

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

APPLICATION DE DATATIONS PAR ISOTOPES COSMOGÉNIQUES (^{10}Be , ^3He) À
DES FRONTS GLACIAIRES ASSOCIÉS AU RETRAIT DE L'INDLANDSIS
LAURENTIDIEN AU QUÉBEC

MÉMOIRE PRÉSENTÉ COMME EXIGENCE PARTIELLE DE LA MAITRISE
SCIENCE DE LA TERRE

PAR
HUGO RAYMOND

Avril 2023

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.04-2020). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Il va de soi de commencer mes remerciements envers Martin Roy et Daniele Pinti qui ont été mes deux directeurs de recherche lors de ce projet de maîtrise. