



Ressources naturelles
Canada

Natural Resources
Canada

**COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
DOSSIER PUBLIC 9324f**

**Variabilité hydrochimique de lacs subarctiques à proximité
de Rankin Inlet, Nunavut : informations issues de
la saison sans couvert de glace**

**B.F. Faucher, A.-M. LeBlanc, J.A. Kidder, N. Benoit, É. Girard,
D. Lacelle et B. Voth**

2026

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
DOSSIER PUBLIC 9234f

Variabilité hydrochimique de lacs subarctiques à proximité de Rankin Inlet, Nunavut : informations issues de la saison sans couvert de glace

**B.F. Faucher¹, A.-M. LeBlanc¹, J.A. Kidder¹, N. Benoit², É. Girard²,
D. Lacelle³ et B. Voth³**

¹Ressources naturelles Canada, Commission géologique du Canada, 601, rue Booth, Ottawa (Ontario) K1A 0E8

²Ressources naturelles Canada, Commission géologique du Canada, 490, rue de la Couronne, Québec (Québec) G1K 9A9

³Département de géographie, environnement et géomatique, Université d'Ottawa, 60 Université, Ottawa (Ontario) K1N 6N5

2026

© Sa Majesté le Roi du chef du Canada, représenté par le ministre des Ressources naturelles, 2026

Le contenu de cette publication ou de ce produit peut être reproduit en tout ou en partie, et par quelque moyen que ce soit, sous réserve que la reproduction soit effectuée uniquement à des fins personnelles ou publiques mais non commerciales, sans frais ni autre permission, à moins d'avis contraire.

On demande seulement :

- de faire preuve de diligence raisonnable en assurant l'exactitude du matériel reproduit;
- d'indiquer le titre complet du matériel reproduit et le nom de l'organisation qui en est l'auteur;
- d'indiquer que la reproduction est une copie d'un document officiel publié par Ressources naturelles Canada (RNCAN) et que la reproduction n'a pas été faite en association avec RNCAN ni avec l'appui de celui-ci.

La reproduction et la distribution à des fins commerciales sont interdites, sauf avec la permission écrite de RNCAN. Pour de plus amples renseignements, veuillez communiquer avec RNCAN à copyright-droitdauteur@nrcan-rncan.gc.ca.

On peut télécharger cette publication gratuitement à partir du Dépôt ouvert des sciences et technologie de RNCAN (<https://ostrnrcan-dostrncan.canada.ca/>).

Notation bibliographique conseillée

Faucher, B.F., LeBlanc, A.-M., Kidder, J.A., Benoit, N., Girard, É., Lacelle, D. et Voth, B., 2026. Variabilité hydrochimique de lacs subarctiques à proximité de Rankin Inlet, Nunavut : informations issues de la saison sans couvert de glace; Commission géologique du Canada, Dossier public 9324f, 25 p.
<https://doi.org/10.4095/pqyu6h0ram>

Les publications de cette série ne sont pas révisées; elles sont publiées telles que soumises par l'auteur.

ISSN 2816-7163
ISBN 978-0-660-97948-9
N° de catalogue M183-2/9324F-PDF
<https://doi.org/10.4095/pqyu6h0ram>

Variabilité hydrochimique de lacs subarctiques à proximité de Rankin Inlet, Nunavut : informations issues de la saison sans couvert de glace

Benoit Faucher¹, Anne-Marie LeBlanc¹, James Kidder¹, Nicolas Benoit², Étienne Girard², Denis Lacelle³ et Benjamin Voth³

¹ Ressources naturelles Canada (Commission géologique du Canada), 601, rue Booth, Ottawa (Ontario)

² Ressources naturelles Canada (Commission géologique du Canada), 490, rue de la Couronne, Québec (Québec)

³ Université d'Ottawa (Département de géographie, environnement et géomatique), 60, privé Université, Ottawa (Ontario)

RÉSUMÉ

Détecter les apports d'eaux souterraines dans les lacs en milieu de pergélisol reste un défi. Nos profils physicochimiques de septembre 2023, publiés antérieurement, montraient que les lacs de Rankin Inlet (Nunavut) étaient totalement polymictiques pendant la saison sans couvert de glace, ce qui signifie que tout signal d'eau souterraine présent serait rapidement dilué, alors que pendant la période de glace, la stratification thermique pourrait préserver un tel signal. Afin de déterminer la possibilité de persistance des signaux d'eau souterraine malgré le mélange en période sans glace et d'établir une base de référence hydrochimique, nous avons analysé des échantillons d'eau prélevés à 1 m et 5 m de profondeur ainsi que près du fond dans les lacs dont nous avons dressé des profils physicochimiques en septembre 2023. Nous nous sommes concentrés sur l'analyse d'ions majeurs et les valeurs de $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$, de $\delta^{13}\text{C}$ -CIT, de $\delta^{34}\text{S}$ - SO_4 et du ^3H . Sur les graphiques, les valeurs de $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ se situaient sous la droite locale des précipitations, et les lacs les plus enrichis par l'évaporation étaient ceux de plus petite taille. Les concentrations de tritium variaient entre 9,9 et 11,8 UT, ce qui correspond aux données sur les précipitations modernes à Churchill (Manitoba). Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ -CIT (-7,2 à -3,5 ‰) reflétaient probablement l'influence de carbonates, tandis que les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ - SO_4 (0,7 à 16,7 ‰) suggéraient une origine sédimentaire ou marine du sulfate. Trois faciès géochimiques caractérisaient les eaux des lacs : Ca- HCO_3 , Ca-Cl, et Na-Cl à haute teneur en matières dissoutes totales, lequel était limité à quelques échantillons prélevés près du fond. La modélisation de météorisation des tills mélangés à des sédiments marins n'est pas parvenue à reproduire les rapports Na/Cl élevés et Ca/Cl faibles trouvés dans les échantillons d'eau des lacs, ce qui suggère l'existence d'autres contrôles (p. ex. évaporation, échange de cations, dégradation du pergélisol, lessivage des dépôts marins, apport d'eau souterraine). Dans l'ensemble, la présente étude fournit une première base de référence hydrochimique pour plusieurs lacs à proximité de Rankin Inlet et confirme qu'il est difficile de détecter l'eau souterraine provenant pendant la saison sans glace où les lacs sont polymictiques; un échantillonnage stratifié fait pendant l'hiver, sous le couvert de glace, est nécessaire pour isoler ces apports.

INTRODUCTION

Les lacs de l'Arctique et de la région subarctique réagissent rapidement aux changements environnementaux, ce qui fait d'eux des indicateurs sensibles du changement des conditions climatiques et du pergélisol (Goldman et coll., 2012). Surtout façonnés par des processus glaciaires ou thermokarstiques, ils sont sujets à de longues périodes de couvert de glace et à de

brèves périodes sans couvert de glace, et ils occupent des paysages reposant sur un sol qui reste cryotique toute l'année (c.-à-d. du pergélisol). Ces conditions uniques exercent une grande influence sur le cycle des nutriments, la luminosité, la dynamique de la colonne d'eau et les processus d'échange gazeux, ce qui se solde par des caractéristiques hydrochimiques et géochimiques distinctives (Muster et coll., 2017). De plus, pendant la saison sans couvert de glace, la colonne d'eau de nombreux lacs nordiques (à une profondeur inférieure ou égale à environ 20 m) devient entièrement mélangée en quelques heures, jours ou semaines (polymictique). Les colonnes d'eau verticalement homogènes ainsi produites peuvent masquer la stratification géochimique et les apports d'eaux souterraines (Lesack et Marsh, 2010; Vincent et coll., 2011; Hinkel et coll., 2016).

Dans les paysages de pergélisol continu, les taliks ouverts (des zones non gelées qui pénètrent complètement le pergélisol) peuvent relier les eaux de surface aux eaux souterraines salines sous le pergélisol, ce qui modifie le niveau et la chimie des lacs et peut conséquemment compliquer les plans d'exploitation minières dans le nord du Canada. À l'aide d'échantillons de surface archivés, Faucher et coll. (2022) ont récemment étudié la composition chimique des eaux de surface de lacs situés dans la région de Rankin Inlet (Nunavut) et repéré des différences statistiquement significatives entre les lacs sous lesquels on trouve probablement des taliks ouverts et ceux dont la configuration en matière de talik est incertaine. Bien que leurs résultats donnent à penser qu'il pourrait y avoir des apports d'eau souterrains dans certains lacs avec des taliks ouverts, les différences chimiques observées entre les types de lacs étaient aussi fortement influencées par les interactions eau-roche et l'évaporation, ce qui témoigne de la complexité de déterminer les apports souterrains uniquement grâce aux données de la saison sans couvert de glace, en particulier lorsque seuls des échantillons de surface sont disponibles. Dans l'ensemble, cette étude a montré la nécessité d'obtenir des données empiriques supplémentaires en profondeur dans la colonne d'eau des lacs d'intérêt, en particulier des données d'analyses hydrochimiques et isotopiques, pour mieux caractériser les apports souterrains dans les lacs de la région.

Pour cette raison, en septembre 2023, pendant la saison sans couvert de glace, nous (Faucher et coll., 2024) avons d'abord établi le profil physicochimique de plusieurs lacs près de Rankin Inlet qui présentaient diverses configurations attendues de taliks lacustres et montré que leurs colonnes d'eau étaient bien mélangées (c.-à-d. qu'elles étaient de type polymictique). Cela nous a amenés à supposer que tout signal d'eau souterraine en provenance d'un talik lacustre serait rapidement dilué pendant la saison sans couvert de glace. Néanmoins, afin de tester cette hypothèse et de définir une base de référence hydrochimique pour la saison sans glace, nous avons prélevé des échantillons d'eau à 1 m, 5 m et près du fond aux mêmes sites (ou presque) que la campagne de profils physicochimiques de septembre 2023 près de Rankin Inlet (Faucher et coll., 2024), réalisée au même moment. Les échantillons d'eau de lac prélevés ont été analysés pour y détecter la concentrations en ions majeurs dissous et déterminer les valeurs de $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ -CIT, $\delta^{34}\text{S}$ - SO_4 et de tritium (^3H).

Nos objectifs étaient les suivants : 1) évaluer si la signature d'eaux souterraines ayant pénétré dans les lacs persiste pendant la période sans couvert de glace, malgré la polymicticité documentée; et 2) fournir une base de référence hydrochimique complète à des fins de comparaison avec de futures données obtenues pendant la période de couvert de glace et de stratification de la colonne d'eau. Une telle base de référence est essentielle, non seulement pour quantifier la connectivité

saisonnaire entre les eaux de surface et les eaux souterraines dans les zones de pergélisol continu et affiner les évaluations des taliks lacustres faites pour la valorisation des ressources dans le Nord, mais aussi pour paramétrer les modèles thermiques, géophysiques et cryohydrogéologiques couplés que nous élaborons pour simuler l'écoulement souterrain et la présence de taliks lacustres dans le cadre de notre plus vaste projet de recherche multidisciplinaire.

ZONE D'ÉTUDE

Géologie

Rankin Inlet se situe sur la côte ouest de la baie d'Hudson, dans la région du Kivalliq du Nunavut (Canada) (fig. 1A), dans l'ouest de la Province de Churchill du Bouclier canadien. Sa géologie complexe se compose de roches volcaniques felsiques de la ceinture de roches vertes de Rankin Inlet, qui remonte à l'Archéen, lesquelles sont intercalées avec des roches volcaniques mafiques et sédimentaires, et des intrusions granodioritiques à tonalitiques (Lawley et coll., 2016). Les unités géologiques à la surface sont principalement formées de dépôts glaciaires, marins et fluvioglaciaires, y compris d'eskers, et de nombreux affleurements rocheux (Commission géologique du Canada, 2017; McMartin, 2002; fig. 1B). Ces dépôts donnent lieu à un paysage caractérisé par un relief bas et des élévations généralement proches du niveau de la mer dans les environs des lacs étudiés. Pendant la glaciation du Wisconsin, l'Inlandsis laurentidien recouvrait la région, mais il en était entièrement retiré il y a environ 6 000 ans (Dyke, 2004). La mer de Tyrrell postglaciaire s'étendait jusqu'à 150 km à l'intérieur des terres par rapport à la côte actuelle sur la surface de dépression isostatique, atteignant une élévation maximale d'environ 170 m au-dessus du niveau actuel de la mer (Dyke, 2004; McMartin et coll., 2023; Randour et coll., 2016).

