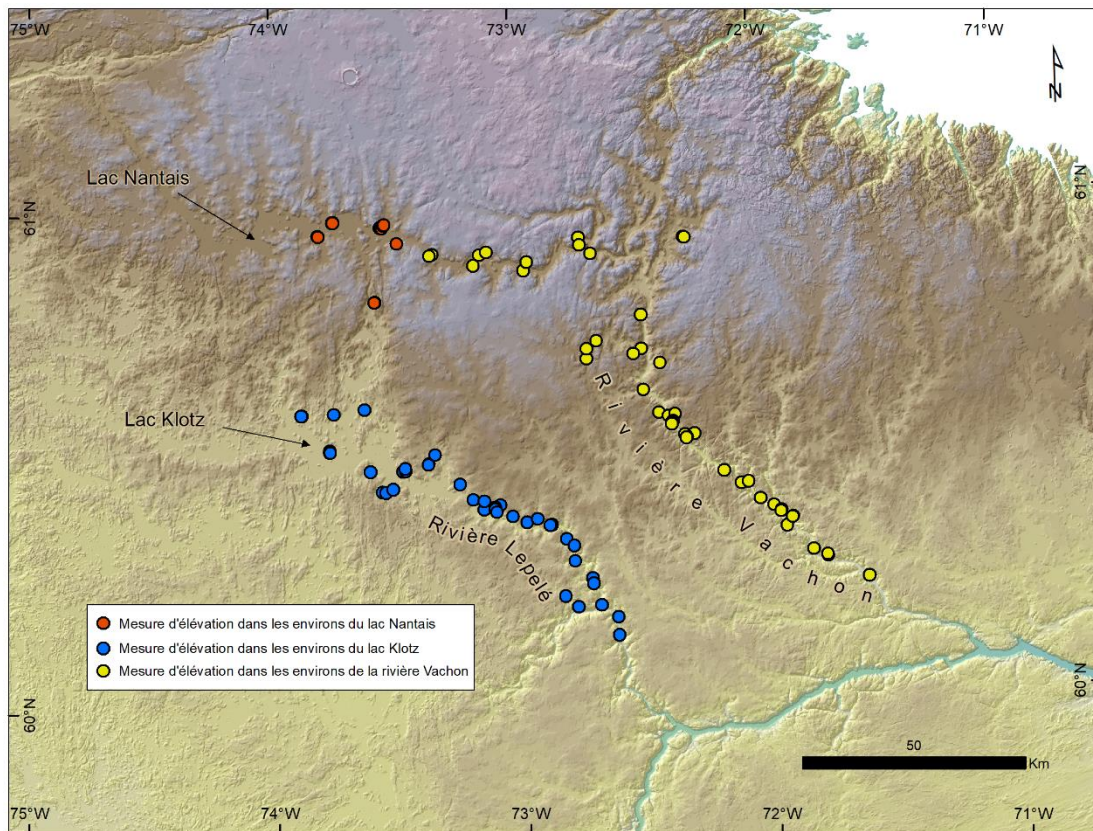


Figure 2.8 Distribution des sites de mesures d'élévation prises sur des rivages glaciolacustres, des deltas glaciolacustres et la tête de certains chenaux d'eau de fonte à proximité des vallées principales du secteur.

De façon spécifique, la distribution des mesures d'élévation prises sur le terrain montre que les rivages glaciolacustres les plus élevés sont concentrés à des élévations oscillant légèrement mais montrant tout de même une certaine constance et formant des plans subhorizontaux, notamment dans la portion ouest de la région d'étude, dans les bassins formés par les lacs Nantais et Klotz actuels. Ces données mettent en évidence l'occurrence d'anciens niveaux maximums atteints par les lacs glaciaires dans ces secteurs. Tel que mentionné précédemment, les sites mesurés montrent souvent une succession de plusieurs niveaux de terrasses étagés sur quelques mètres, ce qui indique un abaissement progressif du plan d'eau.

Les mesures de rivages dans la portion est du secteur d'étude, soit dans les vallées des rivières Vachon et Lepellé, montrent un abaissement progressif vers l'est, sud-est, lequel aboutit à l'aval de ces rivières, aux environs de la jonction avec la rivière Arnaud. Ce patron d'élévation des rivages démontre que ces vallées fluviales formaient les exutoires naturels des lacs glaciaires qui occupaient les bassins des lacs Nantais et Klotz. Ces vallées sont d'ailleurs plus basses que le niveau actuel de ces lacs. Cet abaissement des élévations indique donc que le niveau de ces lacs diminue au fur et à mesure que l'on progresse vers le sud, ce qui est fort probablement en lien avec le retrait la glace dans les portions les plus avales (et basses) de ces vallées.

2.4 Discussion sur le retrait glaciaire et le développement des lacs glaciaires

Les différents éléments géomorphologiques cartographiés apportent de l'information essentielle sur la géométrie de la marge et la dynamique glaciaire durant le retrait, de même que sur l'évolution et la configuration des lacs proglaciaires. Ils forment donc les bases fondamentales de la reconstruction du patron de déglaciation régional.

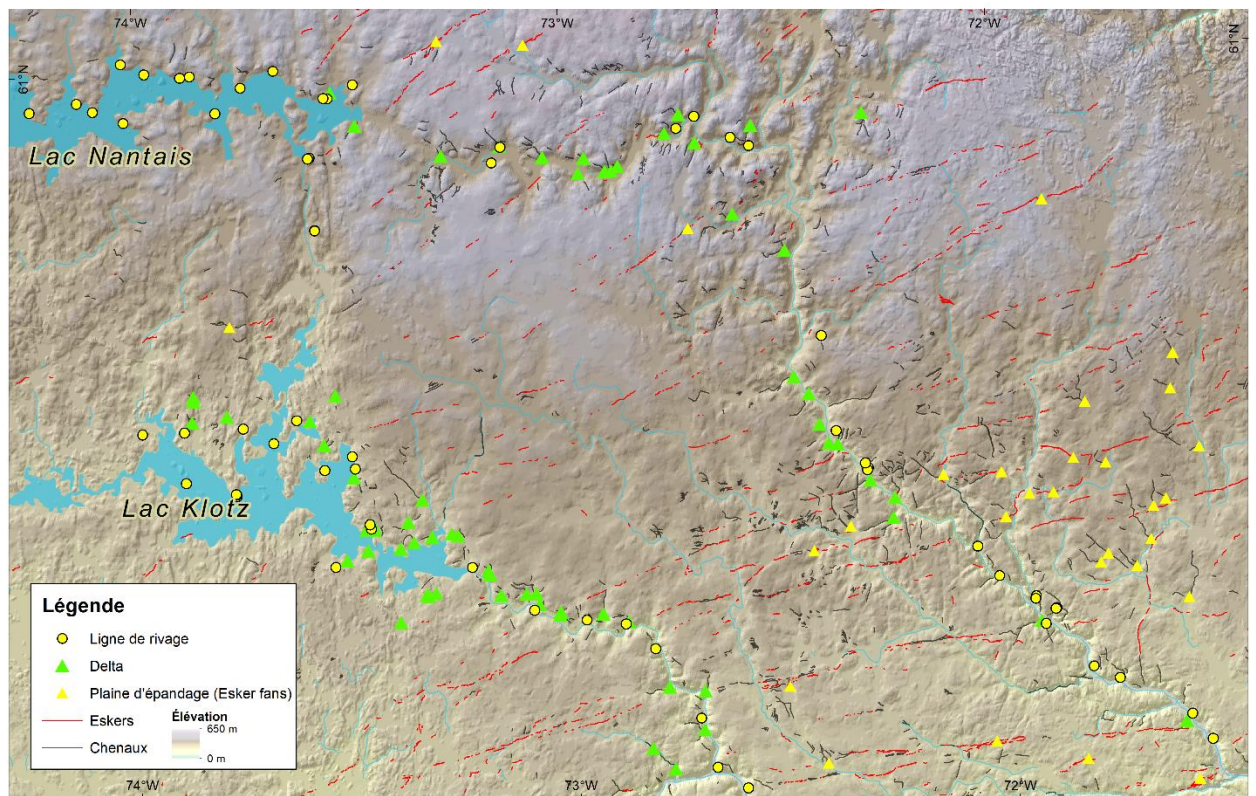


Figure 2.9 Carte thématique géomorphologique. Distribution des lignes de rivages, deltas glaciolacustres, eskers, plaines d'épandage (esker fans), chenaux d'eau de fonte (sous-glaciaire, latéral marginal et déversoir) cartographiés sur le secteur d'étude. Ces formes sont développées principalement dans les bassins versants des lacs Nantais et Klotz et dans les vallées des rivières Vachon et Lepelé. Les lignes de rivages identifiées sur la figure sous forme de point sont souvent continues sur plusieurs kms. Noter que l'échelle de la figure est plus petite que celle du secteur à l'étude dans le but de circonscrire les zones importantes et d'y mettre l'emphase.

2.4.1 Orientation des eskers et configuration du retrait de la marge glaciaire

La distribution spatiale des eskers des environnements anciennement englacés a longtemps été utilisée pour reconstruire la déglaciation (Dyke et Prest, 1987; Dyke, 2004; Stokes et al., 2009; Clark et al., 2012). Ceci découle du fait que leur mise en place requiert la canalisation de l'eau de fonte qui s'orientent généralement avec le gradient (pente) de surface de la marge glaciaire, formant ainsi ces amoncellements de dépôts fluvioglaciaires plus ou moins rectilignes orientés perpendiculairement à la marge glaciaire (e.g, Boulton et Clark, 1990; Stokes et al., 2009; Brown et al., 2011; Storrar et al., (2014). De plus, la production d'eskers requiert un apport important d'eau de fonte et leur formation est donc principalement associée à la déglaciation puisque le bilan de masse de l'inlandsis est négatif (Carlson et al., 2009). Ainsi, l'orientation des eskers peut donc être utilisée pour retracer le sens du retrait glaciaire d'une région.

À l'échelle de l'Inlandsis laurentidien, les eskers se retrouvent en périphérie de l'emplacement final des limites ou des lignes de partage d'écoulement des glaces, comme ceux associés au Dôme du Labrador (Dyke et Prest, 1987; Aylsworth et Shilts, 1989; Boulton et Clark, 1990; Storrar et al., 2014). Ceci est attribuable au fait que l'eau de fonte doit s'organiser sur une certaine distance à partir de la surface avant de pouvoir s'inciser dans la glace et produire des chenaux qui auront éventuellement le potentiel de mener à la formation des eskers (Storrar et al., 2014). Les eskers sont pratiquement absents du cœur de la péninsule où l'on retrouve une zone dénuée de formes fuselées qui s'étend sur une distance d'environ 100 à 150 km de largeur (Gray et al., 1993). Ces zones sont considérées comme des secteurs correspondant à l'ancienne position de la ligne de partage des glaces et ont fort probablement été recouvertes par une glace à base froide et n'exposant que des formes et sédiments de décrépitude glaciaire (Lauriol et Gray, 1987). De plus, ces conditions de glace à la base froide et peu dynamique ont fort probablement perduré jusqu'aux derniers stades de la déglaciation, ce qui aurait empêché l'eau de fonte produite à la surface d'atteindre la base du glacier (Gray et al., 1993; Kleman, Johan et Glasser, 2007).

Les résultats de cartographie indiquent que les eskers cartographiés sont orientés en moyenne autour de 70°N, documentant ainsi un retrait glaciaire du nord-est vers le sud-ouest d'une marge glaciaire qui était orientée grossièrement NW-SE. La distribution spatiale des eskers est beaucoup plus dense à l'est, dans le secteur du bassin versant de la rivière Vachon, que dans l'ouest où l'on retrouve les bassins des lacs Nantais et Klotz. Cette dichotomie dans la distribution des eskers peut s'expliquer par le fait que le secteur ouest est situé près de la zone centrale de la péninsule d'Ungava où l'on retrouve la ligne de partage des glaces (dôme) qui est généralement caractérisée par une glace à base froide et où l'on retrouve peu d'eau de fonte. La cartographie indique aussi que par endroits, les eskers se trouvent superposés et en angle par rapport aux formes fuselées sous-jacentes, suggérant que l'activité glaciaire associée au retrait glaciaire était fort probablement moins importante que celle associée aux mouvements glaciaires antérieurs responsables du modelé glaciaire dominant le territoire.

2.4.2 Orientation des chenaux d'eau de fonte et configuration de la marge glaciaire

La cartographie révèle également que le territoire est couvert de nombreux types de chenaux d'eau de fonte, lesquels font partie d'un système régional associé à la déglaciation et dont l'organisation spatiale témoigne fort probablement d'un retrait progressif de la marge glaciaire vers l'intérieur du Dôme du Labrador. Les deux types de chenaux qui sont les plus utiles pour les reconstructions de la position de la marge sont les chenaux latéraux marginaux et les chenaux sous-glaciaires.

Une succession de chenaux marginaux en escalier enregistrent des positions successives de la marge du glacier qui était parallèle aux chenaux. Quant aux chenaux sous-glaciaires, ils se construisent selon un écoulement suivant la pente de surface du glacier, ce qui implique que leur orientation indique la direction d'écoulement de la glace. Ils se forment principalement sous une glace à base chaude. L'orientation de la marge glaciaire peut être interprétée comme orthogonale à ce type de chenal (Greenwood et al., 2007).

Les chenaux marginaux sont généralement relativement courts et ils se retrouvent principalement dans les secteurs où la couverture de dépôts glaciaires est importante; leur répartition discontinue sur le territoire donne de l'information ponctuelle sur la configuration de la marge à ces endroits. L'orientation des chenaux sous-glaciaires est grossièrement parallèle à celle des eskers, ce qui suggère que leur formation est contemporaine à la mise en place des eskers, donc associée au recul de la marge glaciaire. Leur orientation est donc perpendiculaire à la marge glaciaire et ces chenaux peuvent donc renseigner à la fois sur la direction du retrait glaciaire et sur la configuration (alignement) de la marge glaciaire qui dans ce cas était orientée nord-ouest sud-est.

L'orientation des eskers et des chenaux sous-glaciaires qui sont positionnés de façon orthogonale à la marge glaciaire lors de la déglaciation est cohérente avec l'orientation des chenaux marginaux qui eux sont parallèles. L'ensemble de ces chenaux indique donc un front glaciaire en retrait orienté NW-SE. L'azimut de la marge glaciaire lors de son recul devait être plus ou moins parallèle à l'axe de la rivière Vachon, qui forme un couloir fluvial sinueux et complexe, entrecoupé de nombreux affluents. Il est fort possible qu'une telle marge obstruait épisodiquement à différents endroits l'écoulement des eaux de fonte, ce qui semble cohérent avec la distribution des formes glaciolacustres sur le territoire. De plus, comme la glace a tendance à couvrir les points de basse élévation par son écoulement gravitaire, des culots de glace ont pu être préservés dans le creux des vallées créant ainsi de petits bassins éphémères, aidant à la persistance des plans d'eau et au développement de rivages et de deltas.

2.4.3 Lignes de rivages et deltas glaciolacustres

L'occurrence de rivages et deltas glaciolacustres sur de nombreux endroits de la région d'étude indique que des lacs d'obturation glaciaire ont occupé de vastes étendues, principalement dans les bassins lacustres et vallées fluviales lors du recul de la marge

glaciaire. De plus, si l'on considère la présence de bandes de lessivage produites lors du remaniement du till par les eaux glaciolacustres, lesquelles apparaissent sous forme de bandes plus claires sur les pourtours des lacs et des rivières actuelles, il est clair que les bassins glaciolacustres ont couvert une superficie importante du territoire. La distribution spatiale et l'élévation des différents rivages et deltas cartographiés et mesurés indiquent que ces lacs glaciaires ont connu une phase maximale et qu'ils se sont graduellement abaissés par la suite. Il est difficile d'évaluer la durée de chacun de ces niveaux glaciolacustres, cependant, bien que ces plans d'eau aient persisté assez longtemps pour former des plages et des deltas par endroits, le faible degré de développement des formes de terrain associées à la plupart des niveaux documentés suggère que ces bassins ont évolué rapidement dans le temps et dans l'espace.

L'évolution de ces lacs est intimement reliée au retrait de la marge glaciaire sur le territoire. Les travaux de cartographie n'ont pas révélé la présence de formes de terrain comme des moraines ou autres dépôts juxtaglaciaires qui pourraient marquer une stagnation du front glaciaire à un moment donné lors de la déglaciation. Ce contexte général suggère un recul progressif de la marge glaciaire sur le territoire. Ce type de retrait graduel est probablement lié à l'abaissement important et progressif des rivages dans les principales vallées (~350 m sur ~115 km dans la vallée de la rivière Vachon), lequel s'explique fort probablement par le recul du front glaciaire vers le sud qui libère ainsi des exutoires de plus en plus bas le long de l'axe de ces rivières, permettant ainsi l'abaissement général des plans d'eau. Ceci indique que ces lacs n'ont pas formé une vaste étendue glaciolacustre qui aurait submergé une grande partie du territoire tel que présenté dans certaines reconstructions (Lauriol, 1982; Gray et al., 1993). Ceux-ci auraient plutôt formé des bassins dynamiques dont la configuration (étendue) a évolué de façon continue au fil du recul de la marge glaciaire. Le modèle de formation de ces lacs glaciaires impliquant la simple présence de culots de glaces lors du démembrement de la calotte glaciaire résiduelle pour bloquer les exutoires naturels et créer des bassins ne semble pas être possible (c.f. Lauriol, 1982).

Modèle de développement des lacs glaciaires lors de la déglaciation

Les mesures d'élévations de plages et autres rivages soulevés délimitent clairement les niveaux maximums atteints par les plans d'eau des lacs glaciaires Nantais et Klotz. Cependant, les mesures d'élévation ne permettent pas de définir d'autres phases glaciolacustres d'importance. En effet, les données et mesures de terrain documentent plutôt une séquence complexe de terrasses qui montrent un abaissement progressif des plans d'eau, un patron qui se poursuit dans les vallées fluviales principales occupées aujourd'hui par les rivières Vachon et Lepellé. Le faible développement de la plupart de ces terrasses et autres rivages suggère que ces différents niveaux glaciolacustres n'ont pas perduré très longtemps.

Cet abaissement progressif des niveaux des bassins glaciolacustres est cohérent avec le patron de retrait glaciaire documenté à partir de l'orientation des eskers et des chenaux d'eau de fonte. Le retrait progressif vers le sud-sud-ouest d'une marge glaciaire a vraisemblablement permis l'ouverture successive de nouveaux exutoires de plus basses élévations, notamment dans chacune des deux principales rivières où les seuils topographiques diminuent en élévation au fur et à mesure que l'on se dirige vers le sud.

Globalement, lorsqu'on combine le patron du recul de la marge glaciaire aux mesures d'élévation des rivages présents dans le cœur des bassins et des vallées principales, la projection de certains niveaux de basse élévation délimite des plans d'eau de faible superficie, dont un bon nombre dans les vallées fluviales, formant des plans d'eau ayant des élévations plus basses que les lacs actuels (voir tableau 1.2, données d'élévations). Conséquemment, il semble que la configuration de ces lacs glaciaires ait été en constante évolution et que leurs étendues aient varié au fur et à mesure que la marge glaciaire se retirait et libérait des exutoires de plus basses élévations. L'image qui en ressort est une succession de plans d'eau de différentes envergures qui suivait le front glaciaire en recul. Ainsi, contrairement aux reconstructions des travaux antérieurs qui présentaient des lacs glaciaires de grandes étendues – tel le lac Nantais – qui

regroupaient différents bassins coalescents bloqués par un front localisé plus au sud (Lauriol et Gray (1987), il semble que les principales accumulations majeures aient été restreintes aux bassins des lacs Nantais et Klotz et que si elles ont été coalescentes, ce fut durant une brève période de temps..

On note également que l'étendue maximale vers le sud des plans d'eau glaciolacustres est difficile à déterminer, car ce secteur a été affecté par l'incursion de la Mer d'Iberville. Les données les plus à l'est, soient celles qui ont été prises dans le secteur où la rivière Vachon rejoint la rivière Arnaud, démontrent l'occurrence de certaines terrasses à des élévations de 123 m, alors que les grandes terrasses marines se retrouvent à des niveaux très près de 120 m. Ainsi, l'incursion des eaux marines suivant le retrait de la marge dans l'axe de la rivière Arnaud aurait pu fort probablement éroder et remanier une partie des terrasses et autres rivages glaciolacustres qui pouvaient se trouver à des élévations inférieures à 120 m, le cas échéant.

2.5 Conclusions

La cartographie des principales formes de terrain associées au retrait de la marge glaciaire et celles reliées aux lacs glaciaires a permis de tracer les grands traits de la déglaciation de la partie centre-est de la péninsule d'Ungava. Ces formes ont servi à la production d'une carte géomorphologique thématique qui améliore la compréhension du développement et de l'évolution des lacs glaciaires de cette région.

Les eskers et les chenaux suggèrent un retrait vers le sud-ouest, à partir d'une marge orientée NW-SE qui a initialement libéré la côte ouest de la baie d'Ungava/détroit d'Hudson et qui a convergé vers le cœur de la péninsule et la LPP. Ce retrait aurait mené à la libération progressive des bassins de basse élévation et les vallées, endroits propices au développement de plans d'eau contraints par le front glaciaire. Le retrait semble s'être effectué de manière continue puisqu'on n'observe pas ou très peu de

dépôts ou de formes associées à une stagnation du front glaciaire, par exemple des moraines de poussée ou dépôts de contact glaciaire. Le rythme de retrait est difficile à établir étant donné le manque de données géochronologiques pour établir la position de la marge au cours de la déglaciation. Ce sujet sera abordé au chapitre 3 où de nouvelles données de datation seront présentées.

Les mesures d'élévation prises sur les formes glaciolacustres montrent des variations significatives entre les différents secteurs du terrain d'étude, suggérant l'existence de plusieurs bassins d'envergure petite à moyenne qui n'ont fort probablement pas toujours été coalescents et/ou contemporains. Ces résultats ne supportent pas une reconstruction présentant des lacs glaciaires de grande superficie, telle que proposée par Lauriol et Gray (1987) pour le Lac Nantais. Hormis les rivages de haute élévation qui définissent un niveau de submersion maximal, il est difficile d'identifier clairement des niveaux à partir des rivages inférieurs, lesquels montrent simplement un étagement suggérant un abaissement progressif du niveau du ou des lac(s). Les rivages observés sont peu développés, ce qui témoigne du caractère éphémère des plans d'eau, en lien avec le recul relativement rapide de la marge glaciaire. Les principaux secteurs qui ont été envahis par des eaux glaciolacustres sont les endroits où on retrouve aujourd'hui les principaux lacs et les principales rivières du territoire, soit : les lacs Nantais et Klotz et les rivières Vachon et Lepellé. Le type de retrait proposé est conforme à la séquence de rivages documentée et mesurée qui montre un abaissement continu des plans d'eau.

