

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

APPORT DE LA CARTOGRAPHIE DE HAUTE RÉOLUTION À L'HISTOIRE DES LACS
DE BARRAGE GLACIAIRE DANS LE CENTRE-SUD DU KEEWATIN (NUNAVUT,
CANADA)

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE (3405)

PAR

NOÉ-MALCOLM RENAUD

JUIN 2026

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.12-2023). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer ma sincère gratitude à mon directeur de maîtrise, Martin Roy. Merci d'avoir été si généreux de ton temps et constructif. J'apprécierai toujours que même dans les parties les plus serrées de ce projet, tu prenais toujours le temps de soulever une petite discussion politique, s'assurant que nos échanges ne soient pas qu'académiques.

Merci à mon co-superviseur, Etienne Brouard, pour ta patience, ton encadrement et deux étés sur le terrain qui ont été aussi plaisants que formatteurs. Merci également aux chercheurs de la Commission géologique du Canada, Pierre-Marc Godbout et Janet Campbell pour m'avoir si bien accueilli.

À Elyse, mon épouse, merci du plus profond de mon cœur pour ton support et ta patience pendant ce projet. Je n'y serais pas arrivé sans toi.

Merci à Magali Rizza, Michel Lamothe et Tania Chatila-Amos du laboratoire LUX, pour avoir été instrumentaux dans mon apprentissage de la luminescence et d'avoir été si plaisants à côtoyer.

Merci à mes camarades de laboratoire, Thomas, Hugo et Arianne, d'avoir rendu notre bureau un endroit si chaleureux.

Je tiens également à remercier Christopher Nakoolak et Barney Aaruaq pour les travaux de terrain, les anecdotes et pour l'histoire de la région, de même que les pilotes d'hélicoptère Ray Roy-Gervais et Marie-Josée Lacroix pour leur collaboration aux travaux.

AVANT-PROPOS

Cette étude s'inscrit dans le cadre de GEM GeoNorth de la Commission géologique du Canada. NMR a bénéficié d'une bourse de maîtrise de la CGC. MR a été soutenu par une subvention à la découverte du CRSNG.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	ii
AVANT-PROPOS	iii
LISTE DES FIGURES.....	vi
LISTE DES TABLEAUX.....	viii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES	ix
LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS	x
RÉSUMÉ.....	xi
ABSTRACT	xii
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE 1 APPORT DE LA CARTOGRAPHIE DE HAUTE RÉOLUTION À L'HISTORIQUE DES LACS DE BARRAGE GLACIAIRE DANS LE CENTRE-SUD DU KEEWATIN (NUNAVUT, CANADA)	9
1.1 INTRODUCTION	13
1.2 CADRE PHYSIOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIE QUATERNAIRE.....	15
1.2.1 PHYSIOGRAPHIE DE LA RÉGION D'ÉTUDE	16
1.2.2 CHRONOLOGIE DES LACS GLACIAIRES	17
1.2.3 TRAVAUX DE SYNTHÈSE	18
1.3 MÉTHODOLOGIE	22
1.3.1 CARTOGRAPHIE ET RECONSTRUCTION	22
1.3.2 GÉOCHRONOLOGIE.....	26
1.3.2.1 DATATION PAR ISOTOPES COSMOGÉNIQUES.....	26
1.3.2.2 DATATION PAR LUMINESCENCE.....	27
1.4 RÉSULTATS.....	30
1.4.1 CARACTÉRISTIQUE DES FORMES CARTOGRAPHIÉES.....	30
1.4.1.1 CARACTÉRISTIQUES DES LIMITES DE LESSIVAGE, PLAGES ET AUTRES FORMES LITTORALES.....	30
1.4.1.2 CARACTÉRISTIQUES DES ESKERS ET DELTAS	31
1.4.1.3 CARACTÉRISTIQUES DES CHENAUx ET EXUTOIRES.....	32
1.4.1.4 RÉPARTITION SPATIALE DES PALÉORIVAGES ET CHENAUx CARTOGRAPHIÉS	35
1.4.2 ANALYSE DE LA DISTRIBUTION DES RIVAGES AVEC LES PALÉOÉLÉVATIONS DE 8,0 KA	38
1.4.3 GÉOCHRONOLOGIE.....	41

1.4.3.1	DATATION PAR ISOTOPES COSMOGÉNIQUES.....	41
1.4.3.2	DATATION PAR LUMINESCENCE OPTIQUE	43
1.5	DISCUSSION.....	47
1.5.1	DÉVELOPPEMENT ET ÉVOLUTION DES LACS GLACIAIRES.....	47
1.5.2	GÉOCHRONOLOGIE.....	54
1.6	CONCLUSIONS	57
1.7	RÉFÉRENCES	59
	CONCLUSION	67
	ANNEXE A LOCALISATION ET IMAGES DU SITE D'ÉCHANTILLONNAGE 11A01 ET 11B01	69
	ANNEXE B LOCALISATION ET IMAGES DU SITE D'ÉCHANTILLONNAGE 14A01.....	72
	ANNEXE C LOCALISATION ET IMAGES DU SITE D'ÉCHANTILLONNAGE 16A01, 16B01 ET 17A01	74
	ANNEXE D LOCALISATION ET IMAGES DU SITE D'ÉCHANTILLONNAGE 65A01	78
	BIBLIOGRAPHIE	80

LISTE DES FIGURES

- Figure 1, 1 : (A) Localisation de la région d'étude (rectangle) dans le contexte de l'étendue de l'Inlandsis laurentidien (LIS, couleur bleue) vers 8,5 ka. La couverture glaciaire est présentée sous forme schématique et modifiée d'après Dyke (2004). (B) Localisation des quatre feuillets à l'échelle 1:250 000 couvrant la région d'étude (65N, 65M, 65L et 65K du Système national de référence cartographique, SNRC). La carte montre l'étendue des lacs proglaciaires précédemment rapportés (en rouge, orange et jaune, modifiée d'après Prest et al., 1968), ainsi que la position du front glaciaire de l'Inlandsis laurentidien (LIS, bleu) vers 7 ka (modifiée d'après Dyke, 2004). 14
- Figure 1, 2 : Modèle numérique de terrain illustrant la physiographie de la région d'étude, dérivé du *Medium Resolution Digital Elevation Model* (MRDEM) de la série *CanElevation*. La figure montre aussi les chenaux cartographiés (lignes rouges), les sites d'échantillonnage sont représentés par des carrés pour les datations par isotopes cosmogéniques (carrés) et les datations par luminescence (triangles). Les lignes pointillées grises correspondent aux isochrones de la dernière déglaciation, (âges calendaires, tirés de Dalton et al., 2020). Les lignes pointillées violettes délimitent les principaux bassins occupés par des lacs glaciaires dans la région d'étude, soit les bassins de Mosquito, Kamilukuak et Dubawnt, qui sont abordés plus en détail dans le texte..... 20
- Figure 1, 3 : Exemple de formes de rivage (lignes cyan) et d'un delta d'esker cartographiés à l'aide de différentes sources et outils cartographiques. (A) Imagerie satellitaire ESRI, (B) modèle numérique de terrain ArcticDEM, (C) image Landsat du programme NASA/USGS, et (D) photographie oblique acquise lors des travaux de terrain. Les triangles indiquent les sites d'échantillonnage pour les datations par luminescence. 23
- Figure 1, 4 : Diagramme altitude–distance illustrant l'élévation actuelle des limites de lessivage et autres lignes de rivage cartographiées (cercles bleus) pour le lac glaciaire Dubawnt, ainsi que des chenaux d'eau de fonte (triangles rouges), le long de transects est–ouest (A) et nord–sud (B). Les niveaux lacustres estimés à partir des concentrations de points sont indiqués par des lignes pointillées bleues. Les sites d'échantillonnage utilisés pour les analyses géochronologiques sont également représentés. 34
- Figure 1, 5 : Rebond isostatique modélisé pour la région d'étude (Godbout et al., 2023), montrant un gradient spatial marqué, avec un enfoncement maximal (~297 m) au centre-ouest et une remontée plus faible (~272 m) vers le nord. La surface a été obtenue par interpolation *spline* à partir des données disponibles en ligne (PANGAEA; doi : 10.1594/PANGAEA.947536). 37
- Figure 1, 6 : Diagramme altitude–distance illustrant les lignes de rivage et autres formes glaciolacustres cartographiées pour le lac glaciaire Dubawnt (cercles bleus et triangles rouges) le long de transects est–ouest (A) et nord–sud (B), cette fois avec leurs paléo-élévations reconstruites pour l'intervalle de déglaciation à 8,0 ka. La correction des élévations pour l'enfoncement isostatique a été effectuée à partir des surfaces paléotopographiques disponibles pour différents intervalles de la déglaciation (Godbout et al., 2023). Les niveaux lacustres estimés sont indiqués par des lignes pointillées bleues. Les sites d'échantillonnage utilisés pour les analyses géochronologiques sont également représentés. 40
- Figure 1, 7 : Mesures de la luminescence utilisées pour déterminer la dose équivalente (De). La dose équivalente est estimée par une approche statistique fondée sur le signal de luminescence mesuré sur plusieurs disques. (A) Dans le cas du feldspath, les signaux sont obtenus à partir d'aliquotes synthétiques. (B) Pour le quartz, les mesures reposent sur des disques à grains multiples. 44

Figure 1, 8 : Modèle numérique de terrain illustrant les différents niveaux et bassins des lacs glaciaires présents dans la région, dérivé du *Medium Resolution Digital Elevation Model* (MRDEM) de la série *CanElevation*. Les flèches jaunes représentent les chenaux d’eau de fonte majeur connectant les bassins et les flèches rouges les exutoires majeurs du système..... 48

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Information sur les échantillons de datation par isotopes cosmogéniques et âges déterminés. 42

Tableau 2 : Information sur les échantillons de luminescence, doses mesurées et âges déterminés..... 46

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

^{10}Be : Béryllium 10

^{226}Ra : Radium 226

^{235}U : Uranium 235

Th : Thorium

K : Potassium

CDEM : *Canadian Digital Elevation Model* / Modèle numérique d'élévation canadien

DEM : *Digital Elevation Model* / Modèle numérique d'élévation

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

LIS : *Laurentide Icesheet* / Inlandsis laurentidien

MNT : Modèle numérique de terrain

SIG: Système d'information géographique

LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS

m : mètres

g : grammes

a : années

ppm : partie par million

RÉSUMÉ

Le retrait de l'Inlandsis laurentidien dans le centre-sud du Keewatin (Nunavut, Canada) a entraîné la formation d'un vaste système de lacs de barrage glaciaire dont l'évolution demeure mal contrainte. Ce mémoire de maîtrise repose sur une cartographie géomorphologique à haute résolution, réalisée à partir de MNTs ArcticDEM et d'imagerie satellitaire, afin d'établir un cadre paléogéographique pour reconstituer l'évolution de ces plans d'eau lors des dernières phases de la déglaciation. Les interprétations issues de la cartographie à distance ont été validées par des travaux de terrain, permettant l'échantillonnage ciblé de formes glaciolacustres pour des travaux géochronologiques.

La cartographie détaillée a permis d'identifier des milliers de paléo-rivages, de chenaux d'eau de fonte, de deltas et de formes associées. La projection de ces indicateurs le long de transects nord-sud et est-ouest met en évidence des variations spatiales de la continuité latérale et verticale des rivages à l'échelle du bassin, avec des regroupements définissant des niveaux lacustres successifs inclinés vers l'ouest, reflétant le relèvement glacio-isostatique associé à un centre de masse situé à l'est. Ces populations témoignent d'un abaissement progressif des plans d'eau, contrôlé conjointement par le rebond postglaciaire, le retrait glaciaire vers l'est et la libération d'exutoires. L'évolution des principaux plans d'eau s'est déroulée au sein de trois grands sous-bassins glaciolacustres correspondant aux bassins actuels des lacs Mosquito, Kamilukuak et Dubawnt.

Des datations cosmogéniques réalisées sur du matériel rocheux associé à des rivages et à des chenaux d'eau de fonte fournissent les premières contraintes géochronologiques directes pour ce secteur. Deux sites livrent des âges cohérents indiquant que les principales phases lacustres se sont développées entre $8,3 \pm 0,2$ ka et $7,7 \pm 0,2$ ka, en accord avec les isochrones régionales de déglaciation. Un troisième site présente un âge plus ancien ($9,7 \pm 0,2$ ka), interprété comme le résultat d'un héritage d'isotopes cosmogéniques. Une datation IRSL obtenue sur un delta de basse élévation fournit un âge de $6,2 \pm 0,5$ ka, possiblement associé à une phase très tardive de l'épisode glaciolacustre, bien que ce résultat doive être interprété avec prudence en raison de la complexité du signal de luminescence.

Dans leur ensemble, ces résultats mettent en évidence l'impact de la dynamique glaciaire sur l'évolution des plans d'eau glaciolacustres et améliorent substantiellement le cadre spatial et temporel du retrait tardiglaciaire dans le Keewatin. Ils fournissent des bases solides pour de futures reconstructions paléogéographiques et estimations des volumes de décharges d'eau de fonte.

Mots clefs : Cartographie, luminescence, lacs glaciaires, Holocène

ABSTRACT

The retreat of the Laurentide Ice Sheet in south-central Keewatin (Nunavut, Canada) led to the formation of a vast system of glacially dammed lakes whose evolution remains poorly constrained. This master's thesis is based on high-resolution geomorphological mapping, carried out using ArcticDEM digital elevation models and satellite imagery, in order to establish a palaeogeographic framework to reconstruct the evolution of these water bodies during the final phases of deglaciation. Interpretations derived from remote mapping were validated by fieldwork, allowing targeted sampling of glaciolacustrine landforms for geochronological studies.

Detailed mapping made it possible to identify thousands of palaeoshorelines, meltwater channels, deltas, and associated landforms. The projection of these indicators along north–south and east–west transects highlights spatial variations in the lateral and vertical continuity of shorelines at the basin scale, with groupings defining successive lacustrine levels tilted westward, reflecting glacio-isostatic uplift associated with a center of mass located to the east. These populations record a progressive lowering of water levels, jointly controlled by postglacial rebound, eastward glacial retreat, and the sequential release of outlets. The evolution of the main water bodies took place within three major glaciolacustrine sub-basins corresponding to the present-day basins of Mosquito, Kamilukuak, and Dubawnt lakes.

Cosmogenic dating carried out on rock material associated with shorelines and meltwater channels provides the first direct geochronological constraints for this sector. Two sites yield coherent ages indicating that the main lacustrine phases developed between 8.3 ± 0.2 ka and 7.7 ± 0.2 ka, in agreement with regional deglaciation isochrones. A third site presents an older age (9.7 ± 0.2 ka), interpreted as the result of cosmogenic isotope inheritance. An IRSL date obtained from a low-elevation delta yields an age of 6.2 ± 0.5 ka, possibly associated with a very late phase of the glaciolacustrine episode, although this result must be interpreted with caution due to the complexity of the luminescence signal.

Taken as a whole, these results highlight the impact of glacial dynamics on the evolution of glaciolacustrine water bodies and substantially improve the spatial and temporal framework of late-glacial retreat in the Keewatin. They provide a solid basis for future palaeogeographic reconstructions and estimates of meltwater discharge volumes.

Keywords : Cartography, luminescence, glacial lakes, Holocene

INTRODUCTION

Au cours du Quaternaire, l'hémisphère Nord a été marqué par une succession de cycles glaciaires, dominés par l'expansion et le retrait du vaste Inlandsis laurentidien. Ces phases d'avancée glaciaire ont profondément remodelé la physiographie continentale, entraînant la mise en place d'importantes accumulations sédimentaires, de systèmes lacustres proglaciaires transitoires, ainsi que d'un vaste ensemble de formes géomorphologiques à l'échelle du continent ([Prest et al., 1968](#); [Stokes et Clark, 2004](#); [Storrar et al., 2014](#)). Aujourd'hui, ces formes constituent des archives essentielles pour reconstituer la dynamique et l'évolution des glaciations passées. La compréhension de la déglaciation du Canada revêt une importance particulière, puisque l'Inlandsis laurentidien, par son étendue et son volume, figurait parmi les systèmes glaciaires les plus influents à l'échelle planétaire. L'évolution de cette masse de glace continentale, et son effondrement progressif au cours de la déglaciation, ont modifié la circulation atmosphérique, les régimes hydrologiques continentaux et, possiblement, la circulation océanique globale, notamment par l'apport massif d'eau de fonte vers les océans ([Clark et al., 1999](#); [Clark et al., 2001](#); [Carlson et Clark, 2012](#)). Dans ce contexte, l'étude des lacs glaciaires formés lors du retrait de la glace constitue un élément central pour évaluer les rétroactions climatiques associées à la déglaciation. Le stockage temporaire des eaux de fonte et leur libération ultérieure vers les océans exercent un impact hydrologique et climatique aujourd'hui largement reconnu. Comprendre la chronologie, la dynamique et l'ampleur de ces lacs glaciaires se situe ainsi au cœur des recherches actuelles en sciences du Quaternaire.

L'inlandsis laurentidien possédait plusieurs centres de masse, communément appelés dômes. Le dôme du Keewatin, l'un des principaux centres d'accumulation, était situé dans la région du Kivalliq, à l'est du Nunavut, au Canada ([Fig. 0,1](#)). La position géographique de ce dôme, qui concrètement formait une crête ou ligne de partage des glaces, a évolué tout au long de la dernière glaciation et de la déglaciation subséquente, complexifiant les reconstructions paléogéographiques régionales ([Dyke, 2004](#); [McMartin et Henderson, 2004](#)). Les recherches récentes sur l'ajustement glacio-isostatique de la croûte terrestre aux variations de la couverture glaciaire ont toutefois permis de mieux contraindre l'envergure de ce dôme ainsi que de circonscrire la position qu'il a occupée au cours du dernier cycle glaciaire.

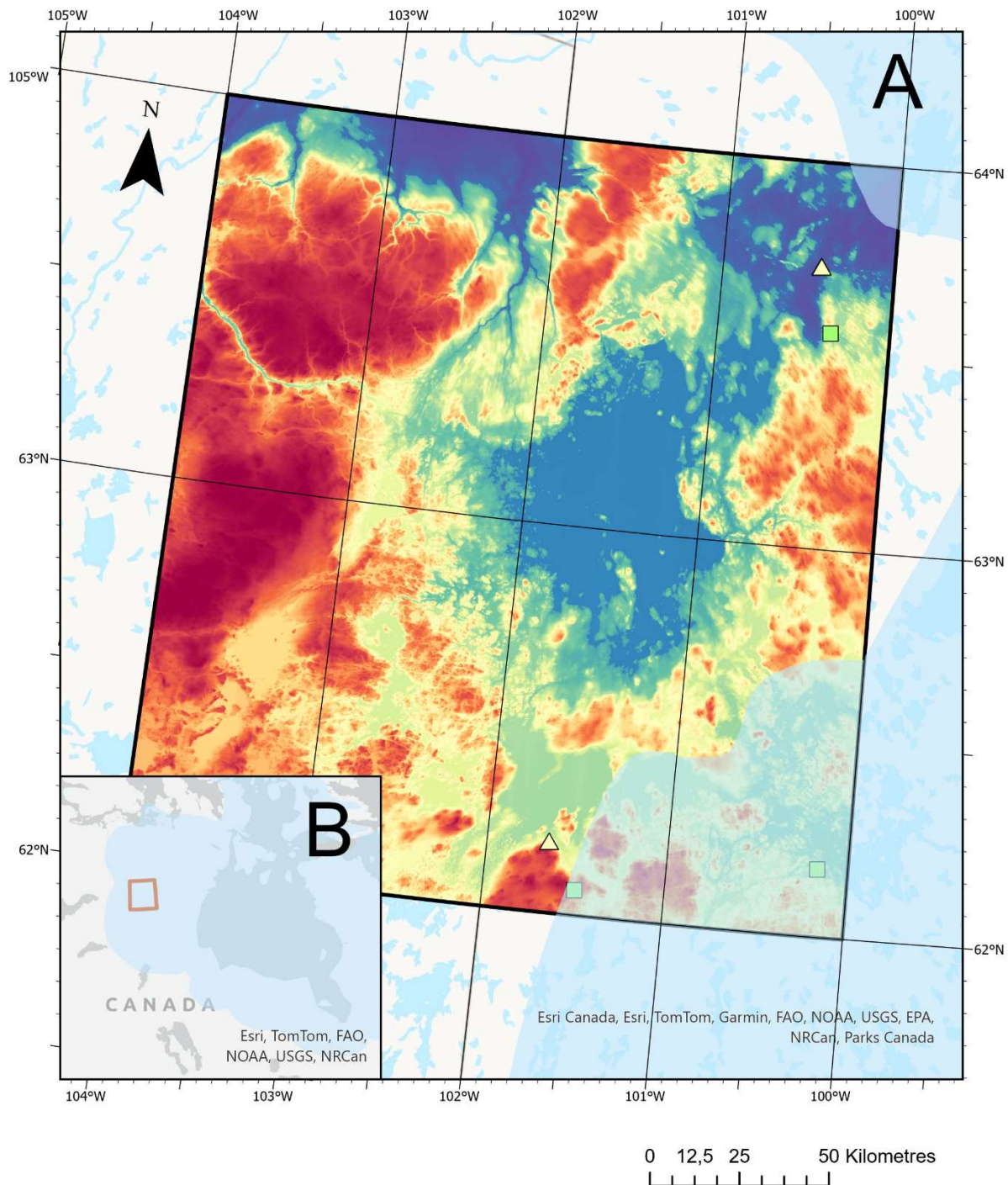


Figure 0,1 : (A) Modèle numérique de terrain illustrant la physiographie de la région d'étude, dérivé du *Medium Resolution Digital Elevation Model* (MRDEM) de la série *CanElevation*, l'étendue de l'Inlandsis laurentidien (LIS, couleur bleue) vers 8,5 ka représentée sous forme schématique et modifiée d'après Dyke (2004), les sites d'échantillonnage sont représentés par des carrés pour les datations par isotopes cosmogéniques (carrés) et les datations par luminescence (triangles). (B) Carte de localisation de la région d'étude au Canada, ainsi que l'étendue de l'inlandsis laurentidien (bleu) vers 7 ka, modifié d'après Dyke (2004)

Le territoire du Kivalliq présente un héritage exceptionnel de formes et de dépôts associés à la dynamique glaciaire et aux environnements proglaciaires, incluant notamment des eskers, des chenaux d'eau de fonte, des deltas et des limites de lessivage (Bird, 1953; Aylsworth et Shilts, 1989; McMartin et al., 2021). Ces éléments s'intègrent dans des ensembles morpho-sédimentaires qui témoignent des conditions de la dernière glaciation et, plus particulièrement, des phases de déglaciation. Les reconstructions régionales suggèrent que la déglaciation du Kivalliq a été marquée par la présence de lacs glaciaires, dont l'évolution peut être reconstituée à partir de différentes formes glaciolacustres (Craig, 1964; Dyke, 2004). Malgré l'abondance de ces formes dans le secteur, celles-ci demeurent encore sous-documentées à l'échelle régionale, en particulier dans les zones intérieures éloignées du littoral nordique et oriental.

Le mécanisme de mise en place des lacs proglaciaires dans la région est relativement bien établi et associé au retrait de l'inlandsis, dont la marge glaciaire en retrait bloquait les principales voies de drainage naturelles (p. ex. les rivières Thelon, Dubawnt, Kazan) (Bird, 1953; Craig, 1964; Prest et al., 1968; Stokes et Clark, 2004), entraînant ainsi l'accumulation des eaux de fonte dans différents bassins formés par les creux topographiques du Bouclier canadien. En revanche, l'évolution de ces lacs demeure mal comprise, principalement en raison d'un manque de contraintes sur la relation entre le retrait glaciaire et le cadre physiographique régional, ce qui limite l'identification et la hiérarchisation des exutoires successifs. De plus, le manque de données détaillées sur les enregistrements géomorphologiques du retrait glaciaire et sur la distribution et élévation des rivages et formes associées complique la reconstruction des phases lacustres et de leurs transitions.

La capacité des lacs glaciaires à stocker d'importants volumes d'eau de fonte a pour effet de retarder le transfert de ces eaux vers le milieu océanique. Lorsque cette eau est libérée de manière abrupte, elle peut perturber significativement la circulation thermohaline, conférant ainsi aux lacs glaciaires un rôle direct dans la modulation du climat (Clark et al. 2001; Carlson et Clark, 2012). Le lac glaciaire Dubawnt, principal lac proglaciaire du secteur du Kivalliq, demeure toutefois très peu documenté dans les études antérieures (Craig, 1964; McMartin et al., 2021). Le volume d'eau stocké, l'étendue spatiale, la chronologie du drainage ainsi que les liens potentiels avec les lacs glaciaires adjacents restent mal contraintes, alors que ces paramètres sont essentiels pour évaluer sa contribution aux perturbations du système océanique. Les modèles climatiques actuels reconnaissent l'importance de la localisation et du calendrier des apports d'eau douce, soulignant

ainsi la nécessité d'études régionales détaillées telles que celle présentée ici ([Mukherjee et al., 2025](#)).

Les premières observations sur les lacs glaciaires du Kivalliq proviennent de levés géologiques réalisés au XIX^e siècle, lesquels ont signalé la présence de nombreux littoraux perchés et de deltas proglaciaires autour du lac Dubawnt et dans les bassins adjacents. Les premières observations sur la géologie glaciaire de la région proviennent des levés de reconnaissance de Tyrrell (1898) et de Bird (1951). Toutefois, ces descriptions demeurent ponctuelles et l'absence de cadres topographiques adéquats, de même que d'outils de mesure précis, rend difficile toute corrélation systématique entre des formes situées à différentes altitudes. Les études de synthèse plus récentes proposent un cadre général de la déglaciation, mais celui-ci demeure peu précis, reposant principalement sur de larges isochrones qui décrivent le patron général de recul de la marge glaciaire, avec une chronologie qui repose sur relativement peu de contraintes ([Dyke, 2004](#); [Dalton et al., 2020, 2023](#)). Selon ces travaux, ce retrait s'est effectué d'ouest en est et s'est produit entre environ 8,5 et 8,0 ka dans le cœur du Kivalliq.