Climat

Entre 1981 et 2020, la température annuelle moyenne de l'air à Rankin Inlet était de -10,3 °C, avec une augmentation moyenne de 0,05 °C/an (ECCC, 2023) (fig. 2). La moyenne des précipitations totales pendant la même période s'élevait à 315 mm, soit 184 mm de pluie et 131 mm de neige. Les précipitations totales ne présentaient aucune tendance significative au cours de cette période. L'année la plus chaude jamais enregistrée à Rankin Inlet était l'année 2010, laquelle a été suivie par une période de refroidissement qui correspondait à l'anomalie observée dans l'est de l'Arctique canadien (Bell et Brown, 2018).

Pergélisol

On trouve du pergélisol continu partout dans la région de Rankin Inlet, sauf sous les lacs profonds et de grande taille, où des zones non gelées (taliks) peuvent pénétrer complètement le pergélisol. Il est estimé que la base du pergélisol se situe à 285 m à 430 m sous la surface, les sections les moins profondes se trouvant généralement près de grands lacs (Golder, 2021). Il est également estimé que, dans la région, les gradients géothermiques varient entre 0,012 et 0,018 °C/m (Golder, 2014), tandis que la température annuelle moyenne du sol au sommet du pergélisol varie entre -9,5 et -5,5 °C. L'épaisseur de la couche active est comprise entre environ 0,5 m dans les alluvions riches en matière organique et environ 1,6 m dans les dépôts de tills marins et pauvres en matière organique (LeBlanc et Oldenborger, 2021).

Plans d'eau

Si les lacs thermokarstiques sont rares dans la région, on y trouve couramment des lacs de kettle et des lacs façonnés par des processus glaciaires ou fluvioglaciaires (Golder, 2014). Ceux-ci sont généralement couverts de glace de manière saisonnière, de début octobre à juin (Golder, 2014). Ils sont majoritairement orientés dans la même direction que les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires (nord-ouest-sud-est). La superficie des plans d'eau lentiques de la région varie de 180 à 200 x 10⁶ m² (lac Peter, environ 30 km au nord-ouest de la zone d'étude actuelle), la moyenne et la médiane étant respectivement de 71 000 m² et de 5 400 m². La profondeur maximale d'environ 100 lacs étudiés dans la région varie de 0,11 à 23,5 m (Golder, 2012a, 2012b). L'agrandissement des lacs, observé dans les zones de sédiments fins et à haute teneur en glace, a été attribué à des processus thermokarstiques, tandis que le drainage des lacs a été attribué à l'épaississement de la couche active qui a probablement augmenté le stockage d'eau sous la surface dans les sédiments grossiers et à faible teneur en glace (LeBlanc et coll., 2020).

MÉTHODES

Échantillonnage de l'eau en septembre 2023

En septembre 2023, des profils physicochimiques et un échantillonnage de colonnes d'eau ont été menés à distance, à partir du rivage, au moyen d'un drone de type *DJI Matrice 300 RTK* et de la méthode décrite dans Faucher et coll. (2024). Un contenant d'échantillonnage d'eau spécialement conçu était suspendu sous le drone par une corde en kevlar de 25 m de long et de 4 mm d'épaisseur (fig. 3). Ce contenant était équipé d'un échantillonneur de liquides intelligent *Speedip V2*, un dispositif servant à prélever des échantillons d'eau à des profondeurs discrètes. Ce dispositif comprend un mécanisme qui ouvre les extrémités supérieure et inférieure du contenant pendant la descente, ce qui permet à l'eau de s'écouler à travers le contenant, et referme les extrémités pendant la remontée pour piéger l'eau de la profondeur ciblée. Cette méthode a bien fonctionné dans environ 90 % des cas. Lorsqu'elle a échoué, la procédure a été répétée.

Les vols n'ont été effectués que dans des conditions sécuritaires, c'est-à-dire avec des vents faibles et bonne visibilité. Une fois dans l'air, le drone a suivi les trajectoires de vol préprogrammées pour se rendre à chaque site d'échantillonnage, ce qui a assuré la cohérence des mesures répétées et facilité les visites subséquentes. À chaque site, le drone était manuellement contrôlé par le pilote pour faire descendre l'échantillonneur dans le lac à des profondeurs prédéterminées (à 1 m, 5 m et près du fond). Un flotteur attaché à la corde à la profondeur cible permettait de repérer facilement l'endroit de l'échantillonnage. Pour le prélèvement d'échantillons au fond des lacs, la corde était complètement déroulée, ce qui était suffisant puisqu'aucun lac de l'étude ne dépassait 25 m de profondeur. Afin de réduire le risque de perte du drone dans le cas où l'échantillonneur resterait coincé, la corde de kevlar était reliée à un mécanisme de largage télécommandé grâce auquel le pilote pouvait délivrer le drone de la corde, au besoin.

Principaux ions

Les analyses d'ions majeurs (Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻) ont été effectuées dans le laboratoire de géochimie de l'Université d'Ottawa (Ottawa, Canada), selon deux méthodes distinctes. Les échantillons visés par l'analyse des cations ont été préalablement acidifiés à un pH de 2 par l'ajout d'acide HNO₃ ultra-pur, puis analysés à l'aide d'un spectromètre d'émission atomique à plasma à couplage inductif (ICP-AES) Varian Vista-Pro. L'analyse des anions a été réalisée par chromatographie d'échange d'ions à l'aide d'un appareil Dionex-100, sans acidification. La reproductibilité analytique était de ±5 %. Les concentrations de bicarbonate

(HCO_3^-) ont été estimées au moyen d'une approche de bilan massique faisant appel aux concentrations de cations par rapport à celles d'anions, exprimées en milliéquivalents par litre (mék/L).

$\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ de l'eau

Les rapports $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et D/H des échantillons d'eau de lacs ont été déterminés au CryoLab pour les études arctiques, antarctiques et planétaires de l'Université d'Ottawa au moyen d'un analyseur d'eau liquide Los Gatos Research couplé à un autoéchantillonneur CTC LC-PAL qui permettait la mesure simultanée des rapports $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et D/H dans le H_2O . Les rapports ont été vérifiés pour y détecter toute contamination par interférence spectrale. Nous présentons les résultats en utilisant la notation δ ($\delta^{18}\text{O}$ et δD), où le δ représente l'écart en millièmes du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ou D/H dans un échantillon par rapport à l'étalon moyen de l'eau de mer défini à Vienne (VSMOW, pour *Vienna Standard Mean Ocean Water*). La reproductibilité analytique pour les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ et du δD est respectivement de $\pm 0,3 \text{ ‰}$ et de $\pm 1 \text{ ‰}$.

Datation au tritium

La préparation des échantillons et l'analyse de ceux-ci aux fins de la détection du tritium (^3H) ont été réalisées dans les laboratoires de tritium et de radiohalogénures de l'Installation A.E. Lalonde de l'Université d'Ottawa. La méthode suivie consistait en un enrichissement par procédé électrolytique suivi d'un comptage par scintillation en milieu liquide. Avant l'enrichissement, les échantillons ont été désionisés par une résine échangeuse d'ions et secoués pendant quatre heures. L'eau désionisée a ensuite été combinée à du peroxyde de sodium (Na_2O_2) et enrichie de manière électrolytique dans des cellules métalliques. L'enrichissement, fait à environ 5,8 ampères, a duré cinq jours et a réduit chaque échantillon de 250 mL à environ 13 mL. Enfin, les émissions radioactives des aliquotes enrichies ont été comptées par un compteur à scintillation liquide Quantilus à faible fond. Les concentrations de tritium sont présentées en unités de tritium (UT), selon lesquelles 1 UT correspond à 1 atome de ^3H par 10^{18} atomes de ^1H , soit 0,11919 Bq/L. L'étalonnage a été effectué par le personnel des laboratoires tritium et des radiohalogénures de l'Installation A.E. Lalonde, à l'aide de l'étalon de radioactivité du ^3H certifié SRM-4926E.

$\delta^{13}\text{C}$ du carbone inorganique total ($^{13}\text{C}_{\text{CIT}}$)

La valeur de $\delta^{13}\text{C}$ du carbone inorganique total ($^{13}\text{C}_{\text{CIT}}$) dans les échantillons d'eau de lacs conservés dans des bouteilles de verre ambre bien scellées de 40 mL a été mesurée au Laboratoire d'isotopes stables Ján Veizer de l'Université d'Ottawa à l'aide de méthodes décrites par St-Jean (2003). La précision analytique (2 sigma) est de $\pm 0,4$ pour mille (‰).

^{34}S - SO_4

Les mesures isotopiques du $\delta^{34}\text{S}$ du SO_4^{2-} dissous ont été réalisées au Laboratoire d'isotopes stables Ján Veizer de l'Université d'Ottawa. Les échantillons contenant suffisamment de SO_4^{2-} ont été analysés à des fins de détermination du $\delta^{34}\text{S}$ après la précipitation du SO_4^{2-} en BaSO_4 à l'aide de BaCl_2 . Les précipités de BaSO_4 filtrés ont été chargés dans des capsules d'étain de 10 x 10 mm qui contenaient aussi du WO_3 pour faciliter la combustion complète. Les échantillons ainsi préparés ont ensuite subi une combustion éclair à 1 800 °C dans un analyseur d'éléments Isotope Cube fonctionnant en mode S. Le SO_2 en a été séparé au moyen d'une colonne de purge et piégeage. Enfin, les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ ont été déterminées à l'aide d'un spectromètre de masse à ratio isotopique ThermoFinnigan Delta Plus XP doté d'une interface ConFlo IV. Elles sont exprimées

par rapport à l'étalon Vienna Canyon Diablo Troilite (VCDT) en unités de dixième de pourcentage (pour mille, ‰) dans la notation delta (δ), et ont une reproductibilité de 0,3 ‰.

Simulations numériques des processus hydrochimiques

Deux modèles numériques de processus naturels susceptibles d'influer sur l'hydrochimie des lacs échantillonnés ont été exécutés dans le logiciel PHREEQC (Parkhurst et Appelo, 2013).

Le premier modèle portait sur l'évaporation et ses effets sur les rapports isotopiques stables de l'eau ($\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$). Comme nous ne disposions pas de données sur les précipitations locales, nous avons utilisé la composition du lac Little Meliadine (le plus grand et le plus profond des lacs échantillonnés) comme composition initiale ($\delta^2\text{H} = -115$ ‰; $\delta^{18}\text{O} = -14$ ‰). Nous avons posé l'hypothèse que le long temps de résidence de l'eau dans le lac atténue probablement l'enrichissement par évaporation, de sorte que la signature isotopique de l'eau du lac devrait ressembler étroitement à celle de l'eau météorique locale, ce qui en fait une approximation raisonnable des précipitations en l'absence de données directes. Nous avons traité le lac comme un système fermé, duquel nous avons retiré des fractions d'eau successives tout en appliquant des facteurs du fractionnement à l'équilibre entre vapeur et liquide (distillation de Rayleigh). Aucun apport d'eau dans le lac n'était permis, de sorte que la courbe résultante représente la trajectoire d'évaporation pure de l'eau du lac dans des conditions sans couvert de glace. Si l'on trace sur un même graphique les valeurs mesurées de l'eau des lacs et cette courbe d'évaporation, il peut être possible d'observer des écarts découlant d'influences hydrologiques autres que la simple perte d'eau via l'évaporation, ce qui peut indiquer la présence d'autres phénomènes pouvant mener à au fractionnement isotopique des isotopes stables de l'eau.