L'utilisation de l'imagerie satellitaire combinée à un modèle numérique de terrain offrant une résolution de 5 m s'avère une approche optimale pour la cartographie de la géomorphologie de façon très détaillée à plusieurs échelles. Cette cartographie thématique des formes de terrain permet un nouveau regard sur la déglaciation de la péninsule d'Ungava et le développement des lacs glaciaires de cette région. En effet, la distribution spatiale des formes glaciolacustres et leur élévation témoignent d'un développement et d'une évolution plus complexe des lacs glaciaires. L'étude de

l'évolution de ces bassins glaciolacustres nécessite cependant l'incorporation de ces données de cartographie et de terrain dans un modèle SIG qui permettra de contraindre la configuration et les volumes contenu de ces plans d'eau. Ce thème sera abordé au chapitre 4.

CHAPITRE III

DATATION PAR ISOTOPES COSMOGÉNIQUES (^{10}Be) DE RIVAGES DES LACS GLACIAIRES NANTAIS ET KLOTZ

Ce chapitre présente les travaux portant sur l'application de la méthode de datation par isotopes cosmogéniques (^{10}Be) à des rivages glaciolacustres dans le secteur des lacs Nantais et Klotz. L'état des connaissances sur la chronologie régionale est d'abord résumé et l'approche méthodologique est ensuite décrite. Finalement, les âges ^{10}Be obtenus sont présentés et l'implication de ces résultats pour la chronologie du développement des lacs et de la déglaciation du secteur centre-est de la péninsule d'Ungava sont ensuite discutées.

3.1 Travaux antérieurs sur la chronologie de la portion est de la péninsule d'Ungava

Dans le secteur d'étude, les rares contraintes chronologiques existantes proviennent principalement d'âges radiocarbones (^{14}C). Ces âges ont été obtenus sur du matériel organique prélevé de sites fossilifères associés à l'incursion de la Mer d'Iberville ou encore de macro-restes associées à la colonisation végétale postglaciaire. Ils sont pour la plupart localisés sur la côte ouest de la baie d'Ungava, à l'est de la zone à l'étude, près du détroit d'Hudson au nord, et dans les estuaires des principales rivières du secteur. L'ensemble de ces âges sont présentés dans un travail de synthèse sur la déglaciation par Gray et al. (1993). Ces âges ^{14}C n'ont cependant jamais été présentés

en âges calendaires et la plupart n'ont pas été corrigés pour les effets du réservoir marin (Ascough et al., 2009). Ces âges 14C ont donc été recalibrés en utilisant les valeurs ΔR suggérées pour les effets réservoirs pour chacun de ces secteurs (c.f., Coulthard et al., 2010). De plus, cette correction inclut l'addition de 100 ans pour tenir compte du délai de temps entre le retrait de la couverture de glace et l'apparition des espèces afin de déterminer le moment où la marge glaciaire se situait à la position de l'échantillonnage. Les données d'âges 14C connues dans le secteur d'étude sont principalement celles présentées par Dyke (2004), lesquelles ont été recalibrées; seules les données d'âges limitantes (voir tableau 3.1) ont été utilisées. La méthode de calibration est décrite de façon détaillée au chapitre 4. Ainsi, selon ces travaux, la déglaciation, tel que défini par les âges sur l'incursion marine des régions côtières, montre qu'à proximité de la baie de Whitley, les âges 14C s'étendent de 8,6 à 9,4 ka, alors qu'entre Kangirsuk et Quaqtac, les âges 14C vont de 7,3 à 7,8 ka (voir section travaux antérieurs). Ces résultats tendent à montrer que la déglaciation s'est amorcée plus tôt dans le détroit d'Hudson comparativement à la côte ouest de la baie d'Ungava.

Tableau 3.1 Datations radiocarbone connues de la région d'étude

Matériel	Âge calendaire	Latitude	Longitude	Zone	Source
Portlandia arctica	9419 ± 101	61,46	-70,85	Détroit d'hudson	MacLean et al. 1992, MacLean et al. 2001
Coquilles (fragments)	9391 ± 94	61,34	-70,63	Détroit d'hudson	MacLean et al. 1992, MacLean et al. 2001
Foraminifère (mixte)	8965 ± 125	61,21	-70,45	Détroit d'hudson	MacLean et al. 2001
Portlandia arctica	8961 ± 137	61,34	-70,63	Détroit d'hudson	MacLean et al. 1992
Foraminifère (mixte)	8595 ± 203	61,13	-70,58	Détroit d'hudson	MacLean & Vilks in Manley et al. 1993, MacLean et al. 2001
Gyttja	7848 ± 81	61,26	-73,71	Cratère de Pingaluit	Richard PJH et al. 1991
Sédiments de fond de lac	6611 ± 28	61,28	-73,66	Cratère de Pingaluit	Guyard et al. 2011
Gyttja	7767 ± 111	60,99	-69,96	Proximité de Quaqaq	Richard PJH 1981, Lauriol 1982
Gyttja	7454 ± 136	60,78	-69,83	Proximité de Quaqaq	Richard PJH 1981
Mya truncata	7271 ± 78	61,01	-69,98	Proximité de Quaqaq	Lowdon & Blake 1979, Gray et al. 1980
Mya truncata	7725 ± 160	59,83	-70,08	Proximité de Kangirsuk	Gray et al. 1980, Lauriol 1982, Gray & Lauriol 1985
Coquilles	7725 ± 160	59,96	-70,58	Proximité de Kangirsuk	Gray et al. 1980
Clinocardium ciliatum	7284 ± 122	60,08	-70,38	Proximité de Kangirsuk	Gray et al. 1980
Détritus organiques	8282 ± 328	59,21	-70,25	Proximité de Aupaluk	Lauriol 1982, Lauriol & Gray 1987
Balanus crenatus	7453 ± 229	59,2	-70,28	Proximité de Aupaluk	Lauriol 1982, Lauriol & Gray 1983
Clinocardium ciliatum	7037 ± 119	59,2	-70,25	Proximité de Aupaluk	Blake in GSC Paper 777, Lowdon et al. 1977,

Ces compilations (Dyke, 2004; Dalton et al., 2020) indiquent qu'il n'existe aucune contrainte chronologique pertinente au retrait glaciaire à l'intérieur de la péninsule (Figure 3.4), c'est-à-dire, au-delà des zones affectées par l'incursion marine postglaciaire. Ceci est en grande partie relié aux conditions climatiques extrêmes qui devaient sévir à proximité de la marge glaciaire en recul, lesquelles sont peu propices au développement ou la croissance de la végétation (ou préservation de matière organique). À noter qu'encore à ce jour, le centre de la péninsule de l'Ungava n'est

toujours pas propice au développement végétal et que la productivité biologique y est pour le moins limitée.

De plus, la couverture de sédiments glaciolacustres de faciès profonds (varves) est très faible, ce qui réduit grandement la possibilité de récupérer des ostracodes ou autres microfossiles qui pourraient servir à établir une chronologie radiocarbone fiable. Ceci s'avère une limite importante à nos connaissances sur la chronologie du patron de déglaciation régional, notamment en ce qui a trait au développement de ces lacs glaciaires.

3.2 Datation par isotopes cosmogéniques

Il existe cependant certaines méthodes géochronologiques qui permettent de dater le matériel détritique ou encore des surfaces d'érosion dans l'environnement glaciaire. L'une de ces méthodes est la datation basée sur la luminescence optique (ou OSL pour optically stimulated luminescence) qui permet de dater le moment d'enfouissement d'un dépôt sédimentaire (Lamothe, 2016; 2017). Cette méthode nécessite cependant des sédiments à granulométries fines et qui idéalement ont été transportées sur des distances considérables; des conditions que les lacs glaciaires de la région d'étude ne remplissent pas, en particulier pour les deltas et rivages qui sont souvent trop grossiers.

Une autre méthode géochronologique consiste à la datation d'exposition de surfaces basée sur les isotopes cosmogéniques. Cette méthode permet de dater le moment où une forme de terrain ou surface rocheuse a été exposée à l'environnement subaérien suite à sa formation et/ou au retrait de la marge glaciaire (Gosse et Phillips, 2001). Cette méthode permet donc d'obtenir des contraintes chronologiques sur des surfaces rocheuses ou des blocs composant des formes de terrain spécifiques, comme des moraines ou rivages glaciolacustres (Godbout et al., 2017; Dubé-Loubert et al., 2018).

Dans le cas de la présente étude, nous avons porté notre attention sur les rivages glaciolacustres en raison du fait que leur formation est intimement associée au schéma de retrait de la marge endiguant les lacs glaciaires. En effet, l'obtention d'une contrainte chronologique sur une construction glaciolacustre associée à une phase donnée renseigne à la fois sur l'âge du plan d'eau, mais également sur la position de la marge barrant le bassin glaciolacustre.

3.2.1 Principe de base de la datation par isotope cosmogénique

Les nucléides cosmogéniques sont des isotopes produits suite à l'interaction (collision) entre un rayon cosmique de haute énergie et le noyau d'un atome. Des nucléides cosmogéniques sont produits à la fois dans la haute atmosphère et de façon in situ dans la surface de certains matériaux terrestres (Gosse et Philipps, 2001).

La production de ces nucléides cosmogéniques est le résultat d'une cascade de réactions débutant par la pénétration du rayonnement cosmique primaire dans le champ magnétique Terrestre et l'atmosphère. Ce rayonnement est composé de particules chargées de haute énergie, principalement des protons, provenant de la Voie lactée et dont une faible proportion provient même d'au-delà de notre galaxie (Gosse et Phillips, 2001). En atteignant l'atmosphère terrestre, le rayonnement primaire interagit avec les atomes d'oxygène, d'azote et d'argon et produit entre autres des atomes de ^{14}C et de ^{10}Be (dit atmosphérique), ainsi qu'un rayonnement cosmique secondaire. Ces interactions se produisent sous forme d'une réaction nucléaire dominante nommée spallation (Gosse et Phillips, 2001). Cette réaction produit d'une part des nucléons dont l'énergie est plus basse que la particule initiale et d'autre part un noyau dont la masse est moins importante que l'atome percuté initialement. Les atomes ainsi générés se nomment nucléides cosmogéniques et les particules éjectées lors du contact produisent le flux cosmique secondaire. De nouveaux atomes cosmogéniques seront produits tant et aussi longtemps que le rayonnement cosmique pénétrera l'atmosphère. Lorsqu'il

atteint le niveau de la mer, l'énergie des particules du flux cosmique secondaire a été atténuée par les réactions nucléaires et son énergie dépend de l'épaisseur de l'atmosphère qu'il a traversée. À ce point, il est essentiellement constitué de muons (Lal, D, 1988) et de nucléons (98% de neutrons et 2% de protons; Masarik et Beer, 1999).

Ainsi, seule une partie des particules du flux cosmique secondaire possède l'énergie suffisante pour interagir avec les éléments de la surface terrestre et ainsi induire de nouvelles réactions dans les atomes constituant les minéraux des surfaces rocheuses. Les neutrons de haute énergie auront pour effet de produire des réactions de spallation, lesquelles sont responsables de la production de la plus grande proportion de nucléides cosmogéniques in situ. Les isotopes cosmogéniques produits sont abondants à la surface du matériel rocheux et diminuent rapidement en profondeur (Braucher et al., 2003).

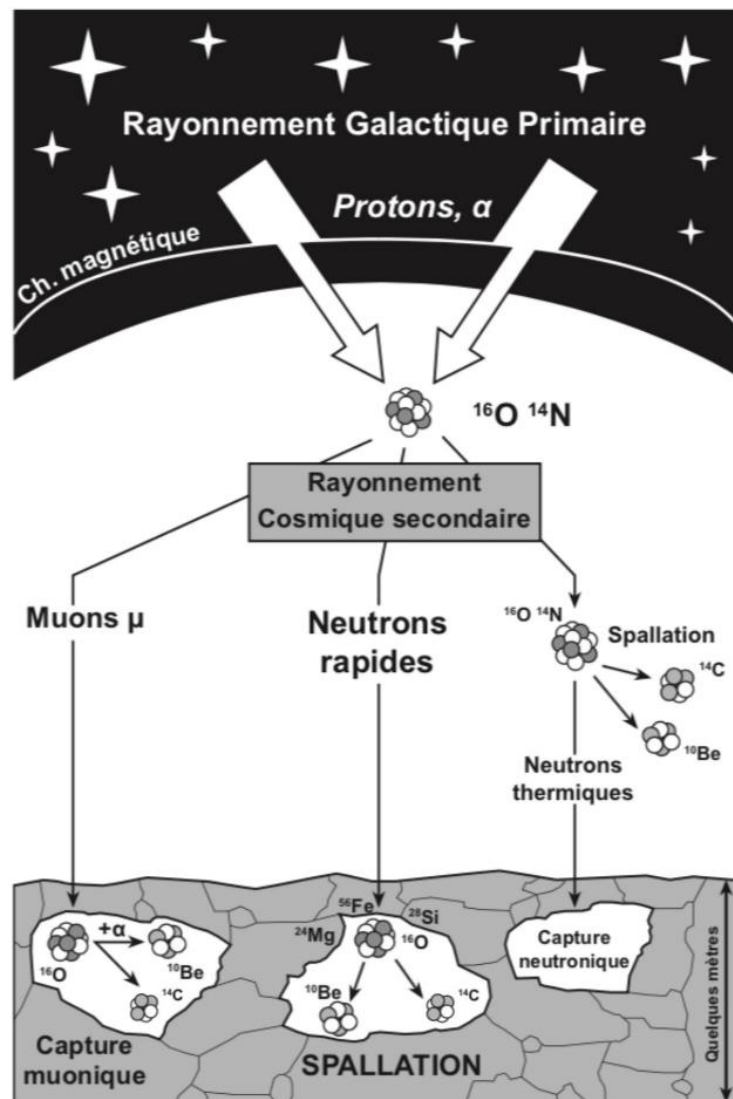


Figure 3.1 Illustration des différentes étapes de formation des nucléides cosmogéniques in situ : entrée du rayonnement galactique primaire dans le champ magnétique terrestre, cascade réactionnelle dans l'atmosphère générant le rayonnement cosmique secondaire et les nucléides cosmogéniques atmosphériques et interaction du rayonnement secondaire avec la surface terrestre produisant les nucléides cosmogéniques in situ (tiré de Protin (2019), modifié de Martin (2016)).

Les isotopes les plus utilisés pour mesurer le temps d'exposition de surface rocheuse sont le ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{14}C et ^{39}Ar , lesquels se forment en quantité traces dans plusieurs types de minéraux. Ainsi, lorsqu'on connaît la concentration de ces isotopes dans un échantillon (mesurée en laboratoire) et les taux de production des isotopes concernés (disponibles via différents travaux et modélisations), il est possible de calculer un temps d'exposition.

Le nucléide cosmogénique utilisé pour les travaux de ce mémoire est le béryllium 10 (^{10}Be) qui est principalement produit par spallation avec des isotopes de ^{16}O présent dans la structure cristalline des minéraux du matériel rocheux, notamment le quartz (SiO_2) qui est un minéral généralement très commun dans les roches. Le ^{10}Be a une demi-vie de 1,52 million d'années (Gosse et Phillips (2001), ce qui fait que son spectre temporel d'utilisation est parfait pour contraindre des processus géologiques de surface s'étant déroulés durant le Quaternaire.

De plus, l'application de cette méthode se prête très bien aux environnements glaciaires de par le caractère érosif et dynamique des inlandsis continentaux (Granger et al., 2013). En effet, l'utilisation de nucléides cosmogéniques in situ est très utile dans les environnements glaciaires puisque les processus d'érosion y sont importants et permettent normalement de produire des surfaces ne possédant aucun signal hérité associé à une exposition préalable. De nombreuses applications de cette méthode de datation ont permis de contraindre dans le temps l'évolution des territoires qui ont subi l'érosion glaciaire lors de la dernière glaciation et déglaciation, notamment en ce qui concerne les lacs glaciaires (e.g. Godbout et al., 2017; Dubé-Loubert et al., 2018).

Le taux de production des nucléides cosmogéniques produits dans la roche est directement fonction de l'intensité du flux cosmique qui l'atteint. Ce flux est d'abord variable suivant la latitude, puisqu'il est influencé directement par le champ magnétique terrestre. Le rayonnement est plus fort là où le champ magnétique est faible,

donc plus fort aux pôles qu'à l'équateur. Le taux de production dépend aussi de l'altitude et des conditions de pression atmosphérique qui régissent l'épaisseur et la densité de la colonne d'air au-dessus de la surface terrestre (Lal, D., 1991; Stone, 2000). Ainsi, le taux de production de nucléides cosmogéniques in situ est variable dans le temps et selon la position géographique du matériel échantillonné.

D'autres facteurs influençant la production sont reliés au contexte du site d'échantillonnage. Par exemple, la physiographie du site, notamment la présence d'obstacles à proximité de l'échantillon, qui peuvent former des « écrans » et bloquer une partie du flux cosmique aura pour effet de réduire voire même stopper la production de l'isotope. De la même façon, la présence d'une couverture importante de neige ou de matériau granulaire peut également avoir une incidence sur la production des isotopes cosmogéniques (diminution). Ces différents facteurs sont donc à prendre en compte lors du calcul des taux de production.

3.2.2 Incertitudes et sources d'erreur

Cette méthode comporte également certains facteurs limitants reliés spécifiquement à la dynamique des régions anciennement englacées. Dans certaines régions, comme près des centres de dispersion où l'activité glaciaire est de moindre importance, le faible écoulement de la glace se traduira par des taux d'érosion nuls ou minimums. Conséquemment, les surfaces rocheuses de ces secteurs auront été moins érodées par la glace, alors que les blocs erratiques des dépôts glaciaires auront subi moins de transport et d'érosion. Ces faibles taux d'érosion engendrent généralement la préservation d'une quantité d'isotopes cosmogéniques associés à une période d'exposition antérieure. Cet héritage isotopique aura comme conséquence de fausser les résultats en produisant des âges surestimés (Corbett et al., 2013). Il est toutefois possible de vérifier cette hypothèse de pré-exposition en utilisant la combinaison de deux isotopes, notamment en utilisant l'isotope de ^{10}Be combiné à ^{26}Al . Puisque

ceux- ci possèdent des taux de désintégration et de production différents, de multiples expositions viendront modifier l'évolution du ratio $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ comparativement à l'exposition simple (Corbett et al., 2013). Enfin, il est possible que la surface rocheuse ait subi une altération physique ou chimique au cours de son exposition récente, ce qui a pour effet de biaiser son âge d'exposition réel et de mener à une sous-estimation. Ce problème est généralement contourné lors de l'échantillonnage en choisissant des surfaces rocheuses ou blocs ne présentant pas de signes d'érosion ou d'altération post-déposition.

3.3 Description des sites et analyse des échantillons pour les datations ^{10}Be .

Pour ce projet, six échantillons de terrasses glaciolacustres provenant de deux sites distincts ont été analysés pour des fins de datations au ^{10}Be . Trois échantillons ont été collectés à partir d'un rivage de blocs situé sur une péninsule de la rive nord du lac Nantais (Figure 3.2). Le site expose une série de trois terrasse et gradins d'érosion subhorizontaux bien développés de différentes élévations. Le rivage échantillonné est le plus haut, à une élévation d'environ 405 m, soit environ 65 m au-dessus du niveau du lac Nantais actuel. Le deuxième site d'échantillonnage est situé sur la rive nord-est du lac Klotz, près de l'embouchure de la rivière Lepelé (Figure 3.2). Il s'agit d'un rivage situé à environ 280 m d'élévation, soit presque 70 m au-dessus du niveau du lac Klotz actuel.

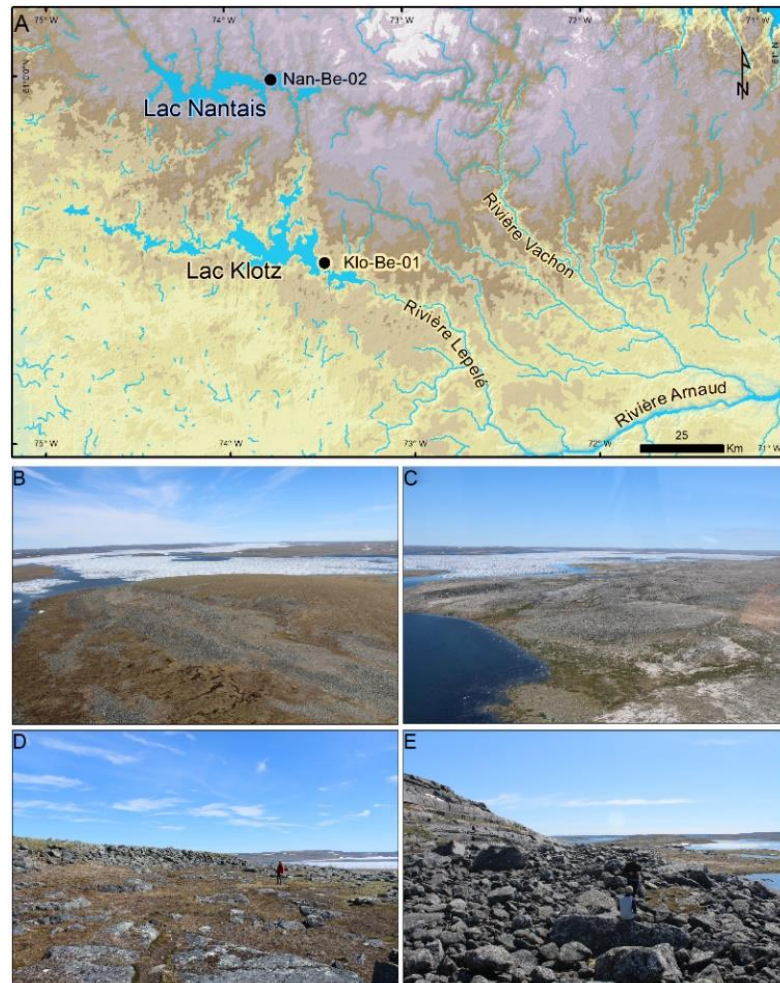


Figure 3.2 A. Emplacements des sites de prélèvements d'échantillons pour les datations cosmogéniques de rivages glaciolacustres. B. Vue des airs d'une série de rivages glaciolacustres étagés au site d'échantillonnage du lac Nantais. C. Vue des airs de rivages glaciolacustres au site d'échantillonnage du lac Klotz. D. Vue du sol d'une terrasse de blocs d'un rivage glaciolacustre au site du lac Nantais. On peut y voir le roc au cœur de la limite de délavage formée par l'érosion des vagues, ainsi que l'accumulation de blocs de taille métrique formant une rupture de pente. E. Vue du sol de l'accumulation de blocs formant le rivage glaciolacustre du lac Klotz. On note le roc délavé par l'action des vagues en haut à gauche.

Les échantillons ont été prélevés à partir de blocs de taille métrique d'origine glaciaire, lesquels ont été exhumés par les processus d'érosion associés à la formation de lignes de rivages (Figure 3.3). En effet, l'action érosive des vagues remanie le till, lessivant les particules les plus fines du dépôt, lesquelles sont envoyées vers les parties profondes du bassin. Typiquement, ce processus produit des gradins d'érosion lesquels sont flanqués par ce type de cordons de blocs. Par endroits, l'érosion littorale enlève complètement le couvert sédimentaire et expose le roc sous-jacent. Ces limites de délavage (« washing limits ») marquent la limite maximale de l'action érosive des vagues et enregistrent les paléoniveaux du lac.