Plusieurs incertitudes fondamentales persistent quant au déroulement exact de la déglaciation et à l'évolution des lacs glaciaires associés. La position de la marge glaciaire demeure difficile à contraindre à l'intérieur du continent, en raison de la couverture variable de sédiments meubles et de formes héritées, notamment la rareté des moraines frontales, à laquelle s'ajoute un système complexe de directions d'écoulement glaciaire variées ([McMartin et Henderson, 2004](#); [Campbell et al., 2019, 2020, 2021](#); [McMartin et al., 2021, 2025](#)). De plus, bien que les deltas, terrasses et limites de lessivage constituent des marqueurs clés de l'évolution des plans d'eau proglaciaires, leur distribution discontinue, tant sur le plan spatial qu'en élévation, limite l'établissement d'un modèle régional cohérent. Cette difficulté est accentuée par la méconnaissance du rôle potentiel de certains exutoires, ce qui complique l'identification de phases lacustres bien définies. À cela s'ajoute l'absence quasi totale de matériaux organiques nécessaires à la datation radiocarbone, qui permettrait de contraindre avec précision la chronologie des événements de la déglaciation ([McMartin et al., 2025](#)). La reconstruction des événements au cœur du secteur du Keewatin à partir de contraintes et chronologies régionales établies principalement à partir des régions côtières du Keewatin demeurent ainsi très partielles, puisque la dynamique glaciaire propre à cette région, marquée par la présence d'un dôme majeur, diffère substantiellement de celle des secteurs

périphériques mieux documentés (McMartin et al., 2021). En conséquence, bien que les indices de l'existence de plusieurs phases lacustres soient convaincants, leurs durées, leurs chronologies absolues et leurs relations avec l'évolution des marges glaciaires, l'ouverture de chenaux et les fluctuations des niveaux d'eau demeurent largement non résolues.

Les progrès récents en matière de couverture d'imagerie satellitaire du territoire ont considérablement favorisé l'étude des paysages glaciaires du Keewatin. De plus, l'arrivée de modèles numériques de terrain (MNTs) à haute résolution, tels que l'ArcticDEM (Porter et al., 2022), qui couvre une grande partie de l'Arctique, permet désormais de détecter des variations altimétriques de l'ordre de quelques mètres et d'identifier des rivages, limites de lessivage et autres ruptures de pente faiblement exprimées. Ces éléments étaient pratiquement indétectables à partir des cartes topographiques traditionnelles ou des anciens MNT. L'accès à ces données à haute résolution permet ainsi l'identification à distance de différentes formes de terrain associées aux lacs glaciaires, ainsi que leur attribution à différentes phases lacustres en fonction de leur élévation et de leur position spatiale.

Ces avancées ont aussi permis de cibler des sites potentiels d'échantillonnage pour la datation par isotopes cosmogéniques et par luminescence. Sur le plan géochronologique, l'application de la méthode de datation basée sur les nucléides cosmogéniques produits *in situ*, comme le ^{10}Be accumulé dans le quartz contenu dans le socle ou blocs rocheux exposés aux rayons cosmiques (Gosse and Phillips, 2001), offre un moyen direct de dater l'exposition de surfaces lessivées par les eaux glaciolacustres (Godbout et al., 2017; Dubé-Loubert et al., 2018). Cette méthode est particulièrement adaptée aux environnements dépourvus de matière organique, où la datation radiocarbone est inapplicable. En parallèle, les techniques de luminescence stimulée optiquement (OSL) permettent de déterminer des âges d'enfouissement et d'identifier des phases de déposition glaciolacustre, telles que la mise en place de deltas ou de plages (Huntley et al., 1985).

Le croisement de la cartographie géomorphologique et des méthodes de datation permet potentiellement de reconstituer les différentes phases glaciolacustres et de contraindre leur chronologie. Cette approche intégrée rend possible l'évaluation de la manière dont l'évolution des lacs glaciaires locaux s'inscrit dans la dynamique plus large de la déglaciation régionale. Elle offre une résolution spatio-temporelle accrue pour analyser l'évolution des plans d'eau glaciaires du

Keewatin et fournit un cadre géologique essentiel à l'identification des exutoires et des mécanismes de vidange des volumes d'eau stockés dans les lacs glaciaires (p. ex., [Godbout et al., 2017](#); [Dubé-Loubert et al., 2018](#); [Brouard et al., 2024](#)).

Les travaux au cœur de ce projet de maîtrise portent sur la région centrale du Kivalliq, qui regroupe de grands lacs actuels, notamment le lac Dubawnt ainsi que les lacs Kamilukuak et Thelon ([fig. 0,1](#)). Ces lacs occupent souvent des dépressions structurales qui constituaient, lors de la déglaciation, des bassins naturels favorables à l'accumulation de volumes importants d'eau de fonte en amont de seuils rocheux ([Brouard et al., 2023, 2024](#)). Le lac Dubawnt, qui occupe une grande partie de la région d'étude, constitue l'élément central du système hydrologique régional et formait un important bassin glaciolacustre au cours de la déglaciation. L'aire d'étude est dominée par des plateaux rocheux faiblement recouverts de till, incisés par des vallées au sein desquelles s'écoulent de nombreuses rivières, telles que Thelon et de Kamilukuak. Ces dépressions ont servi de voies de drainage aux eaux de fonte lors du retrait glaciaire. Les principaux exutoires régionaux sont orientés vers la baie de Chesterfield et vers la rivière Thelon, qui se jettent au nord-ouest de la baie d'Hudson, via le lac Baker.

L'objectif de cette étude est de reconstituer l'évolution des lacs proglaciaires du Kivalliq, au Keewatin, au cours de la dernière déglaciation, en intégrant la cartographie des rivages glaciolacustres et des formes associées à des contraintes chronologiques issues de méthodes de datation adaptées aux environnements détritiques.

Plus précisément, ce projet vise à :

1. Identifier et documenter la nature des différentes formes glaciolacustres qui enregistrent la présence de lacs glaciaires dans la région d'étude, notamment les plages, les limites de lessivage, les deltas, les chenaux d'eau de fonte et d'autres formes associées;
2. Reconstituer l'étendue et l'évolution des différents plans d'eau glaciolacustres à partir de l'analyse des données altimétriques des formes cartographiées, de leur position relative par rapport au retrait glaciaire régional et de l'identification des seuils rocheux ayant servi d'exutoires lors de la déglaciation;

3. Contraindre la chronologie de la déglaciation et du développement des lacs glaciaires par l'application de la datation par isotopes cosmogéniques (^{10}Be) sur des formes littorales, ainsi que par l'utilisation de la datation par luminescence optiquement stimulée;

4. Proposer un cadre paléogéographique intégrant les données de cartographie, de terrain et de géochronologie, afin d'améliorer les connaissances sur la déglaciation régionale.

Les résultats obtenus devraient normalement permettre de mieux comprendre les relations entre l'évolution des lacs proglaciaires et les réorganisations tardives du dôme glaciaire du Keewatin.

Pour atteindre ces objectifs, une cartographie géomorphologique recensant les différents types de rivages et de chenaux d'eau de fonte a été produite à partir de l'analyse d'images satellitaires et de MNTs ArcticDEM. Les éléments identifiés ont été cartographiés à l'aide d'un logiciel de système d'information géographique (SIG). Cette approche a permis d'extraire les données d'élévation des paléo-rivages glaciolacustres, ainsi que celles associées à d'autres formes telles que les deltas, les gradins d'érosion et les chenaux. Les données cartographiques et les interprétations associées ont été validées par des travaux de terrain, lesquels ont permis la collecte d'échantillons pour le volet géochronologique de l'étude. Ainsi des échantillons de roche et de blocs présents à la surface d'anciens rivages ont été prélevés afin d'être datés par isotopes cosmogéniques (^{10}Be). Un ancien delta a également été échantillonné pour une datation par luminescence optique. L'intégration des données de terrain, des résultats de datation et des analyses SIG a permis de reconstituer le retrait glaciaire et l'étendue des lacs glaciaires au cours de la déglaciation.

Ce projet de maîtrise s'inscrit dans un cadre scientifique plus large visant à améliorer la compréhension de la déglaciation d'un secteur clé de l'inlandsis laurentidien. Le projet s'intègre à un programme de recherche de la Commission géologique du Canada (CGC), soit le programme GEM GeoNorth, qui vise à documenter l'évolution glaciaire et postglaciaire des régions nordiques du Canada (Geological Survey of Canada, 2018). La CGC a mené des travaux de terrain dans plusieurs secteurs environnants et a récemment proposé des synthèses régionales sur la distribution des principaux ensembles morpho-sédimentaires associés à la déglaciation du Keewatin (McMartin et al., 2021). Par ailleurs, des travaux récents de pointe sur le rebond glacio-isostatique revêtent une importance particulière pour la présente étude, puisque le dôme glaciaire du Keewatin a

entraîné un enfoncement de la croûte terrestre, avec des amplitudes variables entre le nord et le sud de la région d'étude (Peltier et al., 2015; Godbout et al., 2023). La prise en compte du rebond différentiel glacio-isostatique constitue ainsi un outil essentiel pour corriger les effets de la déformation postglaciaire et associer adéquatement les morphologies glaciolacustres cartographiées aux différentes phases du lac glaciaire ayant occupé la région.

Ce mémoire de maîtrise est présenté selon le format « mémoire par articles ». Après cette introduction, le premier chapitre présente l'article scientifique qui constitue le cœur du projet de recherche. L'article débute par une synthèse du cadre géologique, physiographique et glaciaire du Keewatin, ainsi que des bases conceptuelles et historiques nécessaires à la compréhension de la déglaciation et à l'interprétation des formes glaciolacustres. La méthodologie générale est ensuite présentée, incluant la cartographie géomorphologique et de terrain, la construction d'une base de données des rivages à l'aide de systèmes d'information géographique (SIG), ainsi que les méthodes de datation par isotopes cosmogéniques (^{10}Be) et par luminescence optiquement stimulée (OSL). Les chapitres suivants présentent les résultats de la cartographie, des datations géochronologiques et des reconstructions des différentes phases lacustres. L'article se termine par une discussion des principaux résultats et de leurs implications pour l'évolution des lacs glaciaires et de la marge glaciaire durant son retrait sur le territoire. Enfin, une conclusion générale au mémoire synthétise les principaux résultats et leurs implications pour la déglaciation du Keewatin et propose des perspectives de recherche, notamment en explorant un lien potentiel entre les lacs glaciaires Dubawnt et Thelon.

CHAPITRE 1

APPORT DE LA CARTOGRAPHIE DE HAUTE RÉOLUTION À L'HISTORIQUE DES LACS DE BARRAGE GLACIAIRE DANS LE CENTRE-SUD DU KEEWATIN (NUNAVUT, CANADA)

Ce chapitre prend la forme d'un article scientifique qui examine l'apport de la cartographie géomorphologique à haute résolution à la reconstitution de l'histoire des lacs de barrage glaciaire formés lors du retrait tardiglaciaire de l'inlandsis laurentidien dans le centre-sud du Keewatin (Nunavut, Canada). L'article débute par une synthèse des travaux antérieurs portant sur la déglaciation régionale, les principaux ensembles sédimentaires et les connaissances existantes sur le développement des lacs glaciolacustres dans le Kivalliq. Il présente ensuite le cadre physiographique et géologique de la zone d'étude, caractérisée par un socle du Bouclier canadien faiblement recouvert de dépôts quaternaires. Les méthodes employées pour la cartographie des formes glaciolacustres et fluvioglaciaires à partir de modèles numériques de terrain ArcticDEM et d'imagerie satellitaire sont décrites, de même que les approches utilisées pour la datation par isotopes cosmogéniques et par luminescence optiquement stimulée. Les résultats de la cartographie, incluant l'inventaire et la répartition spatiale des limites de lessivage, des chenaux d'eau de fonte, des deltas et des eskers. Ces données sont combinées aux nouvelles contraintes géochronologiques afin de proposer un cadre paléogéographique pour l'évolution des principaux lacs de barrage glaciaire et pour le retrait de la marge glaciaire dans la région. L'ensemble des informations est utilisé pour discuter l'abaissement progressif des plans d'eau en trois bassins principaux et en considérant le rebond isostatique. Cet article est une collaboration entre plusieurs chercheurs. Noé-Malcolm Renaud a réalisé la cartographie, les travaux de terrain, la datation par luminescence optique et la rédaction de l'article. Ceci sous la direction de Martin Roy et la co-supervision d'Étienne Brouard. Pierre-Marc Godbout, Janet E. Campbell, John C. Gosse, Michel Lamothe et Magali Rizza ont contribué à plusieurs étapes clefs du projet, tel l'encadrement scientifique pour la datation, à l'interprétation des données et aux révisions du manuscrit.

APPORT DE LA CARTOGRAPHIE DE HAUTE RÉOLUTION À L'HISTOIRE DES LACS DE
BARRAGE GLACIAIRE DANS LE CENTRE-SUD DU KEEWATIN (NUNAVUT, CANADA)

Noé-Malcolm Renaud¹, Martin Roy¹, Etienne Brouard², Pierre-Marc Godbout², Janet E. Campbell², John
C. Gosse³, Michel Lamothe¹ et Magali Rizza¹

¹Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère, GEOTOP, Université du Québec à Montréal, QC, Canada, H3C 3P8

²Commission géologique du Canada, Ressources naturelles Canada, Ottawa, ON, Canada, K1A 0E8

³Department of Earth and Environmental Sciences, Dalhousie University, Halifax NS, Canada, B3H 4R2

RÉSUMÉ

Le retrait de l'Inlandsis laurentidien dans le centre-sud du Keewatin (Nunavut, Canada) a entraîné la formation d'un vaste système de lacs de barrage glaciaire dont l'évolution demeure mal contrainte. Cette étude repose sur une cartographie géomorphologique à haute résolution, réalisée à partir de MNTs ArcticDEM et d'imagerie satellitaire, afin d'établir un cadre paléogéographique pour reconstituer l'évolution de ces plans d'eau lors des dernières phases de la déglaciation. Les interprétations issues de la cartographie à distance ont été validées par des travaux de terrain, permettant l'échantillonnage ciblé de formes glaciolacustres pour des travaux géochronologiques.

La cartographie détaillée a permis d'identifier des milliers de paléo-rivages, de chenaux d'eau de fonte, de deltas et de formes associées. La projection de ces indicateurs le long de transects nord-sud et est-ouest met en évidence des variations spatiales de la continuité latérale et verticale des rivages à l'échelle du bassin, avec des regroupements définissant des niveaux lacustres successifs inclinés vers l'ouest, reflétant le relèvement glacio-isostatique associé à un centre de masse situé à l'est. Ces populations témoignent d'un abaissement progressif des plans d'eau, contrôlé conjointement par le rebond postglaciaire, le retrait glaciaire vers l'est et la libération séquentielle d'exutoires. L'évolution des principaux plans d'eau s'est déroulée au sein de trois grands sous-bassins glaciolacustres correspondant aux bassins actuels des lacs Mosquito, Kamilukuak et Dubawnt.

Des datations cosmogéniques réalisées sur du matériel rocheux associé à des rivages et à des chenaux d'eau de fonte fournissent les premières contraintes géochronologiques directes pour ce secteur. Deux sites livrent des âges cohérents indiquant que les principales phases lacustres se sont développées entre $8,3 \pm 0,2$ ka et $7,7 \pm 0,2$ ka, en accord avec les isochrones régionales de déglaciation. Un troisième site présente un âge plus ancien ($9,7 \pm 0,2$ ka), interprété comme le résultat d'un héritage d'isotopes cosmogéniques. Une datation OSL obtenue sur un delta de basse élévation fournit un âge de $6,17 \pm 0,47$ ka, possiblement associé à une phase très tardive de l'épisode glaciolacustre, bien que ce résultat doive être interprété avec prudence en raison de la complexité du signal de luminescence.

Dans leur ensemble, ces résultats mettent en évidence l'impact de la dynamique glaciaire sur l'évolution des plans d'eau glaciolacustres et améliorent substantiellement le cadre spatial et temporel du retrait tardiglaciaire dans le Keewatin. Ils fournissent des bases solides pour de futures reconstructions paléogéographiques et estimations des volumes de décharges d'eau de fonte.

ABSTRACT

The retreat of the Laurentide Ice Sheet in south-central Keewatin (Nunavut, Canada) led to the formation of a vast system of glacially dammed lakes whose evolution remains poorly constrained. This study is based on high-resolution geomorphological mapping, carried out using ArcticDEM digital elevation models and satellite imagery, in order to establish a palaeogeographic framework to reconstruct the evolution of these water bodies during the final phases of deglaciation. Interpretations derived from remote mapping were validated by fieldwork, allowing targeted sampling of glaciolacustrine landforms for geochronological studies.

Detailed mapping made it possible to identify thousands of palaeoshorelines, meltwater channels, deltas, and associated landforms. The projection of these indicators along north–south and east–west transects highlights spatial variations in the lateral and vertical continuity of shorelines at the basin scale, with groupings defining successive lacustrine levels tilted westward, reflecting glacio-isostatic uplift associated with a center of mass located to the east. These populations record a progressive lowering of water levels, jointly controlled by postglacial rebound, eastward glacial retreat, and the sequential release of outlets. The evolution of the main water bodies took place within three major glaciolacustrine sub-basins corresponding to the present-day basins of Mosquito, Kamilukuak, and Dubawnt lakes.

Cosmogenic dating carried out on rock material associated with shorelines and meltwater channels provides the first direct geochronological constraints for this sector. Two sites yield coherent ages indicating that the main lacustrine phases developed between 8.3 ± 0.2 ka and 7.7 ± 0.2 ka, in agreement with regional deglaciation isochrones. A third site presents an older age (9.7 ± 0.2 ka), interpreted as the result of cosmogenic isotope inheritance. An IRSL date obtained from a low-elevation delta yields an age of 6.2 ± 0.5 ka, possibly associated with a very late phase of the glaciolacustrine episode, although this result must be interpreted with caution due to the complexity of the luminescence signal.

Taken as a whole, these results highlight the impact of glacial dynamics on the evolution of glaciolacustrine water bodies and substantially improve the spatial and temporal framework of late-glacial retreat in the Keewatin. They provide a solid basis for future palaeogeographic reconstructions and estimates of meltwater discharge volumes.

1.1 INTRODUCTION

Le Canada a été profondément façonné par les cycles de grandes glaciations, dont l'héritage est encore largement visible à travers de vastes étendues de dépôts sédimentaires et formes glaciaires variées qui caractérisent une grande partie du territoire. Le Nunavut, en particulier, conserve de nombreux témoins de ces épisodes glaciaires, puisqu'il a abrité le Dôme du Keewatin, l'un des trois principaux centres d'accumulation de l'Inlandsis laurentidien (IL) durant la dernière glaciation. Dans la région du Kivalliq, la portion continentale du Nunavut située à l'ouest de la baie d'Hudson, les assemblages morpho-sédimentaires actuels résultent en grande partie des événements liés à la dernière déglaciation. Le retrait de la glace, qui s'est effectué des marges périphériques vers le centre du Kivalliq, a généré d'importants volumes d'eau de fonte, dont une partie s'est accumulée dans des dépressions naturelles pour former de vastes lacs proglaciaires, notamment dans les bassins des rivières Thelon, Dubawnt et Kazan (Bird, 1953; Fyles, 1955; Craig, 1964; Prest et al., 1968; Stokes et Clark, 2001). Bien que les reconstructions paléogéographiques des principales étapes de la déglaciation fournissent un cadre essentiel pour les travaux de modélisation du rebond postglaciaire, de la prospection glacio-sédimentaire et du développement de méthodes de datation, la compréhension de l'histoire glaciaire régionale demeure limitée. Cette situation découle notamment du manque de données détaillées sur la nature et l'organisation des ensembles morpho-sédimentaires, ainsi que sur la chronologie du retrait glaciaire régional.

Les travaux antérieurs indiquent que la région centre-ouest du Keewatin possède une histoire glaciaire complexe, marquée par de nombreuses variations dans les écoulements glaciaires et par une zonation spatiale du régime thermique sous-glaciaire (McMartin & Henderson, 2004; Campbell et al., 2019, 2020, 2021; McMartin et al., 2021, 2025). Cette dynamique a également influencé la phase de retrait glaciaire, compliquant la compréhension du développement et de l'évolution des lacs de barrage glaciaire. Les données disponibles ne permettent pas de documenter précisément la position de la marge glaciaire associée aux différentes phases glaciolacustres ni d'identifier les exutoires responsables des variations du niveau lacustre, laissant ainsi de grandes incertitudes quant à la configuration et à l'envergure (étendue, volume) de ces lacs. De plus, bien que les compilations géochronologiques à l'échelle continentale offrent un cadre général de la chronologie et du patron de déglaciation dans ce secteur (Dyke, 2004; Dalton et al., 2020, 2023), la résolution de ces reconstructions demeure insuffisante pour contraindre l'évolution et le drainage des lacs de la région du Kivalliq. Par ailleurs, la majorité des données géochronologiques repose

sur des âges radiocarbone (^{14}C) provenant des zones côtières submergées par les mers postglaciaires, loin du cœur du Kivalliq où se sont développés les lacs glaciaires. Ces âges ne fournissent que des contraintes minimales, et l'absence de datations directement appliquées aux formes de déglaciation accentue les incertitudes sur la chronologie régionale (Fig. 1,1).

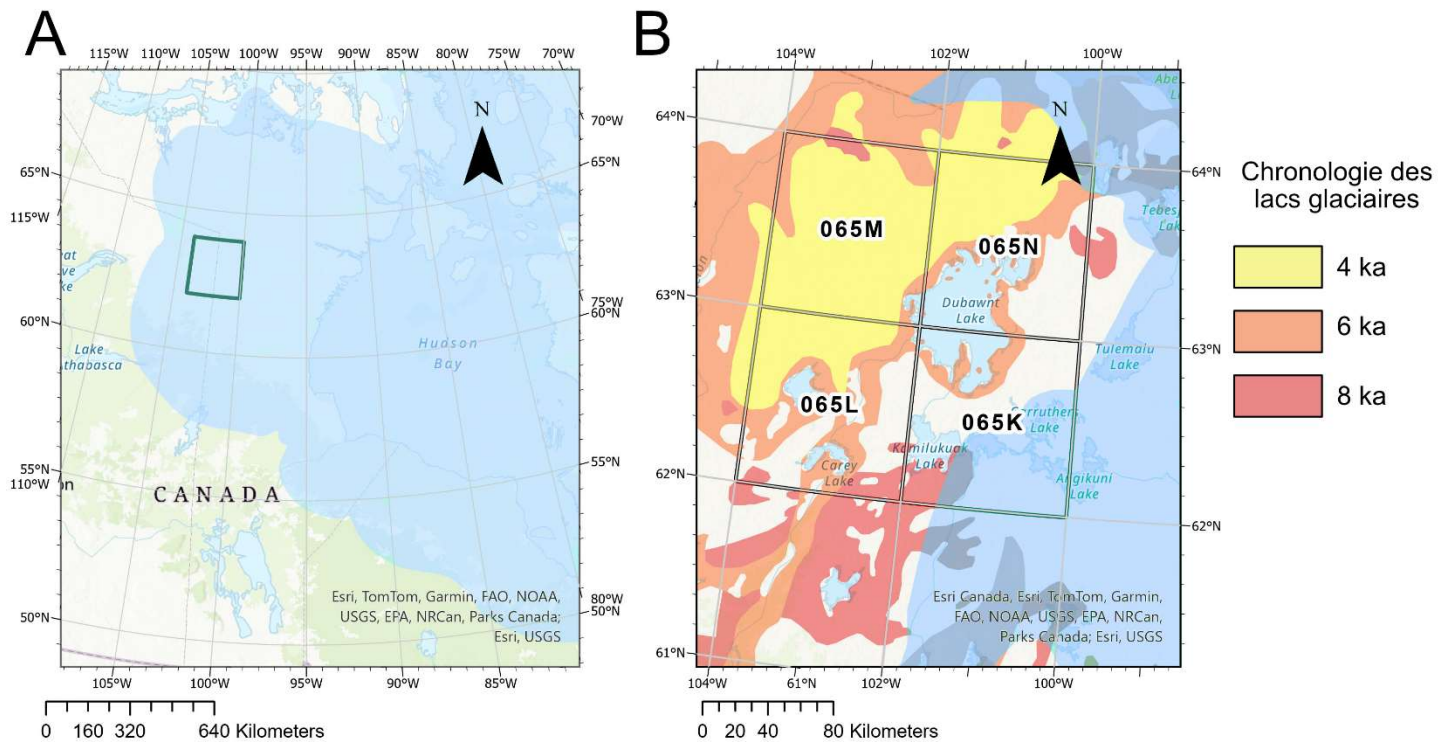


Figure 1, 1 : (A) Localisation de la région d'étude (rectangle) dans le contexte de l'étendue de l'Inlandsis laurentidien (LIS, couleur bleue) vers 8,5 ka. La couverture glaciaire est présentée sous forme schématique et modifiée d'après Dyke (2004). (B) Localisation des quatre feuillets à l'échelle 1:250 000 couvrant la région d'étude (65N, 65M, 65L et 65K du Système national de référence cartographique, SNRC). La carte montre l'étendue des lacs proglaciaires précédemment rapportés (en rouge, orange et jaune, modifiée d'après Prest et al., 1968), ainsi que la position du front glaciaire de l'Inlandsis laurentidien (LIS, bleu) vers 7 ka (modifiée d'après Dyke, 2004).

L'acquisition de connaissances sur ces lacs de barrage glaciaire demeure difficile en raison de plusieurs facteurs. D'abord, ces régions nordiques sont difficiles d'accès, ce qui limite la collecte de données de terrain et d'échantillons. Ensuite, leur développement s'est produit à proximité du cœur de l'inlandsis, où la dynamique glaciaire était complexe et demeure encore insuffisamment documentée. De plus, plusieurs secteurs d'intérêt sont dominés aujourd'hui par de grandes étendues lacustres ceinturées par un socle rocheux à faible couverture sédimentaire, formant ainsi un contexte physiographique qui enregistre mal l'occupation glaciolacustre. Enfin, les épisodes glaciolacustres ayant façonné la région ont laissé des formes de terrain (rivages, lignes d'érosion,

deltas peu développés) souvent discrètes, difficiles à détecter au moyen des méthodes classiques de cartographie (photo-interprétation), ce qui complique l'identification de sites clés pour la datation et l'établissement d'un cadre chronologique robuste.