Étant donné que la plupart des lacs de la zone d'étude recouvrent des dépôts de diamicton glaciaire (till) entremêlés de sédiments marins, l'objectif du deuxième exercice de modélisation était d'évaluer si la météorisation de ces dépôts de surface pouvait expliquer les concentrations (et ratios) ioniques mesurées dans les lacs échantillonnés. Plus précisément, nous visions à vérifier si la chimie de l'eau des lacs déterminée de manière empirique correspondait aux résultats de la modélisation. Une non-correspondance indiquerait que des facteurs autres que la météorisation du till ont influencé les caractéristiques hydrochimiques des lacs.

Dans le modèle, l'eau initiale tirait sa composition des caractéristiques chimiques de la neige déterminées pour le site de recherche de Saqvaquac, situé à proximité ($63^\circ 39'$ de latitude N. et $90^\circ 39'$ de longitude O.; Welch et Legault, 1986), et avait été mise en équilibre avec le CO_2 atmosphérique ($p\text{CO}_2 = 10^{-3,43}$ atm). Elle comprenait 1 % d'eau de mer (Millero et coll., 2008) pour simuler les apports d'aérosols marins, qui sont courants dans les milieux subarctiques côtiers (Vet et coll., 2014). Ensuite, nous l'avons fait réagir avec trois assemblages de till représentatifs des dépôts locaux (riches en granite, riches en roches vertes, et composés d'un mélange de ces deux types de roches), dont la minéralogie (McMartin, 2000) comprend également des phases carbonatées et évaporitiques héritées des sédiments de la mer de Tyrrell. Nous avons comparé les résultats de la modélisation aux caractéristiques chimiques observées dans les lacs pour déterminer si l'altération du till pouvait à elle seule reproduire les rapports molaires mesurés de Na/Cl, de Ca/Cl et de HCO_3/Cl dans nos échantillons d'eau de lac. Bien que simplifiée, cette approche fournit une base de référence pour évaluer les rôles supplémentaires joués par d'autres facteurs (p. ex.

évaporation, échange de cations, dégradation du pergélisol, apport d'eau souterraine) sur la teneur en ions dissous dans les lacs d'intérêt.

RÉSULTATS

Le tableau 1 présente les caractéristiques hydrochimiques de nos échantillons d'eau à différentes profondeurs dans les colonnes d'eau bien mélangées situées à un ou plusieurs sites de plusieurs lacs près de Rankin Inlet (Nunavut), au moment de l'échantillonnage effectué en septembre 2023. Une présentation et une interprétation détaillées des conditions physicochimiques observées pendant la campagne d'échantillonnage figurent dans Faucher et coll. (2024).

Au moment de l'échantillonnage, la température de l'eau variait d'environ 6,9 à 10,1 °C à la surface à 7,6 à 8,9 °C près du fond. Dans les lacs profonds et de grande taille (p. ex. LML, FLL, SLL), la température à la surface était généralement comprise entre 6,9 et 9,5 °C, et la température près du fond, entre 7,6 et 8,7 °C. Dans les lacs plus petits ou moins profonds (p. ex. lacs A à E), la température à la surface était en général plus élevée, variant de 7,0 à 10,1 °C, tandis que la température près du fond variait de 7,8 à 8,9 °C. Les valeurs de pH mesurées allaient de 6,4 à 8,1 selon le site. Dans les grands lacs, le pH était généralement de 6,4 à 7,6, alors que dans les petits lacs, il pouvait atteindre des valeurs légèrement plus élevées, le maximum de 8,1 ayant été observé dans le lac E (site 21).

Selon les mesures des isotopes stables de l'eau (δD - $\delta^{18}O$) prises dans les lacs, le ratio $\delta^{18}O$ variait entre -14,5 à -10,9 ‰, et l'excès de deutérium (d) variait entre -11 et +1 ‰ (fig. 4). Dans la plupart des cas, de légères différences des rapports isotopiques ont été constatées entre les échantillons prélevés en surface et près du fond. Les eaux de fond du lac C (site 20) étaient plus enrichies que celles de la couche de surface ($\delta^{18}O$ de -11,7 ‰ à 1 m comparativement à un $\delta^{18}O$ de -10,9 ‰ à 3,1 m). Les valeurs de tous les échantillons d'eau de lac se situent sous les courbes de précipitations globale et locale (fig. 4). Dans les lacs profonds (LML, FLL, SLL), les valeurs de $\delta^{18}O$ étaient comprises entre -14,5 et -12,6 ‰, et celles de l'excès de deutérium, entre -6 et +1 ‰. En revanche, dans les lacs moins profonds (lacs A à E), ces valeurs étaient respectivement comprises entre -12,4 et -10,9 ‰, et entre -11 et -4,3 ‰.

Les lacs échantillonnés présentaient les faciès géochimiques suivants : Ca-HCO₃, Ca-Cl, et Na-Cl (fig. 5). Les lacs ayant un faciès de type Ca-HCO₃, comme le lac D, avaient généralement les plus faibles concentrations en ions majeurs dissous. À l'inverse, les lacs caractérisés par un faciès de type Na-Cl avaient des concentrations plus élevées en ions majeurs dissous, en particulier les lacs B (site 6), E (site 21) et C (site 20) près de leur fond. Un contraste vertical des caractéristiques chimiques était particulièrement prononcé au site 20, où les eaux de surface présentaient des signatures du faciès Ca-HCO₃, tandis que les eaux du fond présentaient des concentrations de Na-Cl significativement élevées. Dans l'ensemble, les concentrations ioniques étaient relativement uniformes dans les eaux de surface et du fond de chaque lac. Les concentrations de chlorure (Cl⁻) s'étendaient sur une vaste plage, allant d'environ 13 à 1 668 mg/L, cette valeur maximale ayant été obtenue dans les eaux profondes du lac C (S20-nb). Les concentrations de sulfate (SO₄²⁻) variaient entre 2,9 et 172 mg/L, celles de bicarbonate (HCO₃⁻), entre 20 et 45 mg/L, de manière générale, et celles de calcium (Ca²⁺), entre 11 et 19 mg/L, pour la plupart, mais atteignaient un maximum de 54 mg/L en profondeur dans le lac C. Les concentrations de sodium (Na⁺) étaient en général comprises entre environ 6 et 15 mg/L, mais dépassaient 700 mg/L au fond du lac C. Les concentrations de magnésium (Mg²⁺) et de potassium (K⁺) se situaient généralement entre 1 et

3 mg/L, mais des valeurs de 94 mg/L et de 24 mg/L, respectivement, ont été trouvées en profondeur dans le lac C.

Les simulations de météorisation des dépôts de surface (scénarios de till riche en granite, riche en roches vertes et composé d'un mélange de ces deux types de roches) donnaient des solutions très différentes des eaux lacustres observées. Le scénario de météorisation de till riche en granite a produit des rapports de Na/Cl extrêmement faibles ($\sim 10^{-9}$), des rapports de Ca/Cl très faibles ($\sim 3 \times 10^{-3}$) et une alcalinité modérée ($\text{HCO}_3/\text{Cl} \approx 0,51$). Le scénario de météorisation de till riche en roches vertes a donné des rapports de Na/Cl ($\approx 0,87$) et de Ca/Cl ($\approx 0,43$) relativement élevés, mais une alcalinité limitée ($\text{HCO}_3/\text{Cl} \approx 0,11$). La simulation de la météorisation de till composé d'un mélange de granite et de roches vertes a produit de l'eau fortement alcaline ($\text{HCO}_3/\text{Cl} \approx 2,34$), mais contenant des quantités négligeables de Na^+ et de Ca^{2+} . Dans les échantillons d'eau des lacs, les rapports de Na/Cl étaient regroupés autour de la valeur de référence de l'eau de mer, soit 0,86 (plage : 0,75 à 1,10), les rapports de Ca/Cl variaient d'environ 0,03 à 0,9, et les rapports de HCO_3/Cl dépassaient rarement 1,7.

Les concentrations en tritium (^3H) variaient environ de 9,9 à 11,8 UT mais la variation verticale était minime dans les lacs; les valeurs obtenues ressemblaient aux valeurs précédemment indiquées pour les précipitations à Churchill, au Manitoba (à environ 600 km au sud-est; Terzer-Wassmuth et coll., 2022). Les valeurs en δ^{13}_{CIT} étaient comprises entre -7,2 et -3,5 ‰ dans tous les lacs, tandis que les isotopes du soufre dans le sulfate dissous ($\delta^{34}\text{S-SO}_4$) s'étendaient entre 0,7 et 16,7 ‰ dans les eaux du fond, avec des valeurs de $\delta^{34}\text{S-SO}_4$ nettement plus élevées ayant été obtenues dans de petits lacs comme le lac E (site 21).

DISCUSSION

Datation au tritium (^3H) et isotopes stables de l'eau ($\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$) : perspectives relatives à l'origine de l'eau

Les mesures du tritium (^3H) dans le fond des lacs échantillonnés donnent à penser que les précipitations contemporaines sont la principale source d'alimentation des lacs dans la zone d'étude, à tout le moins pendant la période sans couvert de glace. Cette interprétation est étayée par la similitude des valeurs de $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ entre les échantillons prélevés en surface et près du fond (fig. 4), laquelle indique que les colonnes d'eau étaient bien mélangées au moment de l'échantillonnage. Par conséquent, bien que des mesures du tritium n'ont été obtenues que dans des échantillons prélevés près du fond à certains sites, les concentrations sont probablement représentatives de l'ensemble de la colonne d'eau pendant la période sans glace.

De plus, les valeurs d'isotopes stables de l'eau dans tous les échantillons lacustres se situent sous les courbes de précipitation globale et locale (fig. 4), ce qui suggère que les eaux de ces lacs ont été partiellement évaporées (Skrzypek et coll., 2015). De plus, la variabilité des valeurs isotopiques constatée entre les lacs reflète probablement les différences dans le temps de résidence des eaux, qui résultent des tailles des lacs (et des volumes d'eau associés). Les lacs peu profonds et de petite taille (lacs A à E) tendent à s'enrichir plus rapidement en isotopes en raison des effets d'évaporation relativement forts et du mélange limité; ils sont donc davantage sensibles aux précipitations récentes pendant la période sans couvert de glace. Ainsi, on pourrait s'attendre à ce que les valeurs de $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ de l'eau dans ces lacs reflètent étroitement les précipitations tombées peu de temps avant l'échantillonnage de la fin de l'été. Par contre, les lacs profonds et de grande taille, comme le lac Little Meliadine (LML) et le lac First Landing (FLL) incorporent les apports

sur de longues périodes, compte tenu leur plus grand volume. C'est probablement la raison pour laquelle ils étaient comparativement moins enrichis selon les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et de δD (Gibson, 2002). Ces interprétations concordent avec notre modélisation de l'évaporation, car les valeurs des isotopes dans les lacs LML et FLL correspondaient aux trajectoires d'évaporation prévues. Bien que les valeurs relatives aux petits lacs se situaient également près de la courbe d'évaporation modélisée, nous avons constaté un déplacement vers la droite distinct dans cet espace isotopique, ce qui laisse supposer des effets d'évaporation plus importants et une influence possible d'autres processus, comme de récents apports d'eau de pluie (Turner et coll., 2014). Des études plus ciblées et propres aux lacs, qui tiennent compte de données isotopiques sur les débits entrants et sortants et les précipitations, sont nécessaires pour affiner ces interprétations.

Il faut souligner les résultats obtenus quant au site 20 dans le lac C, dont les eaux près du fond étaient plus enrichies en $\delta^{18}\text{O}$ et en δD que les eaux de surface. Ce profil vertical n'est pas celui attendu, puisque le fractionnement cinétique qui se produit pendant l'évaporation à la surface entraîne généralement un enrichissement des couches de surface. Étant donné la petite taille et la profondeur modérée (environ 3,1 m) du lac C, on s'attendrait à ce qu'il se mélange entièrement (sur une base quotidienne ou hebdomadaire) pendant la période sans couvert de glace, comme les autres lacs polymictiques échantillonnés. L'enrichissement observé en profondeur pourrait donc indiquer des contributions d'autres sources d'eau ayant des signatures isotopiques distinctes de celles des précipitations contemporaines. Même si ce lac a une superficie inférieure au seuil établi pour la présence potentielle d'un talik lacustre (LeBlanc et coll., 2022), sa profondeur pourrait être suffisante pour maintenir un sol non gelé sous son lit. Par conséquent, nous ne pouvons exclure la présence d'un talik lacustre et un apport potentiel d'eaux souterraines isotopiquement distinctes. Néanmoins, l'analyse du tritium dans les eaux du fond de ce site a donné une valeur de 10,8 UT, laquelle se situe dans la fourchette des précipitations récentes dans la région. Il semble donc que le lac n'est pas alimenté par des eaux souterraines anciennes situées sous le pergélisol. On croit plutôt que la dégradation du pergélisol autour du lac pourrait être la principale raison de la présence d'eaux isotopiquement distinctes au fond du site 20. Bellehumeur-Génier et coll. (2017) ont rapporté une augmentation de 2,5 % de la superficie du lac entre 1954 et 2014, un agrandissement notable ayant été observé en 2005 et s'étant poursuivi jusqu'en 2014. Des cartes à jour montrent qu'en 2023, la superficie du lac avait encore augmenté de 0,5 % par rapport à 1954. Des processus thermokarstiques actifs et un dégel du pergélisol, mis en évidence par des perturbations localisées des rives, ont été observés au cours des dernières années aux lacs C et D, tous deux situés dans l'unité T.M (LeBlanc et coll., 2020). L'eau issu de l'épaississement de la couche active peut présenter des signatures d'isotopes stables différentes de celles des précipitations contemporaines. Le fait que ce signal enrichi soit observé uniquement dans les eaux de fond donne à croire que de tels apports coulent jusqu'au fond à leur arrivée dans le lac, possiblement à cause de leur température plus basse ou de leur masse volumique plus élevée.

Origine des ions majeurs dissous

La non-concordance entre les simulations de météorisation des dépôts de surface locaux et les caractéristiques chimiques mesurées dans les lacs montre que la météorisation des tills locaux ne suffit pas pour expliquer pleinement les profils hydrochimiques des lacs près de Rankin Inlet. Si cette météorisation fournit principalement du calcium et du bicarbonate, elle ne permet pas de reproduire les ratios molaires de Na/Cl (0,75 à 1,10) des lacs échantillonnés, qui sont près de la

valeur de référence de l'eau de mer, soit 0,86. On peut donc penser à de multiples scénarios non exclusifs pour expliquer ces rapports.

Premièrement, les résidus de sels de la mer de Tyrrell (surtout de l'halite), qui sont mélangés aux diverses unités géologiques superficielles de la région dans les tills et les sédiments de rivage marins, pourraient contribuer à la formation de saumures ayant des rapports Na/Cl proches de 1,0. Le retrait sélectif subséquent du sodium par l'échange de cations sur des minéraux argileux pourrait facilement réduire ces rapports et ainsi les faire se rapprocher de la valeur de référence de l'eau de mer, 0,86, qui est observée. De plus, les aérosols marins transportés vers l'intérieur des terres par les vents du large de la baie d'Hudson (qui peuvent provenir de l'est ou du sud-est pendant la saison des eaux libres; ECCC, 2017) pourraient entraîner le dépôt saisonnier de sels sur la neige. Lors de la fonte printanière, cet apport dû aux aérosols pourrait renforcer le faciès de type Na-Cl de certains des lacs échantillonnés, stabilisant ainsi le rapport de Na/Cl des eaux des lacs à une plage se rapprochant de la valeur de l'eau de mer. Par ailleurs, les contributions liées au dégel du pergélisol peuvent donner lieu à une source d'ions dissous plus locale. À mesure que le pergélisol salin fond, les eaux interstitielles riches en saumure peuvent s'écouler latéralement des rives des lacs ou remonter via les taliks lacustres sous les bassins. L'enrichissement prononcé en Na-Cl et la stratification de densité observés dans les eaux au fond du lac C (site 20) concordent avec un afflux d'eaux interstitielles riches en ions dissous. Cependant, la teneur en tritium (10,8 UT) de ces eaux correspond aux précipitations modernes, ce qui indique que si cela en est réellement le cas, l'eau affluente est jeune et qu'elle provient du dégel de sédiments près de la surface, plutôt que d'eaux souterraines anciennes et dépourvues de tritium situées sous le pergélisol. Ces observations donnent à croire à un flux ionique provenant du pergélisol en dégradation. De nombreux sédiments de la région sont mélangés à des matières marines, de sorte que les ions dissous libérés pendant la dégradation sont probablement enrichis en Na^+ et en Cl^- . De tels apports de sels pourraient donner un faciès Na-Cl distinct aux parties profondes de la colonne d'eau du lac, en particulier en septembre, après la période de dégel maximal de la couche active.

Comme mentionné plus haut, l'échange de cations sur les minéraux argileux peut éliminer le sodium des eaux lacustres. Ce remplacement des ions Na^+ par des ions Ca^{2+} pourrait aussi progressivement mener au développement des faciès Ca-Cl observés dans certains bassins lacustres profonds. Si l'échange de cations avec les eaux interstitielles des sédiments a déjà été proposé comme un mécanisme permettant d'expliquer le faciès Ca-Cl de lacs subarctiques (Faucher et coll., 2022), la possibilité de contributions provenant d'eaux souterraines externes riches en Ca-Cl ne peut pas encore être entièrement écartée.

Isotopes du carbone ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CIT}}$) et du soufre ($\delta^{34}\text{S-SO}_4$) : renseignements biogéochimiques

Dans les lacs, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CIT}}$ variaient relativement peu selon la profondeur et étaient généralement comprises entre -7,2 et -3,5 ‰. Ce constat donne à penser que le CO_2 produit à l'interface entre l'eau et les sédiments ne s'est pas accumulé de façon appréciable dans les eaux profondes pendant la saison sans couvert de glace. Il est plutôt probable que la majorité du CO_2 généré par la reminéralisation de la matière organique ait été dispersé par la circulation engendrée par le vent, ce qui a maintenu des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CIT}}$ relativement stables dans la colonne d'eau. Cette tendance contraste avec ce qui a été observé dans les lacs de l'Arctique stratifiés (dimictiques) selon la saison (souvent à une profondeur de 10 à 20 m), à savoir que, pendant la

saison de glace ou le début du printemps, les eaux de fond peuvent présenter des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CIT}}$ considérablement plus négatives, atteignant souvent -10 à -15 ‰ en raison de la dégradation prolongée de la matière organique et de l'accumulation de CO_2 dans des conditions de faible teneur en oxygène (Heim et coll., 2021; Quay et coll., 1986; Pasche et coll., 2011).

Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CIT}}$ relativement uniformes observées ici impliquent donc que le cycle du carbone, au moment de l'échantillonnage, se faisait en conditions de système ouvert, et vont à l'encontre d'une forte stratification des conditions d'oxydoréduction et de la présence d'une couche inférieure isolée persistante recevant des apports de CO_2 isotopiquement distincts. Supposons que des eaux souterraines minéralisées pénètrent dans les lacs par des taliks ouverts et contiennent des concentrations importantes de CO_2 dissous provenant de sources profondes ou de l'oxydation de sédiments riches en matière organique. Dans ce cas, on pourrait s'attendre à un signal de $\delta^{13}\text{C}$ plus faible en profondeur. L'absence d'un tel signal suggère que tout apport d'eau souterraine est soit mineur, soit bien tamponné par la dissolution des carbonates, ou soit rapidement mélangé dans la colonne d'eau pendant la saison sans couvert de glace. Les matières riches en carbonates (p. ex. fragments de coquillages marins) qui sont couramment présentes dans les dépôts superficiels locaux peuvent également tamponner le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CIT}}$ en stabilisant le pH et les concentrations de carbone inorganique dissous.

Selon les données sur les isotopes du soufre, les valeurs de $\delta^{34}\text{S}\text{-SO}_4$ variaient entre environ 0,7 et 16,7 ‰, les gradients verticaux étant relativement faibles dans l'ensemble des lacs. Cette absence de stratification isotopique donne à penser que la réduction microbienne du sulfate (couramment associée à un fort enrichissement en $\delta^{34}\text{S}$ dans les eaux de fond) est minime ou n'a pas lieu pendant la saison des eaux libres. Au contraire, les profils de $\delta^{34}\text{S}\text{-SO}_4$ correspondent à des colonnes d'eau bien mélangées et laissent croire à des apports externes de sulfate et à un fractionnement limité dans les lacs. Des valeurs dépassant environ 5 à 6 ‰ dans certains lacs, en particulier ceux où la salinité est élevée, suggèrent des contributions d'ions d'origine marine provenant des sédiments.

Les sources possibles du soufre observé comprennent le sulfate marin, les unités locales de substratum rocheux, les tills contenant du sulfure ayant été remobilisés par des glaciers, et les contributions anthropiques locales. Par exemple, la plage des valeurs de $\delta^{34}\text{S}\text{-SO}_4$ dans les eaux de lacs (médiane d'environ 4,1 ‰) correspond partiellement à la plage de valeurs rapportée pour les minéraux sulfurés du gisement aurifère de Meliadine situé à proximité (Mongeau, 2024), bien que la distance du gisement et les schémas de dispersion glaciaire font que ce gisement n'est probablement pas une source importante. Il est plus plausible que le soufre résiduel de la mine de Ni-Cu de Rankin Inlet (Meldrum et coll., 2001), dont les résidus riches en pyrrhotite et autres sulfures ont été dispersés avant la restauration et sont exposés au vent, contribue au signal de $\delta^{34}\text{S}\text{-SO}_4$ dans la colonne d'eau des lacs se trouvant dans les environs de Rankin Inlet. L'extraction de sable et de gravier dans une carrière située près du lac Second Landing pourrait également contribuer au sulfate dans le système, soit via le ruissellement de surface et l'écoulement souterrain peu profond en provenance de matières superficielles altérées contenant du sulfate, soit via le dépôt atmosphérique de poussière par temps sec et venteux.

Au final, les données sur le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CIT}}$ et le $\delta^{34}\text{S}\text{-SO}_4$ ne fournissent pas de preuves d'apports en eaux souterraines en provenance d'un talik lacustre dans les lacs échantillonnés. Elles permettent plutôt d'établir un contexte biogéochimique dans lequel les valeurs de $\delta^{34}\text{S}\text{-SO}_4$ de certains lacs indiquent

des contributions souterraines limitées provenant de sédiments d'origine marine, tandis que les profils de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CIT}}$ relativement uniformes témoignent d'un cycle du carbone dans des conditions de système ouvert et d'un mélange vertical efficace pendant la saison sans couvert de glace.

CONCLUSION

Cette étude portait sur les conditions hydrochimiques présentes à la fin de l'été dans de multiples lacs près de Rankin Inlet (Nunavut), principalement sur leur composition en ions majeurs dissous, les isotopes stables de l'eau (δD - $\delta^{18}\text{O}$) et les isotopes du carbone et du soufre ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CIT}}$, $\delta^{34}\text{S}$ - SO_4). Les principaux points à retenir de cette étude sont les suivants :

- 1) La plupart des lacs présentent un faciès de type Ca- HCO_3 , Ca-Cl ou Na-Cl. Si la météorisation de dépôts du surfaces locaux peuvent expliquer l'alcalinité et l'apport de Ca^{2+} , les rapports de Na/Cl (0,75 à 1,10) près de la valeur de l'eau de mer et les concentrations d'ions élevées dans certaines eaux de fond (p. ex. site 20) indiquent plutôt une dissolution de sels d'origine marine dans les sédiments des environs. Ces apports peuvent être accrus par la libération d'ions dissous en provenance du pergélisol en dégradation. Dans l'ensemble, les données sur les ions majeurs dissous ne permettent pas, à elles seules, d'affirmer si les lacs à l'étude reçoivent des apports en eaux souterraines via des taliks lacustres.
- 2) Les données sur les isotopes stables de l'eau et de tritium indiquent que les apports météoriques récents (pluie et eau de fonte des neiges) sont la source d'eau dominante. Les signatures isotopiques varient selon la taille et la profondeur des lacs, un signe probable des différentes influences de l'évaporation.
- 3) Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CIT}}$ et de $\delta^{34}\text{S}$ - SO_4 semblent révéler des signaux modérés provenant de la respiration des organismes et de sources possibles de soufre d'origine marine ou provenant du substrat rocheux.

Bien que notre ensemble de données portant sur la fin de l'été ne fournisse aucune preuve concluante permettant de confirmer que les lacs près de Rankin Inlet reçoivent des apports d'eaux souterraines provenant de la zone située sous le pergélisol, ces apports restent plausibles dans ces lacs, qui pourraient recouvrir des taliks lacustres. Tout de même, ceci est difficile à détecter lors les lacs sont bien mélangées durant la période sans couvert de glace. Des analyses à venir d'échantillons prélevés dans la colonne d'eau pendant la saison de couvert de glace (avril 2024), lorsque les lacs sont stratifiés thermiquement, devraient faciliter la détection d'apports d'eaux souterraines à l'aide de traceurs géochimiques et isotopiques. Cette comparaison entre les saisons améliorera notre compréhension des processus hydrologiques et biogéochimiques qui façonnent ces lacs influencés par le pergélisol, ainsi que la détection des contributions d'eaux souterraines du sous-pergélisol via les taliks lacustres.

REMERCIEMENTS

Ce projet de recherche a été financé par le Programme GEM-GéoNord de Ressources naturelles Canada. Il a bénéficié d'un appui logistique de la part du Parc territorial Iqalugaarjuup Nunanga. Nous remercions l'organisation locale de chasseurs et de trappeurs pour son aide sur le terrain. Nous remercions également le réviseur interne, Josué Jautzy, pour ses commentaires constructifs.

RÉFÉRENCES

Bell, T., et Brown, T. (2018). From science to policy in the eastern Canadian Arctic: An Integrated Regional Impact Study (IRIS) of climate change and modernization – Synthesis and Recommendations. ArcticNet.

Bellehumeur-Génier, O., Oldenborger, G. A., et LeBlanc, A.-M. (2017). Historical fluctuations of lake shorelines based on geomorphological analysis in the vicinity of Rankin Inlet, Nunavut. Commission géologique du Canada, Dossier public 8224, 27 p.

Commission géologique du Canada (2017). Surficial geology, Rankin Inlet, Nunavut, NTS 55-K/16. Canadian Geoscience Map 68 (préliminaire, modèle de données sur les couches superficielles, v.2.2, conversion du Dossier ouvert 4116), échelle 1/50 000.

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

Environment and Climate Change Canada (ECCC). (1^{er} octobre 2023). Données climatiques historiques. https://climat.meteo.gc.ca/index_f.html.

Environnement et Changement climatique Canada (ECCC) (2017). Guide de météo marine national – Guide régional pour l'Arctique.

Faucher, B., et coll. (2022). Assessment of physicochemical properties in lentic water bodies of the Rankin Inlet area (Nunavut) for sublacustrine open talik detection. Commission géologique du Canada, Dossier ouvert 8998.

Faucher, B., et coll. (2024). Physicochemical limnology of lakes in the Rankin Inlet area of Nunavut. Commission géologique du Canada, Dossier ouvert 9181.

Gibson, J. J. (2002). A new conceptual model for predicting isotopic enrichment of lakes in seasonal climates. *PAGES news*, vol. 10, n° 2, 10-11. <https://doi.org/10.22498/pages.10.2.10>.

Golder (2012b). SD 7-2 2011 Aquatic Baseline Studies – Meliadine Gold Project, Nunavut. Rapport inédit préparé par Golder Associates Ltd. pour Agnico-Eagle Mines Limited, doc. 246-1013730076, ver. 0.

Golder. (2012a). SD 7-1 Aquatics Baseline Synthesis Report, 1994 to 2009 – Meliadine Gold Project, Nunavut. Rapport inédit préparé par Golder Associates Ltd. pour Agnico-Eagle Mines Limited, doc. 327-1013730076, ver. 0.

Golder. (2014). SD 6-1 Permafrost Thermal Regime Baseline Studies – Meliadine Gold Project. Rapport inédit préparé par Golder Associates Ltd. pour Agnico-Eagle Mines Limited, doc. 225-1314280007, ver. 0.

Golder. (2021). Meliadine Extension – 2020 Thermal Assessment – Meliadine Gold Project. Rapport inédit préparé par Golder Associates Ltd. pour Agnico-Eagle Mines Limited, doc. de Golder 20136436-815-R-Rev2-2200.

Goldman, C. R., Kumagai, M., et Robarts, R. D. (2012). Climatic Change and Global Warming of Inland Waters: Impacts and Mitigation for Ecosystems and Societies. Wiley-Blackwell.

Heim, B., Biskaborn, B. K., Opel, T., Meyer, H., Lenz, J., Fritz, M., ... et Schirrmeister, L. (2021). Carbon isotope composition of dissolved inorganic carbon in Arctic lakes: Implications for carbon cycling in permafrost regions. *Biogeosciences*, vol. 18, n° 4, 1203-1220.

Hinkel, K. M., Lenters, J. D., Lyons, W. B., et Frey, K. E. (2016). Ice-covered lake systems of the Arctic Coastal Plain, Alaska: Hydrological, chemical, and biological dynamics. *Arctic Science*, vol. 2, n° 1, 14-34.

Lawley, C. J. M., McNicoll, V., Sandeman, H., Pehrsson, S., Simard, M., Castonguay, S., Mercier-Langevin, P., et Dubé, B. (2016). Age and geological setting of the Rankin Inlet greenstone belt and its relationship to the gold endowment of the Meliadine gold district, Nunavut, Canada. *Precambrian Research*, vol. 275, 1-16.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.01.008>.

LeBlanc, A.-M., Bellehumeur-Génier, O., Oldenborger, G. A., et Short, N. (2020). Lake area and shoreline changes due to climate and permafrost-related drivers, Rankin Inlet area, Nunavut. *In* *Sommaire des activités 2019, Bureau géoscientifique Canada-Nunavut* (p. 79-92).

LeBlanc, A.-M., Chartrand, J., et Smith, S. (2022). Regional assessment of the occurrence of taliks below Arctic lakes. *Commission géologique du Canada, Présentation scientifique 138*.
<https://doi.org/10.1139/as-2022-0002>.

LeBlanc, A.-M., et Oldenborger, G. A. (2021). Température du sol, épaisseur du mollisol et conditions liées à la glace de sol dans les environs de Rankin Inlet, au Nunavut. *In* *Sommaire des activités 2020, Bureau géoscientifique Canada-Nunavut* (p. 63-72).

Lesack, L. F., et Marsh, P. (2010). River-to-lake connectivities, water renewal, and aquatic habitat diversity in the Mackenzie River Delta. *Water Resources Research*, vol. 46, n° 12, W12504.

MacDonald, L. A., Gibson, J. J., et Reid, R. (2017). Assessing evaporation in a cold region wetland using stable isotopes. *Hydrological Processes*, vol. 31, n° 14, 2639-2651.

McMartin, I. (2000). Till composition across the Meliadine Trend, Rankin Inlet Area, Kivalliq region, Nunavut. *Commission géologique du Canada, Dossier public 3747*.

McMartin, I. (2002). Surficial geology, Rankin Inlet, Nunavut. *Commission géologique du Canada, Dossier public 4116, échelle 1/50 000*. <https://doi.org/10.4095/213219>.

- McMartin, I., Gauthier, M. S., et Page, A. V. (2023). Updating the limits of the postglacial marine transgression along western Hudson Bay in Nunavut and Manitoba, Canada. INQUA Congress 2023.
- Meldrum, J. L., Jamieson, H. E., et Dyke, L. D. (2001). Oxidation of mine tailings from Rankin Inlet, Nunavut, at subzero temperatures. *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 38, n° 5, 957-966.
- Millero, F. J., Feistel, R., Wright, D. G., et McDougall, T. J. (2008). The composition of Standard Seawater and the definition of the Reference-Composition Salinity Scale. *Deep-Sea Research Part I*, vol. 55, n° 1, 50-72.
- Mongeau, P. (2014). *Géochimie isotopique du soufre des minéralisations aurifères orogéniques du district de Meliadine, Nunavut (mémoire de maîtrise)*. Université Laval, Québec, 132 p.
- Muster, S., Roth, K., Langer, M., Lange, S., Cresto Aleina, F., Bartsch, A., ... et Boike, J. (2017). PeRL: A circum-Arctic Permafrost Region Pond and Lake database. *Earth System Science Data*, vol. 9, n° 1, 317-348. <https://doi.org/10.5194/essd-9-317-2017>.
- Parkhurst, D. L., et Appelo, C. A. J. (2013). Description of Input and Examples for PHREEQC Version 3: A Computer Program for Speciation, Batch-Reaction, One-Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, Book 6, Chapter A43.
- Pasche, N., Schmid, M., Vazquez, F., Schubert, C. J., Wüest, A., Kessler, J. D.,... et Bürgmann, H. (2011). Methane sources and sinks in Lake Kivu. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, vol. 116, n° G3, G03006.
- Quay, P. D., Emerson, S. R., Quay, B. M., et Devol, A. H. (1986). The carbon cycle for Lake Washington—A stable isotope study. *Limnology and Oceanography*, vol. 31, n° 3, 596-611.
- Randour, I., McMartin, I., et Roy, M. (2016). Study of the postglacial marine limit between Wager Bay and Chesterfield Inlet, western Hudson Bay, Nunavut. In *Sommaire des activités, Bureau géoscientifique Canada-Nunavut* (p. 51-60).
- Skrzypek, G., Mydlowski, A., Dogramaci, S., Hedley, P., Gibson, J. J., et Grierson, P. F. (2015). Estimation of evaporative loss based on the stable isotope composition of water using Hydrocalculator. *Journal of Hydrology*, vol. 523, 781-789. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.02.010>.
- St-Jean, G. (2003). Automated quantitative and isotopic (^{13}C) analysis of dissolved inorganic carbon and dissolved organic carbon in continuous-flow using a total organic carbon analyser. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, vol. 17, 419-428.
- Terzer-Wassmuth, S., Araguás-Araguás, L. J., Copia, L., et coll. (2022). High spatial resolution prediction of tritium (^3H) in contemporary global precipitation. *Scientific Reports*, vol. 12, 10271. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-14227-5>.

Turner, K. W., Wolfe, B. B., Edwards, T. W. D., Lantz, T. C., Hall, R. I., et Larocque, G. (2014). Controls on water balance of shallow thermokarst lakes and their relations with catchment characteristics: A multiyear, landscape-scale assessment based on water isotope tracers and remote sensing in Old Crow Flats, Yukon (Canada). *Hydrological Processes*, vol. 28, n° 14, 4161-4177.

Vet, R., Artz, R. S., Carou, S., Shaw, M., Ro, C. U., Aas, W., Baker, A., et coll. (2014). A global assessment of precipitation chemistry and deposition of sulfur, nitrogen, sea salt, base cations, organic acids, acidity and pH, and phosphorus. *Atmospheric Environment*, vol. 93, 3-100. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2013.10.060>.

Vincent, W. F., Mueller, D. R., et Van Hove, P. (2011). Arctic lakes and rivers. In *Polar Lakes and Rivers* (p. 27-51). Oxford University Press.