Au site d'échantillonnage du Lac Nantais (Nan-Be-02), les trois échantillons sont des blocs de granitoïdes de taille métrique avec des arrêtes subanguleuses à subarrondies et montrent de nombreuses facettes qui témoignent de l'érosion glaciaire. Certains de ces blocs sont en forme d'ogive ou de fer à repasser (Fig. 3.3). Les blocs échantillonnés sont des granites alcalins, comme l'essentiel du soubassement rocheux du secteur. Au site du lac Klotz (Klotz-Be-01), trois échantillons de blocs de granite alcalins métriques majoritairement subanguleux ont également été échantillonnés. À chacun des sites, au moins 20 m de distance séparent les échantillons qui ont été récoltés.

La présence de marques d'érosion suggère que le matériel échantillonné a été affecté à un certain degré par les processus d'érosion glaciaire tels que l'arrachage, qui est responsable de la production des blocs, et l'abrasion, associée à la formation des facettes et des stries. Ces évidences d'érosion glaciaire devraient en théorie diminuer les chances que le matériel échantillonné renferme un héritage en ^{10}Be associé à une exposition antérieure. Néanmoins, la sélection de rivages dans les secteurs des lacs Nantais et Klotz est compliquée par le fait que ces bassins glaciolacustres se sont développés à proximité de l'ancienne zone de partage des glaces (Payne ice divide) qui est aujourd'hui caractérisée par la présence de nombreux champs de blocs et felsenmeer, soit des terrains caractérisés par de faible taux d'érosion glaciaire et distances de

transport relativement limitées. Les sites échantillonnés constituaient les rivages les mieux développés et les plus représentatifs de ces secteurs.

Les blocs et la surface rocheuse ont été échantillonnés à l'aide d'une scie et d'un ciseau à roche. Des rayures d'environ 2 à 3 cm de profondeur ont été faites à la scie afin de faciliter l'extraction de la surface rocheuse (figure 3.3 D). Ensuite, un ciseau à roche a été utilisé pour déloger les fragments et extraire environ 1,2 kg de matériel. Les blocs sélectionnés pour l'échantillonnage présentaient des surfaces fraîches qui ne montraient pas d'évidence d'altération ou de modifications majeures post-déposition. Ces blocs étaient solidement ancrés au sol et très stables, minimisant l'éventualité de potentiel de mouvement depuis leur mise en place, un changement qui pourrait modifier le taux d'exposition de la surface au fil du temps. Les sites d'échantillonnage choisis étaient systématiquement ouverts et exposés aux vents, minimisant ainsi la possibilité d'accumulation significative de neige au sol. De plus, la surface des blocs échantillonnée était généralement située au moins 70 cm au-dessus du sol afin de réduire le possible impact de recouvrement par une couverture de neige et ainsi minimiser l'effet d'atténuation (shielding) (Gosse et Phillips, 2001). Finalement, les échantillons ont été pris sur de très faibles pentes aux abords des rives des lacs et loin de tout relief important qui pourrait obstruer le rayonnement cosmique et avoir une incidence sur la production d'isotopes cosmogéniques (shielding).

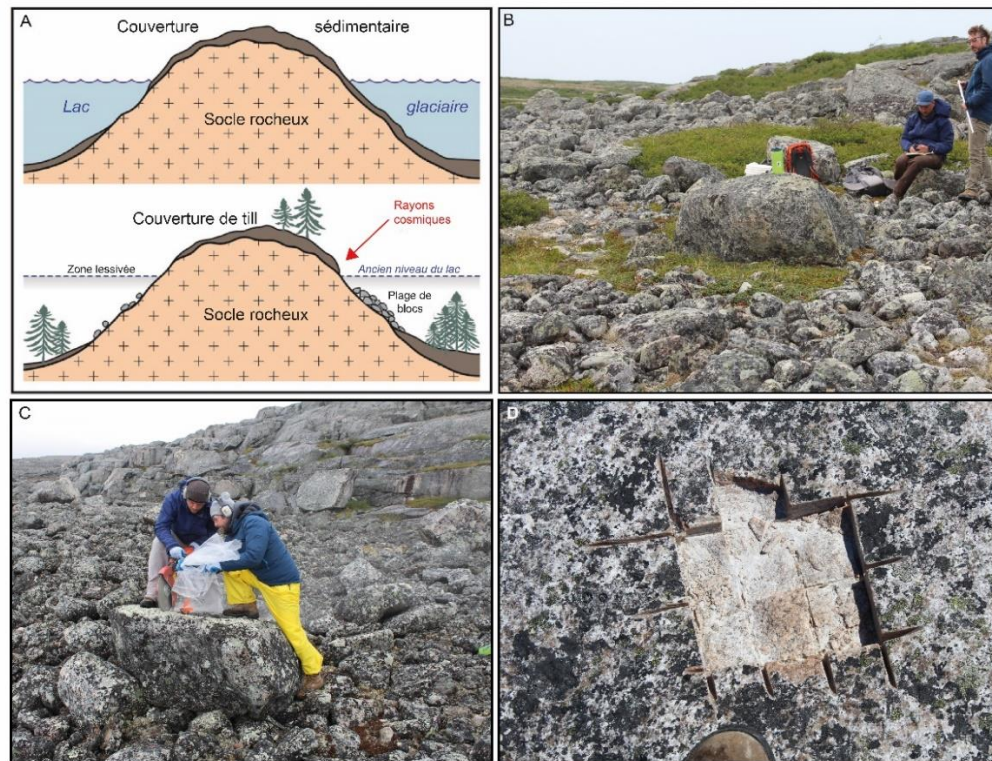


Figure 3.3 A. Modèle schématique montrant le développement des plages de blocs et des limites de lessivages produites au contact d'un plan d'eau sur une pente, en plus de l'incidence sur rayonnement cosmique sur ces formes (modifié de Godbout et al., 2017). B. Vue du sol d'un rivage glaciolacustre du lac Nantais et exemple de bloc échantillonné pour la datation au ^{10}Be . C. Vue du sol de l'échantillonnage d'un bloc à la scie à roche sur un rivage glaciolacustre du lac Klotz. D. Exemple de quadrillage laissé sur la surface d'un bloc après échantillonnage pour la datation au ^{10}Be .

Les échantillons ont d'abord été traités à l'UQAM afin d'isoler les fractions les plus riches en quartz. Pour ce faire, un broyage et une séparation magnétique à l'aide d'un appareil de type « Frantz » ont été réalisés. Les échantillons ont ensuite été envoyés au

Cosmogenic Dating Laboratory du Lamont-Doherty Earth Observatory, de l'université Columbia, où ils ont été traités pour l'extraction du ^{10}Be sous la supervision du Pr. Joerg Schaefer et selon les procédures standardisées développées dans ce laboratoire (c.f., Schaefer et al., 2009). Les échantillons contenant le concentré de béryllium ont ensuite été envoyés au laboratoire Lawrence Livermore National Laboratory (Californie, USA) où les ratios $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ ont été mesurés. Une fois ces ratios disponibles, ces résultats ont été acheminés à l'UQAM pour les calculs des âges ^{10}Be .

Les âges ont été calculés avec la version 2.1 du calculateur en ligne CRONUS (<https://hess.ess.washington.edu/>) en utilisant le taux de production de ^{10}Be de $3,96 \pm 0,15 \text{ g}^{-1} \text{ a}^{-1}$ atomes définis pour la Baie de Baffin/Arctique (Young et al., 2013) et selon la mise à l'échelle LSDn du taux de production d'isotopes cosmogéniques in situ (Lifton et al. (2014)). Les âges ne comportent aucune correction pour le shielding, conséquent avec le contexte des sites échantillonnés. S'il y avait une couverture de neige de 50 cm pendant quatre mois par année, la correction qui devrait être appliquée pour une densité de neige de $0,3 \text{ g cm}^{-3}$ est d'environ 3% (Gosse et Phillips, 2001), ce qui est inférieur à l'incertitude attribuée aux calculs de taux de production.

La région d'étude, tout comme le reste du nord-est du Canada, a été affectée par un rebond postglaciaire significatif depuis le début de la déglaciation. Comme le taux de production des isotopes cosmogéniques est dépendant de l'altitude, ces changements temporels et progressifs de l'élévation du site pourraient potentiellement entraîner une augmentation des taux de production de ^{10}Be au cours la déglaciation (e.g., Cuzzone et al., 2016). Bien que des corrections peuvent être faites pour tenir compte de l'effet du réajustement glacioisotatique – via différents modèles géophysiques (e.g., ICE-6G, Peltier et al., 2015), un consensus semble émerger à ce que l'ajout d'une telle correction introduise autant d'incertitudes qu'il n'en corrige (voir commentaire de Greg Balco : <https://cosmognosis.wordpress.com/2019/09/18/isostatic-rebound-corrections-are-still-on-a-squishy-footing/>). En effet, il semble qu'une partie de l'impact des

changements d'élévation sur le taux de production pourrait être compensé par les changements locaux de densité de l'atmosphère au cours de la déglaciation, lesquels sont en lien avec la diminution du couvert de glace au cours de la déglaciation (Staiger et al., 2007). Il est estimé que les effets du rebond isostatique sont compensés par les modifications atmosphériques attribuables à la fonte de la calotte glaciaire (Young et al., 2013). De plus, on note que le site d'étalonnage du taux de production d'isotope de ^{10}Be utilisé ici (Baffin Bay; Young et al., 2009) n'a pas été sujet à des corrections pour le rebond postglaciaire. Ce site a aussi l'avantage d'être situé relativement près des sites datés et comme ce site a subi lui aussi un rebond isostatique aussi comparable, nous considérons cet effet comme négligeable. Ainsi, les calculs d'âges ^{10}Be ont été effectués sans correction pour les effets de l'ajustement isostatique.

3.4 Résultats : âges ^{10}Be

Les six échantillons prélevés sur les paléorivages des lacs Nantais et Klotz montrent un large éventail d'âges ^{10}Be allant de 8,2 à 30,4 ka, avec des incertitudes variant entre 2,1 et 5,5% (Tableau 3.2). Un seul résultat peut être considéré comme étant typiquement hors regroupement (outlier) en raison qu'il se situe au-delà de 2 sigma par rapport à la moyenne arithmétique des 6 échantillons datés, soit le KLO-Be-01C (30,4 \pm 0,6 ka) (Tableau 3.2, voir annexe B pour informations relatives au échantillons). De plus, cet âge est difficilement compatible avec le contexte de déglaciation régional connu (c.f., Dyke, 2004).

Tableau 3.2 Âges d'exposition et incertitudes associées par site d'échantillonnage

Site-no. Échantillon	Type de roche	Latitude (DD)	Longitude (DD)	Altitude (m)	LSNd $\pm 1 \sigma$ (yr)	1 σ (%)
Nan-Be-02A	Granite alcalin	60,99	-73,75	397	8953 \pm 274	3,1
Nan-Be-02C	Granite alcalin	60,99	-73,75	406	8695 \pm 378	4,3
Nan-Be-02D	Granite alcalin	60,98	-73,75	410	10646 \pm 420	3,9
KLO-Be-01A	Granite alcalin	60,48	-73,46	279	11507 \pm 344	2,9
KLO-Be-01B	Granite alcalin	60,48	-73,46	282	8165 \pm 446	5,5
KLO-Be-01C	Granite alcalin	60,48	-73,46	281	30412 \pm 627	2,1

Les résultats pour le Lac Nantais et Klotz nous donnent respectivement un âge moyen de $9,400 \pm 400$ a et $9,800 \pm 400$ a. Considérant le faible nombre d'échantillons, que les âges moyens de ces deux plans d'eau se chevauchent, que d'un point de vue géographique ils sont relativement rapprochés (environ 50 km) et que leur évolution respective a été étroitement interconnectée, la meilleure approximation pour l'âge de ces lacs glaciaires demeure la moyenne globale de tous les échantillons ($n=5$) soit un âge de $9,600 \pm 400$ a. L'ensemble de ces résultats de même que leur signification dans le contexte de la déglaciation régionale sont discutés dans la prochaine section.

3.5 Discussion

Globalement, les données ^{14}C disponibles pour le pourtour de la péninsule de l'Ungava témoignent d'un retrait relativement rapide et constant de la marge glaciaire, un patron de déglaciation qui semble en accord avec les nouveaux âges ^{10}Be présentés dans ce mémoire. De plus, considérant que l'évolution et la vidange de ces plans d'eau sont intimement reliées au schéma de retrait de la marge glaciaire (ouverture d'exutoires de basses élévations) au cours de la déglaciation, les âges ^{10}Be obtenus fournissent à la

fois des contraintes directes sur le moment de leur formation, mais permettront également d'évaluer la contribution en eau de fonte de leurs décharges dans les fluctuations climatiques connues ayant ponctué la déglaciation (Elison et al., 2006). Cet aspect est abordé au prochain chapitre dans le cadre d'une reconstruction paléogéographique.

Les âges obtenus pour les lacs Nantais et Klotz sont respectivement de $9,400 \pm 400$ a et $9,800 \pm 400$ a et donc se chevauchent. La cartographie de rivages étagés dans ces régions suggère que chacun de ces plans d'eau a connu plusieurs phases au fur et à mesure du retrait de la marge et de l'ouverture d'exutoires topographiques, forçant l'abaissement de leur niveau jusqu'à l'atteinte d'une nouvelle phase de stabilité. Les rivages échantillonnés ont d'abord été identifiés par photo-interprétation et sélectionnés selon des critères de terrain basés sur la qualité de leur développement. La maturité d'un rivage est fonction de plusieurs paramètres notamment l'orientation par rapport au fetch dominant, la disponibilité de matériau granulaire pour sa construction et la durée de ladite phase (Dubé-Loubert et al., 2017). Conséquemment, les rivages bien développés qui ont été échantillonnés devraient être associés aux phases ayant connu la durée la plus longue. Considérant le chevauchement statistique des âges ^{10}Be pour ces phases distinctes et le mode de développement lié au retrait glaciaire, il est permis d'avancer que ces lacs ont eu des existences relativement courtes, centrés autour de $9,600 \pm 400$ a (moyenne de tous les âges obtenus).

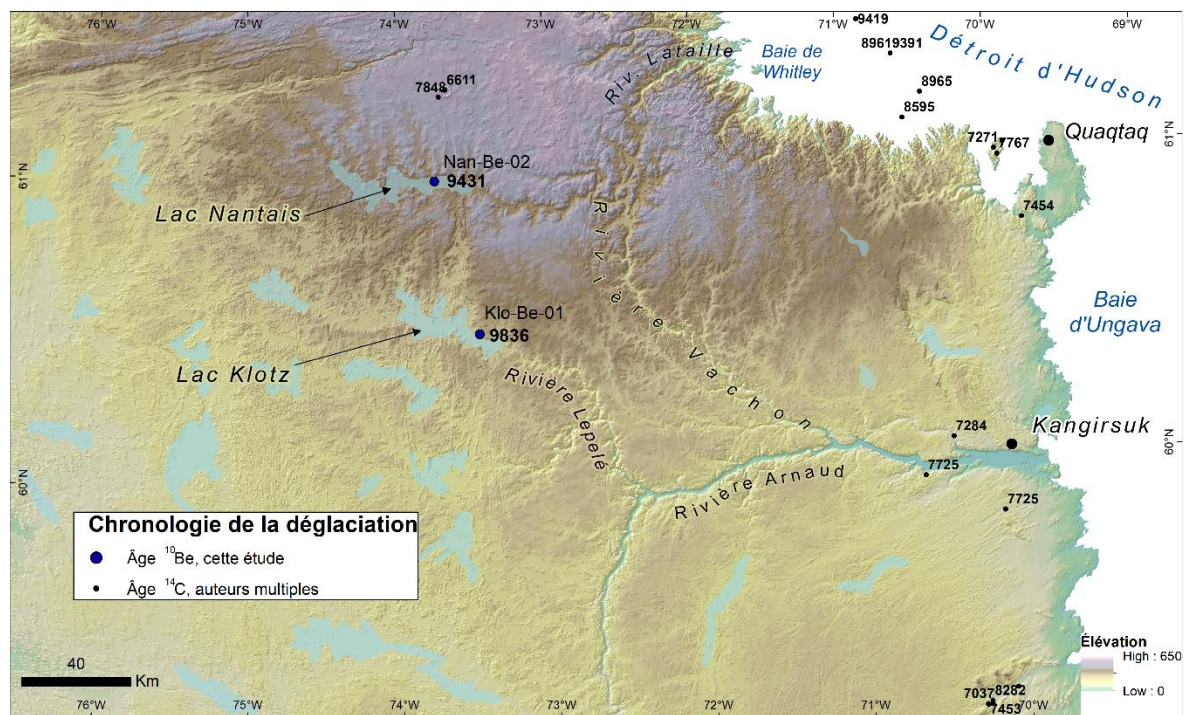


Figure 3.4 Distribution des âges radiocarbone (^{14}C) calibrés provenant de travaux antérieurs pour la région d'étude (Dyke, 2004). La majorité des datations se trouvent sur les côtes de la baie d'Ungava et de la Baie de Whitley. La figure montre les âges ^{10}Be moyen retenus pour chacun des sites datés (voir texte pour détails).

Les âges ^{10}Be obtenus au cœur de la péninsule sont globalement cohérents avec le contexte régional, bien qu'ils apparaissent légèrement plus vieux que ceux suggérés par les reconstructions paléogéographiques existantes basées sur des âges ^{14}C provenant principalement des régions côtières (Dyke et Prest, 1987; Dyke, 2004; Dalton et al., 2020). La plupart des reconstructions identifient le centre de la péninsule de l'Ungava comme ayant été l'hôte de la fonte des derniers vestiges de l'Inlandsis laurentidien (Dyke et Prest, 1987; Dalton et al., 2020). Un âge d'exposition moyen de 9,600 a est à priori en opposition avec ces reconstructions. Ces différences pourraient peut-être refléter une surestimation des âges ^{10}Be en lien avec l'occurrence d'un signal hérité d'une exposition antérieure (un manque d'érosion des surfaces échantillonnées). Ce problème d'héritage représente une complication commune dans l'application de cette méthode de datation aux environnements glaciaires, notamment pour les régions renfermant des anciennes couvertures de glace à base froide où l'érosion est très limitée (e.g. Brinner et al., 2005; Corbet et al., 2013). Cette hypothèse s'applique particulièrement à la présente étude, en raison du fait que les rivages datés se sont développés dans un secteur peu dynamique du dôme du Labrador, soit la ligne de partage des glaces de Payne. Cette région est caractérisée par de vastes champs de blocs (felsenmeer) et leur présence est souvent associée à des conditions de glace à base froide. La faible érosion glaciaire qui prévaut dans ce type d'environnement a pu contribuer à la préservation d'un signal ancien par une érosion insuffisante de la surface des blocs, ce qui est en partie supporté par l'étalement des âges ^{10}Be obtenus, bien que relativement faible (présence d'un seul outlier sensu stricto). En effet, une fois ce résultat enlevé, 4 des 5 autres âges se situent à l'intérieur d'un intervalle d'un sigma par rapport à la moyenne. D'autre part, une partie des différences pourraient aussi refléter le fait que ces reconstructions paléogéographiques sont articulées autour d'âges ^{14}C qui proviennent d'environnements différents (la côte) et qui implique fort probablement un délai entre la déglaciation initiale du territoire et l'arrivée des espèces marines à partir desquelles sont faites ces quelques datations ^{14}C . Il est clair que

d'autres datations ^{10}Be à l'intérieur de la péninsule seront nécessaires afin de valider les âges ^{10}Be obtenus, en plus de préciser le timing de la déglaciation de ce secteur.

Néanmoins, les cinq âges ^{10}Be retenus forment les premiers résultats absolus qui apportent une contrainte chronologique directe à l'intérieur de la péninsule d'Ungava, notamment sur l'âge des lacs glaciaires de la région. Les âges obtenus aident également à obtenir de l'information sur la chronologie de la position de la marge glaciaire puisque le développement de ces lacs glaciaire est directement lié au blocage du drainage régional par le front glaciaire. Considérant le drainage naturel de ces plans d'eau à l'actuel, la présence de lacs glaciaires dans les bassins des lacs Nantais et Klotz implique une marge située tout juste au sud de ces derniers, à quelques parts dans les parties amont des rivières Vachon et Lepéllé, respectivement. Du fait des assemblages géomorphologiques du terrain et l'invasion de la Mer d'Iberville dans la rivière Arnaud, le patron de déglaciation devait se faire à partir des côtes de la péninsule vers son cœur, impliquant un recul plus rapide dans l'axe nord-sud que dans l'axe est-ouest, comme rapporté au chapitre 2. À proximité de la baie de Whitley, les âges ^{14}C s'étendent de 8,6 à 9,4 ka alors qu'entre Kangirsuk et Quaqtak, les âges ^{14}C vont de 7,3 à 7,8 ka (voir section travaux antérieurs), suggérant une déglaciation plus hâtive dans le détroit d'Hudson comparativement à la côte ouest de la baie d'Ungava. Ce diachronisme apparent dans le patron de retrait nord-sud et celui d'est-en-ouest de la marge glaciaire peut être interprété comme soulignant une persistance des glaces plus tardive dans le secteur amont de la vallée de la rivière Arnaud. Sachant que le drainage final de ces plans d'eau s'est forcément fait via cette vallée, on peut donc assumer que le drainage final de ces plans d'eau s'est fait suite à la rupture du barrage de glace dans la partie aval de la rivière Vachon, laquelle est fort probablement concomitante à l'incursion marine soit après 7.7 ka (Gray et al., 1980).

3.6 Conclusions

La méthode de datation par isotopes cosmogéniques a été appliquée à des blocs formant des rivages glaciolacustres perchés dans les secteurs des lacs Nantais et Klotz. Les âges ^{10}Be retenus indiquent une déglaciation autour de $9,6 \pm 0,4$ ka dans la partie centre-est de la péninsule d'Ungava. Ces résultats forment les premières contraintes chronologiques absolues sur les Lacs glaciaires Nantais et Klotz et par le fait même, sur le retrait de la marge glaciaire dans le secteur des rivières Lepélé et Vachon où ces lacs étaient retenus. Lorsque ces âges ^{10}Be sont comparés aux isochrones de déglaciation régionale estimée à partir d'âges ^{14}C , ces résultats indiquent une déglaciation légèrement plus précoce pour le centre de la péninsule d'Ungava que ce qui est généralement évoqué dans les reconstructions paléogéographiques traditionnelles (Dyke, 2004, Ullmann, 2016; Dalton, 2020).