La disponibilité récente de modèles numériques de terrain (MNT) à haute résolution, en particulier ceux issus de l'ArcticDEM (Porter et al., 2022), permet désormais d'identifier des formes de terrain plus subtiles associées à la présence d'anciens lacs glaciaires, ainsi que les principales formes renseignant sur le retrait glaciaire (eskers, moraines mineures, chenaux marginaux d'eau de fonte). Parallèlement, les méthodes de datation basées sur les isotopes cosmogéniques et la luminescence stimulée optiquement, qui ne requièrent pas de matière organique, offrent de nouvelles possibilités pour contraindre la chronologie de la déglaciation. Dans ce contexte, une meilleure connaissance de la répartition spatiale de ces formes permet de cibler efficacement les sites les plus propices à l'échantillonnage. De plus, la haute résolution des MNT permet de mesurer avec précision l'élévation des rivages et des formes associées, ouvrant la voie à une modélisation détaillée des différentes phases glaciolacustres dans la région du Kivalliq.

Ce projet vise à combler ces lacunes en réalisant une cartographie détaillée des formes de terrain associées aux anciens lacs glaciaires et en apportant de nouvelles contraintes chronologiques dans ce secteur clé de la dernière déglaciation. La zone d'étude couvre les bassins hydrographiques des rivières Kamilukuak et Thelon (Fig. 1,1). À terme, ces nouvelles données permettront de mieux comprendre le développement des lacs proglaciaires dans le contexte du retrait de la marge glaciaire et, plus largement, la déglaciation régionale. Cette recherche s'inscrit dans l'initiative « Dynamiques glaciaires du centre-ouest du Keewatin » de la Commission géologique du Canada (Brouard et al., 2023, 2024).

1.2 CADRE PHYSIOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIE QUATERNAIRE

La zone d'étude se situe dans le Bouclier canadien et présente un paysage typique caractérisé par de faibles reliefs et une surface ondulée (Bostock, 1970). Cette topographie reflète en grande partie la présence de différentes lithologies dans le socle du secteur d'étude, dont les principales divisions et unités Archéennes et Protérozoïques comprennent, par ordre chronologique : (i) le Craton Rae, constitué surtout de gneiss granodioritiques (Tella et Eade, 1986; Tella et al., 2007) ; (ii) le Craton Hearne, dominé par des orthogneiss, tonalites et monzogranites à granites (Tella et Eade, 1986; Tella et al., 2007) ; (iii) la Suite Hudson, caractérisée par des syénites

mafiques (Tella et Eade, 1986) ; (iv) la Suite Nueltin (anciennement suite ignée de Kamilukuak), composée de granites (Tella et Eade, 1986) ; et (v) le Supergroupe Dubawnt, formé de lithologies rougeâtres incluant des laves lamprophyres ultrapotassiques (minette), des coulées de rhyolite et dacite, ainsi que des grès et conglomérats affleurant notamment autour du lac Dubawnt (Donaldson, 1965; Rainbird et Peterson, 1990; Rainbird et al., 2003). Par ses lithologies distinctives de couleur rouge, le Supergroupe Dubawnt, est particulièrement utile pour étudier le transport glaciaire et reconstituer les grands vecteurs d'écoulement de l'Inlandsis laurentidien (p. ex., Shilts, 1980).

1.2.1 PHYSIOGRAPHIE DE LA RÉGION D'ÉTUDE

La physiographie de la région témoigne aussi des différents processus glaciaires qui ont sculptés le socle rocheux à différents degrés, en plus de mettre en place de vastes étendues de dépôts et nombreuses formes de terrain (Craig, 1964). Les dépôts de surface sont généralement minces et discontinus, avec des affleurements rocheux abondants qui délimitent des couvertures de till d'épaisseurs variables (McMartin et al., 2021). Les accumulations fluvioglaciaires se présentent généralement sous forme d'eskers et de plaines d'épandages avec des étendues généralement limitées. Dans les bassins et vallées les plus encaissés, des formes glaciolacustres et dépôts associés sont également présents, notamment des plages soulevées éparses et de rares deltas qui témoignent de la dynamique de la dernière déglaciation.

Le réseau hydrographique de la région s'articule autour des bassins des rivières Dubawnt, Thelon et Kazan, ainsi qu'une portion du bassin de la rivière Back, plus au nord. Plusieurs grands lacs sont présents, dont le lac Dubawnt et le lac Kamilukuak au sud. Ces lacs sont d'un intérêt particulier pour l'étude car ils ont formé des bassins transitoires où s'est accumulé des quantités significatives d'eaux de fonte issues du retrait de la calotte glaciaire au cours de la déglaciation. Au nord-est, plusieurs lacs appartiennent au bassin versant de la rivière Thelon. Cette rivière s'écoule vers l'est en traversant les lacs Beverly, Aberdeen et Schultz, puis le Grand lac Baker, avant d'atteindre la baie d'Hudson au niveau de la baie Chesterfield (*Igluligaarjuk*).

Les premières observations sur la géologie glaciaire de la région proviennent des levés de reconnaissance de Tyrrell (1898) et de Bird (1951). Des études quaternaires plus approfondies ont ensuite été réalisées dans le cadre de l'Opération Thelon, l'un des premiers projets héliportés de la Commission géologique du Canada qui visaient à accroître les connaissances géologiques sur le

Nord canadien. Dans les territoires situés immédiatement à l'ouest et au nord du secteur présentement à l'étude, Craig (1964) a rapporté plusieurs évidences d'anciens lacs glaciaires, notamment des plages soulevées bien définies près des lacs Tyrrell, Cruikshank et Radford, dans le bassin de la rivière Thelon. Il a attribué leur formation à une combinaison de la dépression isostatique différentielle à l'ouest de la ligne de partage des eaux des bassins Mackenzie–Hudson et au barrage par le front glaciaire des grandes rivières se drainant vers l'est. Il a aussi noté une diminution marquée de l'élévation des plages vers l'est, reflétant supposément un abaissement progressif des exutoires. Selon les élévations mesurées (Craig, 1964), le plus grand lac glaciaire de cette région, le Lac Thelon, aurait connu plusieurs phases : une première à (380 m) dans le haut bassin de la rivière Thelon, une suivante à 350 m s'étendant vers le nord-ouest dans le bassin du lac Dubawnt, puis des stades tardifs entre 240 m et 215 m, alors que le lac occupait la vallée de la Thelon en aval du lac Eyeberry (Fig. 1,1).

1.2.2 CHRONOLOGIE DES LACS GLACIAIRES

D'autres lacs glaciaires d'envergures ont également été identifiés dans la région, dont un près des lacs Artillery et Clinton-Colden (~ 400 m) et un autre dans le sud-ouest du bassin de la rivière Dubawnt (~ 410 m), qui aurait ensuite fusionné avec le Lac Thelon à ~ 335 m (Craig, 1964). De petits lacs existaient aussi dans le bassin du Lockhart et peut-être dans celui de la Back. D'importance pour la présente étude, des formes glaciolacustres à l'ouest du lac Dubawnt (~ 275 m) ont également été rapportées, lesquelles ont été associées à un lac éphémère contrôlé par le retrait de la marge glaciaire alors à l'est de ce bassin. Ce lac avait été préalablement rapporté par Tyrrell (1898) et alors nommé « *Hyper-Dubawnt Lake* ». Ces travaux décrivent des niveaux plus élevés, de l'ordre de 410 m, témoignant de stades précoces dans la partie sud-ouest du bassin, suivis d'une phase de raccordement avec le lac glaciaire Thelon à environ 335 m. Ces séquences d'abaissement reflètent l'ouverture progressive de seuils topographiques (c.-à-d., exutoires) à mesure que la marge glaciaire se retirait vers l'est. Enfin, Craig (1964) a présenté des cartes schématiques illustrant la déglaciation régionale. Les positions des marges glaciaires ont été déduites de la distribution de grands épandages fluvioglaciaires (*outwash fans*) et de la nécessité de barrages de glace pour expliquer les niveaux lacustres observés. Les travaux décrivent un retrait glaciaire général qui s'est effectué d'ouest en est. Une discontinuité majeure dans le retrait a été reconnue le long d'un axe situé au nord-ouest du lac Dubawnt : au sud de cette ligne, la déglaciation

fut relativement rectiligne et plus précoce, tandis qu’au nord il semble que la marge aurait adopté une configuration plus lobée. La séquence suggère que le retrait débuta près des lacs Artillery et Clinton-Colden (à l’ouest de la région d’étude), avec la formation initiale du lac glaciaire Thelon dans le haut bassin de la rivière Thelon, conjointement avec l’accumulation précoce d’eaux de fonte dans le haut du bassin de la rivière Dubawnt. Par la suite, ces lacs se sont étendus vers le bas bassin inférieur des rivières Thelon et Dubawnt, mais leur évolution ultérieure demeure incertaine car ces étapes de leur développement se sont déroulées au-delà du cadre de la cartographié.

1.2.3 TRAVAUX DE SYNTHÈSE

Au-delà des travaux de terrain, les synthèses régionales et continentales existantes rapportent peu d’information de détails sur la dernière glaciation et déglaciation dans la région d’étude (e.g., [Dyke et Prest, 1987](#)). La carte glaciaire du Canada ([Prest et al., 1968](#)) offre un aperçu général de la répartition des grands ensembles sédimentaires et des principaux éléments géomorphologiques, tels que les eskers, moraines et plages soulevées. Pour la région d’étude, elle montre que le secteur est dominé par des dépôts glaciaires et glaciolacustres, ainsi que par des rivages et formes associées à un vaste lac glaciaire centré sur le bassin du lac Dubawnt. Par la suite, des programmes de cartographie régionale de la Commission géologique du Canada ont fourni l’un des premiers cadres régionaux détaillés de la géologie quaternaire associées au Dôme du Keewatin ([Aylsworth et Shilts, 1989a, b](#)).

Ces travaux ont mis en relief une zonation de formes glaciaires variées autour de la ligne de partage glaciaire du Keewatin. Depuis les années 2000, des travaux de cartographie et de compilation cartographique dans le Secteur du Keewatin ont apporté de nouvelles données sur la nature et la répartition spatiale des formes glaciaires et dépôts de surface, montrant que les archives sédimentaires et géomorphologiques résultent d’une dynamique glaciaire complexe, certains secteurs préservant même des traces d’anciens cycles glaciaires grâce à des conditions thermales sous-glaciaires favorables (froides) ([McMartin & Henderson, 2004](#); [Campbell et al., 2019, 2020, 2021](#); [McMartin et al., 2021](#)). Une caractéristique marquante de la région est la concentration des formes fuselées à l’intérieur de corridors spatialement bien définis, témoignant de puissants écoulements glaciaires et de l’existence d’anciens courants de glace, dont celui du lac Dubawnt, orienté vers le nord-ouest ([Stokes et Clark, 2001](#)).

Ces travaux rapportent également la présence de formes de terrain associées à la déglaciation, notamment des moraines et des rivages glaciolacustres, mais ces données n'ont pas encore été exploitées pour la réalisation de cartes détaillées ou de reconstructions thématiques des lacs glaciaires et schémas de déglaciation. Par ailleurs, les travaux antérieurs dans la région de Kivalliq démontrent que le secteur à l'étude n'a pas été affecté par les périodes d'incursion marine post-glaciaire, ces submersions étant principalement limitées aux zones côtières, grandes vallées et autres régions de basses topographies attenantes, comme les réentrants de Chantrey Inlet et Chesterfield Inlet (Baker Lake) (McMartin et al., 2022).

Bien que situées en dehors de la présente zone d'étude, les constructions littorales marines du secteur du Keewatin sont d'intérêt pour leur contenu fossilifère qui contient parfois des coquillages à partir desquels des datations au radiocarbone (^{14}C) ont été effectuées, et qui fournissent des contraintes régionales pour la déglaciation. Ces âges ^{14}C forment des contraintes géochronologiques utiles aux reconstructions paléogéographiques de l'inlandsis Laurentidien (Dyke, 2004; Dalton et al., 2021, 2023). Ces reconstructions présentent une série d'isochrones de déglaciation pour le territoire. Bien que les données géochronologiques disponibles soient limitées dans la région d'étude, les connaissances actuelles indiquent un recul glaciaire d'ouest en est compris par les isochrones de 8 000 ans à l'ouest et de 7 000 ans à l'est du secteur étudié (Fig 1,2). Enfin, une étude récente rapporte l'application de la datation par isotopes cosmogéniques à divers terrains associés à des couvertures de glace à base froide et à base chaude, dont certains âges permettent de documenter la chronologie de l'incursion marine maximale le long de la côte de la baie d'Hudson (McMartin et al., 2025).

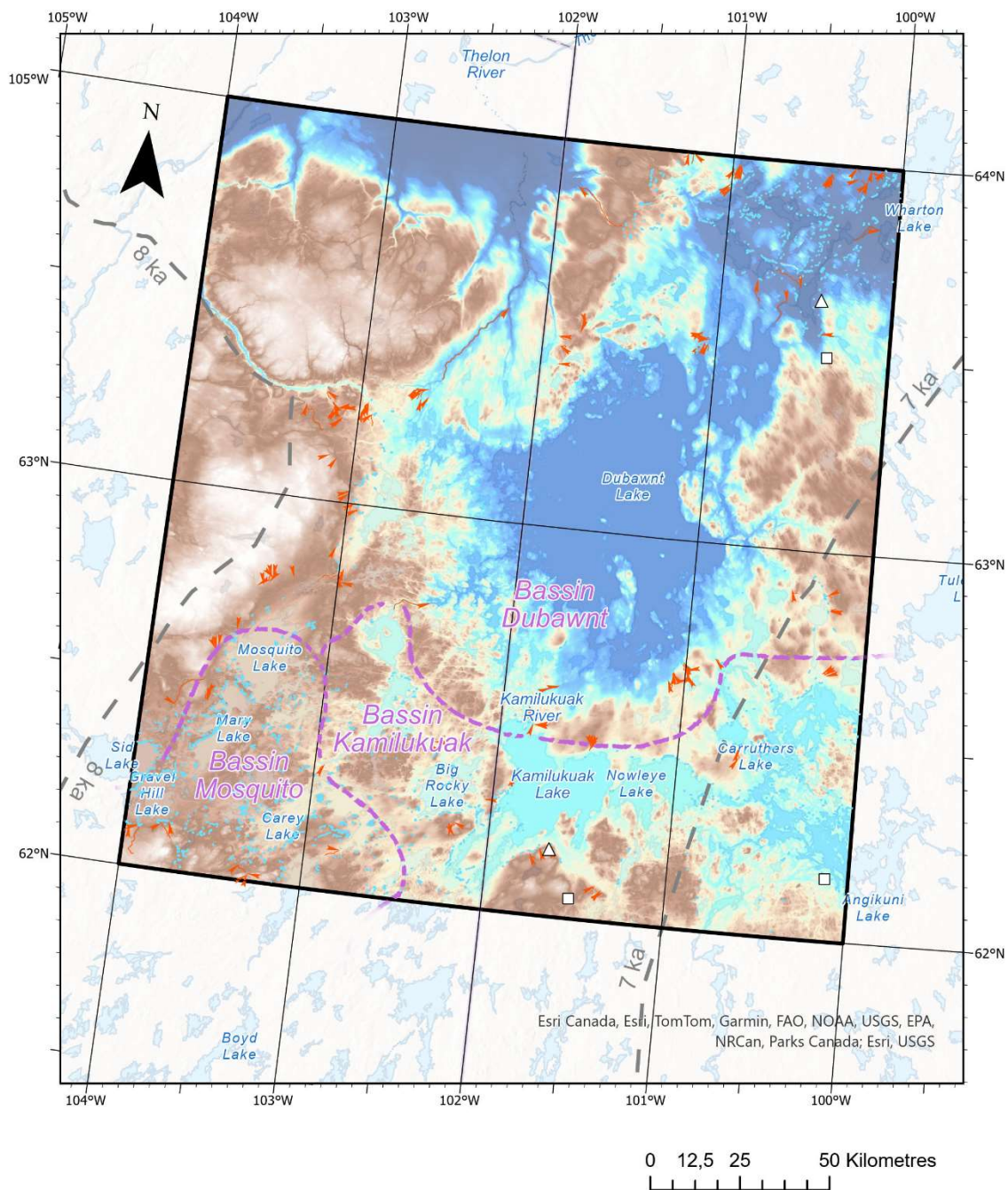


Figure 1, 2 : Modèle numérique de terrain illustrant la physiographie de la région d'étude, dérivé du *Medium Resolution Digital Elevation Model* (MRDEM) de la série *CanElevation*. La figure montre aussi les chenaux cartographiés (lignes rouges), les sites d'échantillonnage sont représentés par des carrés pour les datations par isotopes cosmogéniques (carrés) et les datations par luminescence (triangles). Les lignes pointillées grises correspondent aux isochrones de la dernière déglaciation, (âges calendaires, tirés de Dalton et al., 2020). Les lignes pointillées violettes délimitent les principaux bassins occupés par des lacs glaciaires dans la région d'étude, soit les bassins de Mosquito, Kamilukuak et Dubawnt, qui sont abordés plus en détail dans le texte

En résumé, bien que des données géomorphologiques et cartographiques soient disponibles, leur faible résolution fait en sorte que les détails de la déglaciation du secteur demeurent encore peu connus, et les reconstructions actuelles ne permettent pas de restituer en détail l'évolution des lacs glaciaires dans le contexte de la dynamique de retrait glaciaire à l'échelle régionale. L'accès à des modèles numériques de terrain à haute résolution, tels que l'ArcticDEM, offre désormais la possibilité de préciser le cadre morpho-sédimentaire dans lequel se sont développés les lacs glaciaires, d'obtenir des contraintes précises sur les élévations des anciens niveaux glaciolacustres et d'identifier des cibles appropriées pour la datation par isotopes cosmogéniques et luminescence optique.

1.3 MÉTHODOLOGIE

1.3.1 CARTOGRAPHIE ET RECONSTRUCTION

Une cartographie géomorphologique a été réalisée dans une zone correspondant aux feuillets 1:250 000 65N, 65M, 65L et 65K du Système national de référence cartographique (SNRC), couvrant une superficie totale de 40 000 km² dans le centre-ouest du Nunavut continental (Fig. 1,1). La cartographie a été effectuée à partir de l'analyse des MNTs ArcticDEM (Porter et al., 2022; version 4.1) et de l'imagerie satellitaire haute résolution World Imagery d'ESRI. Les formes de terrain indicatrices de la présence d'anciens lacs glaciaires, comme les rivages, ont été identifiées et recensées sous forme de lignes dans ArcGIS Pro, et leur élévation a été déterminée au point de rupture de pente entre le niveau de base et le début de la forme, selon le protocole utilisé dans des études similaires (Roy et al., 2015; Godbout et al., 2019). Les deltas ont été cartographiés sous forme de points, positionnés au changement de pente présent au sommet du front d'accumulation. Les formes cartographiées avec des lignes ont ensuite été converties en points situés à la position médiane de chaque segment de ligne. L'élévation des différents points a été extraite du MNT ArcticDEM (Fig. 1,3). Les élévations obtenues ont ensuite été projetées sur des diagrammes élévation–distance (selon la longitude et la latitude) illustrant des transects nord–sud et est–ouest qui permettent d'analyser le nuage de points et de déterminer l'évolution spatiale de la surface glaciolacustre. Les observations cartographiques faites par télédétection (i.e., à distance) ont été validées lors de deux campagnes de terrain, qui ont permis de bonifier l'inventaire des formes recensées et de procéder à l'échantillonnage pour les travaux de géochronologie.

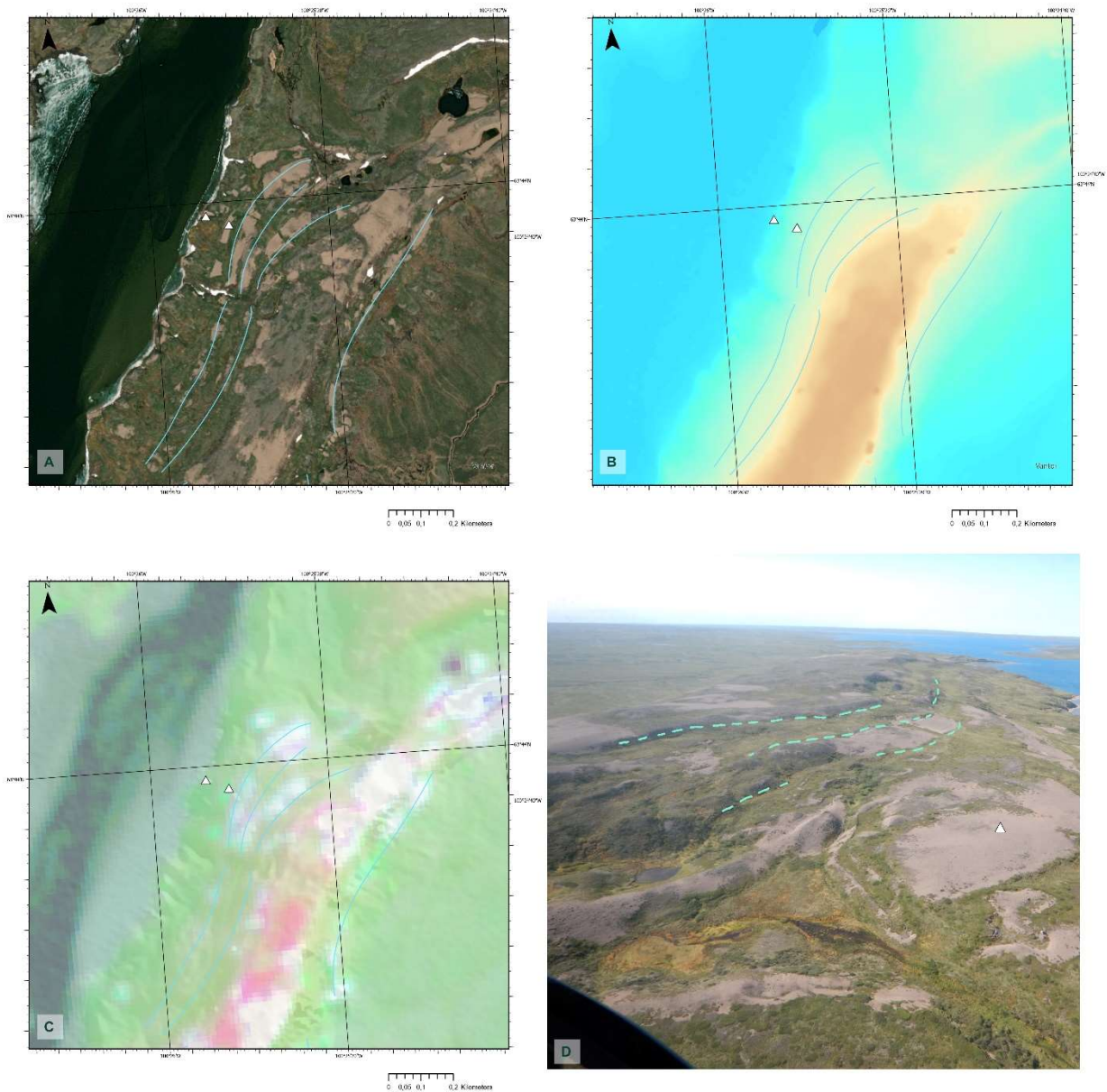


Figure 1, 3 : Exemple de formes de rivage (lignes cyan) et d'un delta d'esker cartographiés à l'aide de différentes sources et outils cartographiques. (A) Imagerie satellitaire ESRI, (B) modèle numérique de terrain ArcticDEM, (C) image Landsat du programme NASA/USGS, et (D) photographie oblique acquise lors des travaux de terrain. Les triangles indiquent les sites d'échantillonnage pour les datations par luminescence.

La cartographie s'est concentrée sur les lignes de lessivage (*trimlines* ou *washing limits* en anglais) correspondant à des bandes subhorizontales de roc mises à nu par l'action érosive des vagues d'un lac, lesquelles découpent le manteau sédimentaire glaciaire et exposent le substratum (Dredge, 1991; Lefebvre-Fortier, 2024) à partir à partir d'images de télédétection et de modèles numériques

d'élévation (MNE). Leur identification s'est appuyée sur la reconnaissance de ruptures de pente liées à ces encoches d'érosion et différences de teintes sur les images satellitaires (Roy et al., 2015; Godbout et al., 2020). Ces formes présentent des longueurs variant d'une dizaine à quelques centaines de mètres. Les chenaux de drainage d'eau de fonte constituent également des éléments clés pour comprendre la dynamique entre les différents bassins. Formés dans des contextes subaériens, ils marquent la limite supérieure atteinte par les différents lacs. Lorsqu'ils se situent au-dessus des zones de lessivage, ces chenaux sont ainsi associés aux niveaux lacustres maximaux. Les chenaux situés sous les niveaux maximaux de lessivage peuvent potentiellement correspondre à des exutoires ayant contribué à l'abaissement du niveau d'eau et à l'isolement de certains bassins. Leur position (élévation) fournit des indications sur la configuration du plan d'eau, ou de la glace, au moment de leur formation. Les strandlines ont été utilisées pour reconstruire les anciennes étendues lacustres et les niveaux d'eau, tandis que les chenaux de fonte et de déversement ont fourni des contraintes additionnelles sur la connectivité hydrologique, les trajectoires de drainage et les seuils topographiques contrôlant l'évacuation des lacs.

Afin de mieux interpréter les niveaux glaciolacustres enregistrés par les lignes de rivage et d'identifier les exutoires et autres processus physiques ayant pu contrôler la surface du lac(s) proglaciaire(s) durant la déglaciation, des surfaces topographiques illustrant l'évolution temporelle du rebond isostatique ont été utilisées (Godbout et al., 2023). Ces paléosurfaces ont été recalculées à une résolution de 20 m à partir des données sur l'ajustement glacio-isostatique (GIA) du modèle ICE-6G (Peltier et al., 2015). La paléosurface de 8 ka a été retenue comme surface de référence, car elle correspond approximativement à l'âge attendu de la majorité des rivages glaciolacustres, soit à la période de déglaciation de la région (Dalton et al., 2020, 2023). De plus, l'incertitude associée à la chronologie de ces rivages, combinée à la résolution temporelle des modèles de rebond qui dépend essentiellement de celles associées aux reconstructions des marges glaciaires (± 500 ans), rend peu pertinent le test systématique de surfaces intermédiaires, lesquelles n'entraîneraient que des différences mineures par rapport aux autres sources d'incertitude inhérentes aux reconstructions. En somme, compte tenu de la précision limitée des contraintes chronologiques disponibles et de la rapidité des changements environnementaux au cours de la déglaciation, l'utilisation de surfaces voisines aurait vraisemblablement peu d'incidence sur les reconstructions, comparativement aux incertitudes associées aux modèles de rebond et à l'interprétation géomorphologique.

La projection des rivages et autres formes cartographiées sur ces paléosurfaces permet de corriger la déformation causée par le rebond postglaciaire (p. ex., Dyke, 1998) ; une approche qui rétablit l'élévation originale des plans d'eau associés à ces rivages, soit près de l'horizontal (Roy et al., 2026). Les points d'élévation corrigés sont ensuite projetés dans des diagrammes élévation–distance (i.e., selon leur longitude et leur latitude) le long des même transects nord-sud et est-ouest afin d'identifier des groupes cohérents de rivages, d'évaluer leur continuité latérale et de détecter d'éventuels décalages de niveau entre différents bassins. Les altitudes de ces rivages et des chenaux cartographiés ont été extraites à partir d'analyses basées sur les MNE. Les surfaces de rebond postglaciaire utilisées pour corriger le gauchissement des rivages ont d'abord été interpolées à partir des points de déformation du modèle ICE-6G_C (VM5a) au moyen d'un spline régularisé (Godbout et al. 2023), ce qui a permis de produire une surface continue de correction à une résolution de 20 m pour la zone d'étude. Cette surface raster a ensuite servi à extraire, pour chaque point de rivage, la valeur de la déformation glacio-isostatique à soustraire aux élévations actuelles mesurées à partir de l'ArcticDEM afin de corriger le gauchissement et de replacer les rivages à leur position paléogéographique d'origine, selon l'approche décrite par Godbout et al. (2020).

L'interprétation de l'évolution des paléolacs a été réalisée de manière progressive dans l'environnement SIG en utilisant à la fois des MNE actuels et des paléo-MNE reconstruits. Les niveaux d'eau ont été évalués par étapes successives afin d'analyser la connectivité hydrologique entre bassins adjacents et d'identifier les seuils topographiques associés aux réorganisations du drainage. Cette approche progressive a permis de reconstruire différentes phases d'évolution des paléolacs et d'identifier les périodes durant lesquelles des plans d'eau auparavant connectés se sont subdivisés en bassins distincts à la suite d'un abaissement du niveau lacustre.

Une attention particulière a été portée aux altitudes des spillways et à la géométrie (élévation) des chenaux de fonte, puisque ces éléments fournissent des contraintes essentielles sur les directions de drainage, la stabilité des exutoires et la chronologie des abaissements du niveau d'eau. L'abaissement progressif des surfaces lacustres reconstruites a permis de mettre en évidence la fragmentation des bassins versants et l'émergence de sous-bassins isolés à mesure que des seuils topographiques devenaient exondés durant la déglaciation.

1.3.2 GÉOCHRONOLOGIE

1.3.2.1 DATATION PAR ISOTOPES COSMOGÉNIQUES

La datation par isotopes cosmogéniques a été utilisée car cette approche permet d'obtenir un âge d'exposition du matériel ou forme datés. Ceci permet de contraindre l'âge des épisodes glaciolacustres et, par le fait même, celui de la déglaciation. L'échantillonnage pour la datation par isotopes cosmogéniques a été réalisé sur des affleurements de socle rocheux ou sur des blocs de taille métrique ($>1\text{ m}^3$) bien enchâssés au-dessus de la surface du sol. Ces surfaces rocheuses agissent comme des géochronomètres, accumulant des isotopes cosmogéniques dès leur exposition, typiquement à la suite de la formation des rivages glaciolacustres. Les surfaces rocheuses et blocs retenus étaient associés à des formes directement liées à l'évolution des plans d'eau, telles que les limites de lessivage, les chenaux marginaux ou les deltas, de manière à relier les âges obtenus à la chronologie de l'épisode glaciolacustre (p. ex. [Godbout et al., 2017](#); [Dubé-Loubert et al., 2018](#); [Brouard et al., 2024](#)).

Les échantillons ont été prélevés dans des secteurs dégagés, généralement caractérisés par une topographie peu prononcée, afin de minimiser les effets d'ombrage (*shielding*). Le potentiel d'obstruction aux rayons cosmiques a été estimé à partir de l'ArcticDEM et les sites ont été choisis dans des environnements bien exposés aux vents susceptibles de limiter l'accumulation de neige au sol ([Li, 2018](#)). Les surfaces rocheuses et les blocs échantillonnés ont été soigneusement sélectionnés afin de privilégier des affleurements et des blocs anguleux aux arêtes nettes présentant des traces claires d'érosion et de transport glaciaire, de manière à réduire le risque d'héritage d'isotopes cosmogéniques liés à une exposition antérieure. Les roches sélectionnées étaient majoritairement riches en quartz, un minéral favorable à la production de ^{10}Be par spallation ([Gosse and Phillips, 2001](#)). Des échantillons d'environ 1 kg ont été collectés à l'aide d'une scie afin de prélever plusieurs fragments d'environ 3 cm de profondeur. Ils ont ensuite été traités au laboratoire CRISDal de l'Université Dalhousie pour la séparation du quartz et l'extraction du béryllium, avant l'envoi des cibles au Lawrence Livermore Laboratory pour l'obtention de concentrations. Les âges ont été calculés à partir des concentrations avec le logiciel CRONUS ([Balco et al., 2008](#)). Le taux de production de ^{10}Be choisi est celui de Borchers et al. (2016) qui repose sur un jeu de données de calibration primaire robuste et global (CRONUS-Earth project) couvrant un large éventail de

latitudes et d'élévations, ce qui en fait la référence appropriée pour la datation d'expositions rocheuses en contexte de hautes latitudes comme le Keewatin.

1.3.2.2 DATATION PAR LUMINESCENCE

La datation par luminescence optiquement stimulée appliquée à une forme sédimentaire permet d'estimer le temps d'enfouissement, c'est-à-dire le temps écoulé depuis la dernière exposition des grains du dépôt à la lumière du jour. Dans le contexte de la zone d'étude, cette méthode sert à déterminer l'âge d'enfouissement des sables glaciolacustres prélevés. Une fois un grain de quartz ou de feldspath enfoui, il accumule progressivement les électrons émis par la radioactivité naturelle environnante, lesquels se piègent dans la structure cristalline de ces minéraux. Lorsque ces grains sont exposés à la lumière en laboratoire, ces électrons sont libérés et produisent une luminescence dont l'intensité est proportionnelle à la durée d'enfouissement. La méthode repose sur l'hypothèse que toute charge accumulée lors d'épisodes d'enfouissement antérieurs a été entièrement remise à zéro par l'exposition au rayonnement solaire durant le transport, avant la déposition du sédiment (processus de « remise à zéro ») (Huntley et al., 1985).

Des échantillons de sable ont été prélevés dans des sédiments littoraux glaciolacustres et deltaïques mis en place à proximité de la glace afin de déterminer les âges d'enfouissement. Des coupes fraîches ont été creusées pour accéder à des sables fins à moyens, bien triés et montrant des évidences de transport. Des paires d'échantillons ont été prélevées à l'aide d'un tube en ABS d'un diamètre d'approximativement 4 cm, doublé de sacs plastiques noirs, suivant le protocole de prélèvement élaboré par le laboratoire LUX de l'UQAM (Godbout, 2013). Des échantillons supplémentaires pour la teneur en eau in-situ (*water content*, WC) et la teneur en eau à saturation (SAT) ont été collectés dans des tubes en cuivre d'environ 2 cm de diamètre, à environ 10 cm de l'échantillon principal. Le matériel entourant l'échantillon principal a également été prélevé pour déterminer la dose annuelle (étiquetés comme « KUT » pour la teneur en potassium, uranium et thorium). Les échantillons ont été traités et datés au laboratoire LUX de l'UQAM.

Deux méthodes ont été appliquées pour cette recherche, la stimulation optique (OSL) pour les grains de feldspath, ainsi que la stimulation infrarouge (IRSL) pour les grains de quartz. Ces deux méthodes évaluent la radiation ambiante reçue pendant l'entièreté du temps enfouis. Pour le quartz, il s'agit de la dose équivalente (D_e). La remise à zéro des grains de quartz est une limitation importante pour l'OSL. Pour le feldspath, cette dose équivalente doit être corrigée en une paléodose

qui considère la perte de signal dans les grains au cours du temps. Ce phénomène constitue une atténuation anormale, i.e. la perte progressive d'électrons piégés dans la structure cristalline des minéraux, ce qui occasionne une perte du signal luminescent au fil du temps et qui entraîne une sous-estimation de l'âge (cf. le problème de l'*anomalous fading*; Auclair et al., 2003, Lamothe et al., 2012).

Le calcul d'un âge se fait par le rapport entre la paléodose (D_e), correspondant à la dose totale de rayonnement accumulée par les minéraux depuis leur dernier blanchiment lumineux, et le taux de dose annuel (D_a). Cette relation est exprimée par l'équation apparaissant ci-bas, où D_e est déterminée à partir des signaux OSL (quartz) ou IRSL (feldspaths), et D_a intègre les contributions du rayonnement naturel interne, externe et cosmique, déterminée à partir d'analyses géochimiques du sédiment ambiant (i.e., teneur en potassium, uranium et thorium du sédiment entourant l'échantillon), corrigées pour la teneur en eau. L'âge obtenu correspond ainsi au temps écoulé depuis la dernière exposition significative des grains à la lumière.

$$\text{Âge} = \frac{D_e}{D_a} [OSL] = \frac{\text{Paléodose}}{D_a} [IRSL]$$

Trois sites ont été sélectionnés pour la datation par luminescence. Comme les âges d'enfouissement anticipés sont de l'Holocène, la méthode de datation par grain unique a été choisie. Le signal des grains individuels de feldspath a donc été analysé pour chaque site (Duller et Murray, 2000). Pour ce faire, la fraction entre 180 et 212 μm a été tamisée et les grains de feldspath ont été séparés par densimétrie à l'aide d'une liqueur dense selon le protocole établi par Forget-Brisson (2020). Ces grains ont été posés individuellement sur des disques et le signal de plus d'une centaine de disques à grain unique a été mesuré. Ceci pour mesurer le LnTn/LxTx et produire des courbes de croissances pour les différents sédiments. Ces courbes permettent de déterminer la dose équivalente. Avec les grains qui présentaient suffisamment de signal pour être analysé, les âges des échantillons ont été déterminés en utilisant la méthode statistique de l'âge central, une approche qui accorde une plus grande importance aux grains sensibles. Cette méthode a été choisie dû à l'âge jeune attendu des sédiments présentent une plus grande proportion de grains sensibles avec un signal significatif. Pour évaluer la stabilité du signal au cours du temps, des tests ont été effectués afin de détecter et quantifier la présence de l'atténuation anormale.

Des disques de grains uniques de feldspath ont été irradiés, puis sont alors laissés de côté pour une période de plus en plus longue entre les mesures du signal, permettant au matériel de potentiellement libérer une partie des électrons qu'il avait accumulé. Ceci pour mesurer des Lx/Tx permettant d'évaluer la perte d'électrons en fonction du temps. Une fois plusieurs périodes couvertes, dont la plus longue étant de plus de deux mois, la magnitude de l'atténuation anormale est déterminée (Auclair et al., 2003, Duller, 2007). Puisque l'intensité du signal variait de façon importante d'un grain à l'autre, l'application d'une atténuation anormale générale n'était pas idéale pour ces sédiments. Les grains avec moins de signaux s'atténuant beaucoup plus rapidement que les autres, ces derniers auraient entraîné une sous-évaluation de l'âge. Pour homogénéité des aliquotes synthétiques, groupés par dix selon la séquence, ont donc été utilisés pour distribuer et atténuer les effets de variance.

Suite à des analyses préliminaires sur les échantillons des trois sites prélevés, seul l'échantillon 14A01 présentait une remise à zéro suffisante pour la datation. Cet échantillon a été prélevé dans le front d'accumulation d'un delta et il a également été analysé en IRSL en raison du caractère de la luminescence émise par le quartz qui dépend davantage d'une remise à zéro complète (Preusser et al., 2009).

1.4 RÉSULTATS

La cartographie géomorphologique réalisée dans la région du Kivalliq a permis d'identifier un ensemble de formes reflétant les dynamiques des phases tardiglaciaires et de déglaciation, notamment en lien avec le développement et l'évolution des lacs glaciaires. Au total, 3615 formes ont été inventoriées et regroupées en quatre catégories principales : eskers, chenaux d'eau de fonte, limites de lessivage et deltas glaciolacustres. Leur répartition spatiale et leurs relations géométriques forment un système cohérent qui présente les éléments nécessaires à la reconstruction du patron de retrait glaciaire, ainsi que des phases associées à l'évacuation des eaux de fonte et à leur accumulation dans des bassins glaciolacustres transitoires.

1.4.1 CARACTÉRISTIQUES DES FORMES CARTOGRAPHIÉES

1.4.1.1 CARACTÉRISTIQUES DES LIMITES DE LESSIVAGE, PLAGES ET AUTRES FORMES LITTORALES

Dans la région d'étude, les limites de lessivage constituent les formes glaciolacustres les plus répandues. Elles résultent de l'action érosive des vagues le long des anciens rivages et se manifestent par des surfaces subhorizontales de socle rocheux délavé par l'érosion littorale. Ces surfaces forment des bandes rocheuses continues, s'échelonnant entre 150 et 330 m d'élévation et pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres d'extension latérale. Elles sont fréquemment bordées à leur base par des plateaux sableux, témoignant d'un épisode prolongé de remaniement sédimentaire par l'action des vagues ([Visible sur Fig 1,3 \(D\)](#)). Sur les images satellites, ces lignes d'érosion apparaissent en teintes grisâtres, tandis qu'elles correspondent à des ruptures de pente bien visibles sur l'ArcticDEM. Elles sont observées à des élévations entre 155 et 355 m, mais se concentrent principalement entre 230 et 375 m. Ces marques d'érosion sont particulièrement abondantes sur les versants rocheux et sur les surfaces à pente modérée présentant une faible couverture sédimentaire. Dans les secteurs proches du niveau actuel du lac Dubawnt, elles sont généralement parallèles au rivage, alors qu'à des élévations plus élevées, elles tendent à former un angle légèrement plus prononcé avec l'horizontale, en raison du rebond postglaciaire et des conditions locales de leur mise en place. Les regroupements de ces limites permettent d'identifier différentes phases du lac, et les élévations relevées serviront dans les sections suivantes à contraindre les paléo-niveaux de ces lacs.

Les plages, moins fréquentes que les limites de lessivage, se présentent sous la forme de cordons longitudinaux composés de sable, de gravier et/ou de galets, accumulés le long des anciens rivages et façonnés par l'action des vagues. Sur les images satellites, elles se manifestent souvent par des bandes allongées de teinte beige pâle, tandis que sur l'ArcticDEM, elles apparaissent comme des replats ou faibles escarpements longitudinaux généralement parallèles aux rivages actuels. Dans la région, elles se présentent le plus souvent sous forme de cordons sableux d'une centaine de mètres de longueur, bien que certaines atteignent plusieurs centaines de mètres (Fig. 1,3). Les plages sont principalement localisées dans des secteurs à faible pente, notamment sur les plateaux du sud-ouest de la zone d'étude, à des élévations comprises entre 300 à 330 m comparativement au niveau actuel de la mer.

D'autres formes littorales mineures ont été observées, principalement issues du remaniement local des sédiments par l'action des vagues, et se traduisent par des accumulations tabulaires de sable. Ces proto-rivages linéaires et subhorizontales apparaissent notamment le long des grands eskers qui traversent la région d'est en ouest (Fig. 1,2).

1.4.1.2 CARACTÉRISTIQUES DES ESKERS ET DELTAS

Les eskers forment un réseau linéaire de dépôts fluvioglaciaires qui domine la région d'étude, avec au moins trois grands systèmes cartographiés, composés de centaines de tronçons. Ils se caractérisent par leur forte sinuosité, leur continuité sur plusieurs kilomètres, un tronçon continu pouvant atteindre jusqu'à 300 km, ainsi que par leur orientation principalement d'est en ouest (ou du NE vers le SO dans certains secteurs), cohérente à l'échelle régionale et reflétant le recul de la marge glaciaire (Prest, 1969; Dyke et al., 2003; Dalton et al., 2020, 2023). Sur les images satellites, ils apparaissent comme des crêtes sinueuses et bien définies, de teinte gris pâle à beige, se détachant nettement du relief environnant (Figure 1,3). L'esker principal, situé au nord du lac Dubawnt, constitue une crête rectiligne à localement arquée, large d'environ 650 m, et s'étend à travers l'ensemble de la région d'étude. Il est alimenté par plusieurs cordons tributaires convergents prenant leur source plus à l'est, indiquant un réseau de drainage sous-glaciaire organisé (Banerjee et McDonald, 1975 ; Brouard et Lajeunesse, 2025).

Les eskers sont composés d'accumulations massives de sable, de gravier et de blocs, déposées par des écoulements d'eau de fonte sous pression. Leur crête est fréquemment parsemée

de blocs décimétriques à métriques, témoignant de conditions de dépôt énergétiques. Plusieurs tronçons présentent par ailleurs des embranchements, caractéristiques d'une morphologie dendritique associée à un drainage subglaciaire hiérarchisé. Localement, dans la région du Dubawnt, certains segments d'esker montrent des contacts avec des environnements glaciolacustres et sont souvent flanqués de deltas ou à de plages formées lors de phases où les crêtes d'esker ont été partiellement submergées (Figure 1,3).

Dans l'ensemble, les deltas sont moins nombreux (56 occurrences) dans la région d'étude. En plus du contexte mentionné ici, les deltas se retrouvent systématiquement à l'embouchure d'anciens chenaux ou à l'extrémité d'eskers tronqués et leur étagement par endroits correspond à différents niveaux glaciolacustres. Ces deltas, présentent une morphologie en éventail, larges de d'environ 200 à 350 m, avec des surfaces planes inclinées vers l'aval. Ils sont principalement constitués de sable et de gravier. De rares entailles naturelles révèlent localement des stratifications et des structures sédimentaires. L'un de ces deltas, situé dans le nord-est de la zone d'étude (63,732717, -100,428525), a été échantillonné en vue de datations par luminescence optique. Leurs élévations sont similaires à celles des limites de lessivage, mais apportent des contraintes fermes sur les niveaux d'eau glaciolacustres et indiquent des phases de stabilisation de durée indéterminée du plan d'eau pendant la déglaciation.

1.4.1.3 CARACTÉRISTIQUES DES CHENAUX ET EXUTOIRES

Un total de 141 chenaux d'eau de fonte a été cartographié dans la région d'étude. Ces chenaux se présentent sous la forme de dépressions longitudinales, généralement incisées dans les sédiments meubles et, plus rarement, dans le substratum rocheux (images en annexe montrent le type d'environnement des sites d'échantillonnages). Contrairement à d'autres régions où ils forment des réseaux complexes interconnectés, ceux de la présente étude apparaissent surtout comme des formes isolées, reflétant un drainage limité et temporaire. Leur morphologie indique une érosion liée à des écoulements rapides et puissants d'eau de fonte. Leur orientation concorde largement avec celle des eskers, ce qui suggère qu'ils sont possiblement reliés à un système de drainage pressurisé associé au retrait de la marge glaciaire. Ces formes linéaires sont souvent peu développées et témoignent fort probablement de la mise en place de bassins glaciolacustres ou de plans d'eau secondaires de courte durée. Certains chenaux de faible dimension sont positionnés entre des bassins de différentes envergures, ce qui semble indiquer un rôle d'exutoires locaux.

D'autres chenaux correspondent à des dépressions topographiques importantes qui ont probablement servi d'exutoires lors de l'abaissement des principaux plans d'eau glaciolacustres durant la déglaciation. Plusieurs de ces chenaux ont été identifiés au centre de la zone d'étude, soulignant une région potentiellement importante lors de phases de vidange et de drainage de bassins glaciolacustres.

Sur les images satellites, les chenaux se distinguent par une texture ou une teinte différente du terrain environnant, tandis que sur les modèles LiDAR, ils apparaissent sous forme de traces allongées en creux, parfois plus sombres en raison de la présence de sédiments fins, d'eau stagnante ou du roc affleurant. Ces chenaux se sont formés en contexte subaérien et représentent donc des indicateurs de niveau maximal pour les anciens plans d'eau (Brouard et Lajeunesse, 2025). Leur longueur varie, généralement d'environ d'une centaine de mètres à quelques kilomètres, et ils sont observés à des élévations comprises entre 160 et 365 m a.s.l. (Fig. 1,4), ce qui est l'éventail d'élévations le plus large des formes observées en terrain. L'analyse de leur position par rapport aux élévations des principaux groupements de paléorivages permet de distinguer des zones potentielles où se seraient produits des épisodes de drainage partiel. Ces zones seront abordées dans la section Discussion, à la lumière de l'examen des différentes populations de rivages qui caractérisent les transects.

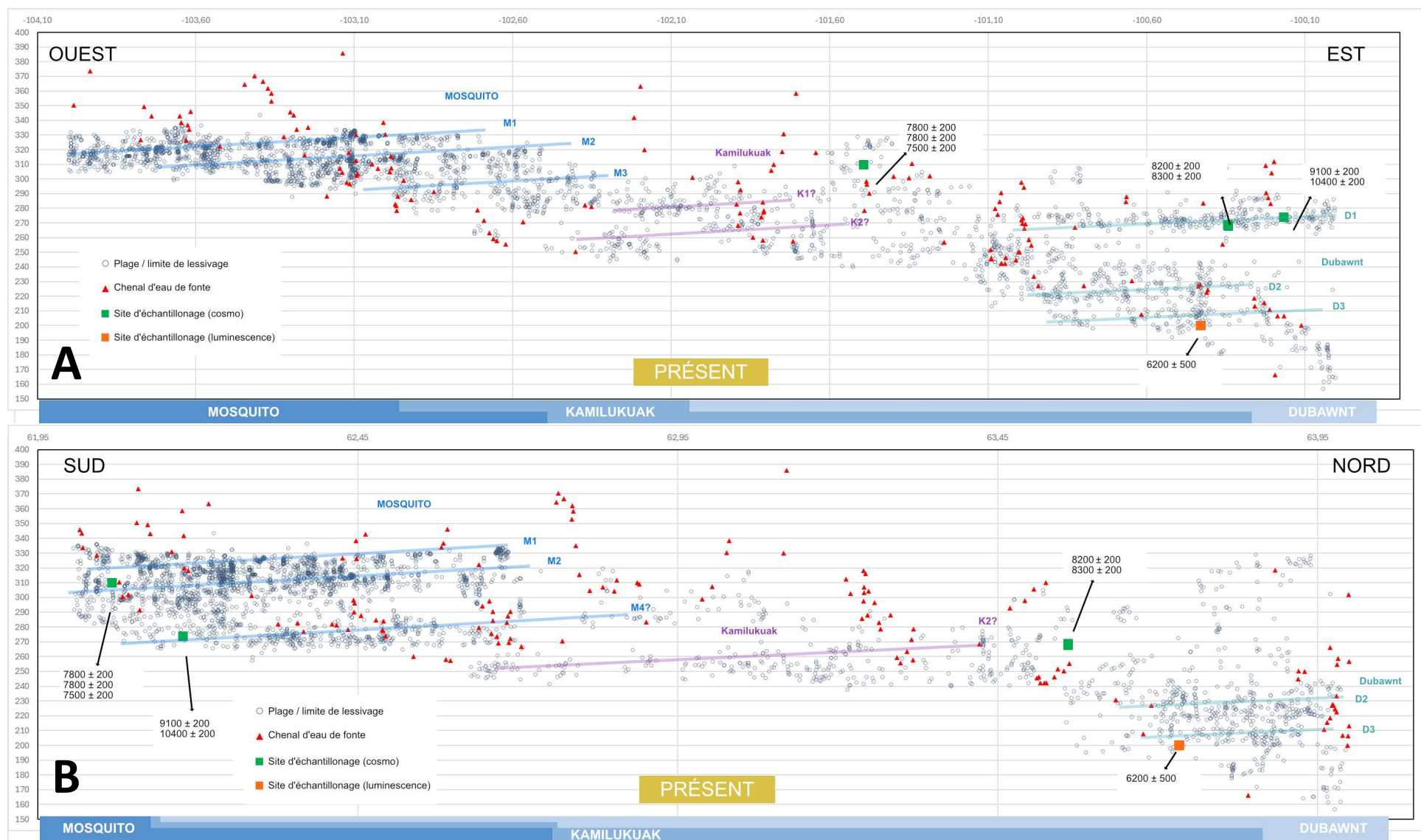


Figure 1, 4 : Diagramme altitude–distance illustrant l’élévation actuelle des limites de lessivage et autres lignes de rivage cartographiées (cercles bleus) pour le lac glaciaire Dubawnt, ainsi que des chenaux d’eau de fonte (triangles rouges), le long de transects est–ouest (A) et nord–sud (B). Les niveaux lacustres estimés à partir des concentrations de points sont indiqués par des lignes pointillées bleues. Les sites d’échantillonnage utilisés pour les analyses géochronologiques sont également représentés.