Welch, H. E., et Legault, J. A. (1986). Precipitation chemistry and chemical limnology of fertilized and natural lakes at Saqvaquac, N.W.T. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, vol. 43, 2135-2145.

FIGURES

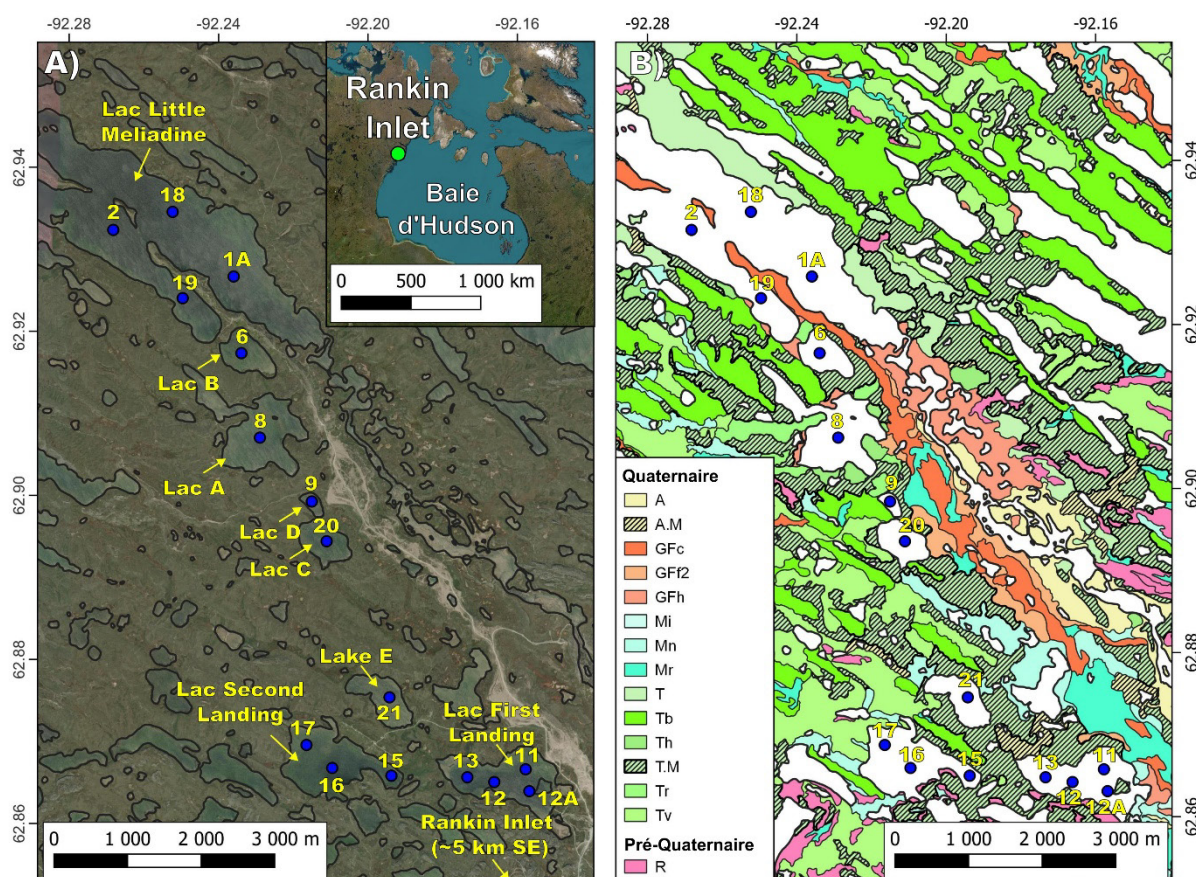


Figure 1 : A) Carte de localisation des bassins lacustres échantillonnés près de Rankin Inlet (Nunavut, Canada) pendant la saison sur le terrain de septembre 2023. L'arrière-plan est une image *MAXAR Vivid* à résolution de 0,46 m (3 septembre 2022) de la zone d'intérêt; B) Géologie superficielle de la zone d'étude (données tirées de Commission géologique du Canada, 2017 et de McMartin, 2023). Désignation des unités : A – Alluvions non différenciées; GFc – Sédiments fluvioglaciaires/juxtaglaciaires; GFf2 – Sédiments fluvioglaciaires de cône d'épandage proglaciaire (subaquatique); Mi – Sédiments marins intertidaux; Mn – Sédiments marins de littoraux et pré-littoraux; Mr – Sédiments marins de plage; Tb – Till en couverture continue; Th – Till bosselé; Tr – Till remanié en couverture continue; Tv – Till en couverture mince; R – Roche non différenciée. Note : “M” indique une composante marine secondaire superposée à l'unité principale et représentée en hachuré dans le panneau B (p. ex., A.M = Alluvions avec influence marine; T.M = Till avec influence glaciomarine).

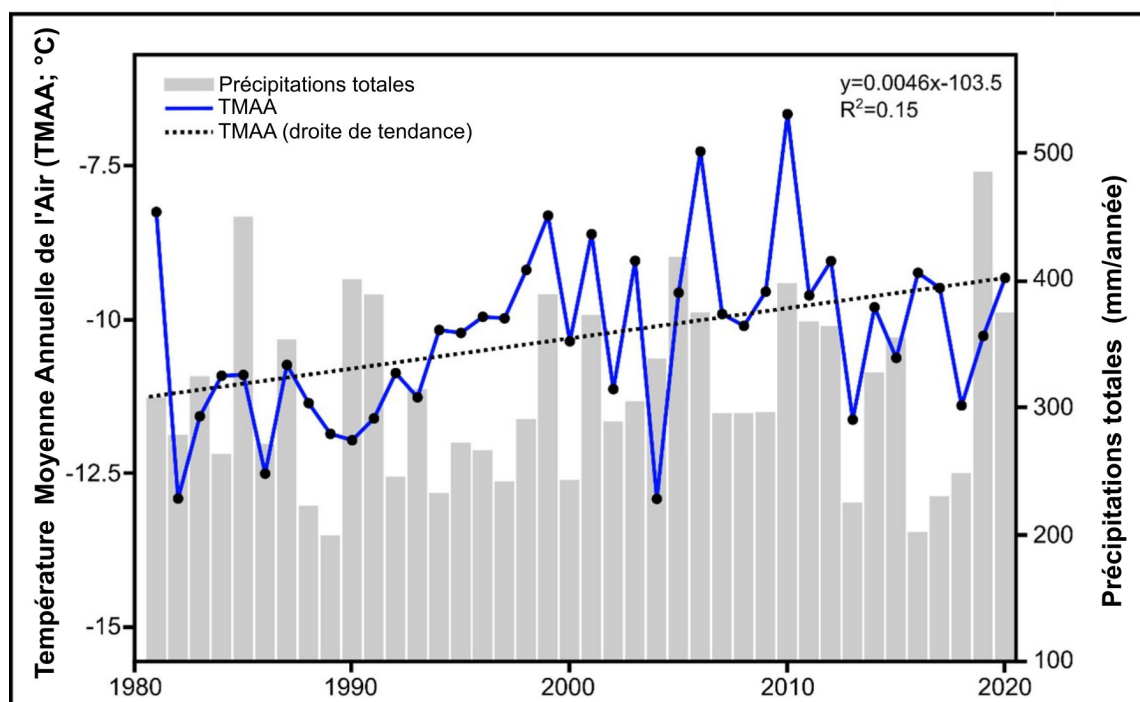


Figure 2 : Courbe de série chronologique et graphique à barres montrant la température moyenne annuelle de l'air (TMAA; °C) et les précipitations totales (mm/année) à Rankin Inlet pendant la période de 1981 à 2020. Les données proviennent du site Web *Données climatiques historiques* du gouvernement du Canada (https://climat.meteo.gc.ca/index_f.html). Figure tirée de Faucher et coll. (2022).



Figure 3 : Photos prises sur le terrain en septembre 2023 montrant : A) le pilote de drone É. Girard préparant un drone DJI Matrice 300 RTK pour les missions aériennes d'échantillonnage de l'eau prévues près de Rankin Inlet, au Nunavut; et B) le prélèvement d'échantillons d'eau à l'aide du dispositif *Speedip*, qui permettait ensuite le transfert dans des bouteilles de PEHD ou de verre bien scellées aux fins des analyses géochimiques subséquentes.

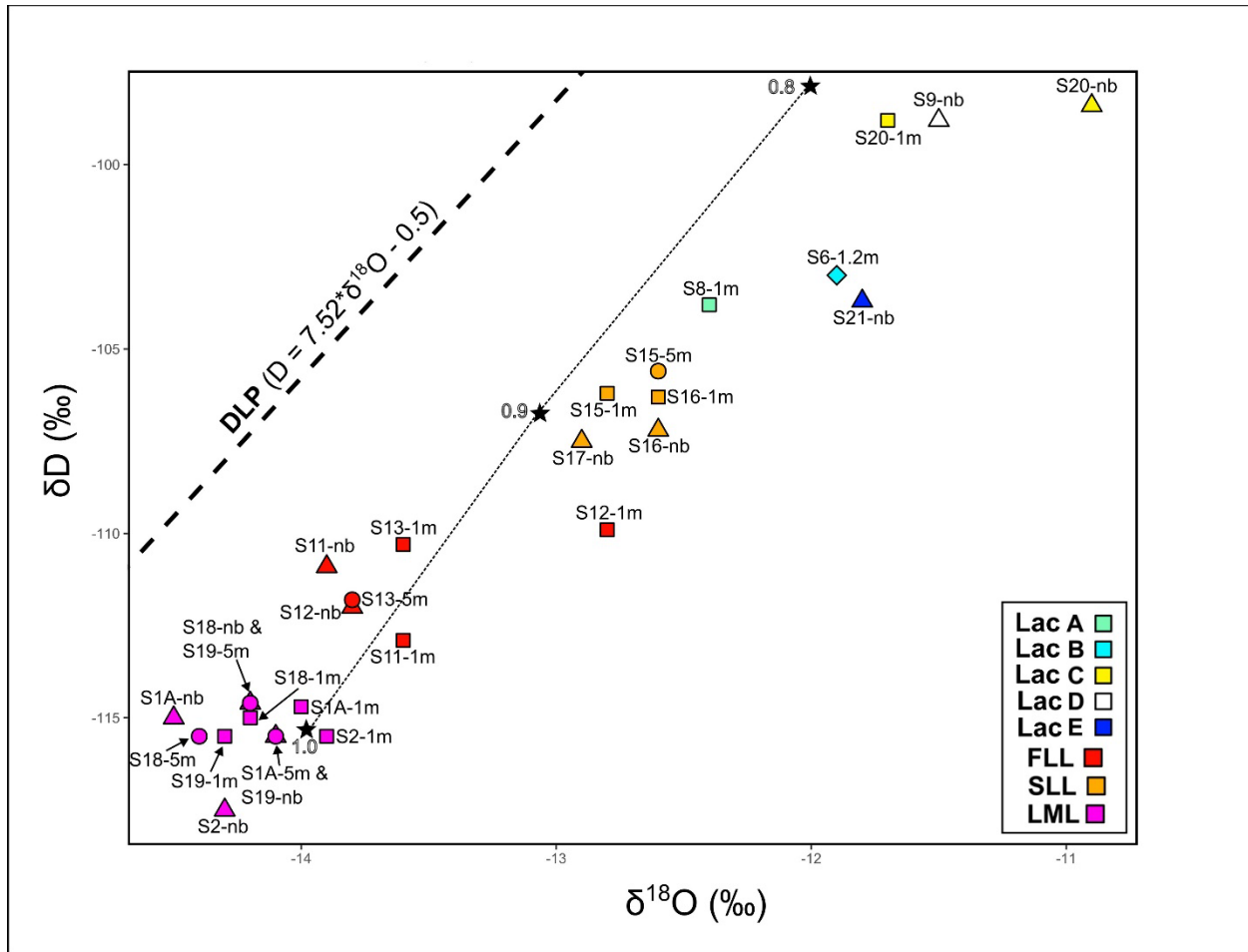


Figure 4 : Valeurs en isotopes stables de l'eau dans les échantillons d'eau prélevés à divers sites dans les colonnes d'eau des lacs A à E, du lac First Landing (FLL), du lac Second Landing (SLL) et du lac Little Meliadine (LML). Les carrés représentent les échantillons prélevés à une profondeur de 1 m, et les cercles, ceux prélevés à une profondeur de 5 m. Les triangles représentent les échantillons prélevés près du fond (nb). La droite locale des précipitations (DLP) de Churchill (Manitoba) est également incluse à des fins de comparaison. Une ligne pointillée noire ponctuée d'étoiles représente une tendance simulée de l'évaporation de l'eau dans les lacs. La simulation était fondée sur une composition initiale semblable à celle du plus grand lac échantillonné (LML), lequel est présumé retenir en grande partie la signature de l'eau météorique, étant donné sa plus faible susceptibilité à l'évaporation par rapport aux petits bassins. Les nombres à côté des étoiles (1,0, 0,9 et 0,8) indiquent la teneur en eau résiduelle selon la simulation de l'évaporation effectuée dans le logiciel *PHREEQC*.