Cette différence pourrait refléter une surestimation des âges ^{10}Be qui pourrait fort probablement être reliée à un signal reflétant l'héritage d'une exposition précédente, un problème communément rencontré dans l'application de cette méthode à des formes de terrain présentes dans les environnements de glace à base froide, comme dans le secteur où se sont développés ces lacs glaciaires Nantais et Klotz. Bien que les sites d'échantillonnage aient été sélectionnés dans des secteurs montant des couvertures éparses de till relativement bien développées, il semble que le transport glaciaire responsable de la mise en place de ces dépôts n'ait par endroits pas été suffisant pour éroder la surface de certains blocs et produire des surfaces dénudées d'isotopes hérités d'expositions antérieures. Cela étant dit, hormis un échantillon (outlier), l'étalement des âges ^{10}Be obtenus demeure relativement faible, suggérant que ce problème est fort probablement mineur. La différence entre nos résultats et les reconstructions paléogéographiques antérieurs pourraient aussi traduire les incertitudes de ces modèles,

lesquels ne montrent aucune contraintes chronologiques fermes pour l'intérieur des régions englacées comme c'est le cas pour la partie nord du Dôme du Labrador.

Néanmoins, malgré ces difficultés, cette approche basée sur l'application de la datation par isotopes cosmogéniques demeure prometteuse pour les régions comme l'intérieur de la péninsule d'Ungava, notamment en raison de l'absence de matière organique et de dépôts fins qui limitent les datations par les méthodes radiocarbone et de luminescence. Les présents travaux démontrent toutefois que les datations par isotopes cosmogéniques s'avèrent très risquées dans les environnements de glace à base froide où les risques d'héritage d'un signal relié à une exposition antérieure demeurent grands. À cet effet, il aurait été pertinent de mesurer un autre isotope (^{26}Al , par exemple) sur les échantillons pour confirmer la présence d'héritage dû à une exposition préalable et en mesurer l'ampleur. Cependant, de telles analyses impliquent des coûts additionnels importants, en plus d'effort et de temps en laboratoire, ce qui fait que cette approche n'a pas été préconisée dans le cadre d'un projet de maîtrise d'une durée de deux ans.

CHAPITRE IV

RECONSTRUCTION DES LACS GLACIAIRES NANTAIS ET KLOTZ ET PALÉOGÉOGRAPHIE DE LA DÉGLACIATION DU SECTEUR NORD-EST DE LA PÉNINSULE D'UNGAVA

Ce chapitre intègre les données de cartographie des formes de terrain reliées à la déglaciation et aux lacs glaciaires afin de reconstruire le patron de recul de la marge glaciaire et l'évolution concomitante des plans d'eau glaciolacustres. Le patron de déglaciation est basé sur la cartographie de la géomorphologie glaciaire, des âges radiocarbone issus de la littérature régionale ainsi que sur des âges d'exposition cosmogéniques (^{10}Be) originaux. La reconstruction intègre ces données et un modèle numérique de terrain ajusté pour compenser la déformation glacio-isostatique du territoire lors de la déglaciation, afin de recréer la formation et le drainage des plans d'eau glaciolacustres. L'évolution temporelle des volumes des plans d'eau glaciolacustres ainsi que des volumes d'eau douce déchargés vers l'océan ont été ensuite calculés pour évaluer leurs apports aux perturbations ayant mené aux événements de détérioration climatique du début de l'Holocène.

4.1 Modélisation et reconstruction des plans d'eau

L'approche permettant la reconstruction des lacs proglaciaires de la zone centrale est de la péninsule d'Ungava est basée sur l'utilisation d'un modèle numérique de terrain (MNT) et des algorithmes d'hydrographie de ArcMap 10.5.1. La méthode permet de

délimiter les zones d'accumulation d'eau liées aux barrages glaciaires et à la glacio-isostasie et de comparer l'étendue de ces bassins aux données géomorphologiques. Le modèle d'âges issu des données de la littérature et des âges originaux a permis de conclure que la déglaciation du secteur d'étude s'est effectuée de $\sim 9,1$ à $7,9$ ka. Des isochrones ont pu être extraits du modèle d'âge, à un intervalle de 100 ans pour obtenir une séquence de retrait en 14 étapes (Figure 4.1).

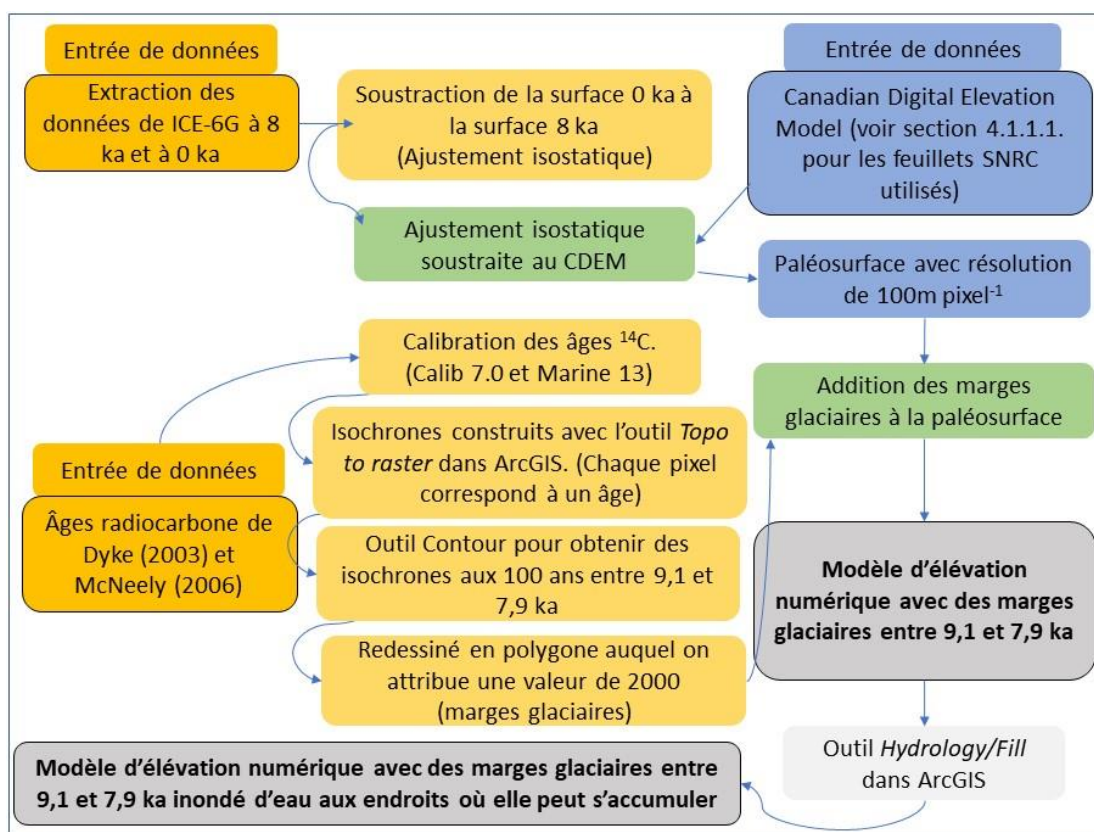


Figure 4.1 Sommaire de l'approche méthodologique employée pour générer le MNT représentant l'évolution des marges glaciaires et l'accumulation concomitante d'eau de fonte dans les bassins de basses élévations.

4.1.1 Modèle d'élévation numérique

Le modèle utilise les données publiques du modèle d'élévation numérique du Canada (CDEM) obtenues via le portail Géogratis du Gouvernement du Canada. Les données des feuillets SNRC 024M, 025C, 025D, 025E, 034P, 035A, 035B, 035G et 035H ont été téléchargées et fusionnées pour former une mosaïque couvrant l'entièreté de la zone étudiée.

4.1.2 Données de déformation glacio-isostatique

La mosaïque d'élévation de surface a été ajustée pour compenser la déformation de la croûte terrestre durant la période de 9,1 à 7,8 ka en utilisant les données issues du modèle d'ajustement isostatique global ICE-6G (Peltier et al., 2015). Les données de ICE-6G sont téléchargées sous forme de fichiers NetCDF via <http://www.atmosph.physics.utoronto.ca/~peltier/data.php> et sont ensuite transformées en format matriciel dans ArcMap 10.5.1 en assumant que les points NetCDF représentent le centre géographique de chaque pixel. Les valeurs des points ont été interpolées à une résolution de 100 m pixel⁻¹ en utilisant l'algorithme d'interpolation spline de ArcMap pour obtenir une surface d'ajustement isostatique où chaque point de la surface ICE-6G est représenté. Les données d'élévations à 0 ka (ICE-6G) ont été soustraites aux données d'élévation de 8 ka (ICE-6G) pour obtenir la valeur d'ajustement isostatique. Cette valeur d'ajustement isostatique est ensuite soustraite aux valeurs de la mosaïque du CDEM pour obtenir une paléosurface avec une résolution de 100 m pixel⁻¹.

4.1.3 Isochrones de la déglaciation

Le modèle d'âge a été bâti à l'aide d'âges radiocarbone principalement issus de bases de données déjà existantes (Dyke, 2003 ; McNeely, 2006). Seuls les âges marquant la position de la marge glaciaire lors du retrait de celle-ci pour un intervalle précis ont été retenus. De plus, pour optimiser la cohérence du modèle, seuls les âges d'exposition

originaux les plus jeunes de chacun des sites ont été retenus pour bâtir les isochrones, c.-à-d., KLO-Be-01B, NAN-Be-02A et NAN-Be-02C.

Le logiciel Calib 7.0 a été utilisé pour convertir les âges radiocarbone en âges calendaires. La courbe de calibration IntCal13 (Reimer et al., 2013) a été utilisée pour les âges mesurés sur gyttja, sédiments de lacs et toute autre végétation terrestre. De plus, 100 ans radiocarbone ont été ajoutés à certains de ces âges pour accommoder le temps de production de la matière organique d'origine terrestre à la suite du retrait de la glace (King et al. 1985). La courbe de calibration MARINE13 (Reimer et al., 2013) a été utilisée pour les échantillons d'origine marine. Les valeurs de corrections dues aux effets réservoir ont été calculées à partir des données de la Marine Reservoir Database (Stuiver et al., 2019; <http://calib.org/marine/>; August 2019) en utilisant les zones de corrections proposées par McNeely (2006) et Coulthard et al. (2010). Pour chaque zone, les moyennes pondérées des valeurs de ΔR ont été calculées et ces moyennes ont été utilisées dans la calibration des échantillons marins. Les moyennes pondérées ont été calculées en utilisant seulement les échantillons provenant de datations faites sur des organismes se nourrissant de matière en suspension (suspension feeders) alors que les autres (unknown feeders) ont été écartés.

Les isochrones ont été construits en interpolant les données d'âges utilisant l'outil Topo to raster de ArcMap (Analyst tool) pour obtenir un fichier raster où chaque pixel correspond à un âge. L'outil contours (valeur=100) a été utilisé pour obtenir des isochrones aux 100 ans. Chaque courbe de 100 ans est redessinée en un polygone auquel on attribue arbitrairement une valeur de 2000. La valeur de 2000 permet simplement d'empêcher tout écoulement naturel de l'eau de fonte vers le polygone représentant la calotte glaciaire. Un rectangle suivant la zone d'étude auquel on attribue une valeur de 0 est dessiné autour du polygone. La forme qui en résulte est ensuite transférée sous forme de fichier raster (avec des valeurs de 0 ou 2000). Ce raster est

ensuite ajouté à la paléosurface en utilisant des outils de raster math pour obtenir une paléosurface avec une calotte glaciaire de 2000 m d'épaisseur.

4.1.4 Hydrographie et calcul des volumes d'eau

Pour reconstruire l'hydrographie à chaque étape de la déglaciation, la paléosurface avec calotte glaciaire est utilisée. L'approche préconisée se base sur l'utilisation de l'outil fill d'ArcMap 10.5.1. Cet outil identifie les endroits où l'eau doit s'accumuler et où des lacs ont pu exister au contact de la marge glaciaire. Cette surface hydrologique est ensuite soustraite à la paléosurface pour obtenir les secteurs où les lacs se sont formés. Le raster qui en résulte est ensuite reclassifié en attribuant la valeur de 1 aux pixels ayant une valeur supérieure à 10 m (marge d'erreur) et 0 aux autres pixels. Ces rasters binaires sont ensuite convertis en polygones. Les polygones avec une valeur de 0 et ceux dont la superficie est inférieure à 4 km² sont écartés pour ne retenir que les plus grandes études d'eau. Les polygones restants sont interprétés comme des paléolacs et des noms leurs ont été attribués selon divers toponymes (lacs ou rivières) situés à proximité. Chaque lac est utilisé pour extraire les valeurs de la paléosurface sous le lac et donc d'obtenir la bathymétrie de chaque lac. Les valeurs minimales de chaque polygone représentent l'exutoire par où le lac se drainait. Ces valeurs minimales ont été utilisées comme le niveau du lac à chaque étape de déglaciation. Le volume d'eau accumulé dans les lacs proglaciaires a été calculé à chaque étape en utilisant l'outil de Surface volume de ArcMap 10.5.1. Ces niveaux d'élévation et ces volumes ont ensuite été transférés vers une feuille de calcul Excel pour effectuer de plus amples analyses et pour la production de figures (histoire des volumes et drainages).

4.2 Résultats : évolution du retrait glaciaire et développement des lacs proglaciaires

La reconstruction paléogéographique découlant des travaux de cartographie montre un retrait de la marge glaciaire grossièrement orienté dans un axe nord-est, sud-ouest. Le

patron de retrait de la marge glaciaire vers le sud-ouest implique que l'Inlandsis laurentidien agissait comme barrage au drainage naturel du secteur s'effectuant vers le sud. Cette configuration a donc permis le développement à la marge de lacs glaciaires dans les bassins des lacs Nantais et Klotz, ainsi que dans plusieurs autres bassins mineurs formés par les principales vallées fluviales comme celles des rivières Vachon et Lepellé.

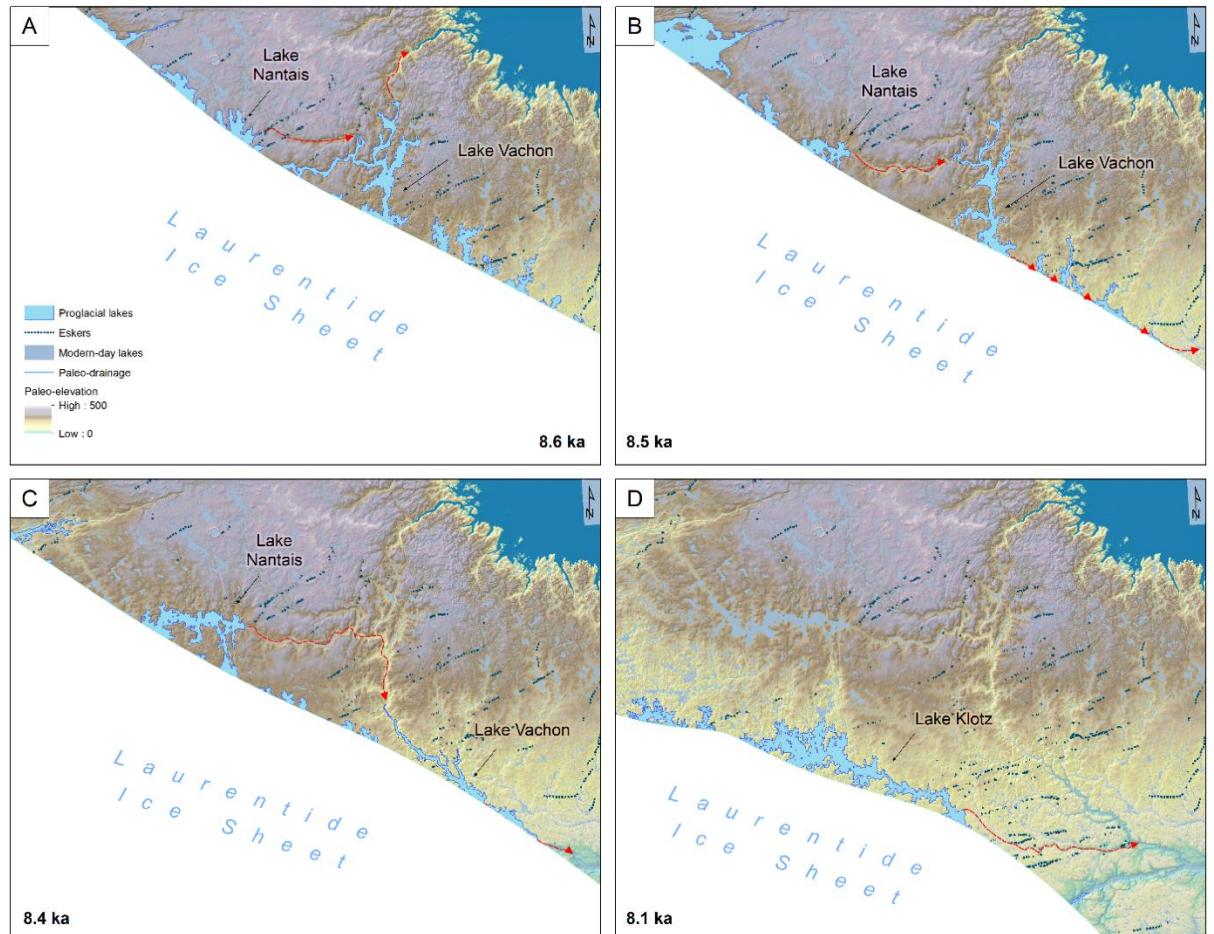


Figure 4.2 Exemples de tranches temporelles produite par la reconstruction paléogéographique montrant l'évolution des lacs glaciaires occupant les bassins des lacs Nantais et Klotz et la vallée de la rivière Vachon. Les flèches rouges représentent les principaux exutoires empruntés par l'eau de fonte sortant des bassins au fil du recul de la marge glaciaire. L'ensemble des 14 figures générées par le modèle est présenté en annexe A.

La reconstruction générée présente le déplacement de la marge glaciaire entre 9,1 ka et 7,8 ka. Selon la reconstruction, la déglaciation sur la portion nord-est de la péninsule est déjà amorcée aux abords du Déroit d'Hudson aux alentours de 9,1 ka et les eaux de fonte produites en association avec le retrait glaciaire commencent à s'accumuler à la marge glaciaire dans les secteurs de basses élévations. De 9,1 à 8,7 ka, les accumulations demeurent modestes, étant principalement confinées à la partie amont du bassin de drainage de la rivière Vachon (Figure 4.3). Les bassins créés en marge de la glace trouvent leurs exutoires au nord-est vers la rivière Lataille et vers la baie de Whitley (figure 4.2 ou Annexe A). Durant le recul, de nouveaux exutoires s'ouvrent sur le flanc est de la vallée de la rivière Vachon cherchant à s'écouler vers la rivière Arnaud au sud-est.

Un des principaux lacs glaciaires occupera le bassin du lac Nantais actuel et autres sub-bassins environnants peu de temps après 8,7 ka. Le Lac glaciaire Nantais se construit en plusieurs étapes et gagnera en superficie et volume suivant le déplacement de la marge glaciaire vers le sud. Vers 8,4 ka, la phase maximale du lac prend fin lorsqu'un exutoire s'ouvre au sud vers la rivière Arpalituq et le Lac Klotz. On note que selon ce modèle, le Lac Nantais n'a jamais été coalescent avec celui de la rivière Vachon. Ceci est cohérent avec les mesures d'élévations des plages montrées au chapitre II qui varient grandement entre les deux secteurs.

Le recul de la marge se fait selon un axe parallèle à celui des rivières Vachon et Lepelé ce qui permet le développement de petits bassins dans leurs affluents. La majorité des bassins se développent sur le flanc nord-est des vallées. Ceci est en accord avec les données de cartographie (Chapitre II) qui indiquent que les rivages perchés sont plus nombreux sur ce flanc des vallées.

La prochaine accumulation d'envergure se développe dans le bassin du lac Klotz et celui de la rivière Périneault dès 8,3 ka (Figure 4.3). Le Lac Klotz représente l'un des

lacs glaciaires les plus importants de la région et il atteint son niveau le plus haut aux alentours de 8,2 ka, alors que la rivière Lepelé est toujours obturée par l'Inlandsis laurentidien. Lorsque le front glaciaire se retire, la rivière s'ouvre progressivement et le plan d'eau s'abaissera rapidement via de nouveaux exutoires, ce qui causera son drainage vers le sud autour de 8 ka.

Par la suite, la déglaciation complète du territoire s'opère de façon relativement rapide et les petites accumulations qui se formeront à la marge glaciaire se draineront via la rivière Vachon durant l'intervalle 8-7.9 ka alors que le front s'est retiré au sud de la rivière Arnaud.

4.2.1 Volumes d'eau de fonte drainés

Le modèle permet également de calculer les volumes d'eau drainés tout au long du retrait glaciaire. On remarque d'abord l'occurrence de décharges de façon relativement constante tout au long de la déglaciation, avec quelques pics en lien avec le drainage des lacs Nantais et Klotz. Spécifiquement, le pic est atteint vers entre 8.2 et 8,1 ka lorsque la rivière Lepelé devient en partie ouverte et que le seuil libéré permet la vidange du Lac glaciaire Klotz (Figure 4.3, figure 4.4). Un deuxième pulse important a lieu environ 200 ans plus tard alors que la masse de glace s'est pratiquement complètement retirée du territoire. Les volumes d'eau évacués lors de ce drainage sont attribuables aux petits bassins ponctuels développés au sud du lac Klotz. Au total, 82,9 km³ d'eau de fonte reliée aux lacs glaciaires se sont drainées vers la baie d'Ungava entre 9000 et 7800 ka BP.

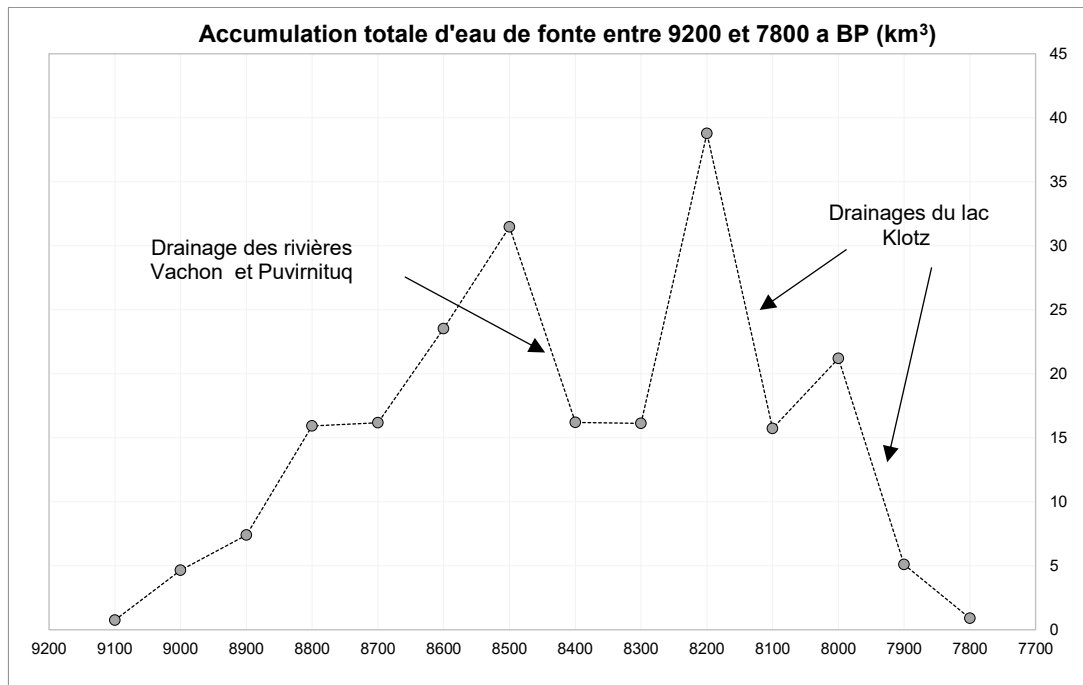


Figure 4.3 : Accumulation totale d'eau de fonte entre 9200 et 7800 a BP. Les principaux drainage ainsi que le plan d'eau y étant associé sont montré par des flèches.