1.4.1.4 RÉPARTITION SPATIALE DES PALÉORIVAGES ET CHENAUX CARTOGRAPHIÉS

Les milliers d'indices d'anciens rivages de lacs glaciaires, dominés par des limites de lessivage, sont principalement concentrés sur les versants ouest des collines et autres reliefs topographiques. Cette asymétrie reflète probablement l'action de vents catabatiques, associés à la marge glaciaire en retrait qui se trouvait à l'est du plan d'eau. Dans la portion sud-ouest de la région, la topographie plus accidentée favorise une forte densité de marques de lessivage, indiquant la présence de niveaux lacustres stables ou répétitifs. En revanche, plus au nord, le paysage se distingue par des formes d'écoulement glaciaire allongées et parallèles qui témoignent d'un retrait rapide de la glace, avec peu d'indices d'une occupation glaciolacustre prolongée, suggérant ainsi une occupation plus éphémère des plans d'eau.

Les figures 1,4 (A) et (B) présentent la répartition spatiale des paléorivages et des chenaux d'eau de fonte cartographiés le long de deux transects orientés est-ouest et nord-sud, respectivement. Le transect est-ouest est particulièrement informatif, car il est grossièrement parallèle à l'axe principal du retrait glaciaire régional, tel que suggéré par l'orientation des eskers. Le transect nord-sud, quant à lui, traverse des zones de relief plus élevé, ce qui permet de distinguer l'influence de la topographie sur l'évolution des différentes phases glaciolacustres. Ensemble, ces transects mettent en évidence trois regroupements distincts de rivages (ou populations altimétriques), reflétant ce qui semble être des épisodes successifs d'abaissement du niveau du lac.

Sur le transect est-ouest (Fig. 1,4 (A)), les rivages se répartissent en plusieurs regroupements qui montrent des étendues verticales et horizontales distinctes, délimitant trois principaux ensembles de rivages. Chacun de ces regroupements est nommé à partir du bassin du lac moderne le plus important où se trouvent ces rivages. Le premier, associé au bassin du lac **Mosquito**, est situé dans la portion ouest du transect (longitudes 104,0°O à 102,2°O) et regroupe la majorité des rivages entre 340 m et 300 m d'élévation, formant une séquence verticale continue accompagnée de quelques chenaux observés à des élévations légèrement supérieures. Un second regroupement, associé au bassin du lac **Kamilukuak** est présent un peu plus à l'est (longitudes 102,4°O à 100,0°O), et regroupe des rivages avec des élévations plus basses

comprises entre 300 et 230 m. Ce secteur inclut également plusieurs chenaux étroits et faiblement incisés qui se situent en haut de cette population de rivages. Enfin, un troisième regroupement, associé au bassin du lac **Dubawnt**, est situé dans le secteur le plus oriental du transect, rassemble les rivages aux plus basses élévations, lesquels sont largement présents dans les dépressions topographiques actuellement occupées par des lacs modernes. Les zones dépourvues de points se situent principalement dans des secteurs de faible relief ou à topographie peu prononcée, où les formes littorales sont absentes ou mal préservées, comme autour du lac Dubawnt actuel.

Dans chaque bassin, la séquence de rivages montre de fortes concentrations de rivages (principalement des limites de délavage) alignées le long de plages altitudinales restreintes, ce qui semble définir d'anciens niveaux glaciolacustres. Cela suggère des périodes de stabilité prolongées, mais de durée inconnue, qui ont permis la formation de plusieurs rivages dans une même fourchette d'élévation. Dans le bassin Mosquito, au moins deux à trois niveaux lacustres bien développés sont présents, tandis que le bassin Kamilukuak présente des indices d'un seul niveau lacustre, et le bassin Dubawnt, de deux niveaux (Fig. 1,4 : M1, M2, M3, M4?, K1, K2?, D1, D2 respectivement). Ces anciens niveaux glaciolacustres présentent un gauchissement, avec des rivages plus élevés vers l'est, ce qui est cohérent avec le relèvement glacio-isostatique régional associé au retrait progressif de la marge glaciaire vers l'est du secteur d'étude où se trouvait une masse de glace plus imposante. (Fig. 1,5). La transition entre ces bassins, de même que dans la continuité des niveaux glaciolacustres documentés, est constituée d'une succession d'abaissements abrupts dans l'élévations des anciens plans d'eau. Ceci suggère que la libération du territoire par le retrait glaciaire s'est accompagnée par l'ouverture d'exutoires importants qui ont influé directement sur l'évolution du lac.

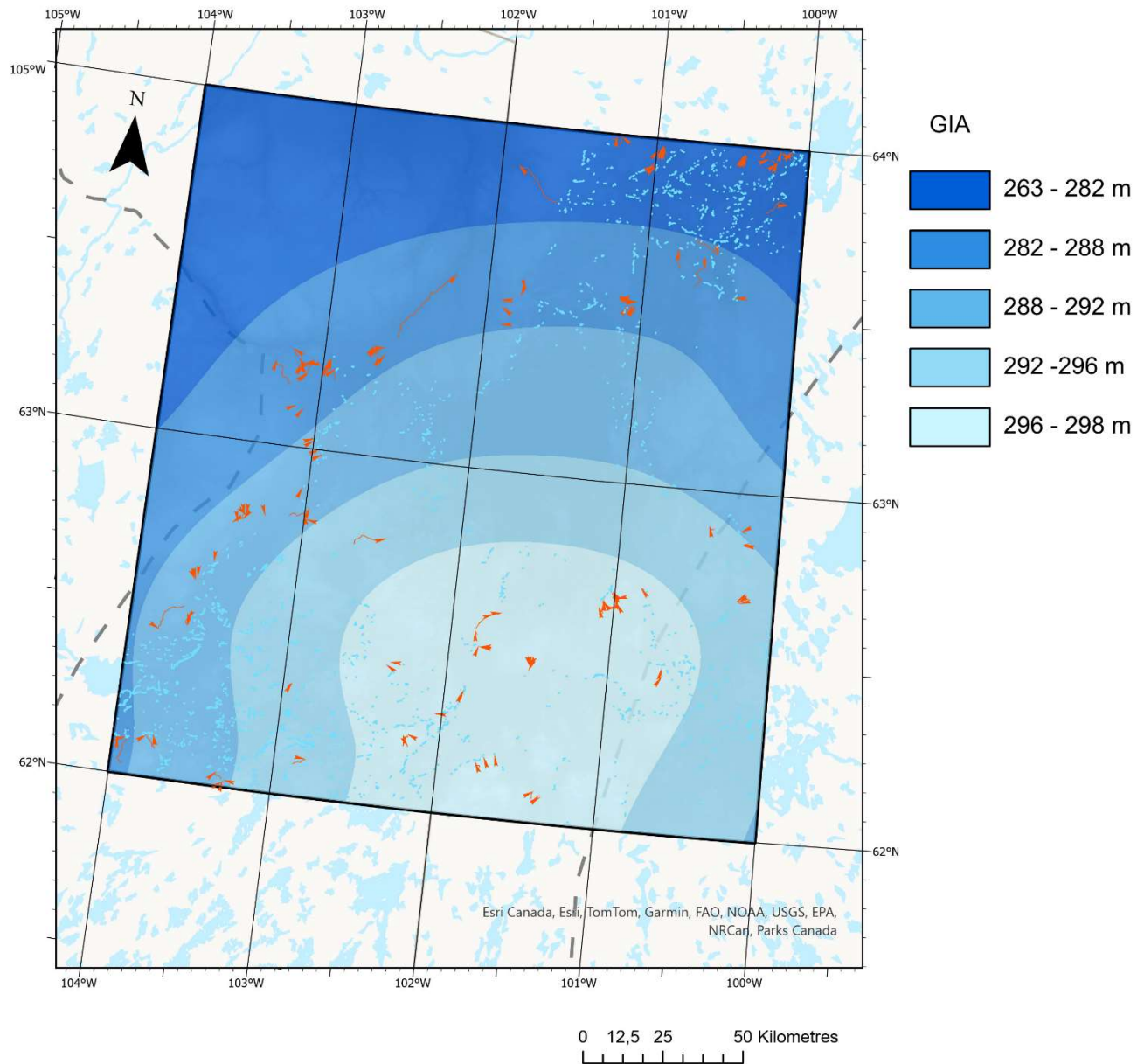


Figure 1, 5 : Rebond isostatique modélisé pour la région d'étude (Godbout et al., 2023), montrant un gradient spatial marqué, avec un enfoncement maximal (~297 m) au centre-ouest et une remontée plus faible (~272 m) vers le nord. La surface a été obtenue par interpolation *spline* à partir des données disponibles en ligne (PANGAEA; doi : 10.1594/PANGAEA.947536).

Le transect nord-sud (Fig. 1,4) présente une distribution de rivages grossièrement similaire à celle observée sur le transect est-ouest, avec des regroupements de rivages qui concordent aux bassins décrits plus haut. Ces regroupements apparaissent toutefois moins bien définis, ce qui reflète probablement l'orientation oblique du transect par rapport à la direction du retrait glaciaire régional. Dans la portion méridionale, les rivages sont concentrés entre 340 et 230 m d'élévation, formant un ensemble vertical dense, comparable à celui observé sur le transect est-ouest et divisé dans les mêmes phases. Plus au nord, les rivages deviennent plus dispersés et se concentrent dans les secteurs topographiquement plus bas, entre 330 et 160 m, souvent en association avec des chenaux d'eau de fonte. Les concentrations de rivages le long de braquettes altitudinales sont encore présentes, bien que leur étendue et attitude varient légèrement, probablement en raison de la projection utilisée. Malgré la difficulté de bien délimiter les anciens niveaux, on remarque un gauchissement sur ce transect, avec un angle remontant vers le nord.

En somme, les rivages sont répartis sur une plage d'élévations comprise entre 382 et 187 m a.s.l., témoignant d'une succession quasi continue d'anciens niveaux lacustres dans la région. L'organisation verticale et latitudinale des rivages met en évidence au moins trois populations principales de rivages distinctes, indiquant que l'histoire glaciolacustre de la région s'est déroulée dans trois principaux bassins, lesquels reflètent probablement l'influence du retrait glaciaire sur l'évolution progressive des plans d'eau glaciolacustres.

1.4.2 ANALYSE DE LA DISTRIBUTION DES RIVAGES AVEC LES PALÉOÉLÉVATIONS DE 8,0 KA

Pour analyser la séquence de rivages et évaluer son lien avec les éléments physiographiques qui aurait pu potentiellement influencer l'évolution des trois bassins et des niveaux lacustres présents, les rivages ont été projetés sur les mêmes transects, mais en utilisant leurs paléo-élévations tirés d'une paléo-surface correspondant à l'intervalle de 8,0 ka de la déglaciation. Cette surface de rebond postglaciaire est tirée d'un jeu de paléosurfaces disponibles et qui reflètent l'ampleur de la déformation causée par l'ajustement glacio-isostatique (GIA) à différents moments de la déglaciation (Godbout et al., 2023) et qui ont été calculées à une résolution de 20 m à partir des données du modèle ICE-6G (Peltier et al., 2015).

L'utilisation de ces paléosurfaces permet d'appliquer un correctif aux élévations des rivages cartographiés pour tenir compte de la déformation causée par le rebond isostatique (Roy et al., 2026). Ces paléoélévations fournissent ainsi une représentation de la position des rivages lors de leur formation à la déglaciation (i.e., surfaces horizontales). La sélection d'une paléosurface associée à ~8 ka se justifie par le fait que cet âge de déglaciation coïncide avec le recul documenté de la marge glaciaire dans la région (Dalton et al., 2023).

Dans les deux transects, la distribution générale des rivages demeure similaire à celle observée à partir des élévations actuelles, la principale différence étant le gauchissement (l'inclinaison) des anciens plans d'eau (niveaux lacustres) identifiés. Les rivages ainsi ajustés définissent des niveaux glaciolacustres quasi subhorizontaux dans les transects E-O et N-S (Fig 1,6), ce qui indique que la paléosurface retenue est appropriée au regard des connaissances actuelles (chronologie) sur la déglaciation et des incertitudes qui y sont associées. On observe toutefois une légère inclinaison résiduelle, suggérant que la surface utilisée pourrait être marginalement trop ancienne; l'amplitude limitée de ce tilt indique néanmoins que l'écart temporel demeure faible. Alternativement, si l'on suppose que ces rivages sont du même âge que la paléosurface utilisée, l'amplitude limitée du gauchissement observé pourrait indiquer que la déformation modélisée est légèrement sous-estimée. Ces reconstructions démontrent que les formes au sud de la région d'étude ont été redressées de plus d'environ 294 m depuis la déglaciation, alors que celles plus au nord d'environ 273 m (Fig, 1,5). Les évidences de lac glaciaire auraient été mises en place à une élévation comprise entre 100 m et -120 m par rapport au niveau de la mer à l'époque. Cette reconstruction des rivages avec les paléoélévations donne une idée de la répartition des rivages et de l'étendue spatiale des niveaux glaciolacustres au moment de la déglaciation. Le transect E-O indique que certains niveaux identifiés, notamment ceux des bassins de Kamilukuak et Dubawnt étaient fort probablement reliés pour une partie de la déglaciation (Fig. 1,6).



1.4.3 GÉOCHRONOLOGIE

1.4.3.1 DATATION PAR ISOTOPES COSMOGÉNIQUES

Les concentrations en ^{10}Be et les âges d'exposition obtenus sur un bloc et six affleurements rocheux associés à des plages et lignes de délavage à quatre sites (Fig. 1,2) sont présentés au tableau 1,1. Les concentrations en ^{10}Be sont cohérentes à l'intérieur de chaque site, variant de $44\,393,9 \pm 1\,187,4$ à $59\,259,1 \pm 1\,382,8$ atomes g^{-1} . Un des sites n'a pu être daté, les échantillons ayant une teneur en quartz insuffisante pour permettre une extraction adéquate de ^{10}Be . Les âges d'exposition calculés varient de $7,500 \pm 200$ a à $10,300 \pm 200$ a.

Tableau 1 : Information sur les échantillons de datation par isotopes cosmogéniques et âges déterminés

Échantillon	Environnement	Type d'échantillon	Latitude (DD)	Longitude (DD)	Elevation (m)	Âge [LSDn] (a)	σ (a)
23BVB-B0011A01	SE : Lac Kamilukuak précoce	Bloc	62,175912	-100,169	274	9144	241
23BVB-B0011B01	SE : Lac Kamilukuak précoce	Socle	62,175912	-100,169	274	10371	243
Âge moyen site 11 : 9700 ± 200							
23BVB-B0016A01	NE : Lac Glaciaire Dubawnt tardif	Socle	63,559804	-100,344	269	8241	183
Âge moyen site 16 : 8200 ± 200							
23BVB-B0017A01	NE : Lac Glaciaire Dubawnt tardif	Socle	63,559768	-100,34335	268	8344	227
Âge moyen site 17 : 8300 ± 200							
23BVB-B0065A01	SO : Lac Glaciaire Dubawnt hâtif	Socle	62,065283	-101,493	310	7737	185
23BVB-B0065A02	SO : Lac Glaciaire Dubawnt hâtif	Socle	62,065283	-101,493	310	7756	182
23BVB-B0065A03	SO : Lac Glaciaire Dubawnt hâtif	Socle	62,065283	-101,493	310	7544	202
Âge moyen site 65 : 7600 ± 200							

Tous les échantillons étaient d'une épaisseur d'environ 2cm, d'une densité de $2,7 \text{ g/cm}^3$ et d'un parage minimal.

Les deux échantillons du site 11, situé dans le sud-est de la région d'étude (élévation = 274 m; fig. 1,2), donnent un âge moyen de $9,800 \pm 200$ a pour la datation d'un affleurement rocheux situé au cœur d'une limite de délavage et d'un bloc erratique associé. Ce site est localisé à proximité de plusieurs limites de lessivage et de niveaux de plage et le bloc erratique reposait sur un affleurement façonné en dos-de-baleine.

Les deux échantillons des sites 16-17 dans la partie nord de la zone d'étude (élévation = 268 m ; fig. 1,2) fournissent un âge moyen de $8,300 \pm 200$ a pour le socle rocheux échantillonné au point le plus haut d'un chenal latéral d'eau de fonte qui alimentait un delta en aval.

Les trois échantillons du site 65, situé au sud-ouest (élévation = 310 m; fig. 1,2) présentent un âge moyen de $7,700 \pm 200$ a pour le roc associé à un chenal d'eau de fonte large de 400 mètres se déversant dans un ancien niveau du lac glaciaire. Le socle exposé échantillonné était sur le flanc est du chenal, sur un replat en amont de la pente.

Des images de chaque site d'échantillonnage, ainsi que leur localisation, sont présentées dans les annexes.

1.4.3.2 DATATION PAR LUMINESCENCE OPTIQUE

Trois sites ont fait l'objet d'analyses pour la datation par luminescence optique. Le premier site correspond à un ravinement en aval d'un delta glaciolacustre construit à l'extrémité d'un esker (site 14A01). La coupe à cet endroit exposait l'architecture interne du dépôt, montrant une dominance de faciès sableux. Le deuxième site provient d'une plage bien développée formée par le remaniement d'une vaste surface de till au sud de la région d'étude. Pour ces deux sites, les analyses préliminaires via une approche multigrains ont révélé un signal très élevé, typique d'une remise à zéro insuffisante. Conséquemment, les échantillons de ces deux sites n'ont pas fait l'objet d'analyses pour la datation.

Le troisième site correspond à des sables prélevés dans le même delta glaciolacustre construit sur le flanc d'un esker (site 14A01). L'échantillon provient d'un replat situé sous la crête principale, à 200 m d'élévation. Le dépôt composé principalement de sable fin présentait des rides de courant, suggérant un transport hydrodynamique relativement efficace. Aucun signe de remaniement post-dépôt n'a été observé sur le terrain. Les analyses ont livré des âges de déposition de $6,17 \pm$

0,47 ka pour le feldspath et de $10,28 \pm 0,75$ ka pour le quartz. L'âge pour le feldspath a été corrigé pour le *fading*.

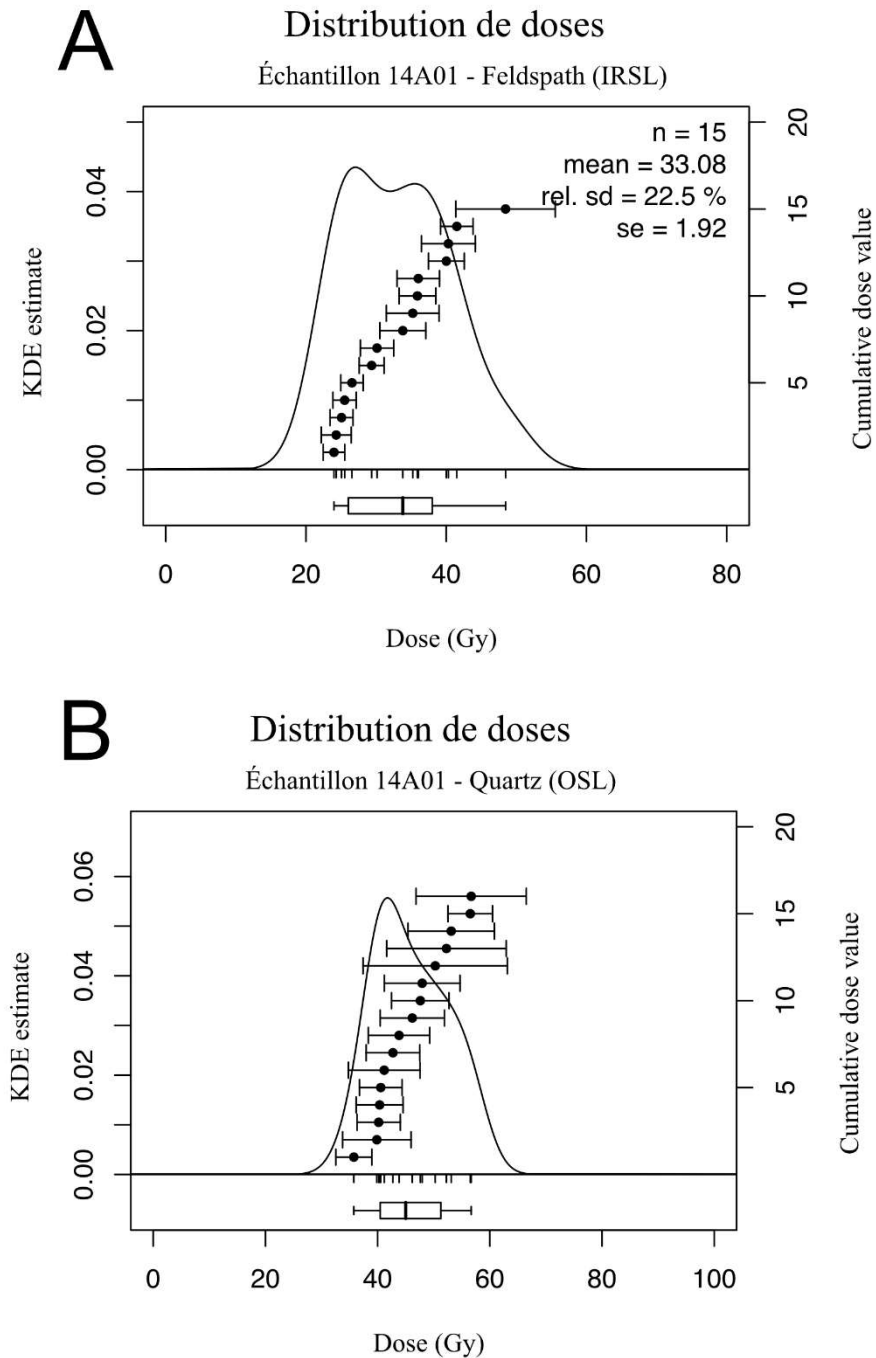


Figure 1, 7 : Mesures de la luminescence utilisées pour déterminer la dose équivalente (D_e). La dose équivalente est estimée par une approche statistique fondée sur le signal de luminescence mesuré

sur plusieurs disques. (A) Dans le cas du feldspath, les signaux sont obtenus à partir d'aliquotes synthétiques. (B) Pour le quartz, les mesures reposent sur des disques à grains multiples.

Les analyses grains uniques du quartz ont toutefois révélées un signal complexe suggérant une remise à zéro incomplète, vraisemblablement liée à une exposition insuffisante au rayonnement solaire durant le transport, à tout le moins pour ce minéral. En conséquence, seul l'âge obtenu à partir du feldspath est retenu pour l'interprétation géochronologique.

Tableau 2 : Information sur les échantillons de luminescence, doses mesurées et âges déterminés

Échantillon	Minéralogie	Matériel	U (226 Ra) (ppm)	U (235U) (ppm)	Th (ppm) 11,20 ±	K (%)	Dose environnementale	
23BVB-B0014A01	Feldspath-K	Sable	3,09 ± 0,63	4,34 ± 0,08	0,26	3,53 ± 0,07	5,186 ± 0,279	
	Quartz	Sable	3,09 ± 0,63	4,34 ± 0,08	11,20 ± 0,26	3,53 ± 0,07	4,358 ± 0,270	
Échantillon	Minéralogie	Granulométrie (µm)	Profondeur (m)	Latitude	Longitude	Élévation (m)	De	Âge (ka)
23BVB-B0014A01	Feldspath-K	180-210	0,45 ± 0,02	63,732717	-100,42853	200	31,99 ± 1,73	6,169 ± 0,470
	Quartz	180-210	0,45 ± 0,02	63,732717	-100,42853	200	44,81 ± 1,73	10,281 ± 0,75

1.5 DISCUSSION

1.5.1 DÉVELOPPEMENT ET ÉVOLUTION DES LACS GLACIAIRES

Bien que la présence de lacs glaciaires majeurs dans la région de Kivalliq soit reconnue depuis longtemps (c.f., Craig, 1965; Prest et al., 1968), leur étendue, leur chronologie et les processus ayant guidé leur évolution demeurent mal contraints. Le nouvel ensemble de données basé sur la cartographie de détails et la datation de rivages surélevés apporte une perspective nouvelle sur l'histoire de ces plans d'eau formés durant les phases tardives du retrait du Dôme du Keewatin.

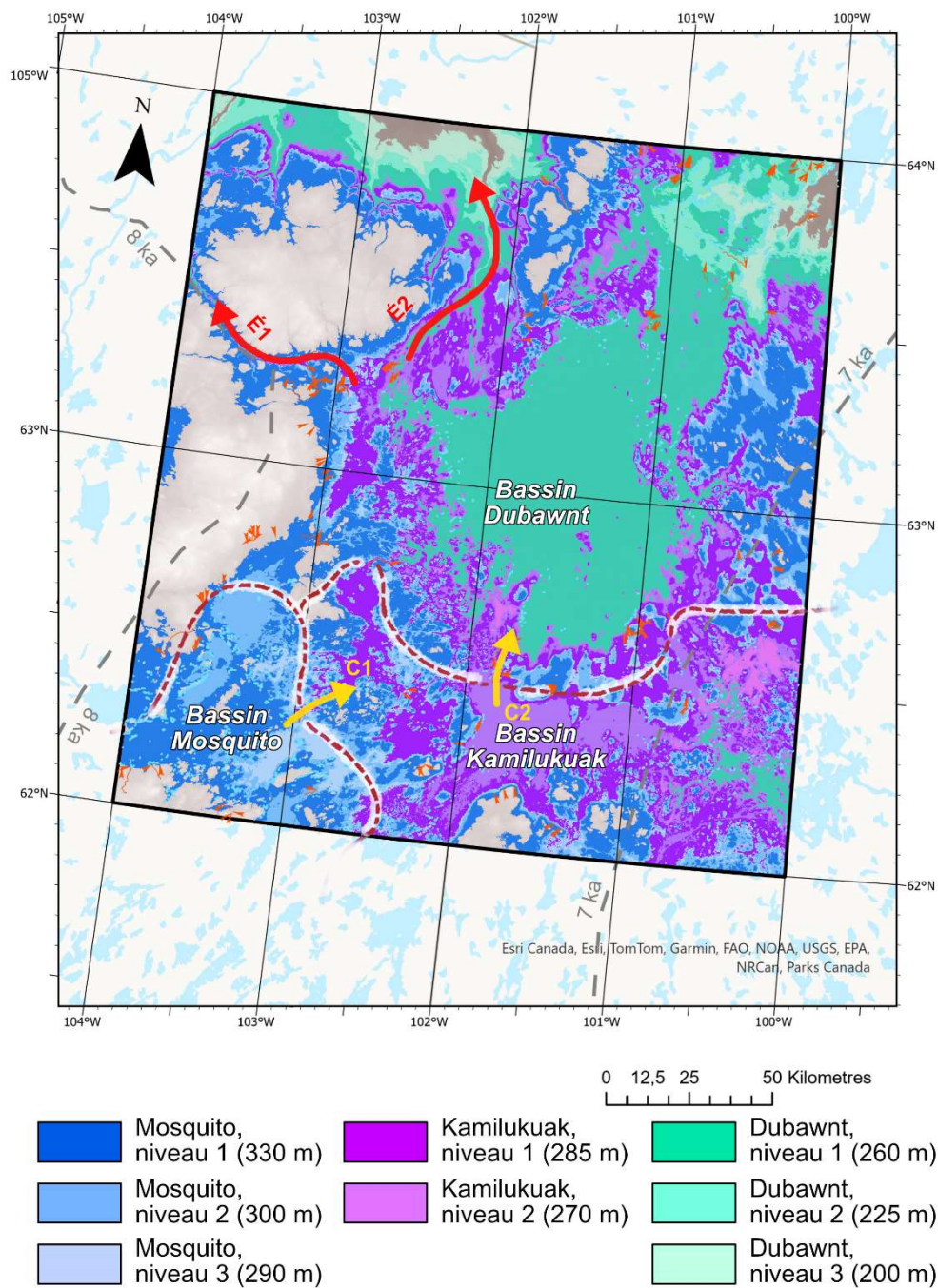


Figure 1, 8 : Modèle numérique de terrain illustrant les différents niveaux et bassins des lacs glaciaires présents dans la région, dérivé du *Medium Resolution Digital Elevation Model* (MRDEM) de la série *CanElevation*. Les flèches jaunes représentent les chenaux d'eau de fonte majeur connectant les bassins et les flèches rouges les exutoires majeurs du système.