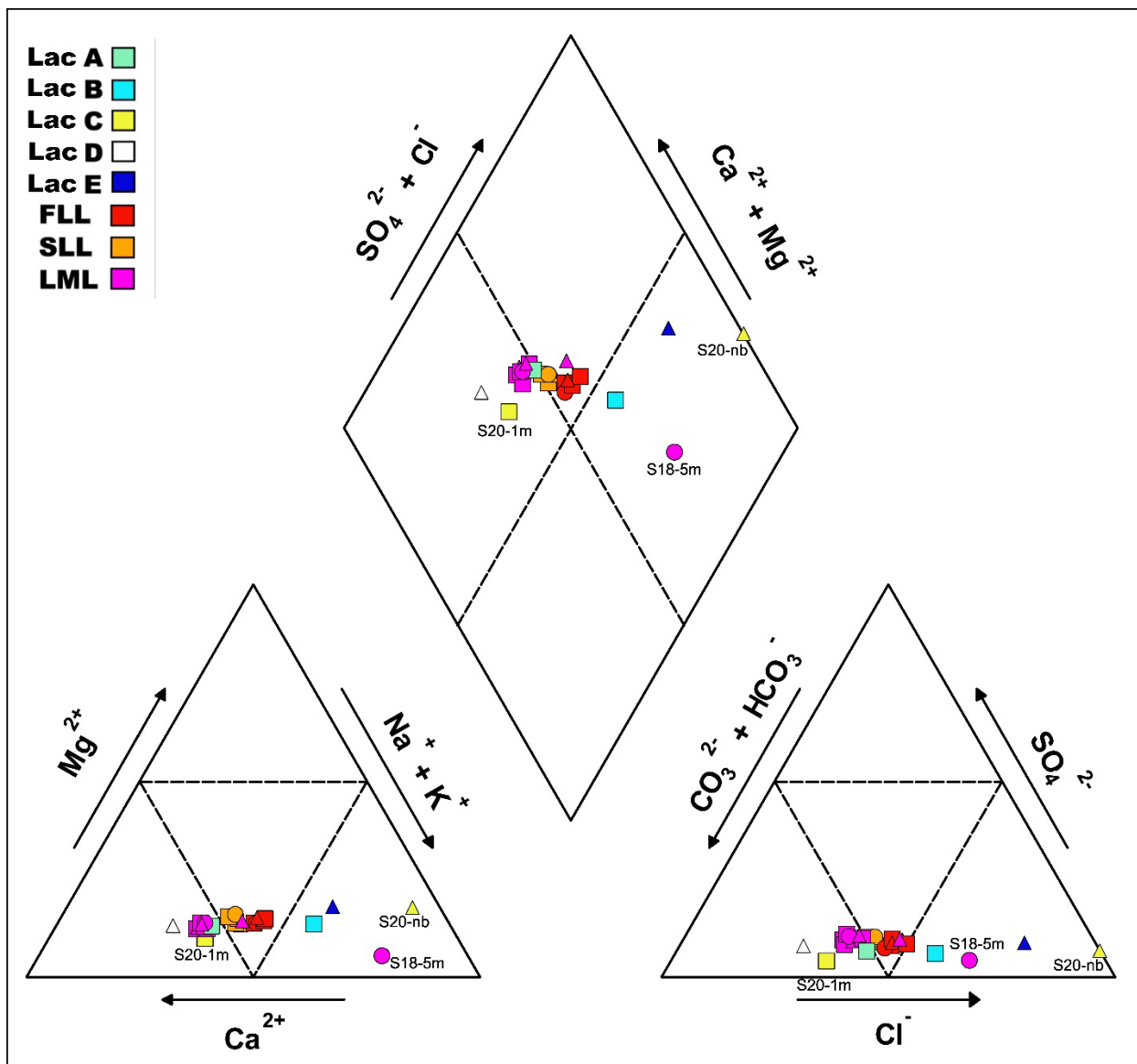


Figure 5 : Diagrammes ternaires des principaux anions et cations dissous dans les échantillons d'eau prélevés dans les colonnes d'eau des lacs A à E, du lac First Landing (FLL), du lac Second Landing (SLL) et du lac Little Meliadine (LML). Les carrés représentent les échantillons prélevés à une profondeur de 1 m, et les cercles, ceux prélevés à une profondeur de 5 m. Les triangles représentent les échantillons prélevés près du fond (nb). Nous avons mis en évidence l'échantillon obtenu près du fond au site 20, parce que sa composition géochimique diffère de celle de l'échantillon prélevé près de la surface (1 m) au même site, ainsi que l'échantillon obtenu à une profondeur de 5 m au site 18, dans le FLL, parce que sa signature est unique par rapport au reste de la colonne d'eau. Pour tous les autres sites, les compositions géochimiques restaient semblables à toutes les profondeurs.

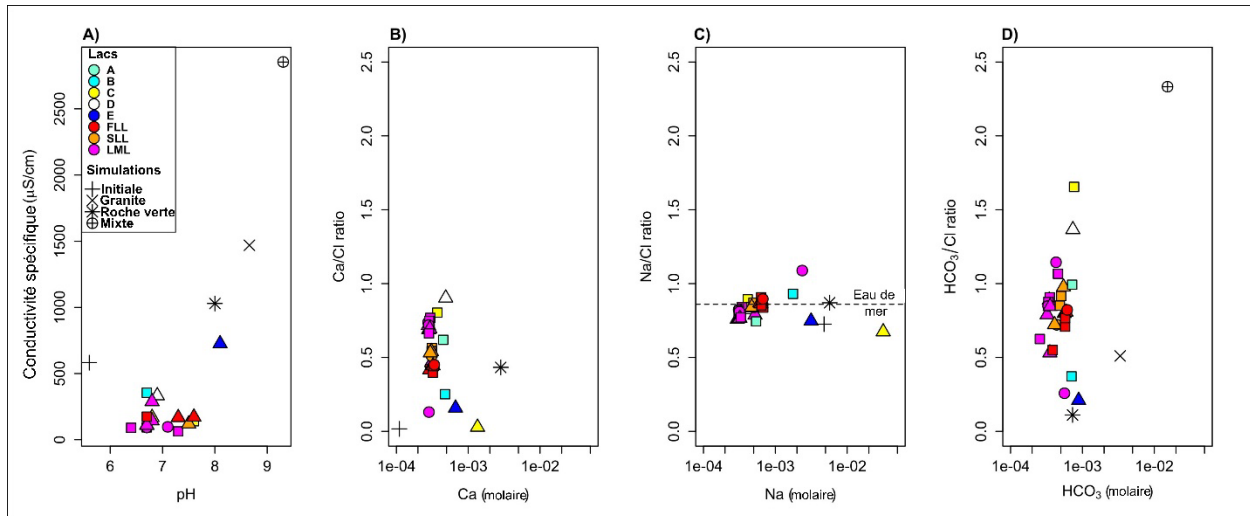


Figure 6 : Comparaison entre la composition mesurée des eaux des lacs et les résultats de la modélisation de météorisation d'unités géologiques de surface ayant été obtenus par simulation dans le logiciel PHREEQC (portant sur des unités de till régional mélangées à des précipitations en équilibre avec l'atmosphère (99 %) et des aérosols marins (1 %; valeurs de Millero et coll., 2008)). Les quatre encadrés montrent : A) le pH par rapport à la conductance spécifique, B) le Ca (molaire) par rapport au Ca/Cl (rapport molaire), C) le Na (mol) par rapport au Na/Cl (rapport molaire), et D) le HCO_3^- (molaire) par rapport au HCO_3^-/Cl (rapport molaire). Une échelle logarithmique est utilisée pour l'axe des y dans les encadrés (B), (C) et (D). Dans l'encadré (B), les valeurs du rapport de Ca/Cl obtenues dans les simulations de till riche en granite et mélangé sont inférieures à la plus faible graduation de l'axe des x (1×10^{-4}); il en va de même pour les valeurs du rapport de Na/Cl du scénario de till riche en granite dans l'encadré (C). Une ligne de référence horizontale, tracée à un rapport de Na/Cl de 0,86, est incluse dans l'encadré (C) pour représenter le rapport molaire de l'eau en haute mer. Les échantillons d'eau de lac prélevés à des profondeurs de 1 m et de 5 m et près du fond (nb) sont représentés par des carrés, des cercles et des triangles, respectivement. Les compositions de l'eau simulées sont représentées comme suit : le symbole « + » se rapporte à l'apport initial des précipitations et des aérosols marins; le symbole « x », au scénario de till riche en granite; le symbole « * », à l'altération du till riche en roches vertes; et le symbole de cercle contenant une croix centrale, à la simulation du till composé d'un mélange de granite et de roches vertes. Les résultats de la simulation et les données sur la chimie des lacs sont présentés dans le tableau A1 (annexe).

TABLEAUX

Tableau 1 : Résumé des propriétés physicochimiques (température, conductivité spécifique, pH) et hydrochimiques (concentrations en ions majeurs dissous et ratios isotopiques) d'échantillons d'eau prélevés à divers sites et à diverses profondeurs dans des bassins lacustres près de Rankin Inlet, au Nunavut, en septembre 2023. Les lacs (et les sites associés) sont énumérés en ordre décroissant de profondeur maximale, les bassins les plus profonds étant nommés en premier. La superficie (S) et la profondeur maximale (PM) sont indiquées pour chaque lac. Les valeurs de conductivité tirées de Faucher et coll. (2024) ont été normalisées à la conductivité spécifique à 25 °C au moyen d'une procédure de correction en fonction de la température, qui modifie la conductivité brute d'environ 2 % par degré Celsius de différence par rapport à 25 °C.