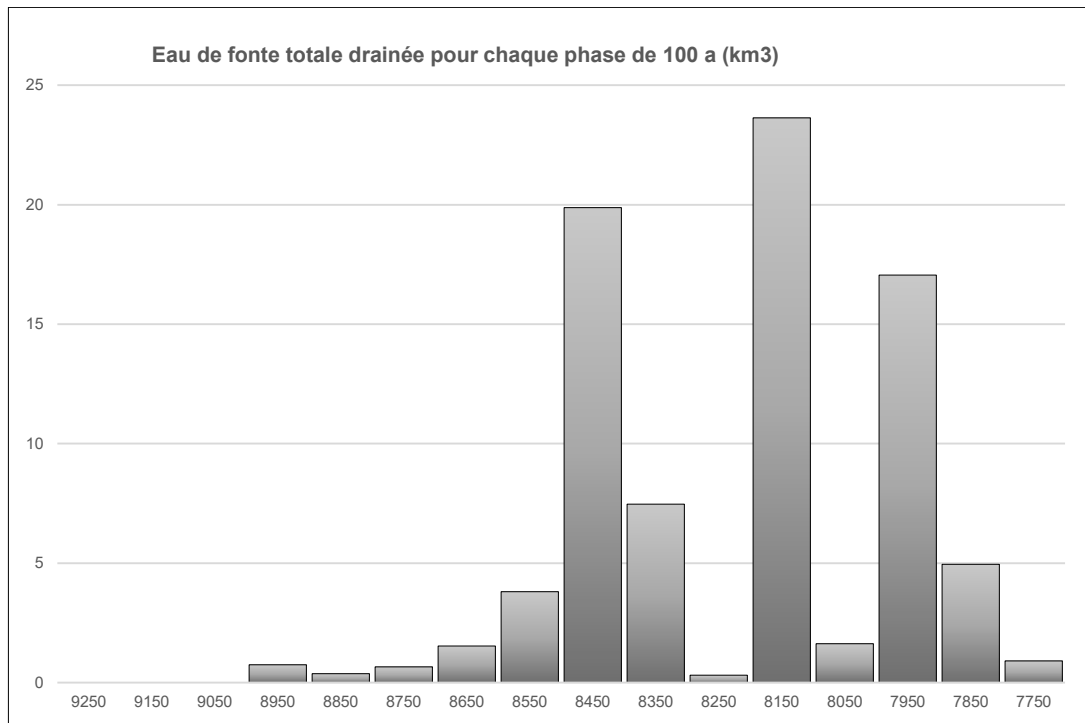


Figure 4.4 : Eau de fonte totale drainée pour chaque phase de 100 ans entre 9250 et 7750 a BP.

4.3 Discussion

Le schéma de déglaciation basé sur les formes fluvioglaciaires montre un axe de recul de la marge glaciaire qui est en accord avec les travaux de Lauriol et Gray (1987) et de Daigneault (2008). Le retrait est orienté depuis la côte ouest de la baie d'Ungava vers le cœur de la Péninsule d'Ungava dans un axe orienté grossièrement NNE-SSW. On remarque cependant certaines différences notables. La reconstruction des fronts glaciaires révèle une série de lacs glaciaires, de nature plus ou moins éphémère, dont les étendues varient de façon importante au fur et à mesure que le front glaciaire se retirait vers le sud (Figure 4.2). Ceci contraste fortement avec les travaux de Lauriol et Gray (1987) qui présentent de nombreux bassins glaciolacustres coalescents formant des lacs glaciaires de grande superficie comme le Lac Nantais. Le modèle présenté ici est beaucoup plus dynamique et robuste, et il permet d'apprécier l'évolution et le drainage des différents bassins en fonction de la position de la marge tel que déduite à partir des interpolations des contraintes géochronologiques disponibles. Ce modèle indique clairement que le lac Nantais n'a jamais été coalescent au plan d'eau développé dans la vallée de la rivière Vachon.

Ces différences avec les reconstructions antérieures montrant un Lac glaciaire Nantais de grande superficie découlent assurément de l'approche méthodologique utilisée. En effet, l'utilisation d'une paléosurface datant du moment de la déglaciation permet de bien contraindre l'élévation des seuils topographiques servant d'exutoires et donc d'obtenir un aperçu réaliste de leur étendue sur le territoire tout au long du retrait glaciaire. De plus, cette modélisation permet de présenter des calculs de volumes d'eau accumulés et drainés pour chaque période. Le modèle démontre un flux constant d'eau de fonte vers la baie d'Ungava pendant le retrait du front glaciaire du territoire, lequel est ponctué de quelques épisodes de décharges plus volumineuses, donc conséquent avec l'ouverture progressive des vallées principales où l'eau peut s'écouler plus ou moins continuellement vers la rivière Arnaud. Ce flux d'eau de fonte implique le

déversement de nombreux sous-bassins mineurs pendant le retrait glaciaire. Les épisodes de drainage les plus importants sont attribuables à la vidange des lacs glaciaires Nantais et Klotz. Ces décharges se sont déroulées entre 8,5 et 8,1 ka. Bien que les volumes d'eau de fonte impliqués soient modestes – et qu'ils indiquent que ces épisodes de drainage n'ont pu à eux seuls avoir un impact sur la circulation thermohaline – l'intervalle de ces épisodes de décharges suggère que ces vidanges de lacs glaciaires sont synchrones avec la détérioration du climat de l'Hémisphère Nord à 8,2 ka (Ellison et al., 2006; Clarke et al., 2009). Cet intervalle est aussi synchrone avec le drainage du Lac glaciaire Naskaupi au sud-est de la baie d'Ungava (Dubé-Loubert et al., 2018), suggérant de ce fait que les lacs glaciaires de l'Ungava ont fort probablement contribué au forçage en eau douce — ou à tout le moins contribué à pré-conditionner la Mer du Labrador — relié au drainage du Lac glaciaire Agassiz-Ojibway, survenu autour de 8,2 ka (Barber et al., 1999 ; Teller et al., 2002). Bien que les lacs de l'Ungava soient de dimension plus modeste que le lac Agassiz-Ojibway, leur proximité avec les zones critiques de formation des masses d'eau profonde de la Mer du Labrador, de même que la quasi-synchronicité de leur drainage, fait de leurs apports en eau de fonte une composante non-négligeable.

Par ailleurs, le modèle montre, au nord de la région d'étude, un lac glaciaire qui s'est développé dans la vallée de la rivière Puvurnituq, en accord avec les travaux de cartographie de Daigneault (2008). Par contre, la reconstruction de Daigneault indique que ce lac est coalescent au Lac Nantais, contrairement à notre modèle qui suggère que ces deux lacs ont occupé des bassins distincts, à l'exception d'un petit bassin ponctuel au nord-ouest du Lac Nantais. La période de temps estimé par Daigneault (2008 ; 8– 7 ka) est par contre légèrement plus tardive que dans notre reconstruction. Ce lac est probablement beaucoup plus gros que ce que la reconstruction présente, car ce dernier s'étend au-delà de la zone d'étude – seuls les volumes des phases lacustres entièrement comprises dans la zone d'étude ont été calculés.

Selon la reconstruction présentée ici, le recul de la marge se serait effectué de façon très uniforme, avec un mode de retrait en partie dicté par le fait que le modèle présente une marge très linéaire. Bien que la configuration de la marge glaciaire ait fort probablement été plus complexe dans la réalité, le modèle respecte néanmoins le patron de retrait global tel que suggéré par les enregistrements géomorphologiques qui ne suggèrent pas de pause dans le recul. La reconstruction montre aussi une séquence de développement des lacs glaciaires qui concorde avec l'étendue et la distribution spatiale des rivages cartographiés. Le modèle implique une calotte glaciaire qui s'amincit du haut vers le bas et qui se retire au fur et à mesure que les couloirs fluvio-glaciaires parviennent à évacuer l'eau de fonte du glacier. Le rythme de retrait moyen de la calotte glaciaire est de 11,5 km par 100 ans (115mm/an). Il est relativement constant et assez linéaire tout au long de la déglaciation et il suit relativement bien l'axe de la ligne de partage glaciaire de Payne.

4.4 Conclusions

Ce chapitre présente une reconstruction paléogéographique basée sur un modèle SIG qui reproduit le retrait d'une marge glaciaire orientée NW-SE se retirant vers le S-SW, tel qu'indiqué par la cartographie des formes de déglaciation. La reconstruction SIG présente un recul du front glaciaire tel que prescrit par les isochrones de déglaciation basés sur l'interpolation de données géochronologiques régionales. La modélisation reproduit aussi l'évolution des bassins glaciolacustres qui se développent au front de la marge en recul. Le patron de déglaciation donne naissance à une série de lacs glaciaires qui occupent des bassins éphémères d'envergure modeste, contrairement aux grandes accumulations uniques préconisées par les travaux antérieurs. L'approche utilisée montre l'importance des modèles intégrant l'effet de l'enfoncement glacio-isostatique pour contraindre l'évolution et le drainage de lacs glaciaires, ce qui permet aussi de produire des estimés réalistes des volumes d'eau de fonte.

Le calcul des volumes d'eau de fonte montre qu'un total de 83 km³ d'eau s'est déversé vers la baie d'Ungava à partir de la région d'étude. Cette eau de fonte provient de plusieurs petits rejets sur une courte période de temps qui chevauche un intervalle critique de la déglaciation, lequel comprend le refroidissement majeur de 8,2 ka. Les résultats de ces travaux suggèrent que le drainage des lacs de la péninsule d'Ungava a fort probablement contribué au forçage en eau douce responsable pour le déclenchement de ce refroidissement climatique.

En somme, ces travaux de modélisation offrent une vision intégrée de la déglaciation de la région et du développement des lacs glaciaires, en plus de quantifier la contribution du drainage de ces lacs aux décharges d'eau de fonte marquant le début de l'Holocène.

CONCLUSION

Ce projet de maîtrise avait comme objectif principal d'approfondir l'état des connaissances sur la déglaciation du nord du Québec qui a été recouvert par la glace du Secteur du Labrador de l'Inlandsis laurentidien au cours de la dernière glaciation. Le projet était articulé autour de travaux de cartographie et de terrain qui visaient à mieux définir le patron de retrait de la marge glaciaire, en plus d'établir le mode de développement et l'évolution des lacs glaciaires qui ont occupé le centre-est de la péninsule d'Ungava. Enfin, des rivages glaciolacustres ont été soumis à la méthode de datation par les isotopes cosmogéniques afin d'obtenir de nouvelles contraintes géochronologiques. L'ensemble des résultats obtenus sur les événements liés à la déglaciation ont été intégrés dans un modèle paléogéographique.

Une carte géomorphologique thématique a été produite à partir d'une cartographie détaillée basée sur l'analyse d'images satellitaires ainsi que des contrôles terrain. L'utilisation de l'imagerie satellitaire combinée à un modèle numérique de terrain offrant une résolution de 5 m s'est avérée une approche efficace dans la cartographie des formes de terrain associées au retrait de la marge glaciaire, en plus de celles reliées aux lacs glaciaires. Les résultats documentent la position de la marge glaciaire tout au long de son retrait dans le secteur, en plus de préciser l'évolution et l'étendue des lacs glaciaires. Les éléments géomorphologiques et dépôts fluvioglaciaires recensés indiquent un retrait des glaces vers le sud-sud-ouest suivant une marge orientée approximativement NW-SE qui a initialement libéré la côte ouest de la baie d'Ungava en convergeant vers le cœur de la péninsule. Ce patron de retrait aurait mené à la libération progressive des bassins de basse élévation et les vallées, où se seraient accumulés des plans d'eau contraints par le front glaciaire. Les principaux secteurs qui

ont été envahis par des eaux glaciolacustres sont les endroits où on retrouve aujourd'hui les principaux lacs et rivières du territoire, soit les lacs Nantais et Klotz et les rivières Vachon et Lepellé. Les mesures d'élévation prises sur les rivages et deltas glaciolacustres documentent un abaissement progressif des plans d'eau, avec les plus basses élévations atteintes dans les secteurs aval des rivières du bassin versant. Cette évolution reflète le développement de plusieurs bassins qui n'ont fort probablement pas toujours été coalescents et/ou contemporains, lesquels se sont abaissés progressivement au fur et à mesure que de nouveaux exutoires ont été libérés par le retrait de la marge glaciaire. Ces résultats indiquent une succession de plans d'eau glaciolacustres de petite à moyenne envergure, et ne soutiennent pas l'existence de lacs glaciaires de grande superficie, tel que le Lac glaciaire Nantais présenté dans la reconstruction proposée par Lauriol et Gray (1987).

L'application de la méthode de datation par isotopes cosmogéniques sur des blocs provenant de rivages perchés dans les secteurs des lacs Nantais et Klotz a permis d'obtenir les premières contraintes chronologiques absolues sur la déglaciation du flanc du nord-nord-est du Secteur du Labrador. Des 6 échantillons datés, un seul s'est avéré incompatible avec la déglaciation (hors regroupement; outliers). Les âges ^{10}Be retenus indiquent que ces lacs glaciaires se sont développés autour de $9,6 \pm 0,4$ ka. Considérant qu'il s'agit de lacs de barrage glaciaire, ces résultats donnent une contrainte importante sur le timing et la position du front glaciaire dans le cœur de la péninsule. Ces âges sont cependant légèrement plus vieux que ceux suggérés par les modèles de déglaciation des reconstructions paléographiques basées sur des âges ^{14}C provenant des côtes de la péninsule (Lauriol et Gray, 1987; Gray et al., 1993; Dyke et al., 2004; Dalton et al., 2020). Cette différence entre les âges ^{10}Be et ^{14}C pourrait probablement refléter l'héritage d'un signal cosmogénique associé à une période d'exposition antérieure; une situation fréquente dans l'environnement glaciaire, notamment dans les secteurs où l'érosion glaciaire est moindre, comme dans les terrains dérivés de couverture de glace à base froide tels que ceux où se sont développés les lacs glaciaires Nantais et Klotz.

Ces travaux soulignent donc les défis reliés à la datation des formes de terrain localisées près du cœur des dômes de l'inlandsis. Toutefois, les résultats obtenus sont tout à fait cohérents avec les schémas de déglaciation et conséquemment, cette méthode laisse entrevoir un grand potentiel pour bonifier la couverture spatiale des données géochronologiques de ces régions où la présence de matière organique est rare, notamment en combinant une approche mesurant un autre isotope cosmogénique (^{26}Al , par exemple) sur les échantillons pour confirmer la présence ou non d'héritage dû à une exposition préalable..

Une reconstruction paléogéographique a été produite à partir d'une approche basée sur les SIG qui intègre les données d'âges connus sur le territoire et les contraintes imposées par les données cartographiques et de terrain. La reconstruction temporelle du retrait du front glaciaire met de l'avant le développement d'une succession des lacs glaciaires de différentes envergures, lesquels sont accompagnés d'événements de drainages épisodiques. L'approche utilisée montre l'importance d'utiliser un modèle intégrant l'effet de l'enfoncement glacio-isostatique pour contraindre l'évolution et le drainage de ces lacs glaciaires, ce qui permet en plus de fournir des estimés réalistes des volumes d'eau de fonte. À cet effet, le modèle indique le déversement d'un volume d'eau de fonte total de 83 km^3 vers la baie d'Ungava. Cette eau de fonte provient de plusieurs drainages ponctuels évoluant durant le retrait de la marge glaciaire sur un court intervalle de temps qui chevauche un intervalle critique de la déglaciation, lequel comprend le refroidissement majeur de 8,2 ka. Ainsi, les résultats de cette modélisation suggèrent que le drainage des lacs de la péninsule d'Ungava a probablement contribué en partie au forçage en eau douce responsable pour le déclenchement de ce refroidissement climatique..

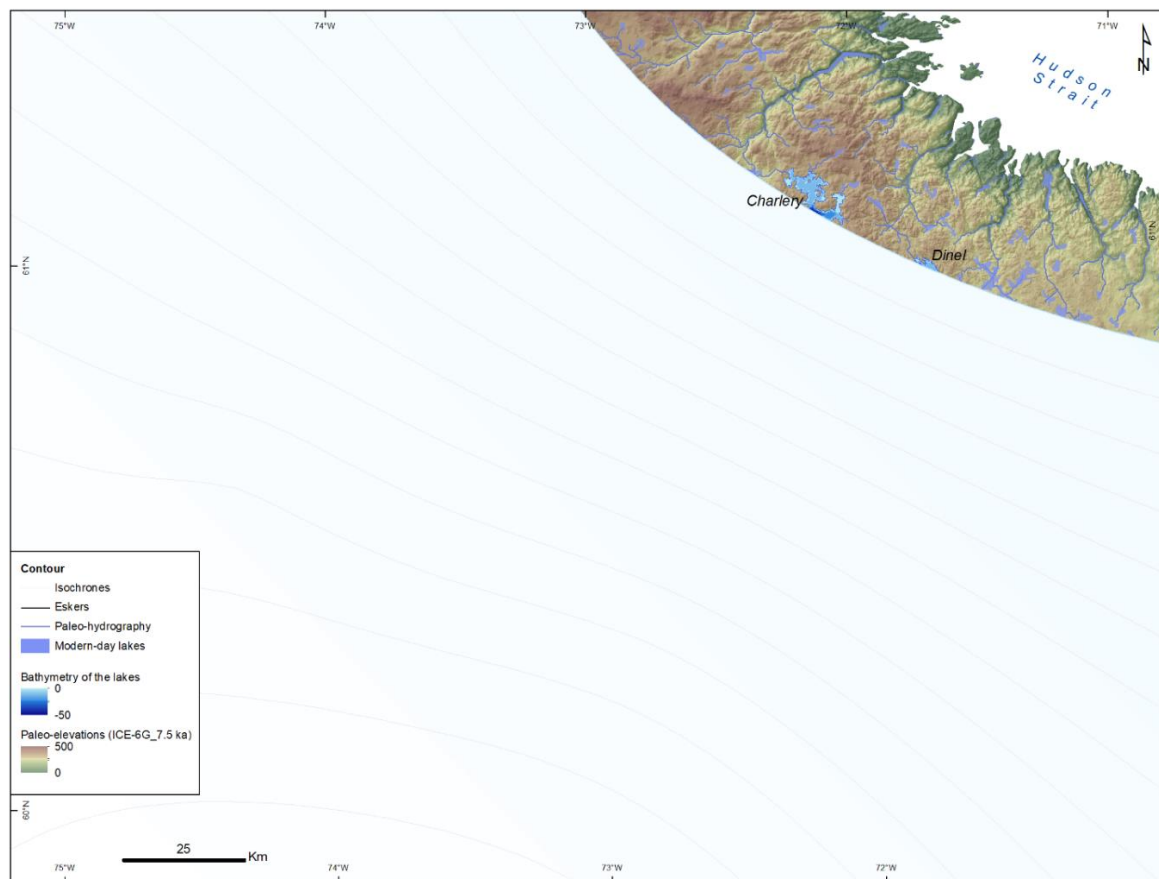
En somme, les travaux effectués dans ce projet de maîtrise offrent une vision intégrée de la déglaciation de la région et du développement des lacs glaciaires, en plus de quantifier la contribution du drainage de ces lacs aux décharges d'eau de fonte

marquant le début de l'Holocène. De tels travaux prouvent qu'il est nécessaire de mener des recherches de cartographie détaillée à l'échelle régionale afin de raffiner les modèles globaux de déglaciation. Il est indéniable que la compréhension de la déglaciation à grande échelle se doit de passer par des travaux plus spécifiques, notamment impliquant l'obtention de données géochronologiques. L'acquisition récente de données numériques de terrains modernes de hautes précisions telles que l'Arctic DEM ouvre la porte à des travaux de recherche de raffinement des connaissances similaire à ce qui est présenté dans ce mémoire, en plus de fournir des cibles d'échantillonnage pour d'éventuels travaux de datation. Les travaux de recherche menés dans cette partie de la péninsule d'Ungava dans le nord du Québec au cours de ce mémoire de maîtrise représentent un bel exemple de la portée d'une telle approche d'étude et des possibles retombées en termes d'acquisition de nouvelles connaissances pour l'ensemble de la déglaciation.