L'abondance de rivages et autres paléo-indicateurs de plan d'eau associés témoignent sans équivoque de la présence d'un vaste lac glaciaire dans le bassin actuel du lac Dubawnt et ses environs. La prédominance de limites de délavage et le faible degré de développement des plages indiquent une occupation lacustre de courte durée ou encore une mise en place brève des différents niveaux, probablement en lien avec le retrait soutenu d'un front glaciaire dynamique.

La projection de l'ensemble des données de paléorivages dans la zone d'étude sur des transects orientés N-S et E-O montre une répartition spatiale qui suggère l'existence d'au moins trois principaux sous-bassins glaciolacustres distincts. Ces derniers occupent les bassins des lacs actuels de Mosquito, Dubawnt et le Kamilukuak. Globalement, les séquences de rivages documentées dans ces sous-bassins montrent un abaissement graduel des plans d'eau avec le retrait glaciaire vers l'est, passant de hautes élévations dans l'ouest et le sud vers des élévations plus faibles dans l'est et le nord. Les transects montrent également que l'enregistrement de rivages de certains secteurs apparaît clairsemé, ce qui correspond généralement à des secteurs caractérisés par la prédominance du roc et la faible épaisseur des dépôts sédimentaires, ce qui forme un contexte qui limite la formation et la préservation des rivages.

Les rivages les plus élevés définissent l'élévation maximale atteinte par le lac qui est de 370 m dans son bassin ouest et de 310 m dans celui de l'est, associés respectivement à la phase Mosquito et Kamilukuak. Ces valeurs sont cohérentes avec les observations de Craig (1964) qui rapportait des indices de niveaux à 350 m dans le secteur juste à l'ouest du lac Dubawnt. Bien que Craig eût établi le lien entre l'endiguement du réseau de drainage par le front glaciaire se retirant vers l'est, les données limitées ne lui permettaient pas de retracer l'évolution spatiale des plans d'eau. Si l'on considère l'enfoncement isostatique, ces rivages auraient été mis en place à une élévation maximale de 70 m dans son bassin ouest et 10 m dans celui de l'est.

L'étagement vertical quasi continue des rivages reflètent possiblement des processus d'érosion actifs, induits par l'interaction complexe entre le retrait de la marge glaciaire vers l'est et la libération successive d'exutoires de basses élévations. La projection des paléorivages le long d'un transect ouest-est révèle une série de niveaux glaciolacustres répartis sur plusieurs dizaines de mètres d'élévation. Cette distribution traduit des ajustements dynamiques du bassin, liés à la fois à l'abaissement graduel des plans d'eau induit par le relèvement isostatique postglaciaire, et

aux ouvertures ou migrations d'exutoires provoquées par le retrait glaciaire. La gradation verticale quasi-continue qui caractérise la séquence de rivages est cohérente avec les observations de terrain qui ne montre aucune évidence d'une pause dans le retrait (absence de front morainique) et qui indique plutôt un retrait continu.

Spatialement, l'évolution des lacs glaciaires dans la région ne reflète pas uniquement le retrait de la marge glaciaire. Bien que le recul de celle-ci se soit effectué principalement d'ouest en est, tel qu'indiqué par les reconstructions paléogéographiques sur le territoire qui place le front glaciaire dans la région vers ~8-8,5 ka (Dalton et al., 2023), l'évolution des lacs répondait aussi de façon marquée aux caractéristiques du cadre physiographique. En particulier, la présence d'exutoires situés à de faibles élévations et la pente régionale orientée vers le nord ont guidé une évolution des plans d'eau largement perpendiculaire au retrait de la marge, avec des débordements dirigés majoritairement vers le nord.

Les deux transects mettent en évidence trois sous-bassins, qui semblent refléter trois phases successives d'évolution glaciolacustre. Chaque sous-bassin a été libéré à son tour lors du retrait progressif de la marge glaciaire vers l'est. Les différents niveaux glaciolacustres présents montrent un gauchissement vers l'ouest, cohérent avec un retrait glaciaire vers un centre de masse plus important situé à l'est. Ce recul a occasionné l'ouverture d'exutoires qui ont permis le déversement des eaux vers le nord.

Plus spécifiquement, l'épisode glaciolacustre a débuté à l'ouest, centré autour du bassin du lac Mosquito, où l'on enregistre les niveaux lacustres les plus élevés, lesquels se sont formés alors que le front glaciaire en retrait bloquait les voies d'écoulement vers l'est. Ces rivages élevés témoignent probablement de petits bassins précoces. L'obstruction glaciaire a favorisé la mise en place d'un lac de barrage de haute élévation occupant une dépression formant le bassin occidental de Mosquito. Les rivages y présentent un abaissement progressif (Fig. 1,4 et 1,6). Le cadre physiographique régional indique qu'une partie de ce bassin s'est fort probablement étendue vers l'ouest dans le bassin de la rivière Thelon, au-delà de la zone d'étude. Au sud, une série de rivages se concentre autour des lacs Kamilukuak, Nowleye et Agnikumi, où plusieurs petits bassins ont probablement formé des lacs connexes de plus petite envergure. Dans le transect est-ouest, la séquence de points du bassin occidental montre des concentrations de rivages à l'intérieur de

bandes d'élévations étroites alignées le long de plans subhorizontaux légèrement inclinés vers l'ouest, suggérant la présence d'au moins des deux niveaux glaciolacustres mineurs M1 et M2. Dans le transect nord-sud, on remarque que cette population de rivages de haute élévation s'interrompt abruptement vers le nord, à la latitude 62,784°. Dans ce secteur, la présence de plusieurs chenaux suggère qu'ils ont pu servir d'exutoire de basse élévation lors du retrait glaciaire, permettant un drainage partiel des eaux vers un second bassin situé à une élévation inférieure. Cette phase de drainage se reflète dans la séquence de rivages par une quasi-disparition (ou nette diminution) des rivages, notamment sous le niveau M2 (Fig. 1,4 et 1,6).

Le recul de la glace a donc permis l'inondation du bassin oriental du lac Kamilukuak, centré sur le lac du même nom et situé au sud-est de la région d'étude. Dans les deux transects, il semble que cette phase fut marquée par une phase d'expansion progressive du plan d'eau à la fois vers l'est et le nord. Bien que la distribution des rivages du transect N-S montre peu de détail sur l'évolution du plan d'eau, les rivages clairsemés du transect E-O montrent une tendance générale à l'abaissement du niveau du lac dans ce bassin. Ce patron est interrompu à mi-élévation, où se concentre un ensemble de rivages relativement bien définis dans une plage d'élévations restreinte qui forme un plan légèrement incliné vers l'ouest. Cette concentration de rivages dans un plan suggère une phase de stabilité relative correspondant probablement à un niveau lacustre bien établi. Cette phase Kamilukuak (localisée autour de 300 m d'élévation à l'actuel) semble associée à un seuil rocheux identifié dans le secteur à l'ouest du lac Kamilukuak actuel, qui aurait alors joué le rôle de contrainte avec le bassin de Mosquito. La topographie rocheuse au nord de la région, plus basse, aurait également pu contrôler l'élévation de la surface lacustre à ce moment, jusqu'à ce que le niveau du lac glaciaire s'affaisse d'environ 50 mètres. La phase Kamilukuak correspond à un plan d'eau de grande étendue, qui aurait occupé la majeure partie de la zone d'étude, du centre-ouest jusqu'aux secteurs nord, et se serait possiblement prolongé dans le bassin du lac glaciaire Dubawnt. Il est également possible que certains rivages de basse élévation du bassin du lac Mosquito appartiennent à cette même phase.

Cette phase Kamilukuak se termine éventuellement avec le recul du front glaciaire et l'ouverture concomitante d'un nouvel exutoire vers le nord ou le nord-est, permettant le transfert des eaux vers le bassin du lac Dubawnt. Cette ouverture est déduite à partir du profil topographique sous-jacent et du retrait glaciaire vers l'est, notamment en raison de la présence d'un seuil dans le

secteur actuel de la rivière Kamilukuak, dont l'élévation peut permettre une baisse marquée du niveau du plan d'eau. L'examen de la géomorphologie indique que ce secteur est caractérisé par des chenaux profondément incisés dans les sédiments et le roc, ainsi que par de grandes étendues d'affleurements rocheux, suggérant un débit important d'eau de fonte. Cette arrivée d'eau provenant du bassin sud et l'ouverture entre les deux bassins sont donc fort probablement à l'origine du développement de la dernière grande phase décrite dans cette étude, celle associée au remplissage du bassin du lac Dubawnt actuel.

Dans le transect N-S, la partie nord montre un second abaissement marqué des rivages qui forment un étagement progressif vers des élévations plus basses dans la partie septentrionale du bassin du lac Dubawnt. Ce regroupement de rivages correspond à la troisième phase de l'épisode glaciolacustre. Dans le transect E-O, cette population de rivages de basse élévation montre également une faible concentration de points dans un plan subhorizontal, suggérant l'occurrence probable d'un niveau lacustre (K2, Fig. 1,4 et 1,6). De façon générale, la séquence de rivages du bassin nord montre une tendance continue à la baisse du plan d'eau, qui se termine avec des valeurs autour de 260 m (Fig. 1,4). Ce dernier changement marqué dans la distribution des rivages entre les bassins de Kamikuluak et de Dubawnt, ainsi que le développement d'une population de rivages dans ce dernier montrant un abaissement progressif qui se termine par une diminution abrupte de leur nombre, marque vraisemblablement la libération d'un ou de plusieurs exutoires de basse élévation et la fin de l'épisode glaciolacustre dans la région d'étude.

L'analyse des chenaux vient également renforcer l'interprétation des différentes phases glaciolacustres et des épisodes de drainage partiel qui sont rapportés ici. La plupart des chenaux se sont formés en milieu subaérien et constituent ainsi des indicateurs de niveau maximal d'inondation glaciolacustre, permettant de contraindre l'extension et les niveaux anciens des lacs (e.g., Brouard et Lajeunesse, 2025). De plus, la correction de l'élévation des rivages pour les déformations glacio-isostatiques permet de mieux comprendre la répartition des différents niveaux et phases glaciolacustres, en positionnant ces groupements de rivages vis-à-vis des chenaux ou des groupements de chenaux, dont certains pourraient expliquer les abaissements abrupts observés dans les séquences de rivages. Dans la région d'étude, ces chenaux se trouvent généralement à des élévations plus élevées que les rivages, sauf à quelques endroits, notamment dans la partie centrale

de la zone d'étude, près de la rivière actuelle Kamilukuak (Fig. 1,2), où leurs élévations plus basses et leur orientation vers un autre bassin les associent à des bassins secondaires ou précoces.

L'analyse de la position des chenaux par rapport aux élévations des paléorivages permet aussi de distinguer deux zones principales de drainage, situées dans les secteurs sud-ouest et nord-ouest du bassin (Fig. 1,8). Ces dépressions, à environ 200 m et 385 m d'élévation, se situent nettement en dessous des anciens rivages, ce qui indique qu'elles étaient encore englacées lors de l'inondation initiale du bassin par les eaux de fonte. L'élévation maximale de ces chenaux, d'environ 50 m supérieure à celle des limites de lessivage, suggère que leur ouverture progressive lors du retrait de la marge glaciaire aurait favorisé la vidange séquentielle du lac. Aujourd'hui, ces vestiges d'anciens chenaux sont occupés par deux tributaires du lac Aberdeen.

De plus, dans le secteur de la rivière Kamilukuak actuelle, un chenal creusé dans le substratum rocheux se prolonge vers le nord, soit vers l'aval, dans une dépression renfermant possiblement des barres alluviales (Fig. 1,6 et 1,8). Ces barres, caractérisées par leurs renflements semi-circulaires, rappellent les dépôts de vidange massive généralement associés au drainage de lacs glaciaires (p. ex., Dubé-Loubert et Roy, 2017; voir aussi Fisher, 2020). Enfin, dans le secteur au nord-est du lac Dubawnt actuel, d'autres chenaux de plus basse élévation sont incisés dans le roc et pourraient s'être formés lors des phases tardives du lac.

Par ailleurs, bien que la cartographie réalisée soit exhaustive et appuyée par une base de données détaillée, les travaux ne permettent pas de modéliser les volumes d'eau du lac glaciaire. Les élévations des rivages cartographiés et l'étendue des différentes phases glaciolacustres montrent que les limites maximales du lac s'étendaient au-delà de la région d'étude. Par conséquent, la modélisation des volumes d'eau de fonte nécessiterait une couverture cartographique régionale continue ainsi que des contraintes de terrain étendues dans les régions avoisinantes, ce qui dépasse le cadre et les objectifs du présent projet. L'absence de ces informations empêche pour l'instant de produire des estimations fiables des volumes pour les différents plans d'eau identifiés. Toute tentative de modélisation des volumes à partir des seules données disponibles serait donc hautement approximative. En l'absence d'une couverture cartographique complète et de contraintes de terrain dans les régions adjacentes, un tel calcul reposerait sur des données trop

sommaires, entraînant de fortes incertitudes et empêchant l'obtention d'estimations fiables des volumes des différents plans d'eau glaciolacustres.

1.5.2 GÉOCHRONOLOGIE

Des trois sites datés par la méthode des isotopes cosmogéniques, deux ont fourni des âges ^{10}Be cohérents. Dans la partie nord du territoire, les échantillons du site 16-17 présentent un âge moyen d'exposition de $8\,300 \pm 200$ ans, tandis qu'un peu plus au sud, les surfaces rocheuses datées du site 65 ont donné un âge moyen de $7\,700 \pm 200$ ans. Ces âges fournissent des contraintes sur la formation des rivages datés. Compte tenu des marges d'erreur associées, ces résultats indiquent que les formes glaciolacustres datées, deux chenaux associés à différentes phases du lac, se sont mises en place à peu près au même moment. La cohérence de ces âges suggère qu'ils peuvent être utilisés pour contraindre l'âge de formation des lacs glaciaires. L'âge moyen de 8,3 ka du site 16-17 est associé à la phase Dubawnt du lac glaciaire régional, tandis que l'âge d'exposition de 7,7 ka du site 65 renseigne sur la phase mineure M2, correspondant à la phase Mosquito.

Incidentement, considérant qu'il s'agit de lacs de barrage glaciaire, ces résultats fournissent également des contraintes sur la position du front glaciaire dans la région, les premiers pour la partie centrale du Kivalliq. Les trois sites s'alignent approximativement selon un axe nord-sud, donc grossièrement parallèle au front glaciaire, ce qui fournit une contrainte temporelle sur sa position au moment de la formation de ces niveaux. De plus, les âges obtenus concordent avec le cadre paléogéographique régional fondé sur les datations au ^{14}C , lequel situe le retrait glaciaire dans ce secteur entre les isochrones de déglaciation de 8,5 ka à l'ouest et 8,0 ka à l'est.

Le site 11 présente des âges cosmogéniques de $9\,700 \pm 200$ ans, une différence significative avec ceux des deux autres sites à l'échelle des événements de déglaciation régionale (soit plus d'un ordre de grandeur; $>1\,400$ ans), malgré une localisation comparable (dans le même axe nord-sud) et une position correspondant à un niveau glaciolacustre plus bas. De plus, cet âge est significativement plus ancien que les isochrones de déglaciation régionales (Dalton et al., 2023). Ce résultat peut donc être considéré comme aberrant (*outlier*). Cette surestimation est probablement attribuable à un héritage d'isotopes cosmogéniques lié à une exposition antérieure et à une érosion glaciaire insuffisante, une situation relativement fréquente dans les environnements anciennement englacés du Keewatin (e.g., Corbett et al., 2013; McMartin et al., 2025).

Cette interprétation est cohérente avec la localisation du site, situé à proximité d'une ancienne ligne de partage des glaces du Dôme du Keewatin (McMartin et Henderson, 2004; Brouard et al., 2024; 2025). Ce contexte glaciologique est souvent associé à une couverture de glace à base froide, peu dynamique, où le socle sous-jacent subit une érosion minimale. La région présente de nombreux indices géomorphologiques, notamment des felsenmeer, témoignant de cette dynamique. Ce régime thermique favorise la préservation de surfaces anciennes ayant pu être exposées lors d'un ou plusieurs épisodes subaériens (cf. McMartin et al., 2025). En effet, ce secteur sud-est de la zone d'étude se caractérise par une relative absence d'indicateurs d'écoulement glaciaire ou de formes associées à des ensembles d'anciens flux glaciaires. Il est notable que cette région ne conserve que des stries attribuées à des dynamiques glaciaires plus anciennes. En comparaison, la géomorphologie de la partie sud de la zone d'étude reflète plutôt un terrain glaciaire typique d'environnements à base chaude.

En somme, ces résultats montrent que la datation de formes telles que des chenaux d'eau de fonte constitue un bon moyen d'obtenir des contraintes temporelles sur l'enneigement du territoire par le lac glaciaire, et plus largement sur la chronologie de la déglaciation. Ces nouveaux âges cosmogéniques fournissent les premières contraintes géochronologiques directes pour la portion continentale du Keewatin. Ces données seront utiles au raffinement des patrons de déglaciation, ainsi qu'aux travaux de modélisation de l'ajustement glacio-isostatique du territoire.

La datation OSL d'un delta d'esker situé dans le nord de la région d'étude a donné un âge de $6,169 \pm 0,470$ ka à partir de minéraux de feldspath. À première vue, cet âge ne semble pas cohérent avec les âges cosmogéniques obtenus ni avec le patron général de retrait établi pour la région dans les reconstructions paléogéographiques (Dalton et al., 2023). Toutefois, sa position dans le bassin du Dubawnt et sa faible élévation dans la séquence de rivages indiquent que ce delta correspond à une phase très tardive de l'épisode glaciolacustre régional. Par conséquent, l'âge OSL pourrait potentiellement contraindre la chronologie des derniers plans d'eau glaciolacustres dans la région d'étude ou même encore des plans d'eau résiduels.

D'un autre côté, cet âge plus jeune pourrait refléter des limites intrinsèques à la méthode de datation, notamment celles associées à l'utilisation du feldspath. Ce minéral est bien connu pour produire des sous-estimations d'âge en raison d'une instabilité temporelle du signal (i.e.,

anomalous fading; Auclair et al., 2003, Lamothe et al., 2012). Bien que des mesures aient été effectuées pour évaluer cette hypothèse, ainsi que des corrections pour l'effet du *fading*, d'autres résultats indiquent un environnement géologique complexe qui pose certains défis à la datation par luminescence. Les mesures réalisées sur différents échantillons révèlent en effet des valeurs de radiation ambiante très élevées, voire anormales. Les taux de radiation annuelle mesurés dans les sédiments indiquent des valeurs de Potassium de $3,53 \pm 0,07$ pour le site 14A01, soit environ le double de ce qui est attendu pour un matériel de composition similaire. Il est possible que ces valeurs élevées soient simplement liées au fait que le socle de la région contient localement de l'uranium en quantité élevée (Shabaga et al., 2021).

Néanmoins, si cet âge OSL s'avérait juste, les contraintes géochronologiques rapportées dans notre étude couvriraient presque l'entièreté de l'épisode glaciolacustre, depuis les chenaux situés à haute élévation dans le bassin Kamilukuak jusqu'à l'âge de luminescence d'un delta nettement plus bas en élévation; une histoire qui s'étendrait de 8,5 à 6,1 ka. Toutefois, des analyses supplémentaires sur d'autres sites, ainsi que des investigations approfondies, seront nécessaires pour valider ou infirmer ces résultats en OSL. Pour l'instant, les âges OSL de la région doivent être interprétés avec prudence.

1.6 CONCLUSIONS

Les travaux présentés dans cet article démontrent l'apport déterminant de la cartographie à haute résolution et des nouvelles contraintes géochronologiques pour documenter l'histoire glaciolacustre du centre-sud du Keewatin. L'analyse combinée des MNTs ArcticDEM, de la télédétection et des observations de terrain a permis d'identifier et de caractériser plusieurs milliers de rivages, chenaux d'eau de fonte, deltas et autres éléments morpho-sédimentaires associés aux phases tardives de la déglaciation du Dôme du Keewatin. Ces données révèlent une couverture glaciolacustre qui s'est étendue sur un vaste territoire et indiquent que le développement du lac glaciaire s'est déroulé au sein d'au moins trois grands sous-bassins glaciolacustres. Cette évolution reflète l'interaction entre le retrait de la marge glaciaire, la physiographie régionale et la libération progressive d'exutoires de plus basse élévation.

Les nouvelles datations au ^{10}Be effectuées sur des formes glaciolacustres fournissent les toutes premières contraintes géochronologiques directes pour la portion continentale du Keewatin. Les âges de 8,3 ka (site 16–17) et 7,7 ka (site 65) indiquent que les principales phases d'occupation lacustre se sont développées durant la période 8,5–7,5 ka, en accord avec les isochrones de déglaciation régionales. Ces résultats permettent d'associer précisément certaines phases lacustres à des positions particulières de la marge glaciaire. L'âge plus ancien ($\sim 9,7$ ka) obtenu au site 11 est interprété comme reflétant un héritage d'exposition, cohérent avec la présence d'une glace à base froide et d'une érosion limitée dans ce secteur. Dans l'ensemble, ces données contribuent à affiner significativement le cadre temporel du retrait glaciaire dans la région.

Les analyses de luminescence ont permis d'obtenir un âge de $6,17 \pm 0,47$ ka pour un delta d'esker du bassin du Dubawnt, ce qui pourrait refléter une phase très tardive de l'occupation glaciolacustre ou encore des bassins lacustres postglaciaires résiduels. Toutefois, la complexité des signaux luminescents de certains échantillons, les valeurs élevées de radiation ambiante et les limitations inhérentes à l'utilisation du feldspath justifient une interprétation prudente de ces résultats. Des travaux supplémentaires, incluant d'autres sites et des analyses géochronologiques complémentaires, seront nécessaires pour confirmer le caractère tardif de ce niveau.

Les reconstitutions fondées sur les paléo-élévations des rivages corrigées pour la déformation isostatique montrent que l'étendue maximale des plans d'eau dépasse les limites de la zone d'étude.

Bien que la répartition spatiale et altitudinale des rivages fournisse un cadre robuste pour interpréter l'évolution des sous-bassins, la modélisation des volumes d'eau reste hors de portée avec la couverture actuelle des données. Néanmoins, les résultats présentés établissent un cadre de référence solide et cohérent auquel de nouvelles données pourront être facilement ancrées et intégrées. Les travaux futurs dans la région devraient viser à étendre la cartographie détaillée des rivages et à obtenir des contraintes topographiques dans les zones adjacentes. Une telle extension du jeu de données permettrait de mieux circonscrire l'étendue des différentes phases glaciolacustres, de documenter les évidences de drainage des plans d'eau et de fournir les données nécessaires à une reconstruction plus complète du lac. Elle permettrait également d'identifier de nouvelles cibles pertinentes pour de futures datations cosmogéniques.

Dans leur ensemble, ces résultats affinent de manière significative la compréhension de la dynamique tardiglaciaire du Keewatin et mettent en évidence le rôle central des interactions entre physiographie régionale, drainage proglaciaire et retrait de la marge glaciaire dans l'évolution des lacs de barrage. Le cadre proposé constitue un point d'ancrage solide pour les recherches à venir, notamment pour l'intégration de ces nouvelles contraintes dans les modèles d'ajustement glacio-isostatique, l'affinement des reconstructions de la dynamique du front glaciaire et l'établissement d'une chronologie plus finement résolue de la déglaciation continentale dans ce secteur clé de l'Inlandsis laurentidien.