Lacs/sites	Temp. (°C)	Cond. spéc. (uS/cm)	pH	Ca (mg/L)	K (mg/L)	Mg (mg/L)	Na (mg/L)	Cl (mg/L)	SO ₄ (mg/L)	HCO ₃ (mg/L)	δ ¹⁸ O (‰)	d (‰)	³ H (UT)	δ ¹³ C (‰)	³⁴ S-SO ₄ (‰)
<i>Lac First Landing (S = 0,89 km², PM ≥ 7,6)</i>															
S12-1 m	6,9	174	6,7	11,8	2	2,5	14,6	24,8	6,5	23,5	-12,8	-7,1	S.O.	-5,4	S.O.
S12-nb (16,6 m)	7,6	172	7,6	11,7	1,7	2,4	14	24,8	6,1	34,1	-13,8	-1,5	S.O.	-5,3	3,8
S11-1 m	S.O.	S.O.	7,3	12,9	2,1	2,8	15,6	28,7	6,3	35	-13,6	-4,4	S.O.	-5	S.O.
S11-nb (3,6 m)	7,7	168	7,3	13	1,8	2,7	14,5	25,9	6	36	-13,9	0,3	10,9 ± 0,7	-5,2	0,7
S13-1 m	S.O.	S.O.	7,2	13,3	1,9	2,7	14,7	26,6	5,9	35,1	-13,6	-1,6	S.O.	-5,1	S.O.
S13-5 m	S.O.	S.O.	7,2	13,5	1,9	2,7	15,4	26,5	5,9	37,5	-13,8	-1,4	10,9 ± 0,7	-5,3	0,9
<i>Lac Little Meliadine (S = 5,27 km², PM ≥ 17,3)</i>															
S18-1 m	9,5	90	6,4	11,7	1,4	1,6	7,9	14,5	4,4	15,6	-14,2	-1,1	S.O.	-5,4	S.O.
S18-5 m	9,1	92	6,7	11,4	5,5	2	54,5	77,2	6,4	34,3	-14,4	-0,5	S.O.	-5,1	5,1
S18-nb (17,3 m)	8,7	288	6,8	11,2	1,2	1,5	6,8	13,8	4,3	21,1	-14,2	-1	10,6 ± 0,7	-4,6	4,5
S19-1 m	8,8	95	6,7	11,9	1,3	1,5	7,1	13,7	4,3	21,4	-14,3	-1,1	S.O.	-4,6	S.O.
S19-5 m	8,5	97	7,1	11,1	1,3	1,4	7,1	13,3	4,2	26,2	-14,2	-0,9	S.O.	-4,4	4,9
S19-nb (7,1 m)	8,4	112	6,7	11,3	1,3	1,6	7,2	14,5	4,5	19,7	-14,1	-2,5	10,6 ± 0,7	-5,7	5,3
S1A-1 m	8,3	93	6,7	11,5	1,2	1,5	7,2	13,6	4,5	20,5	-14	-2,3	S.O.	-4,8	S.O.
S1A-5 m	8,3	93	6,7	11,3	1,3	1,5	7,3	13,9	4,3	20,3	-14,1	-2,5	S.O.	-4,7	S.O.
S1A-nb (8,5 m)	8,9	143	6,8	11,7	1,3	1,5	7,4	14,9	4,3	21,7	-14,5	1,2	S.O.	-6,3	6
S2-1 m	10,1	63	7,3	11,4	1,3	1,5	7,6	15,2	4,3	27,9	-13,9	-4,1	S.O.	-5,2	6,7
S2-nb (12,3 m)	8,5	109	6,7	12,4	1,6	2,1	12	23,5	5,2	21,5	-14,3	-2,9	9,9 ± 0,6	-6,9	9,5

Lac Second Landing ($S = 0,94 \text{ km}^2$, $PM \geq 7,2$)																
S15-1 m	S.O.	S.O.	7,1	12,5	1,7	2,2	10,7	19,6	5,5	30,9	-12,8	-4,1	S.O.	-5,6	S.O.	
S15-5 m	S.O.	S.O.	6,9	12,4	1,6	2,4	11,7	21,5	5,5	26,7	-12,6	-5	$11,2 \pm 0,7$	-6,1	0,8	
S16-1 m	S.O.	S.O.	7	12,4	1,6	2,1	11,4	20,2	5,4	29,6	-12,6	-5,8	S.O.	-6,1	S.O.	
S16-nb (4,8 m)	S.O.	S.O.	6,8	12,3	1,8	2,2	10,9	20,1	5,5	25	-12,6	-6	$11,3 \pm 0,7$	-7,2	2,1	
S17-nb (1,7 m)	7,8	120	7,5	11,9	1,6	2,1	10,8	19,8	5,4	33,3	-12,9	-4,3	$10,8 \pm 0,7$	-5,8	1,9	
Lac C ($S = 0,30 \text{ km}^2$, $PM \geq 3,13$)																
S20-1 m	8,3	140	7,6	14,9	2	1,7	9,5	16,4	2,9	46,7	-11,7	-5,4	S.O.	-5	S.O.	
S20-nb (3,1 m)	7,8	169	6,8	54	23,8	94,3	729,3	1668	172,2	0	-10,9	-11	$10,8 \pm 0,7$	-10	S.O.	
Lac A ($S = 0,99 \text{ km}^2$, $PM \geq 1,79$)																
S8-1 m	S.O.	S.O.	7,2	18	2,2	2,6	12,4	25,7	5,3	43,9	-12,4	-4,3	S.O.	-4,8	S.O.	
Lac D ($S = 0,06 \text{ km}^2$, $PM \geq 1,40$)																
S9-nb (1,4 m)	8	333	6,9	19,5	2,7	2,4	10,2	19,1	5	44,9	-11,5	-6,7	S.O.	-3,6	S.O.	
Lac B ($S = 0,31 \text{ km}^2$, $PM \geq 1,20$)																
S6-1 m	7	355	6,7	19,1	3,4	5,6	40,5	67,1	9,6	43	-11,9	-8,1	S.O.	-3,5	2,8	
Lac E ($S = 0,36 \text{ km}^2$, $PM \geq 1,15$)																
S21-nb (1,2 m)	8,6	726	8,1	26,7	4,7	11,7	72,3	149,2	21,2	54,1	-11,8	-9,2	$11,8 \pm 0,7$	-5,9	16,7	

ANNEXE

Tableau A1 : Évolution géochimique simulée de l'eau de fonte mélangée à des aérosols marins et à des tills altérés de granite, de roches vertes et de ces deux types de roches dans des conditions de météorisation en système ouvert.

Données sur les simulations et les lacs	pH	Cond. spéc. (uS cm ⁻¹)	Ca ²⁺ (mol/L)	Na ⁺ (mol/L)	Mg ²⁺ (mol/L)	Cl ⁻ (mol/L)	HCO ₃ ⁻ (mol/L)	Ca/Cl (mol)	Na/Cl (mol)	HCO ₃ /Cl (mol)
Précipitations (neige du site de Saqvaquac + aérosols marins)	5,6	582	1,10E-04	4,76E-03	5,43E-04	5,56E-03	S.O.	1,98E-02	8,57E-01	S.O.
Granite + dépôts marins	8,7	1469	1,91E-05	7,79E-12	8,92E-04	6,56E-03	3,35E-03	2,92E-03	1,19E-09	5,11E-01
Roches vertes + dépôts marins	8	1 029	2,84E-03	5,71E-03	9,35E-24	6,56E-03	7,29E-04	4,33E-01	8,71E-01	1,11E-01
Roches vertes + granite	9,3	2 854	1,79E-09	1,91E-08	1,21E-22	6,56E-03	1,53E-02	2,72E-07	2,92E-06	2,34E+00
Lac First Landing										
S12-1 m	6,7	174	2,94E-04	6,35E-04	1,03E-04	7,00E-04	3,85E-04	4,21E-01	9,08E-01	5,51E-01
S12-nb (16,6 m)	7,6	172	2,92E-04	6,09E-04	9,87E-05	7,00E-04	5,59E-04	4,17E-01	8,71E-01	7,99E-01
S11-1 m	7,3	S.O.	3,22E-04	6,79E-04	1,15E-04	8,10E-04	5,74E-04	3,98E-01	8,38E-01	7,09E-01
S11-nb (3,6 m)	7,3	168	3,24E-04	6,31E-04	1,11E-04	7,31E-04	5,90E-04	4,44E-01	8,63E-01	8,08E-01
S13-1 m	7,2	S.O.	3,32E-04	6,39E-04	1,11E-04	7,50E-04	5,75E-04	4,42E-01	8,52E-01	7,67E-01
S13-5 m	7,2	S.O.	3,37E-04	6,70E-04	1,11E-04	7,47E-04	6,15E-04	4,51E-01	8,96E-01	8,22E-01
Lac Little Meliadine										
S18-1 m	6,4	90	2,92E-04	3,44E-04	6,58E-05	4,09E-04	2,56E-04	7,14E-01	8,40E-01	6,25E-01
S18-5 m	6,7	92	2,84E-04	2,37E-03	8,23E-05	2,18E-03	5,62E-04	1,31E-01	1,09E+00	2,58E-01
S18-nb (17,3 m)	6,8	288	2,79E-04	2,96E-04	6,17E-05	3,89E-04	3,46E-04	7,18E-01	7,60E-01	8,88E-01
S19-1 m	6,7	95	2,97E-04	3,09E-04	6,17E-05	3,86E-04	3,51E-04	7,68E-01	7,99E-01	9,08E-01
S19-5 m	7,1	97	2,77E-04	3,09E-04	5,76E-05	3,75E-04	4,29E-04	7,38E-01	8,23E-01	1,14E+00
S19-nb (7,1 m)	6,7	112	2,82E-04	3,13E-04	6,58E-05	4,09E-04	3,23E-04	6,89E-01	7,66E-01	7,89E-01

S1A-1 m	6,7	93	2,87E-04	3,13E-04	6,17E-05	3,84E-04	3,36E-04	7,48E-01	8,16E-01	8,76E-01
S1A-5 m	6,7	93	2,82E-04	3,18E-04	6,17E-05	3,92E-04	3,33E-04	7,19E-01	8,10E-01	8,49E-01
S1A-nb (8,5 m)	6,8	143	2,92E-04	3,22E-04	6,17E-05	4,20E-04	3,56E-04	6,95E-01	7,66E-01	8,46E-01
S2-1 m	7,3	63	2,84E-04	3,31E-04	6,17E-05	4,29E-04	4,57E-04	6,63E-01	7,71E-01	1,07E+00
S2-nb (12,3 m)	6,7	109	3,09E-04	5,22E-04	8,64E-05	6,63E-04	3,52E-04	4,67E-01	7,87E-01	5,32E-01
Lac Second Landing										
S15-1 m	7,1	S.O.	3,12E-04	4,65E-04	9,05E-05	5,53E-04	5,06E-04	5,64E-01	8,42E-01	9,16E-01
S15-5 m	6,9	S.O.	3,09E-04	5,09E-04	9,87E-05	6,06E-04	4,38E-04	5,10E-01	8,39E-01	7,22E-01
S16-1 m	7	S.O.	3,09E-04	4,96E-04	8,64E-05	5,70E-04	4,85E-04	5,43E-01	8,70E-01	8,51E-01
S16-nb (4,8 m)	6,8	S.O.	3,07E-04	4,74E-04	9,05E-05	5,67E-04	4,10E-04	5,41E-01	8,36E-01	7,23E-01
S17-nb (1,7 m)	7,5	120	2,97E-04	4,70E-04	8,64E-05	5,58E-04	5,46E-04	5,32E-01	8,41E-01	9,77E-01
Lac C										
S20-1 m	7,6	140	3,72E-04	4,13E-04	6,99E-05	4,63E-04	7,65E-04	8,04E-01	8,93E-01	1,65E+00
S20-nb (3,1 m)	6,8	169	1,35E-03	3,17E-02	3,88E-03	4,70E-02	0,00E+00	2,86E-02	6,74E-01	0,00E+00
Lac A										
S8-1 m	7,2	S.O.	4,49E-04	5,39E-04	1,07E-04	7,25E-04	7,19E-04	6,20E-01	7,44E-01	9,93E-01
Lac D										
S9-nb (1,4 m)	6,9	333	4,87E-04	4,44E-04	9,87E-05	5,39E-04	7,36E-04	9,03E-01	8,24E-01	1,37E+00
Lac B										
S6-1 m	6,7	355	4,77E-04	1,76E-03	2,30E-04	1,89E-03	7,05E-04	2,52E-01	9,31E-01	3,72E-01
Lac E										
S21-nb (1,2 m)	8,1	726	6,66E-04	3,14E-03	4,81E-04	4,21E-03	8,87E-04	1,58E-01	7,47E-01	2,11E-01