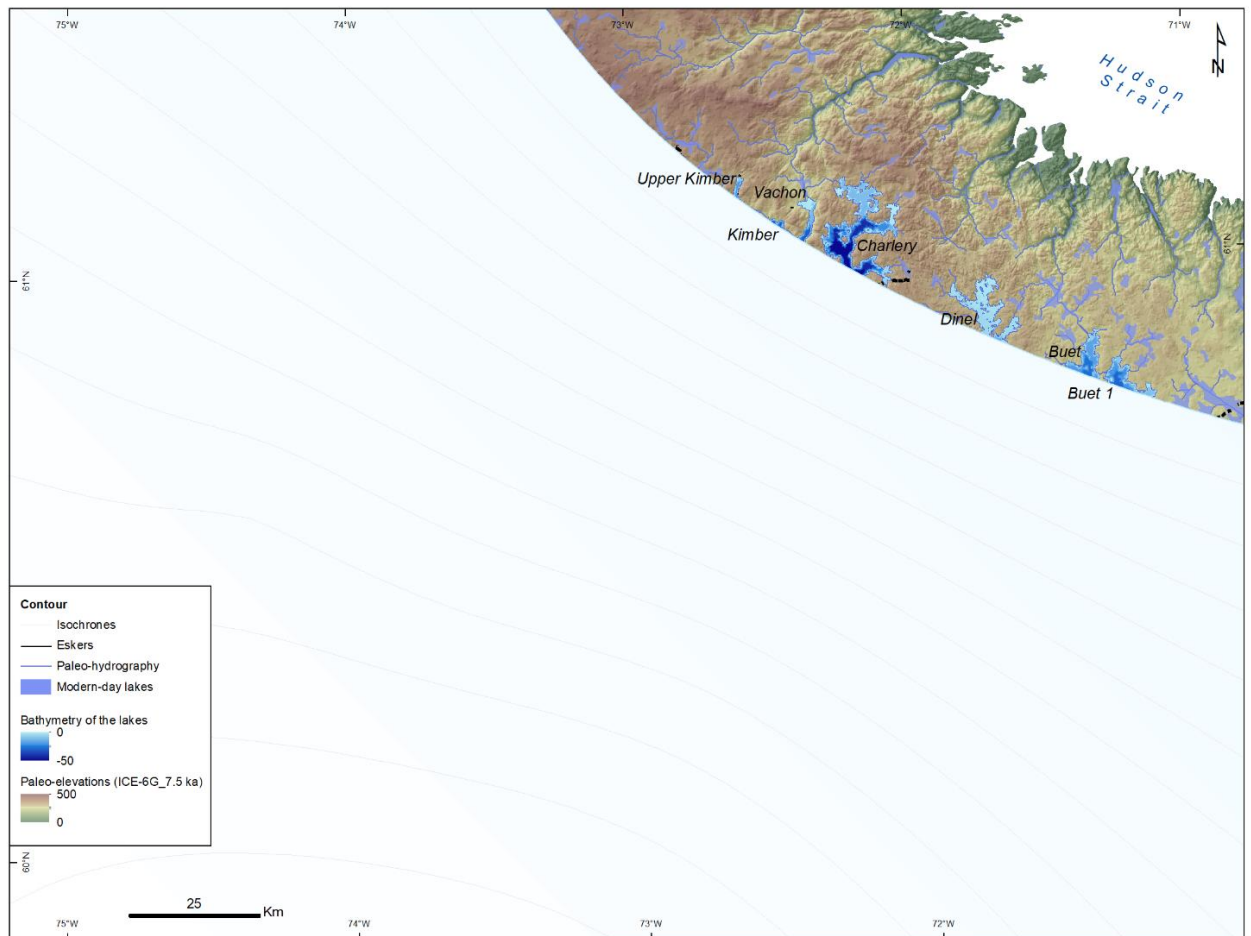
ANNEXE A

RECONSTRUCTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU SECTEUR EST DE LA PÉNINSULE D'UNGAVA ENTRE 9,1 ET 7,8 KA BP

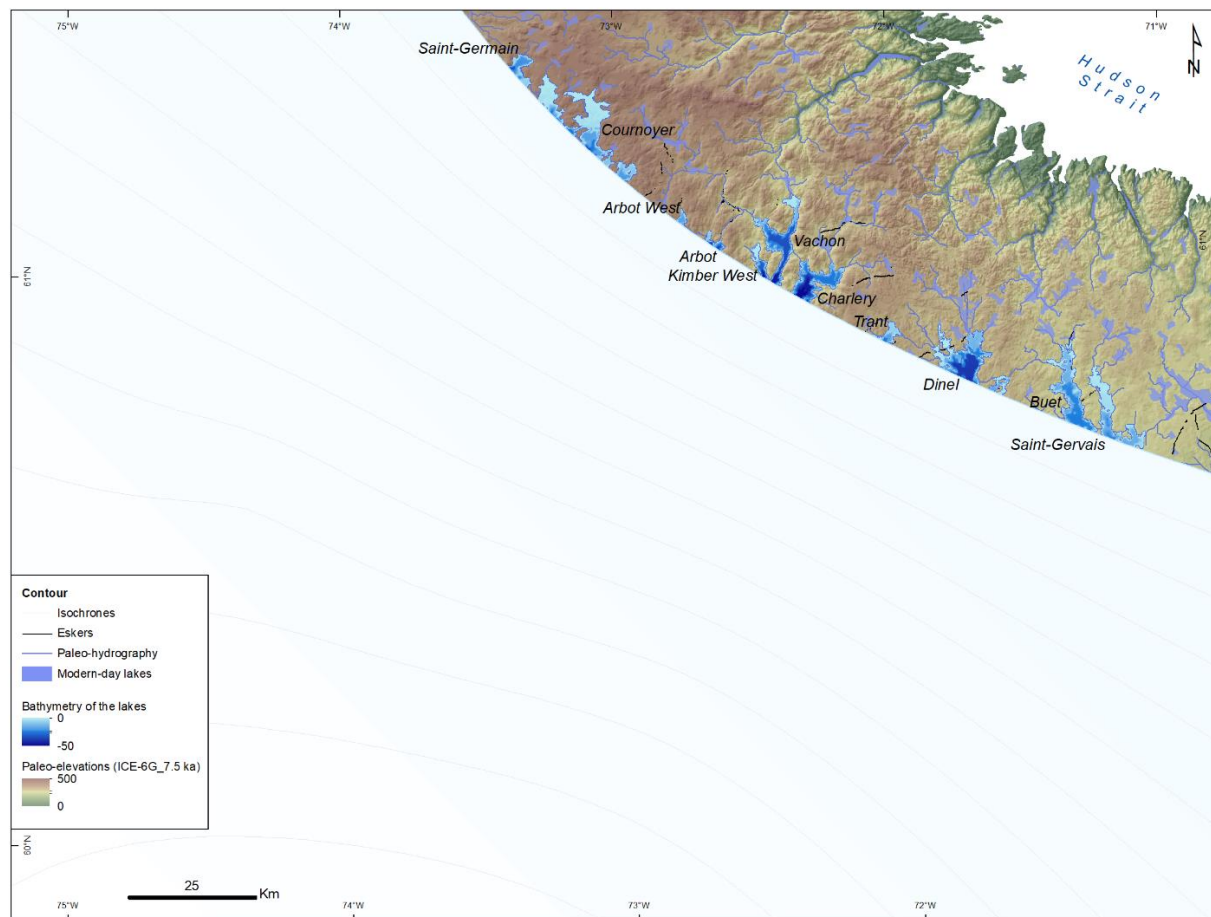
A.1 Reconstruction paléogéographique à 9,1 ka BP



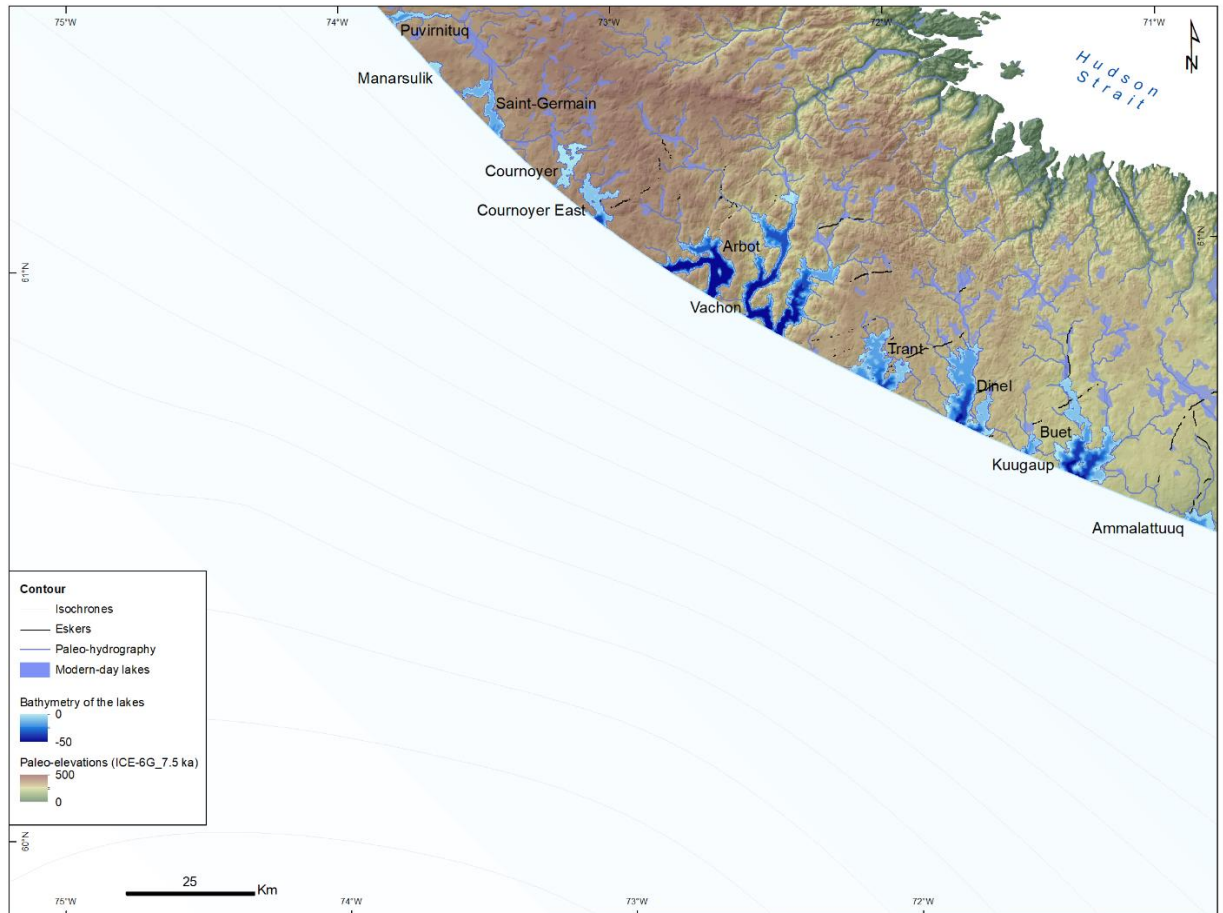
A.2 Reconstruction paléogéographique à 9,0 ka BP



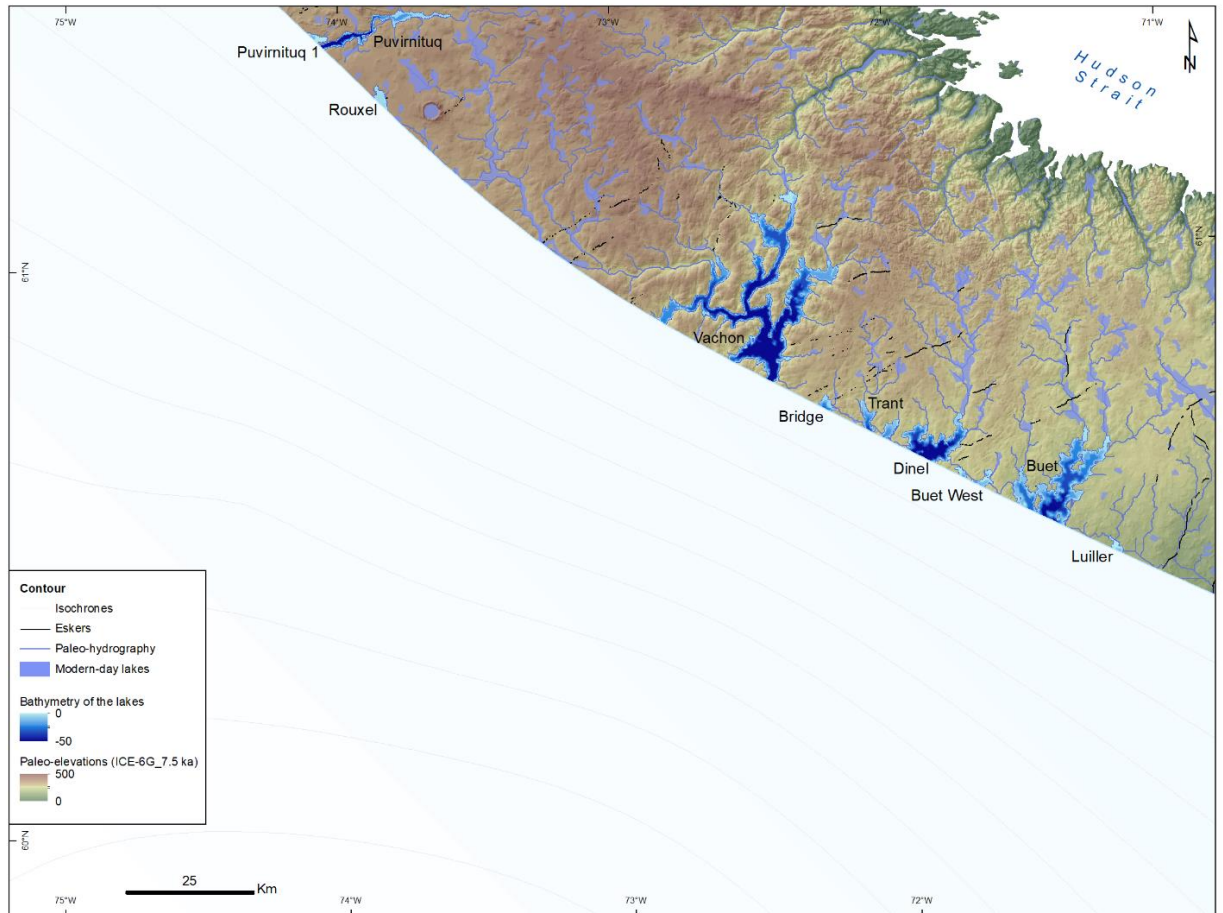
A.3 Reconstruction paléogéographique à 8,9 ka BP



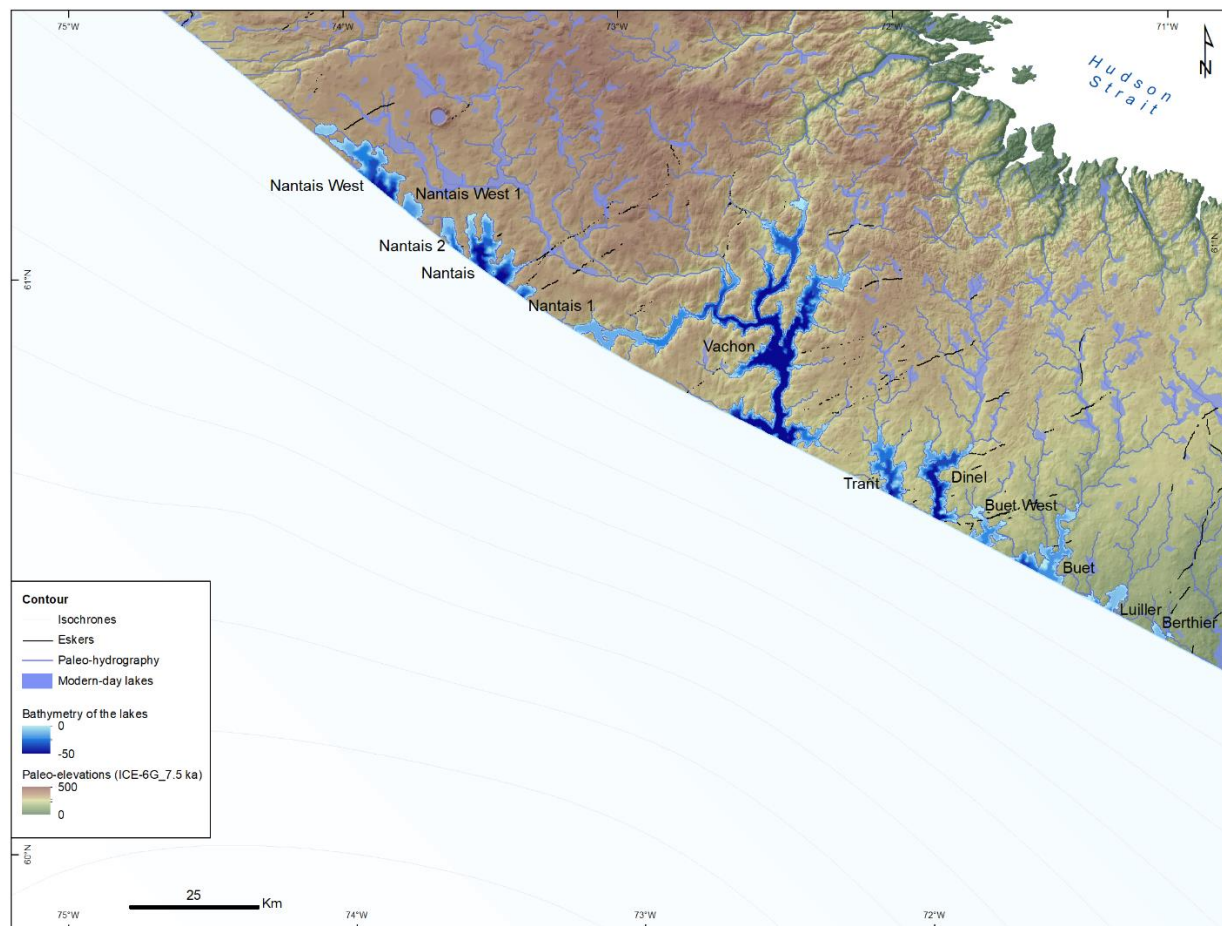
A.4 Reconstruction paléogéographique à 8,8 ka BP



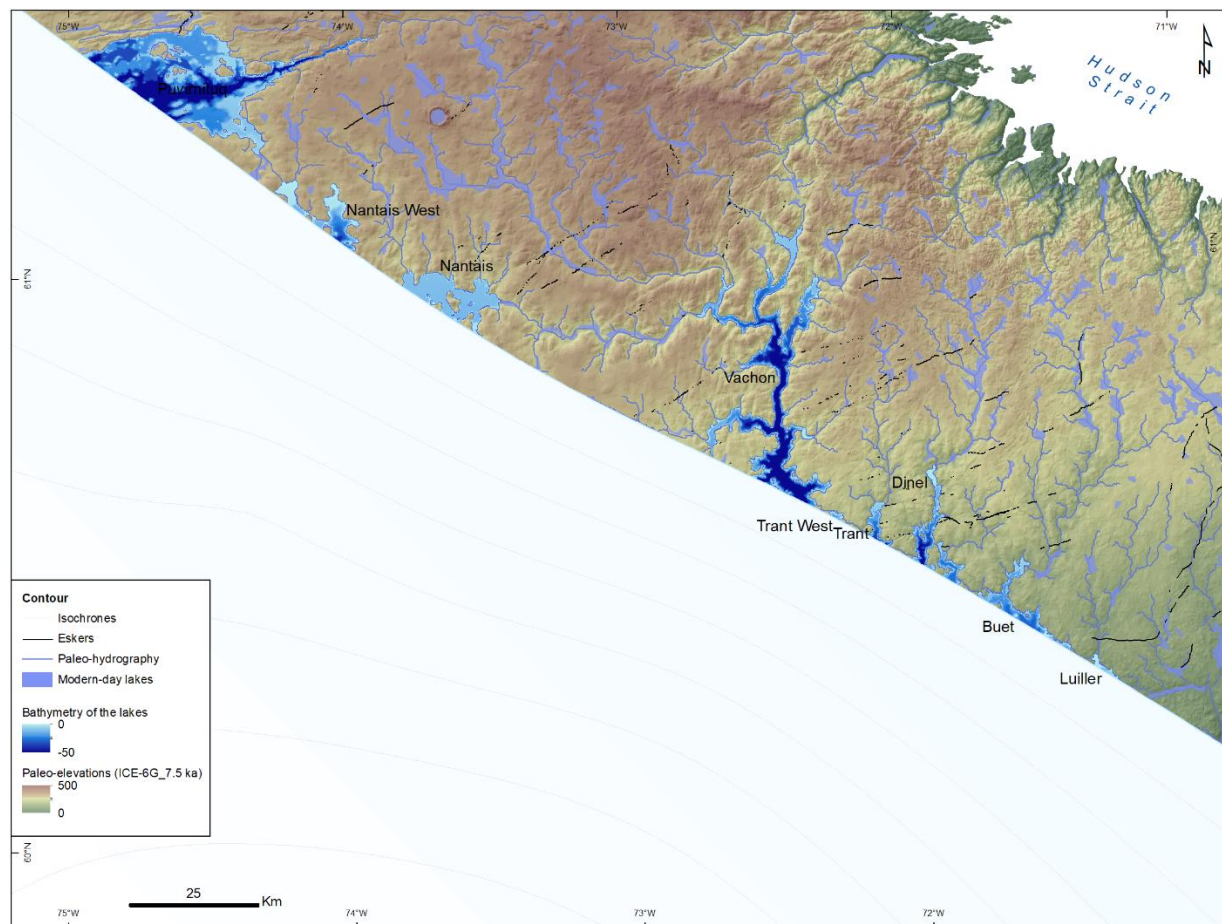
A.5 Reconstruction paléogéographique à 8,7 ka BP



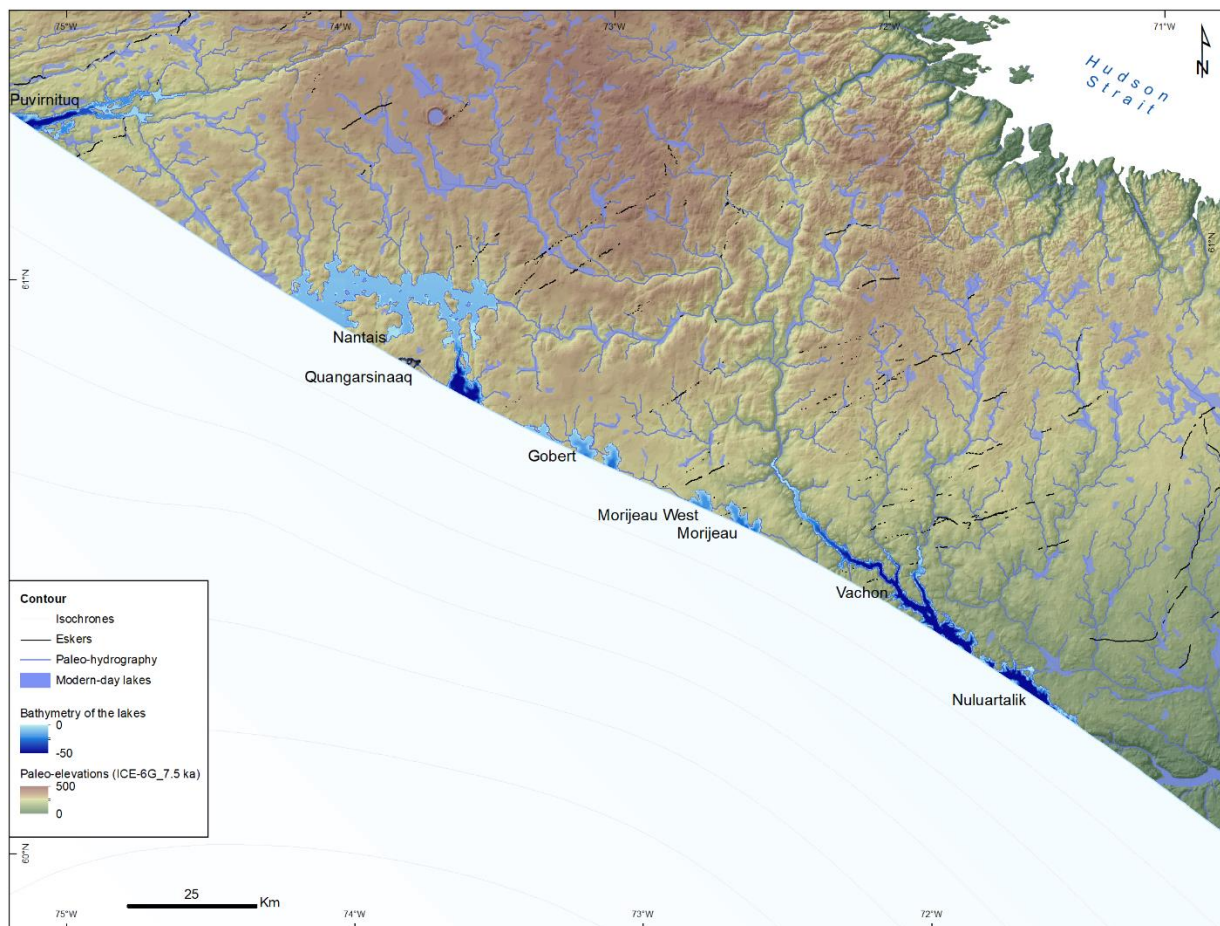
A.6 Reconstruction paléogéographique à 8,6 ka BP