1.7 RÉFÉRENCES

- Aitken, M. J. (1998). Introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence. *Clarendon Press*.
- Auclair, M., Lamothe, M., & Huot, S. (2003). Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiation measurements*, 37(4-5), 487-492.
- Aylsworth, J.M., Shilts, W.W., 1989. Bedforms of the Keewatin Ice Sheet, Canada. *Sedimentary Geology*, 62, 407-428.
- Aylsworth, J. M., Shilts, W. W., Russell, H. A. J., & Pyne, D. M. (2012). Eskers around the Keewatin ice divide: Northwest Territories and Nunavut, *Geological Survey of Canada*. doi : 10.4095/290075
- Aylsworth, J. M. and Shilts, W. W. (1989). Glacial features around the Keewatin ice divide: districts of Mackenzie and Keewatin. *Geological Survey of Canada*, Paper 88-24, Department of Energy, Mines and Resources, 1-21, doi : 10.4095/127320
- Balco, G., Stone, J. O., Lifton, N. A., & Dunai, T. J. (2008). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary geochronology*, 3(3), 174-195. doi : 10.1016/j.quageo.2007.12.001
- Bateman, M. D., Davies, E., Evans, D. J. A., Roberts, D. H., Connell, E. R., & Rhodes, E. J. (2025). Developing a new approach to the luminescence dating of sediments from glacial contexts. *Quaternary Geochronology*, 87, 101659
- Brisson, L. F., Lamothe, M., Hardy, F., & Graf, K. E. (2020). Exploring the use of a low temperature preheat in IRSL dating of feldspar in Beringian archaeological contexts. *Radiation Measurements*, 136, 106387
- Borchers, B., Marrero, S. M., Balco, G., Caffee, M., Goehring, B. M., Lifton, N. A., Nishiizumi, K., Phillips, F. M., Schaefer, J., & Stone, J. O. (2016). Geological calibration of spallation

production rates in the CRONUS-Earth project. *Quaternary Geochronology*, 31, 188-198. doi : 10.1016/j.quageo.2015.01.009

Bostock, H.S., 1970, Physiographic subdivisions of Canada, in Douglas, R.J.W., ed., *Geology and economic minerals of Canada: Geological Survey of Canada, Economic Geology Report*, no. 1, p. 9-30.

Brouard, E., Campbell, J. E., Godbout, P. M., Renaud, N.-M., McMartin, I., Roy, M., Kelley, S. E. and Crowell, C. 2024. Report of 2023 field activities for the GEM-GeoNorth West-central Keewatin Glacial Dynamics activity, Nunavut. Open File Report 9159, *Geological Survey of Canada*, 1-34, doi : 10.4095/332531

Brouard, E. et Lajeunesse, P. 2025. The morphosedimentary record of glacial to postglacial environmental changes in West Wiyâshâkimî impact crater lake and adjacent areas, northern Québec, Canada. *Boreas*, doi : 10.1111/bor.70008

Campbell, J. E., McMartin, I., Normandeau, P. X., & Godbout, P. M. (2019). Report of 2018 activities for the GEM-2 Rae project glacial history activity in the eastern Northwest Territories and the Kitikmeot and Kivalliq Regions, Nunavut. *Geological Survey of Canada*, Open File 8586, 18 p. doi : 10.4095/314741

Campbell, J.E., McCurdy, M.W., Lauzon, G., Regis, D., Wyergangs, M. 2020. Field data, till composition, and ice-flow history, south Rae Craton, Northwest Territories: results from the GEM-2 South Rae project - Surficial Mapping activity. *Geological Survey of Canada*, Open File 8714, Natural Resources Canada, 1-40. doi : 10.4095/327218.

Campbell, J.E., McMartin, I., McCurdy, M.W., Godbout, P.M., Tremblay, T., Normandeau, P.X., Randour, I. 2021. Field data and till composition in the GEM-2 Rae Glacial Synthesis Activity field areas, Nunavut and Northwest Territories. *Geological Survey of Canada*, Open File 8808, Natural Resources Canada, 1- 21. doi : 10.4095/328454.

Clark, P.U., Alley, R.B., Pollard, D., 1999. Northern hemisphere ice-sheet influences on global climate change. *Science*, 286, 1104-1111.

- Clark, P. U., S. J. Marshall, G. K. C. Clarke, S. W. Hostetler, J. M. Licciardi, and J. T. Teller (2001), Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation, *Science*, 293, 283–287.
- Corbett, L.B., Bierman, P.R., Graly, J.A., Neumann, T.A., Rood, D.H., 2013. Constraining landscape history and glacial erosivity using paired cosmogenic nuclides in Upernavik, northwest Greenland Available. *GSA Bulletin* 125, 1539-1553. doi :10.1130/B30813.1
- Craig, B. G. 1964. Surficial geology of east-central district of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Bulletin 99, *Canada Department of Mines and Technical Surveys*, 1-52. doi : 10.4095/100618
- 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. doi : 10.1016/j.quascirev.2020.106223
- Dalton, A. S., Dulfer, H. E., Margold, M., Heyman, J., Clague, J. J., Froese, D. G., ... & Stoker, B. J. (2023). Deglaciation of the north American ice sheet complex in calendar years based on a comprehensive database of chronological data: NADI-1. *Quaternary Science Reviews*, 321, 108345. doi : 10.1016/j.quascirev.2023.108345
- 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. doi : 10.1002/jqs.2997
- Duller, G. A. (2007). Assessing the error on equivalent dose estimates derived from single aliquot regenerative dose measurements. *Ancient TL*, 25(1), 15-24.
- Duller, G. A., & Murray, A. S. (2000). Luminescence dating of sediments using individual mineral grains. *Geologos*, 5(8). doi :

- Durcan, J. A., King, G. E., & Duller, G. A. (2015). DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating. *Quaternary Geochronology*, 28, 54-61. doi : 10.1016/j.quageo.2015.03.012
- Donaldson, J.A. 1965. The Dubawnt Group, Districts of Keewatin and Mackenzie. Paper 64-20, *Geological Survey of Canada*, 1-11. doi : 10.4095/101035
- Dyke, A. S., & Prest, V. K. (1987). Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(2), 237-263.
- Dyke, A. S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. *Developments in quaternary sciences*, 2, 373-424. doi : 10.1016/S1571-0866(04)80209-4
- Gall, Q. (1992). Precambrian paleosols in Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(12), 2530-2536.
- Geological Survey of Canada. 2017a. Reconnaissance surficial geology, Kamilukuak Lake, Nunavut, NTS 65-K (ed. Prelim., surficial data model v.2.2 conversion). *Geological Survey of Canada*, Canadian Geoscience Map 221, 1:125,000. doi : 10.4095/297331.
- Geological Survey of Canada. 2017b. Reconnaissance surficial geology, Ennadai, Nunavut, NTS 65-F. *Geological Survey of Canada*, Canadian Geoscience Map 224, 1:125,000. doi : 10.4095/299727.
- Geological Survey of Canada. 2019. Reconnaissance surficial geology, Dubawnt Lake, Nunavut, NTS 65-N (ed. surficial data model v.2.3.14 conversion). *Geological Survey of Canada*, Canadian Geoscience Map 368, 1:125,000. doi : 10.4095/308431.
- Godbout, P.-M., Brouard, E., & Roy, M. (2023). 1-km resolution rebound surfaces and paleotopography of glaciated North America since the Last Glacial Maximum. *Scientific data*, 10. doi : 10.1038/s41597-023-02566-5

- Gosse, J.C., and Phillips, F.M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20(14), 1475–1560. doi : 10.1016/S0277-3791(00)00171-2
- Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I., & Thewalt, M. L. (1985). Optical dating of sediments. *Nature*, 313(5998), 105-107. doi : 10.1038/313105a0
- Mahan, S. A., Rittenour, T. M., Nelson, M. S., Atae, N., Brown, N., DeWitt, R., ... & Thomsen, K. (2023). *Guide for interpreting and reporting luminescence dating results*. Bulletin, 135(5-6), 1480-1502.
- Maynard, D. and Kerr, D. E. 2014. Reconnaissance surficial geology, Carey Lake, Northwest Territories, NTS 65-L. *Geological Survey of Canada*, Canadian Geoscience Map 136, Natural Resources Canada, 1:125,000. doi : 10.4095/293627
- McMartin, I., & Henderson, P. J. (2004). Evidence from Keewatin (central Nunavut) for paleo-ice divide migration. *Géographie physique et Quaternaire*, 58(2), 163-186.
- McMartin, I., Godbout, P. M., Campbell, J. E., Tremblay, T., & Behnia, P. (2021). A new map of glacial features and glacial landsystems in central mainland Nunavut, Canada. *Boreas*, 50(1), 51-75. doi : 10.1111/bor.12479
- McMartin, I., Godbout, P. M., Tremblay, T., Gosse, J. C., Campbell, J. E., Roy, M., ... & Randour, I. (2025). Paired terrestrial cosmogenic nuclides support the mapping of relict polythermal terrains under the Keewatin Ice Divide, central mainland Nunavut, Canada. *Quaternary Science Reviews*, 366, 109505. doi : 10.1016/j.quascirev.2025.109505
- Mukherjee, U., Vetter, L., Milne, G.A., Tarasov, L., Steponaitis, E., Cahill, N., Lecavalier, B.S., Rosenheim, B.E., Törnqvist, T.E., 2025. Sea-level rise at the end of the last deglaciation dominated by North American ice sheets. *Nat. Geosci.* 18, 1012–1018. doi : 10.1038/s41561-025-01806-0

- Lamothe, M., Barré, M., Huot, S., & Ouimet, S. (2012). Natural luminescence and anomalous fading in K-feldspar. *Radiation Measurements*, 47(9), 682-687. doi : 10.1016/j.radmeas.2012.04.018
- Levson, V. M., Ferbey, T. and Kerr, D. E. 2013. Reconnaissance surficial geology, Clarke River (south half), Northwest Territories, NTS 65-M. Geological Survey of Canada, Canadian Geoscience Map 157, *Natural Resources Canada*, 1:125,000. doi : 10.4095/292716.
- Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20(1).
- Li, Y.-k. 2018. Determining topographic shielding from digital elevation models for cosmogenic nuclide analysis: a GIS model for discrete sample sites. *Journal of Mountain Science*, 15 (5), 939-947. doi : 10.1007/s11629-018-4895-4.
- Peltier, W. R. (2004). Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20. 111-49. doi 10.1146/annurev.earth.32.082503.144359.
- Porter, C., Howat, I., Noh, M. J., Husby, E., Khuvis, S., Danish, E., ... & Morin, P. (2022). ArcticDEM-Strips, Version 4.1. *Harvard Dataverse dataset*, 495. doi : 10.7910/DVN/C98DVS
- Preusser, F., Chithambo, M. L., Götze, T., Martini, M., Ramseyer, K., Sendezera, E. J., Susino, G. J., & Wintle, A. G. (2009). Quartz as a natural luminescence dosimeter. *Earth-Science Reviews*, 97(1-4), 184-214. doi : 10.1016/j.earscirev.2009.09.006
- Prest, V.K., Grant, D.R., Rampton, V.N. 1968. Glacial map of Canada. *Geological Survey of Canada*, "A" Series Map 1253A, 1:5,000,000. doi : 10.4095/108979.
- Rainbird, R. H., & Hadlari, T. (2000). Revised stratigraphy and sedimentology of the Paleoproterozoic Dubawnt Supergroup at the northern margin of Baker Lake Basin, Nunavut. Natural Resources Canada, *Geological Survey of Canada*.

- Rainbird, R. H., & Peterson, T. D. (1990). Physical volcanology and sedimentology of lower Dubawnt Group strata, Dubawnt Lake, District of Keewatin, NWT. Current research, part C. *Geological Survey of Canada*, Paper, 207-217.
- Rhodes, E. J. (2011). Optically stimulated luminescence dating of sediments over the past 200,000 years. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39(1), 461-488.
- Roy, M., Dell'Oste, F., Veillette, J. J., De Vernal, A., Hélie, J. F., & Parent, M. (2011). Insights on the events surrounding the final drainage of Lake Ojibway based on James Bay stratigraphic sequences. *Quaternary Science Reviews*, 30(5-6), 682-692. doi : 10.1016/j.quascirev.2010.12.008
- Roy, M., Brouard, E, Godbout, P.-M., Turcot, D., 2026. The evolution of glacial Lake Barlow and its connection to Lake Ojibway during the deglaciation of the south-central Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 372, 109713. doi : 10.1016/j.quascirev.2025.109713
- Shabaga, B. M., Fayek, M., Quirt, D., Jefferson, C. W., & Ledru, P. (2021). Geochemistry and geochronology of the Kiggavik uranium deposit, Nunavut, Canada. *Mineralium Deposita*, 56(7), 1245-1262. doi : 10.1007/s00126-020-01001-8
- Stokes, C. R., & Clark, C. D. (2001). Palaeo-ice streams. *Quaternary Science Reviews*, 20(13), 1437-1457. doi : 10.1016/S0277-3791(01)00003-8
- Storrar, R. D., Stokes, C. R. & Evans, D. J. A. 2014a: 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.
- Shilts, W. W., Aylsworth, J. M., Kaszycki, C. A., & Klassen, R. A. (1987). Canadian shield. doi : 10.1130/DNAG-CENT-v2.119
- Tella, S., & Eade, K. E. (1986). Occurrence and possible tectonic significance of high-pressure granulite fragments in the Tulemalu fault zone, District of Keewatin, NWT, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23(12), 1950-1962.

- Tella, S., & Eade, K. E. (1986). Occurrence and possible tectonic significance of high-pressure granulite fragments in the Tulemalu fault zone, District of Keewatin, NWT, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23(12), 1950-1962. doi : 10.1139/e86-181
- Tyrrell, J. B. 1897. Report on the Doobaunt, Kazan and Ferguson rivers and the north-west coast of Hudson Bay and on two overland routes from Hudson Bay to Lake Winnipeg. *Annual Report 9, part F, Geological Survey of Canada*, 1-243. doi : 10.4095/296990
- Tyrrell, J. B. and Senecal, C. O. 1897. Map of Doobaunt and Kazan Rivers and Northwest Coast of Hudson Bay. Geological Survey of Canada, Multicoloured Geological Map 603, *Canada Department of Mines*, 1:1,584,000. doi : 10.4095/107407
- Tyrrell, J. B. 1898. The Glaciation of North Central Canada. *The Journal of Geology*, 6 (2), 147-160. doi : 10.1086/608030
- Young, N.E., Shaefer, J.M., Briner, J.P., Goehring, B.M., (2013). A ^{10}Be production-rate calibration for the Arctic. *Journal of Quaternary Science*, 28, 515-526. doi : 10.1002/jqs.2642

CONCLUSION

Ce projet de maîtrise visait à reconstituer l'évolution des lacs proglaciaires du centre-sud du Keewatin, dans la région du Kivalliq, au cours de la dernière déglaciation. L'approche utilisée combinait une cartographie géomorphologique à haute résolution et des approches géochronologiques adaptées aux environnements pauvres en matière organique. À partir d'une analyse intégrant des modèles numériques de terrain ArcticDEM, de l'imagerie satellitaire et des observations de terrain ciblées, cette étude apporte de nouvelles contraintes spatiales et temporelles sur un secteur clé de l'Inlandsis laurentidien jusqu'ici peu documenté.

La cartographie révèle une forte concentration de formes glaciolacustres, principalement des limites de lessivage, des plages, des deltas et des chenaux d'eau de fonte, témoignant de l'existence d'un vaste système glaciolacustre qui a recouvert une grande partie du centre-sud du Keewatin lors des phases tardives de la déglaciation. Leur variation d'élévation et de répartition spatiale met en évidence une histoire qui s'est déroulée dans au moins trois sous-bassins glaciolacustres majeurs, correspondant aux bassins actuels des lacs Mosquito, Kamilukuak et Dubawnt. Ces sous-bassins enregistrent une succession de niveaux lacustres marquée par un abaissement progressif des plans d'eau, contrôlé par l'interaction entre le retrait glaciaire, la physiographie régionale et l'ouverture séquentielle d'exutoires de plus basse élévation.

Les projections de paléorivages sur des transects E-O et N-S montrent un gauchissement des plans d'eau cohérent avec un centre de masse glaciaire situé dans l'est de la région d'étude. Ces résultats indiquent que l'évolution des lacs glaciaires a été fortement influencée par la topographie du Bouclier canadien ainsi que par la présence, et la libération progressive, des exutoires au cours du retrait glaciaire. L'absence de moraines frontales bien développées et la continuité quasi verticale des séquences de rivages suggèrent un retrait glaciaire soutenu, sans longues phases de stabilisation dans le secteur étudié.

Sur le plan géochronologique, les nouvelles datations par isotopes cosmogéniques (^{10}Be) constituent une contribution importante de ce travail. Les âges d'exposition obtenus sur des affleurements rocheux et des blocs associés à des formes glaciolacustres fournissent les premières contraintes temporelles directes pour la portion continentale du Keewatin. Les âges cohérents d'environ 8,3 ka et 7,7 ka indiquent que les principales phases glaciolacustres se sont développées

entre ~8,5 et ~7,5 ka, en accord avec les reconstructions régionales de la déglaciation. Des âges plus anciens, de 9,1 et 10,4 ka, obtenus à proximité de l'ancienne ligne de partage des glaces, sont interprétés comme le résultat d'un héritage cosmogénique lié à une érosion glaciaire limitée sous des conditions de glace à base froide, soulignant les défis associés à la datation cosmogénique dans des contextes glaciaires complexes.

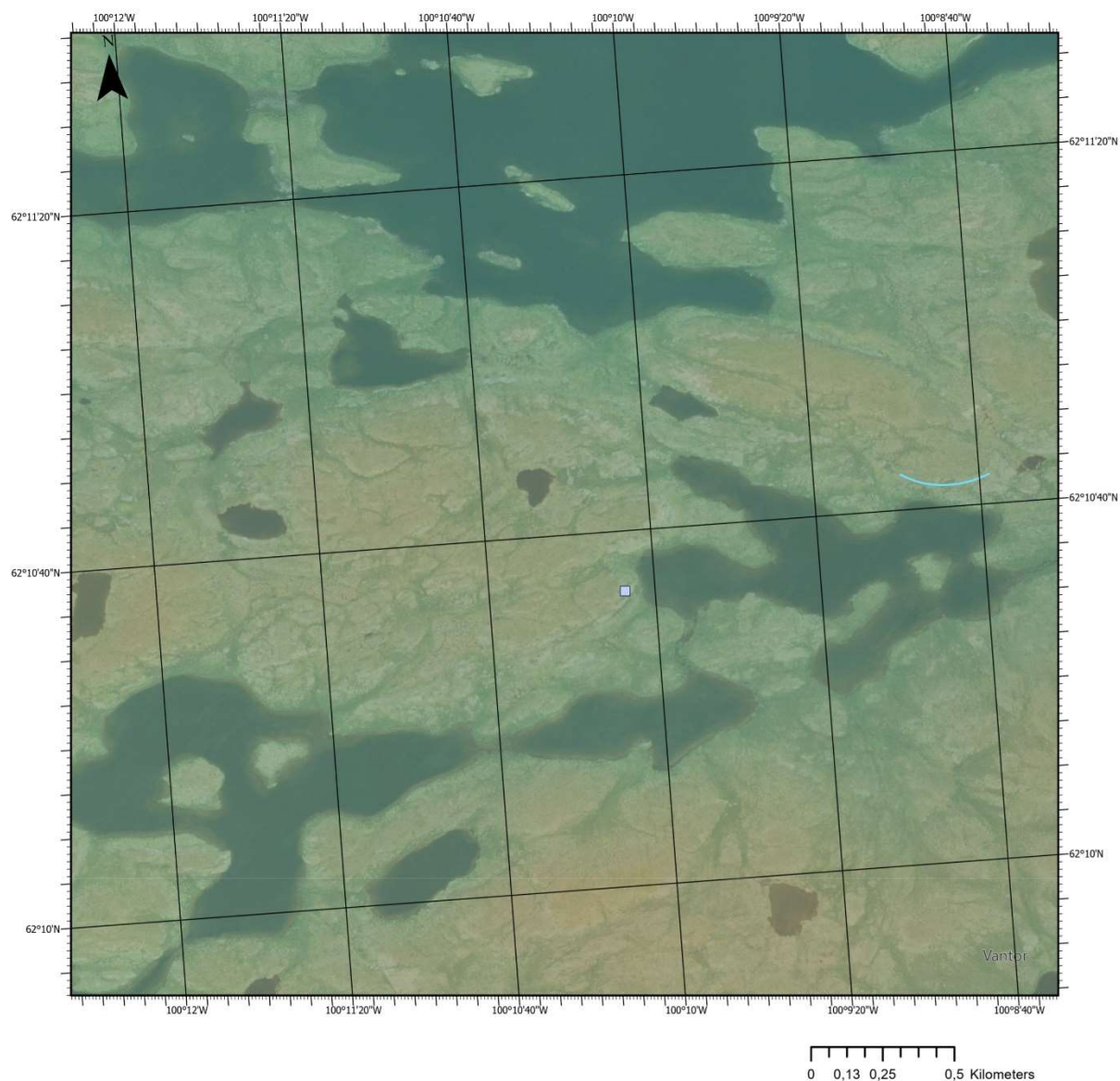
Les analyses par luminescence optiquement stimulée mettent en évidence le potentiel de cette méthode pour contraindre les phases tardives de l'évolution glaciolacustre, tout en soulignant les limites liées à la remise à zéro des grains dans les environnements glaciaires. L'âge de 6,2 ka, obtenu sur un delta d'esker du bassin du Dubawnt, suggère une phase tardive de l'occupation lacustre ou la persistance de plans d'eau résiduels postglaciaires, mais appelle à une interprétation prudente en raison de la complexité du signal mesuré.

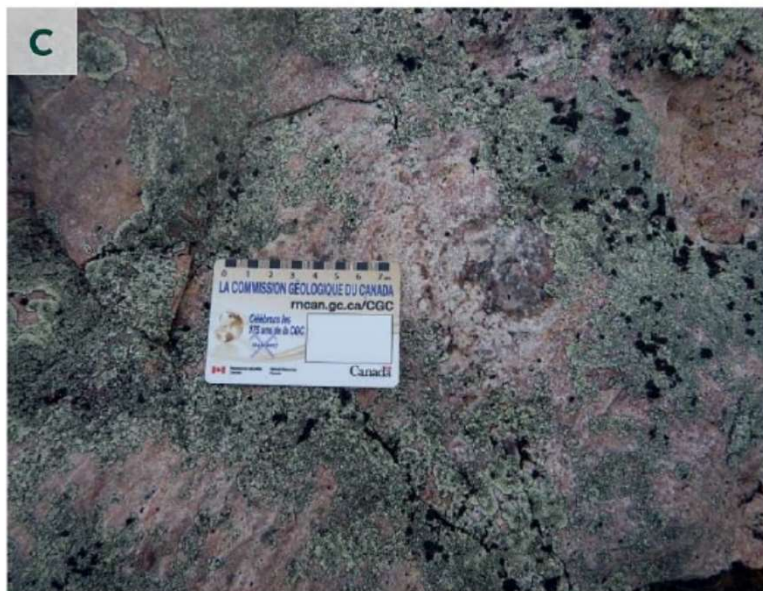
Dans l'ensemble, ce mémoire démontre le potentiel de l'intégration de la cartographie à haute résolution et de méthodes de datation ciblées pour améliorer la compréhension de la déglaciation du Keewatin. Bien que la quantification des volumes d'eau contenus dépasse le cadre de cette étude, le cadre paléogéographique proposé fournit une base pour de futurs travaux visant à mieux contraindre la dynamique des lacs glaciaires, leurs mécanismes de drainage et leur rôle dans les perturbations hydrologiques et climatiques associées à la fin de la déglaciation. Ce projet met en évidence un lien potentiel entre les lacs glaciaires Dubawnt et Thelon, tout en soulignant les lacunes qui persistent dans la compréhension régionale de l'épisode glaciolacustre, et identifie ainsi des pistes prioritaires pour les recherches futures.

ANNEXE A

LOCALISATION ET IMAGES DU SITE D'ÉCHANTILLONNAGE 11A01 ET 11B01

Chaque annexe présente la localisation d'un site, suivi d'une grille montrant (A) : La localisation générale, (B) et (C) : Le lieu d'échantillonnage et (D) : L'échantillonnage ou l'échantillon.