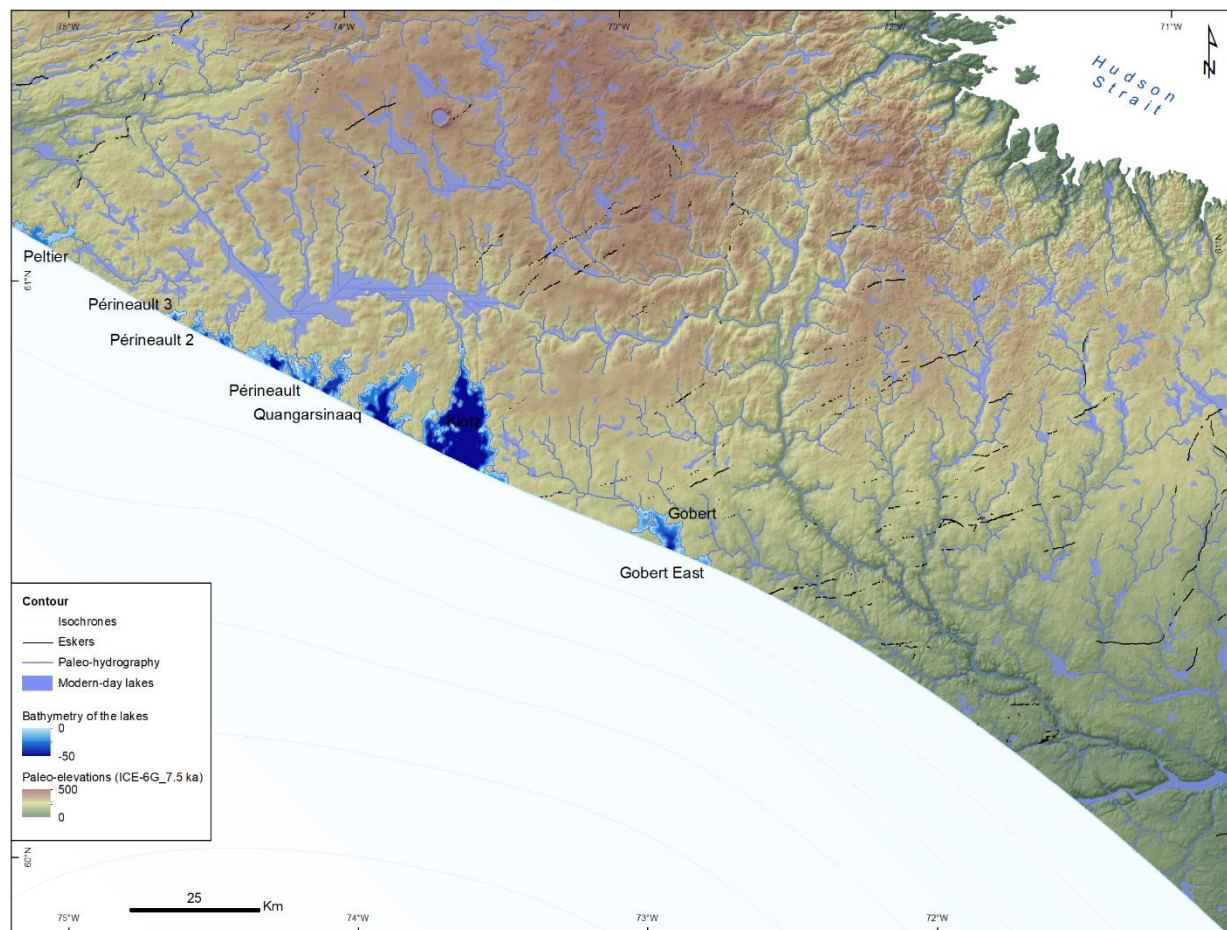
A.7 Reconstruction paléogéographique à 8,5 ka BP

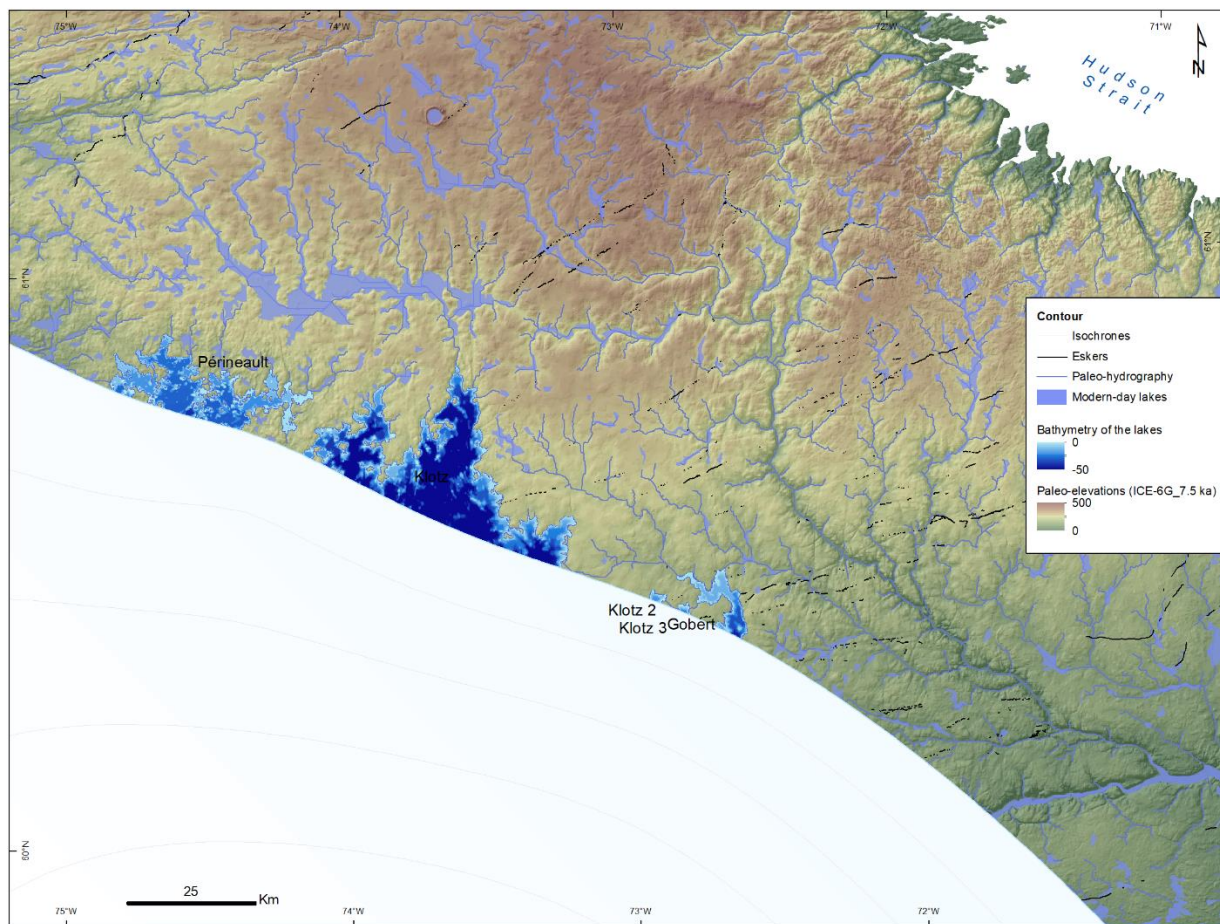


A.8 Reconstruction paléogéographique à 8,4 ka BP

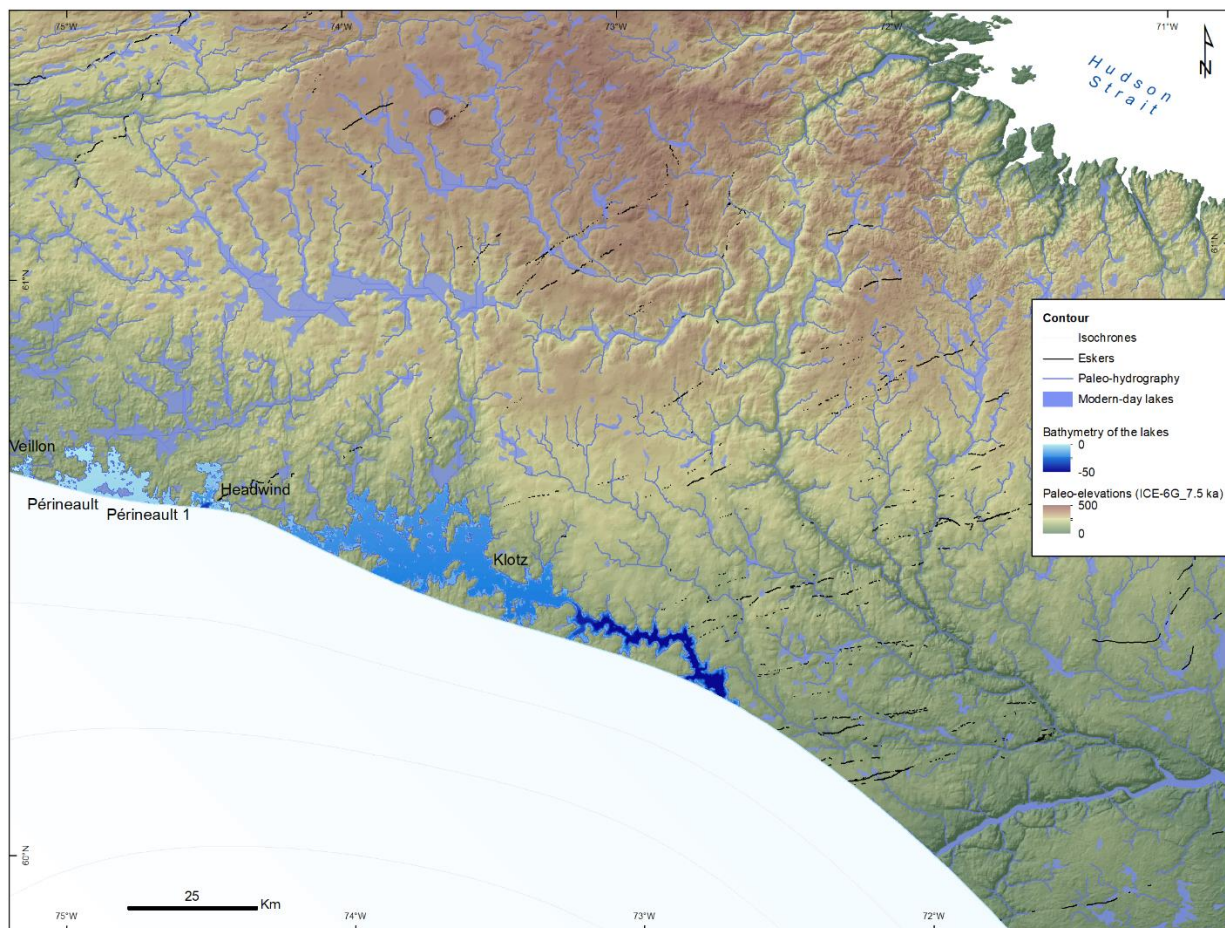


A.9 Reconstruction paléogéographique à 8,3 ka BP

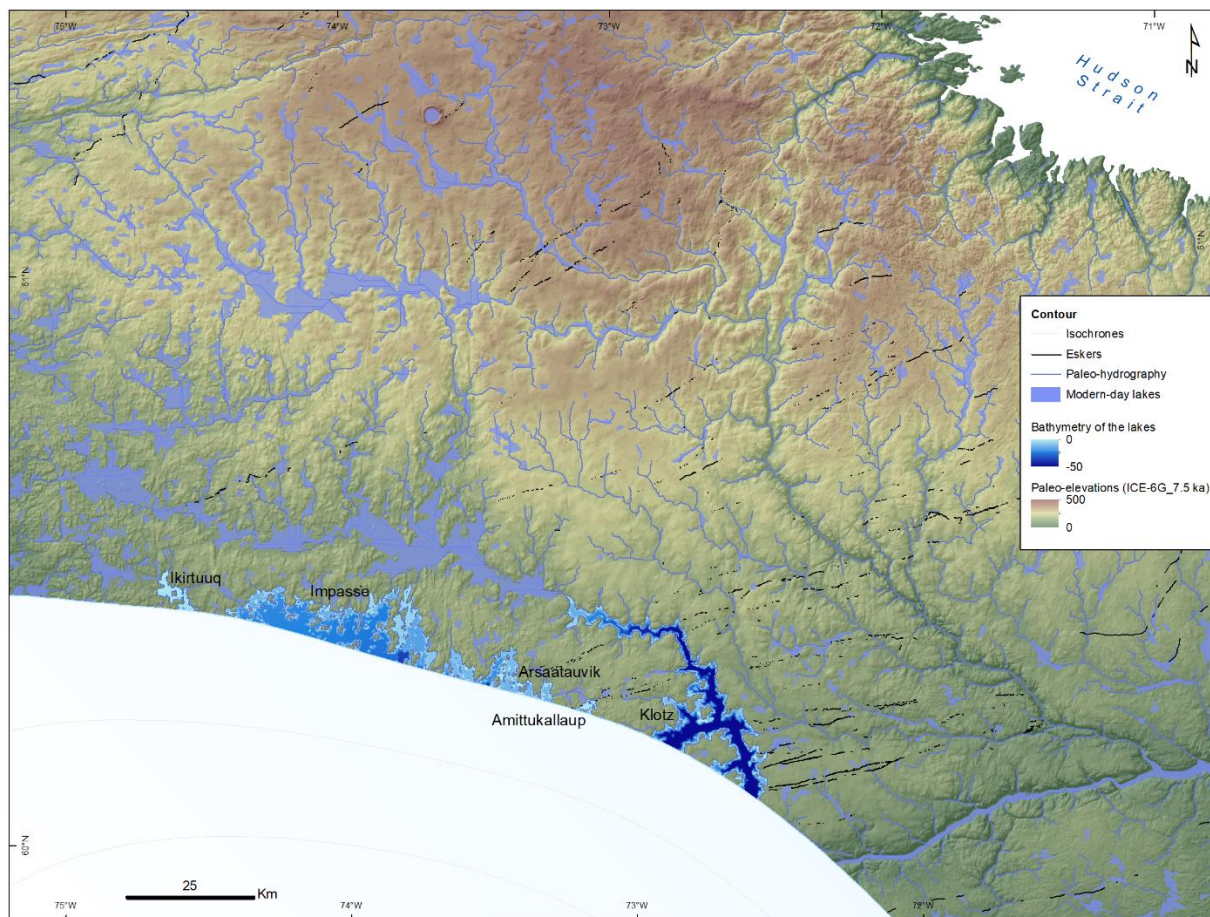


A.10 Reconstruction paléogéographique à 8,2 ka BP

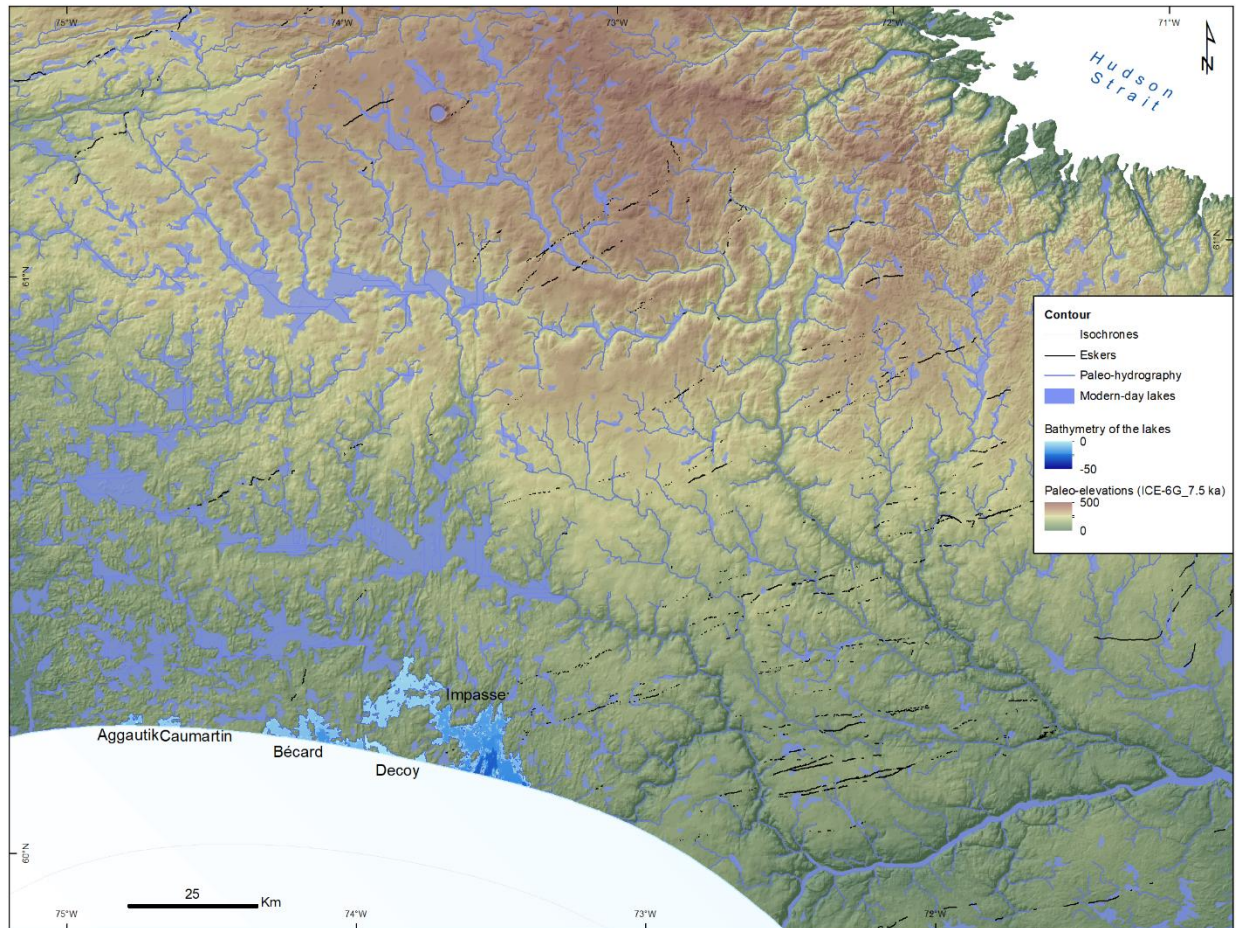
A.11 Reconstruction paléogéographique à 8,1 ka BP



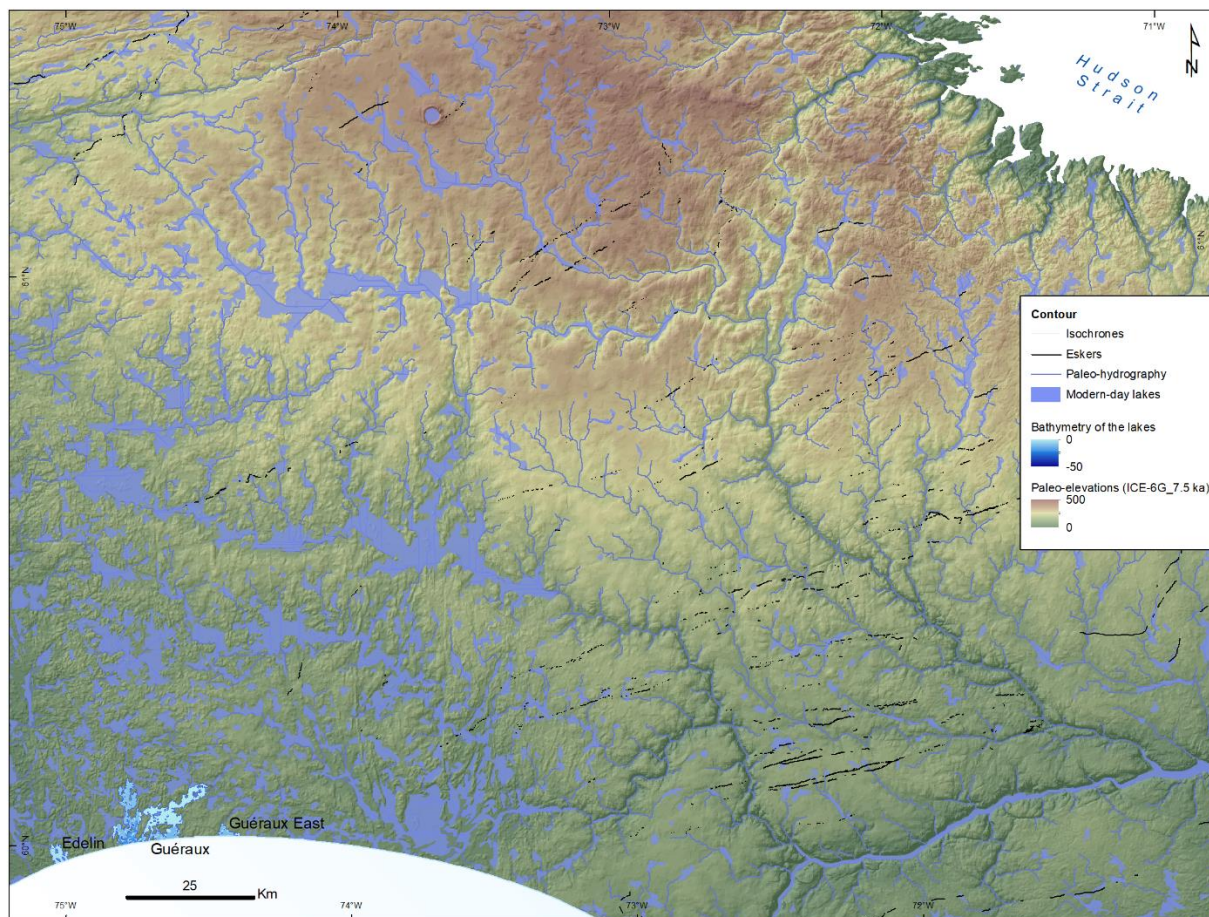
A.12 Reconstruction paléogéographique à 8,0 ka BP



A.13 Reconstruction paléogéographique à 7,9 ka BP



A.14 Reconstruction paléogéographique à 7,8 ka BP



ANNEXE B

INFORMATIONS RELATIVES AUX ÉCHANTILLONS POUR LA DATATION AU ^{10}Be

No d'échantillon	Épaisseur	Latitude	Longitude	Élévation	$[^{10}\text{Be}/^9\text{Be}] \pm 1 \sigma$	Quartz	^{10}Be ajouté	$^{10}\text{Be} \pm 1 \sigma$	$^{10}\text{Be} \pm 1 \sigma$
	(cm)	(DD)	(DD)	(m)	(10^{-14})	(g)	(mg)	(10^5 atomes)	(10^4 atomes g^{-1})
Nan-Be-02A	2,27	60,99	-73,75	397	$8,147 \pm 0,249$	20,04	0,209	$11,03 \pm 0,3368$	$5,51 \pm 0,168$
Nan-Be-02C	2,6	60,99	-73,75	406	$7,764 \pm 0,337$	20,20	0,210	$10,88 \pm 0,4724$	$5,39 \pm 0,234$
Nan-Be-02D	1,99	60,98	-73,75	410	$9,498 \pm 0,373$	20,05	0,210	$13,31 \pm 0,5232$	$6,64 \pm 0,261$
KLO-Be-01A	1,65	60,48	-73,46	279	$9,002 \pm 0,268$	20,02	0,210	$12,61 \pm 0,3754$	$6,3 \pm 0,188$
KLO-Be-01B	2,64	60,48	-73,46	282	$6,427 \pm 0,350$	20,10	0,209	$8,982 \pm 0,4899$	$4,47 \pm 0,244$
KLO-Be-01C	2,61	60,48	-73,46	281	$23,78 \pm 0,486$	20,14	0,210	$33,33 \pm 0,6815$	$16,55 \pm 0,338$

Tous les échantillons sont des granites alcalins. La concentration du ^9Be *carrier* a été corrigé pour l'évaporation, basé sur des prises de mesures en continu de son poids. La densité des roches est la même pour tous les échantillons soit de $2,7\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$.

³. La correction pour le *shielding* est négligeable et a été fixée à 1,00. Le standard AMS utilisé est le 07KNSTD.

BIBLIOGRAPHIE

- Andrews, J.T., and MacLean, B. 2003. Hudson Strait ice streams: a review of stratigraphy, chronology and links with North Atlantic Heinrich events. *Boreas*, 32: 4–17. doi:10.1080/03009480310001010
- Ascough, P. L., Cook, G. T., & Dugmore, A. J. (2009). North Atlantic marine ¹⁴C reservoir effects: implications for late-Holocene chronological studies. *Quaternary Geochronology*, 4(3), 171-180.
- Aylsworth, J. M. et Shilts, W. W. (1989). Bedforms of the Keewatin Ice Sheet, Canada. *Sedimentary Geology*, 62(2), 407-428.
- Balco, G., Briner, J., Finkel, R. C., Rayburn, J. A., Ridge, J. C. et Schaefer, J. M. (2009). Regional beryllium-10 production rate calibration for late-glacial northeastern North America. *Quaternary Geochronology*, 4(2), 93–107.
- Banerjee, I. et McDonald, B. C, (1975). Nature of esker sedimentation, p. 132-154. In A. V. Jopling et B. C. McDonald, edit., *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 23.
- 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. and Gagnon, J.M., 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400(6742), p.344

- Benn, D., & Evans, D. J. (2014). *Glaciers and glaciation*. Routledge.
- Bilodeau, C. et Caron-Côté, E. (2018). Géologie de la région de la rivière Arnaud, Provinces du Supérieur (Minto) et de Churchill (Fosse du Labrador), secteur de Kangirsuk, Nunavik, Québec, Canada.. Dans B. d. l. c. g. d. Québec (dir.).
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W.S., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J.T., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., and Ivy, S. 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360: 245–249. doi:10.1038/360245a0.
- Bond, G.C., and Lotti, R. 1995. Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. *Science*, 267: 1005–1010. doi:10.1126/science.267.5200.1005. PMID:17811441.
- Bostock, H. (2014). Carte physiographique du Canada. Commission *géologique du Canada*, Carte série "A" 1254A, 2014, 3 feuilles, <https://doi.org/10.4095/293408>
- Bouchard, M. A. et Marcotte, C. (1986). Regional glacial dispersal patterns in Ungava, Nouveau-Québec. *Geological Survey of Canada, Paper 86-1B*, 295-304.
- Boulton, G. S. et Clark, C. D. (1990). A highly mobile Laurentide ice sheet revealed by satellite images of glacial lineations. *Nature*, 346(6287), 813-817. doi: 10.1038/346813a0

- Braucher, R., Brown, E., Bourlès, D. et Colin, F. (2003). In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters*, 211(3-4), 251-258.
- Brennand, T. A. (2000). Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics: inferences from Laurentide eskers, Canada. *Geomorphology*, 32(3-4), 263-293.
- Briner, J. P., Kaufman, D. S., Manley, W. F., Finkel, R. C., & Caffee, M. W. (2005). Cosmogenic exposure dating of late Pleistocene moraine stabilization in Alaska. *Geological Society of America Bulletin*, 117(7-8), 1108-1120.
- Broecker, W.S., Bond, G.C., Klas, M.E., Clark, E., and McManus, J.F. 1992. Origin of northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamic*, 6: 265–273.
- Brown, V. H., Stokes, C. R. et O’Cofaigh, C. (2011). The glacial geomorphology of the north-west sector of the Laurentide Ice Sheet. *Journal of Maps*, 7(1), 409–428.
- Brown, V.H., (2012). *Ice stream dynamics and pro-glacial lake evolution along the north-western margin of the Laurentide Ice Sheet* (Doctoral dissertation, Durham University).
- Carlson, A., Anslow, F., Obbink, E., LeGrande, A., Ullman, D. et Licciardi, J. (2009). Surface-melt driven Laurentide Ice Sheet retreat during the early Holocene. *Geophysical Research Letters*, 36(24).

- Clark, C. D., Ely, J. C., Greenwood, S. L., Hughes, A. L., Meehan, R., Barr, I. D., ... & Sheehy, M. (2018). BRITICE Glacial Map, version 2: a map and GIS database of glacial landforms of the last British–Irish Ice Sheet. *Boreas*, 47(1), 11-e8.
- Clark, C. D., Hughes, A. L., 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, C. D., Knight, J. K. et Gray, J. T. (2000). Geomorphological reconstruction of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1343-1366.
- Clark, P. U., & Walder, J. S. (1994). Subglacial drainage, eskers, and deforming beds beneath the Laurentide and Eurasian ice sheets. *Geological Society of America Bulletin*, 106(2), 304-314.
- Clark, P.U., Alley, R.B., Pollard, D. 1999. Northern Hemisphere Ice-Sheet Influences on Global Climate Change. *Science*, 286: 1104-1111. DOI: 10.1126/science.286.5442.1104
- Clark, T. - Wares, R., 2004 - Synthèse lithotectonique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs ; MM 2004-01, échelle 1:750 000.
- Clarke, G. K. C., A. B. G. Bush, and J. W. M. Bush (2009), Freshwater discharge, sediment transport, and modeled climate impacts of the final drainage of glacial Lake Agassiz, *J. Clim.*, 22, 2161–2180, doi:10.1175/ 2008JCLI2439.1.

- 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 8200 BP cold event. *Quat. Sci. Rev.* 23, 389–407. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.004>
- Corbett, L. B., Bierman, P. R., Graly, J. A., Neumann, T. A. et Rood, D. H. (2013). Constraining landscape history and glacial erosivity using paired cosmogenic nuclides in Upernavik, northwest Greenland. *Bulletin*, 125(9-10), 1539-1553.
- Coulthard, R. D., Furze, M. F., Pieńkowski, A. J., Nixon, F. C., & England, J. H. (2010). New marine ΔR values for Arctic Canada. *Quaternary Geochronology*, 5(4), 419-434.
- Cuzzone, J. K., Clark, P. U., Carlson, A. E., Ullman, D. J., Rinterknecht, V. R., Milne, G. A., ... & Caffee, M. (2016). Final deglaciation of the Scandinavian Ice Sheet and implications for the Holocene global sea-level budget. *Earth and Planetary Science Letters*, 448, 34-41.
- Daigneault, R. A. (2008). Géologie du Quaternaire du nord de la péninsule d'Ungava, Québec. *Commission géologique du Canada, Bulletin 533*, 115 p.
- Daigneault, R. A. et Bouchard, M. A. (2004). Les écoulements et le transport glaciaires dans la partie septentrionale du Nunavik (Québec). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, 919-938.
- Dalton, A. S., Margold, M., Stokes, C. R., Tarasov, L., Dyke, A. S., Adams, R. S., ... & Wright Jr, H. E. (2020). An updated radiocarbon-based ice margin chronology for the last deglaciation of the North American Ice Sheet Complex. *Quaternary Science Reviews*, 234, 106223.

- Dubé-Loubert, H., & Roy, M. (2017). Development, evolution and drainage of glacial Lake Naskaupi during the deglaciation of north-central Quebec and Labrador. *Journal of Quaternary Science*, 32(8), 1121-1137.
- Dubé-Loubert, H., Hébert, S., & Roy, M. (2019). Géologie des dépôts de surface de la région de la rivière Arnaud (SNRC 24M05 à 24M08, 25D06, 25D07, 34P08, 34P09, 34P16, 35A01 et 35A08), péninsule d'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles, Québec; RP 2019-01, pages 22 pages.
- Dubé-Loubert, H., Roy, M., Schaefer, J. M. et Clark, P. U. (2018). 10 Be dating of former glacial Lake Naskaupi (Québec-Labrador) and timing of its discharges during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 191, 31-40.
- Dubé-Loubert, H., Roy, M., Veillette, J.J., Brouard, E., Schaefer, J.M., Wittmann, H. (2021). The role of glacial dynamics in the development of ice divides and the Horseshoe Intersection Zone of the northeastern Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet. *Geomorphology* 387, 107777, 1-19.
- Dunai, T. J. (2010). *Cosmogenic Nuclides: Principles, concepts and applications in the Earth surface sciences* Cambridge University Press.
- Dyke, A. S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. Dans J. Ehlers et P. L. Gibbard (dir.), *Developments in Quaternary Sciences* (vol. 2, p. 373-424). Elsevier.
- Dyke, A. S. et Prest, V. K. (1987). Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Geographie Physique et Quaternaire*, 41, 237-263.

- Dyke, A. S., Andrews, J. T., Clark, P. U., England, J. H., Miller, G. H., Shaw, J., & Veillette, J. J. (2002). The Laurentide and Innuitian ice sheets during the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 9-31.
- Dyke, A. S., Moore, A., & Robertson, L. (2003). Deglaciation of North America.
- Ellison, C. R., 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.
- Godbout, P.-M., Roy, M., Veillette, J. J. et Schaefer, J. M. (2017). Cosmogenic ¹⁰Be dating of raised shorelines constrains the timing of lake levels in the eastern Lake Agassiz-Ojibway basin. *Quaternary Research*, 88(2), 265-276.
- 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. *Quat. Sci. Rev.* <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105942>
- 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. *Quat. Sci. Rev.* <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106327>
- Gosse, J. C. et Phillips, F. M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20(14), 1475-1560.

- Gouvernement du Québec. (2010). Normales climatiques 1981-2010 - Climat du Québec. Récupéré de <http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/climat/normales/climat-qc.htm>
- Granger, D. E., Lifton, N. A. et Willenbring, J. K. (2013). A cosmic trip: 25 years of cosmogenic nuclides in geology. *GSA Bulletin*, 125(9-10), 1379-1402.
- Gray, J. T., & Lauriol, B. (1985). Dynamics of the late Wisconsin ice sheet in the Ungava Peninsula interpreted from geomorphological evidence. *Arctic and Alpine Research*, 17(3), 289-310.
- Gray, J. T., Lauriol, B., Bruneau, D. et Ricard, J. (1993). Postglacial emergence of Ungava, and its relationship to glacial history. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30, 1676-1696.
- Gray, J., de Boutray, B., Marcel, C. H., & Lauriol, B. (1980). Postglacial emergence of the west coast of Ungava Bay, Quebec. *Arctic and Alpine Research*, 12(1), 19-30.
- Greenwood, S. L., Clark, C. D. et Hughes, A. L. (2007). Formalising an inversion methodology for reconstructing ice-sheet retreat patterns from meltwater channels: application to the British Ice Sheet. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 22(6), 637-645.
- Gregoire, L.J., Payne, A.J., Valdes, P.J., 2012. Deglacial rapid sea level rises caused by ice-sheet saddle collapses. *Nature*. <https://doi.org/10.1038/nature11257>

- Grieve, R. A., Bottomley, R. B., Bouchard, M. A., Robertson, P. B., Orth, C. J., & Attrep Jr, M. (1991). Impact melt rocks from New Quebec Crater, Quebec, Canada. *Meteoritics*, 26(1), 31-39.
- Guyard, H., Francus, P., St-Onge, G., Hausmann, S., & Pienitz, R. (2014). Microfacies and microstructures of subglacial and deglacial sediments from the Pingualuit Crater Lake (Ungava Peninsula, Canada). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 51(12), 1084-1096.
- Heinrich, H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29: 142–152. doi:10.1016/0033-5894(88)90057-9.
- Hemming, S.R. 2004. Heinrich events: massive late Pleistocene detritus layers of the north Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics*, 42, RG1005, doi:10.1029/2003RG000128.
- Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A., Piper, D.J.W., 2007. Lake Agassiz final drainage event in the northwest North Atlantic. *Geophys. Res. Lett.* 34 (15).
- Hughes, O. L. (1964). Surficial geology, Nichicun-Kaniapiscaw Maparea, *Geological Survey of Canada*, Bulletin 106 (20 pp.).
- Jansson, K. N., & Kleman, J. (2004). Early Holocene glacial lake meltwater injections into the Labrador Sea and Ungava Bay. *Paleoceanography*, 19(1).

- King, G., 1985. A standard method for evaluating radiocarbon dates of local deglaciation: application to the deglaciation history of southern Labrador and adjacent Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 39(2), pp.163-182.
- Klassen, R. A., & Thompson, F. J. (1993). *Glacial history, drift composition, and mineral exploration, central Labrador*. Energy, Mines and Resources Canada, Geological Survey of Canada.
- Kleman, J. (1992). The palimpsest glacial landscape in northwestern Sweden - late Weichselian deglaciation landforms and traces of older west-centered ice sheets. *Geografiska Annaler, Series A*, 74 A(4), 305-325.
- Kleman, J., & Glasser, N. F. (2007). The subglacial thermal organisation (STO) of ice sheets. *Quaternary Science Reviews*, 26(5-6), 585-597.
- Kleman, J., Borgström, I., & Hättestrand, C. (1994). Evidence for a relict glacial landscape in Quebec-Labrador. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 111(3-4), 217-228.
- Kleman, J., Hättestrand, C., Borgström, I., & Stroeven, A. (1997). Fennoscandian palaeoglaciology reconstructed using a glacial geological inversion model. *Journal of glaciology*, 43(144), 283-299.
- Kleman, J., Jansson, K., De Angelis, H., Stroeven, A. P., Hättestrand, C., Alm, G. et Glasser, N. (2010). North American ice sheet build-up during the last glacial cycle, 115–21 kyr. *Quaternary Science Reviews*, 29(17-18), 2036-2051.

- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B. et Rubel, F. (2006). World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259-263. doi: 10.1127/0941-2948/2006/0130
- Lal, D. (1988). Theoretically expected variations in the terrestrial cosmic ray production rates of isotopes, in the Last Millenia. *Proc. Int. Sch. Phys. Enrico Fermi*, 95, 216-233.
- Lal, D. (1991). Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2), 424-439.
- Lamothe, M. (2016). Luminescence dating of interglacial coastal depositional systems: Recent developments and future avenues of research. *Quaternary Science Reviews*, 146, 1-27.
- Lamothe, M. (2017). La contribution de la luminescence à la datation des hauts niveaux marins du Pléistocène. *L'Anthropologie*, 121(1), 19-24. doi: <https://doi.org/10.1016/j.anthro.2017.03.014>
- Lauriol, B. (1982). Géomorphologie quaternaire du sud de l'Ungava. *Paleo-Quebec Trois-Rivières*, (15), 1-174.
- Lauriol, B. et Gray, J. T. (1987). The Decay and Disappearance of the Late Wisconsin Ice Sheet in the Ungava Peninsula, Northern Quebec, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 19, 109-126.

- LeGrande, A.N., Schmidt, G.A., 2008. Ensemble, water isotope-enabled, coupled general circulation modeling insights into the 8.2 ka event. *Paleoceanography*. <https://doi.org/10.1029/2008PA001610>
- Lewis, C., Miller, A., Levac, E., Piper, D. et Sonnichsen, G. (2012). Lake Agassiz outburst age and routing by Labrador Current and the 8.2 cal ka cold event. *Quaternary International*, 260, 83–97.
- Lifton, N., Sato, T. et Dunai, T. J. (2014). Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. *Earth and Planetary Science Letters*, 386, 149-160
- Lochte, A.A., Repschläger, J., Kienast, M., Garbe-Schönberg, D., Andersen, N., Hamann, C., Schneider, R., 2019. Labrador Sea freshening at 8.5 ka BP caused by Hudson Bay Ice Saddle collapse. *Nat. Commun.* <https://doi.org/10.1038/s41467-019-08408-6>
- Madore, L. et Larbi, Y. (2000). *Géologie de la région de la Rivière Arnaud (SNRC 25D) et des régions littorales adjacentes (SNRC 25C, 25E et 25F)* Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec.
- Margold, M., Stokes, C. R., & Clark, C. D. (2018). Reconciling records of ice streaming and ice margin retreat to produce a palaeogeographic reconstruction of the deglaciation of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary science reviews*, 189, 1-30.
- Margold, M., Stokes, C. R., Clark, C. D., & Kleman, J. (2015). Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: a new mapping inventory. *Journal of Maps*, 11(3), 380-395.

- Masarik, J. et Beer, J. (1999). Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D10), 12099-12111.
- 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 Planet. Sci. Lett.* 473, 205–214. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.011>
- McNeely, R., Dyke, A.S. and Southon, J.R., 2006. Canadian Marine Reservoir Ages Preliminary Data Assessment. Geological Survey of Canada.
- Meissner, K.J., Clark, P.U., 2006. Impact of floods versus routing events on the thermohaline circulation. *Geophys. Res. Lett.* <https://doi.org/10.1029/2006GL026705>
- Peltier, W., Argus, D. et 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.
- Porter, C., et al., 2018, “ArcticDEM”, <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>, Harvard Dataverse, V1, [2018-08-03].
- Prest VK, Grant DR, Rampton VN. 1968. Glacial map of Canada, 1: 5000 000. Geological Survey of Canada. Map 1253A.
- Prest, V. K. (1969). Retreat of Wisconsin and Recent Ice in North America Geological Survey of Canada Map 1257A.

- Prest, V. K. (1975). Géologie du Quaternaire au Canada. *RJW Douglas, Géologie et ressources minérales du Canada, Commission géologique du Canada, Parties B et C, Ottawa, 751-852.*
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M. and Grootes, P.M., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), pp.1869-1887.
- Roy, M., Dell’Oste, F., Veillette, J.J., de Vernal, A., Hélié, J.F., Parent, M., 2011. Insights on the events surrounding the final drainage of Lake Ojibway based on James Bay stratigraphic sequences. *Quat. Sci. Rev.* 30, 682–692. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.12.008>
- Sarrazin, D., Allard, M. 2020. Données des stations climatiques de la région de Kangirsuk au Nunavik, Québec, Canada, v. 1.5 (2005-2019). *Nordicana D15*, doi: 10.5885/45228SL-80091133515742BA.
- Schaefer, J. M., Denton, G. H., Kaplan, M., Putnam, A., Finkel, R. C., Barrell, D. J., . . . Chinn, T. (2009). High-frequency Holocene glacier fluctuations in New Zealand differ from the northern signature. *science*, 324(5927), 622-625.
- Staiger, J., Gosse, J., Toracinta, R., Oglesby, B., Fastook, J., & Johnson, J. V. (2007). Atmospheric scaling of cosmogenic nuclide production: climate effect. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B2).
- Stokes, C. R., Clark, C. D., & Storrar, R. (2009). Major changes in ice stream dynamics during deglaciation of the north-western margin of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 28(7-8), 721-738.

- Stone, J. O. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B10), 23753-23759.
- Storrar, R. D., Stokes, C. R. et Evans, D. J. A. (2014, 2014/12/01/). Morphometry and pattern of a large sample (>20,000) of Canadian eskers and implications for subglacial drainage beneath ice sheets. *Quaternary Science Reviews*, 105, 1-25. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.013>
- Stuiver, M., Reimer, P.J., and Reimer, R.W., 2019, CALIB 7.1 [WWW program] at <http://calib.org>).
- Taylor, F. C. (1982). *Reconnaissance geology of a part of the Canadian Shield, northern Quebec and Northwest Territories* (Vol. 399). Ottawa, Canada: Geological Survey of Canada.
- Teller, J. T., Leverington, D. W. et 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., Sun, S. et Wolfe, B. (1990). Catastrophic Flooding into Lake Agassiz. Canadian Quaternary Association/American Quaternary Association (CANQUA/AMQUA). 32.
- Teller, J.T, 1987. Proglacial lakes and the southern margin of the Laurentide ice sheet. In: Ruddiman, W.F., Wright Jr., H.E. (Eds.), North America and Adjacent Oceans during the Last Deglaciation, K-3. Geological Survey of America, Boulder, Colorado, pp. 39-69.

- Ullman, D. J., Carlson, A. E., Hostetler, S. W., Clark, P. U., Cuzzone, J., Milne, G. A., ... & Caffee, M. (2016). Final Laurentide ice-sheet deglaciation and Holocene climate-sea level change. *Quaternary Science Reviews*, *152*, 49-59.
- Veillette, J. J., Dyke, A. S., & Roy, M. (1999). Ice-flow evolution of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet: a review, with new evidence from northern Quebec. *Quaternary Science Reviews*, *18*(8-9), 993-1019.
- Vincent, J.-S. (1989). Quaternary geology of the southeastern Canadian Shield. Dans R. J. Fulton (dir.), *Quaternary Geology of Canada and Greenland* (vol. Geol Can., 1, p. 249-275). Geological Survey of Canada.
- Wiersma, A.P., Jongma, J.I., 2010. A role for icebergs in the 8.2 ka climate event. *Clim. Dyn.* <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0645-1>g eologie Quaternaire en g en eral.
- Winsborrow, M. C. M., Clark, C. D., & Stokes, C. R. (2004). Ice Streams of the Laurentide Ice Sheet. *G eographie Physique et Quaternaire*, *58*(2-3), 269-280.
- Young, N. E., Briner, J. P., & Kaufman, D. S. (2009). Late Pleistocene and Holocene glaciation of the Fish Lake valley, northeastern Alaska Range, Alaska. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, *24*(7), 677-689.
- Young, N. E., Schaefer, J. M., Briner, J. P. et Goehring, B. M. (2013). A 10 Be production-rate calibration for the Arctic. *Journal of Quaternary Science*, *28*(5), 515-526.