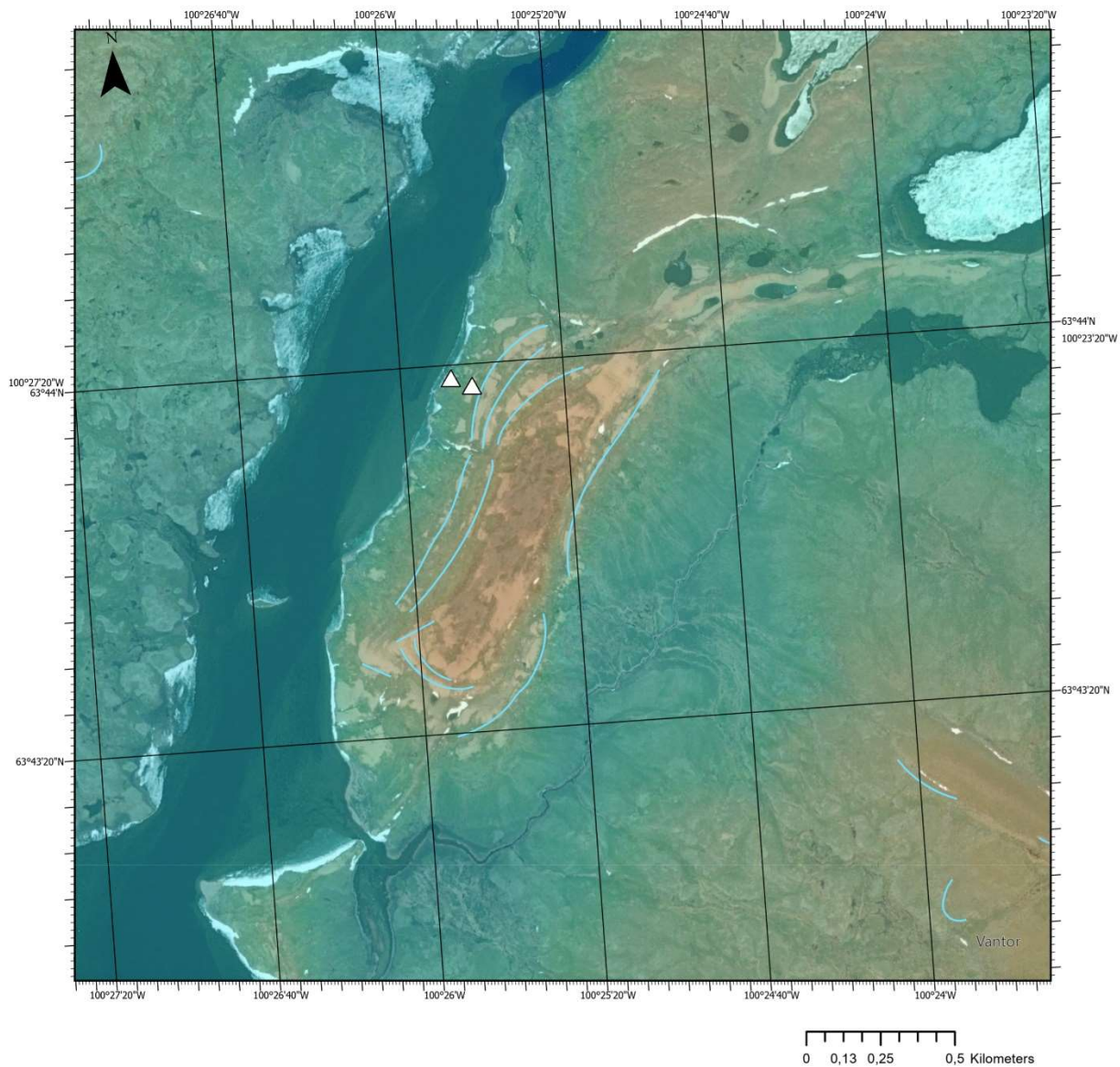






ANNEXE B

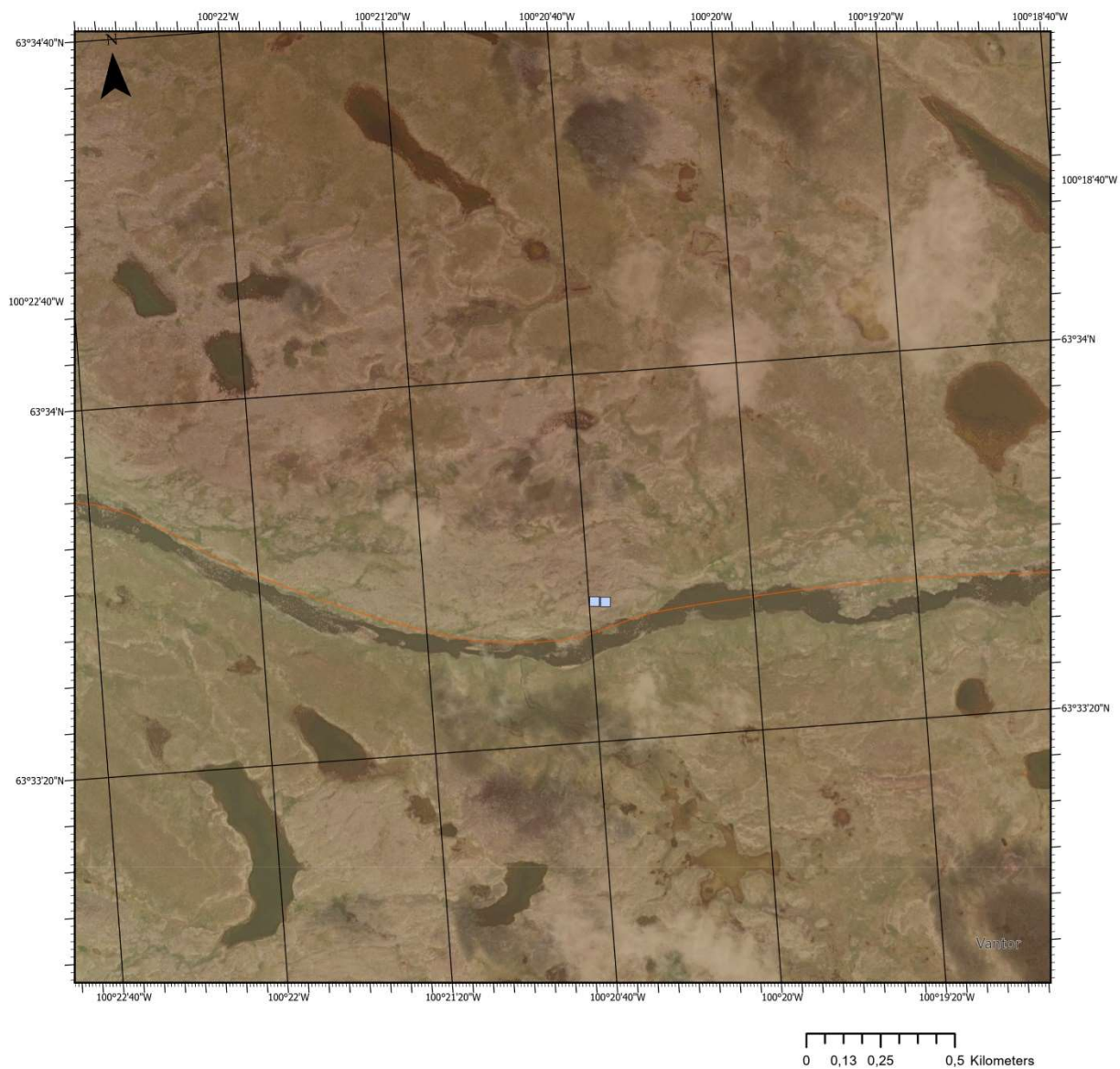
LOCALISATION ET IMAGES DU SITE D'ÉCHANTILLONNAGE 14A01

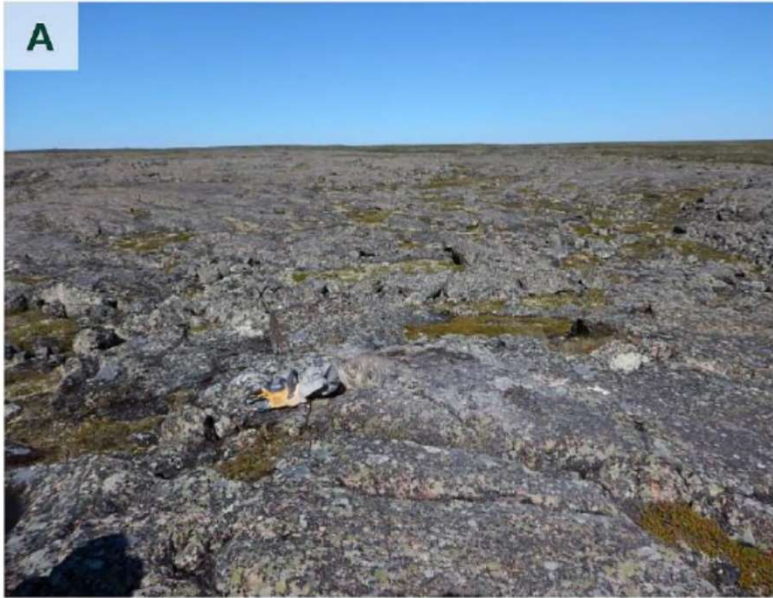




ANNEXE C

LOCALISATION ET IMAGES DU SITE D'ÉCHANTILLONNAGE 16A01, 16B01 ET 17A01



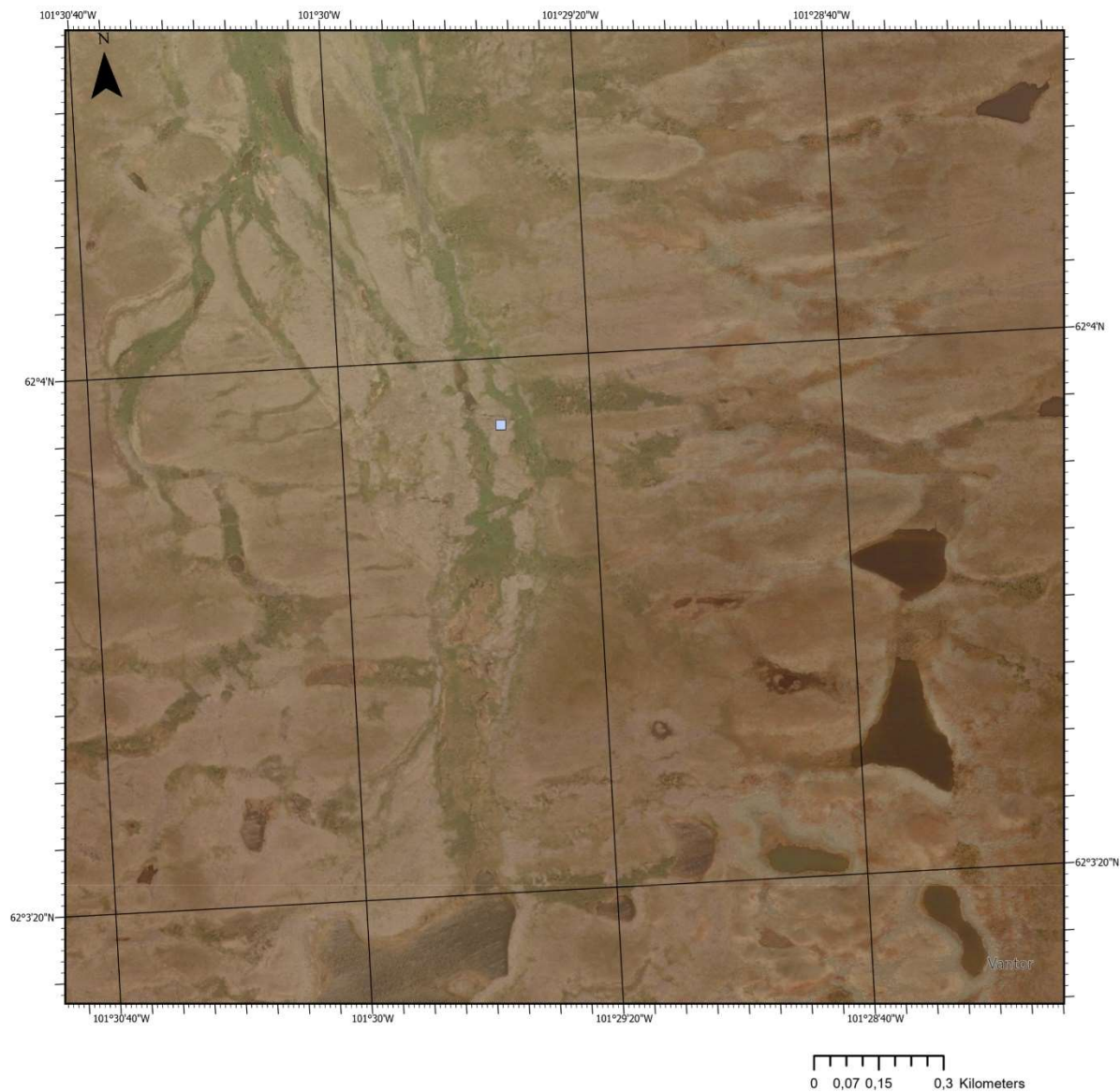






ANNEXE D

LOCALISATION ET IMAGES DU SITE D'ÉCHANTILLONNAGE 65A01





BIBLIOGRAPHIE

- Aitken, M. J. (1998). Introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence. *Clarendon Press*.
- Auclair, M., Lamothe, M., & Huot, S. (2003). Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiation measurements*, 37(4-5), 487-492.
- Aylsworth, J.M., Shilts, W.W., 1989. Bedforms of the Keewatin Ice Sheet, Canada. *Sedimentary Geology*, 62, 407-428.
- Aylsworth, J. M., Shilts, W. W., Russell, H. A. J., & Pyne, D. M. (2012). Eskers around the Keewatin ice divide: Northwest Territories and Nunavut, *Geological Survey of Canada*. doi : 10.4095/290075
- Aylsworth, J. M. and Shilts, W. W. (1989). Glacial features around the Keewatin ice divide: districts of Mackenzie and Keewatin. *Geological Survey of Canada*, Paper 88-24, Department of Energy, Mines and Resources, 1-21, doi : 10.4095/127320
- Balco, G., Stone, J. O., Lifton, N. A., & Dunai, T. J. (2008). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary geochronology*, 3(3), 174-195. doi : 10.1016/j.quageo.2007.12.001
- Bateman, M. D., Davies, E., Evans, D. J. A., Roberts, D. H., Connell, E. R., & Rhodes, E. J. (2025). Developing a new approach to the luminescence dating of sediments from glacial contexts. *Quaternary Geochronology*, 87, 101659
- Brisson, L. F., Lamothe, M., Hardy, F., & Graf, K. E. (2020). Exploring the use of a low temperature preheat in IRSL dating of feldspar in Beringian archaeological contexts. *Radiation Measurements*, 136, 106387

- Borchers, B., Marrero, S. M., Balco, G., Caffee, M., Goehring, B. M., Lifton, N. A., Nishiizumi, K., Phillips, F. M., Schaefer, J., & Stone, J. O. (2016). Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project. *Quaternary Geochronology*, 31, 188-198. doi : 10.1016/j.quageo.2015.01.009
- Bostock, H.S., 1970, Physiographic subdivisions of Canada, in Douglas, R.J.W., ed., Geology and economic minerals of Canada: Geological Survey of Canada, *Economic Geology Report*, no. 1, p. 9-30.
- Bird, J. B. 1951. The physiography of the middle and lower Thelon Basin. Geographical Bulletin 1, *Canada Department of Mines and Technical Surveys, Geographical Branch*, 14-29, doi : 10.4095/330648
- Bird, J.B. 1953. The glaciation of central Keewatin, Northwest Territories, Canada. *American Journal of Science* 251(3), 215-230. doi : 10.2475/ajs.251.3.215.
- Brouard, E., Campbell, J. E., Godbout, P. M., Renaud, N.-M., McMartin, I., Roy, M., Kelley, S. E. and Crowell, C. 2024. Report of 2023 field activities for the GEM-GeoNorth West-central Keewatin Glacial Dynamics activity, Nunavut. Open File Report 9159, *Geological Survey of Canada*, 1-34, doi : 10.4095/332531
- Brouard, E. et Lajeunesse, P. 2025. The morphosedimentary record of glacial to postglacial environmental changes in West Wiyâshâkimî impact crater lake and adjacent areas, northern Québec, Canada. *Boreas*, doi : 10.1111/bor.70008
- Campbell, J. E., McMartin, I., Normandeau, P. X., & Godbout, P. M. (2019). Report of 2018 activities for the GEM-2 Rae project glacial history activity in the eastern Northwest Territories and the Kitikmeot and Kivalliq Regions, Nunavut. *Geological Survey of Canada*, Open File 8586, 18 p. doi : 10.4095/314741
- Campbell, J.E., McCurdy, M.W., Lauzon, G., Regis, D., Wygergangs, M. 2020. Field data, till composition, and ice-flow history, south Rae Craton, Northwest Territories: results from the

GEM-2 South Rae project - Surficial Mapping activity. *Geological Survey of Canada*, Open File 8714, Natural Resources Canada, 1-40. doi : 10.4095/327218.

Campbell, J.E., McMartin, I., McCurdy, M.W., Godbout, P.M., Tremblay, T., Normandeau, P.X., Randour, I. 2021. Field data and till composition in the GEM-2 Rae Glacial Synthesis Activity field areas, Nunavut and Northwest Territories. *Geological Survey of Canada*, Open File 8808, Natural Resources Canada, 1- 21. doi : 10.4095/328454.

Carlson, A.E., Clark, P.U., 2012. Ice sheet sources of sea level rise and freshwater discharge during the last deglaciation. *Rev. Geophys.* doi : 10.1029/2011RG000371

Clark, P.U., Alley, R.B., Pollard, D., 1999. Northern hemisphere ice-sheet influences on global climate change. *Science*, 286, 1104-1111.

Clark, P. U., S. J. Marshall, G. K. C. Clarke, S. W. Hostetler, J. M. Licciardi, and J. T. Teller (2001), Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation, *Science*, 293, 283– 287.

Corbett, L.B., Bierman, P.R., Graly, J.A., Neumann, T.A., Rood, D.H., 2013. Constraining landscape history and glacial erosivity using paired cosmogenic nuclides in Upernavik, northwest Greenland Available. *GSA Bulletin* 125, 1539-1553. doi :10.1130/B30813.1

Craig, B. G. 1964. Surficial geology of east-central district of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Bulletin 99, *Canada Department of Mines and Technical Surveys*, 1-52. doi : 10.4095/100618

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. doi : 10.1016/j.quascirev.2020.106223

Dalton, A. S., Dulfer, H. E., Margold, M., Heyman, J., Clague, J. J., Froese, D. G., ... & Stoker, B. J. (2023). Deglaciation of the north American ice sheet complex in calendar years based on a

- comprehensive database of chronological data: NADI-1. *Quaternary Science Reviews*, 321, 108345. doi : 10.1016/j.quascirev.2023.108345
- 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. doi : 10.1002/jqs.2997
- Duller, G. A. (2007). Assessing the error on equivalent dose estimates derived from single aliquot regenerative dose measurements. *Ancient TL*, 25(1), 15-24.
- Duller, G. A., & Murray, A. S. (2000). Luminescence dating of sediments using individual mineral grains. *Geologos*, 5(8). doi :
- Durcan, J. A., King, G. E., & Duller, G. A. (2015). DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating. *Quaternary Geochronology*, 28, 54-61. doi : 10.1016/j.quageo.2015.03.012
- Donaldson, J.A. 1965. The Dubawnt Group, Districts of Keewatin and Mackenzie. Paper 64-20, *Geological Survey of Canada*, 1-11. doi : 10.4095/101035
- Dyke, A. S., & Prest, V. K. (1987). Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(2), 237-263.
- Dyke, A. S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. *Developments in quaternary sciences*, 2, 373-424. doi : 10.1016/S1571-0866(04)80209-4
- Gall, Q. (1992). Precambrian paleosols in Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(12), 2530-2536.
- Geological Survey of Canada. 2017a. Reconnaissance surficial geology, Kamilukuak Lake, Nunavut, NTS 65-K (ed. Prelim., surficial data model v.2.2 conversion). *Geological Survey of Canada*, Canadian Geoscience Map 221, 1:125,000. doi : 10.4095/297331.

Geological Survey of Canada. 2017b. Reconnaissance surficial geology, Ennadai, Nunavut, NTS 65-F. *Geological Survey of Canada*, Canadian Geoscience Map 224, 1:125,000. doi : 10.4095/299727.

Geological Survey of Canada. 2019. Reconnaissance surficial geology, Dubawnt Lake, Nunavut, NTS 65-N (ed. surficial data model v.2.3.14 conversion). *Geological Survey of Canada*, Canadian Geoscience Map 368, 1:125,000. doi : 10.4095/308431.

Godbout, P.-M., (2020).

Godbout, P.-M., Brouard, E., & Roy, M. (2023). 1-km resolution rebound surfaces and paleotopography of glaciated North America since the Last Glacial Maximum. *Scientific data*, 10. doi : 10.1038/s41597-023-02566-5

Gosse, J.C., and Phillips, F.M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20(14), 1475–1560. doi : 10.1016/S0277-3791(00)00171-2

Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I., & Thewalt, M. L. (1985). Optical dating of sediments. *Nature*, 313(5998), 105-107. doi : 10.1038/313105a0

Mahan, S. A., Rittenour, T. M., Nelson, M. S., Ataei, N., Brown, N., DeWitt, R., ... & Thomsen, K. (2023). *Guide for interpreting and reporting luminescence dating results*. Bulletin, 135(5-6), 1480-1502.

Maynard, D. and Kerr, D. E. 2014. Reconnaissance surficial geology, Carey Lake, Northwest Territories, NTS 65-L. *Geological Survey of Canada*, Canadian Geoscience Map 136, Natural Resources Canada, 1:125,000. doi : 10.4095/293627

McMartin, I., & Henderson, P. J. (2004). Evidence from Keewatin (central Nunavut) for paleo-ice divide migration. *Géographie physique et Quaternaire*, 58(2), 163-186.

- McMartin, I., Godbout, P. M., Campbell, J. E., Tremblay, T., & Behnia, P. (2021). A new map of glacial features and glacial landsystems in central mainland Nunavut, Canada. *Boreas*, 50(1), 51-75. doi : 10.1111/bor.12479
- McMartin, I., Godbout, P. M., Tremblay, T., Gosse, J. C., Campbell, J. E., Roy, M., ... & Randour, I. (2025). Paired terrestrial cosmogenic nuclides support the mapping of relict polythermal terrains under the Keewatin Ice Divide, central mainland Nunavut, Canada. *Quaternary Science Reviews*, 366, 109505. doi : 10.1016/j.quascirev.2025.109505
- Mukherjee, U., Vetter, L., Milne, G.A., Tarasov, L., Steponaitis, E., Cahill, N., Lecavalier, B.S., Rosenheim, B.E., Törnqvist, T.E., 2025. Sea-level rise at the end of the last deglaciation dominated by North American ice sheets. *Nat. Geosci.* 18, 1012–1018. doi : 10.1038/s41561-025-01806-0
- Lamothe, M., Barré, M., Huot, S., & Ouimet, S. (2012). Natural luminescence and anomalous fading in K-feldspar. *Radiation Measurements*, 47(9), 682-687. doi : 10.1016/j.radmeas.2012.04.018
- Levson, V. M., Ferbey, T. and Kerr, D. E. 2013. Reconnaissance surficial geology, Clarke River (south half), Northwest Territories, NTS 65-M. Geological Survey of Canada, Canadian Geoscience Map 157, *Natural Resources Canada*, 1:125,000. doi : 10.4095/292716.
- Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20(1).
- Li, Y.-k. 2018. Determining topographic shielding from digital elevation models for cosmogenic nuclide analysis: a GIS model for discrete sample sites. *Journal of Mountain Science*, 15 (5), 939-947. doi : 10.1007/s11629-018-4895-4.
- Peltier, W. R. (2004). Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20. 111-49. doi 10.1146/annurev.earth.32.082503.144359.

- Porter, C., Howat, I., Noh, M. J., Husby, E., Khuvis, S., Danish, E., ... & Morin, P. (2022). ArcticDEM-Strips, Version 4.1. *Harvard Dataverse dataset*, 495. doi : 10.7910/DVN/C98DVS
- Preusser, F., Chithambo, M. L., Götze, T., Martini, M., Ramseyer, K., Sendezera, E. J., Susino, G. J., & Wintle, A. G. (2009). Quartz as a natural luminescence dosimeter. *Earth-Science Reviews*, 97(1-4), 184-214. doi : 10.1016/j.earscirev.2009.09.006
- Prest, V.K., Grant, D.R., Rampton, V.N. 1968. Glacial map of Canada. *Geological Survey of Canada*, "A" Series Map 1253A, 1:5,000,000. doi : 10.4095/108979.
- Rainbird, R. H., & Hadlari, T. (2000). Revised stratigraphy and sedimentology of the Paleoproterozoic Dubawnt Supergroup at the northern margin of Baker Lake Basin, Nunavut. Natural Resources Canada, *Geological Survey of Canada*.
- Rainbird, R. H., & Peterson, T. D. (1990). Physical volcanology and sedimentology of lower Dubawnt Group strata, Dubawnt Lake, District of Keewatin, NWT. Current research, part C. *Geological Survey of Canada*, Paper, 207-217.
- Rhodes, E. J. (2011). Optically stimulated luminescence dating of sediments over the past 200,000 years. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39(1), 461-488.
- Roy, M., Dell'Oste, F., Veillette, J. J., De Vernal, A., Hélie, J. F., & Parent, M. (2011). Insights on the events surrounding the final drainage of Lake Ojibway based on James Bay stratigraphic sequences. *Quaternary Science Reviews*, 30(5-6), 682-692. doi : 10.1016/j.quascirev.2010.12.008
- Roy, M., Brouard, E., Godbout, P.-M., Turcot, D., 2026. The evolution of glacial Lake Barlow and its connection to Lake Ojibway during the deglaciation of the south-central Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 372, 109713. doi : 10.1016/j.quascirev.2025.109713
- Shabaga, B. M., Fayek, M., Quirt, D., Jefferson, C. W., & Ledru, P. (2021). Geochemistry and geochronology of the Kiggavik uranium deposit, Nunavut, Canada. *Mineralium Deposita*, 56(7), 1245-1262. doi : 10.1007/s00126-020-01001-8

- Stokes, C. R., & Clark, C. D. (2001). Palaeo-ice streams. *Quaternary Science Reviews*, 20(13), 1437-1457. doi : 10.1016/S0277-3791(01)00003-8
- Storrar, R. D., Stokes, C. R. & Evans, D. J. A. 2014a: 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.
- Shilts, W. W., Aylsworth, J. M., Kaszycki, C. A., & Klassen, R. A. (1987). Canadian shield. doi : 10.1130/DNAG-CENT-v2.119
- Tella, S., & Eade, K. E. (1986). Occurrence and possible tectonic significance of high-pressure granulite fragments in the Tulemalu fault zone, District of Keewatin, NWT, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23(12), 1950-1962.
- Tella, S., & Eade, K. E. (1986). Occurrence and possible tectonic significance of high-pressure granulite fragments in the Tulemalu fault zone, District of Keewatin, NWT, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23(12), 1950-1962. doi : 10.1139/e86-181
- Tyrrell, J. B. 1897. Report on the Doobaunt, Kazan and Ferguson rivers and the north-west coast of Hudson Bay and on two overland routes from Hudson Bay to Lake Winnipeg. *Annual Report 9, part F, Geological Survey of Canada*, 1-243. doi : 10.4095/296990
- Tyrrell, J. B. and Senecal, C. O. 1897. Map of Doobaunt and Kazan Rivers and Northwest Coast of Hudson Bay. Geological Survey of Canada, Multicoloured Geological Map 603, *Canada Department of Mines*, 1:1,584,000. doi : 10.4095/107407
- Tyrrell, J. B. 1898. The Glaciation of North Central Canada. *The Journal of Geology*, 6 (2), 147-160. doi : 10.1086/608030
- Young, N.E., Shaefer, J.M., Briner, J.P., Goehring, B.M., (2013). A ^{10}Be production-rate calibration for the Arctic. *Journal of Quaternary Science*, 28, 515-526. doi : 10.1002/jqs.2642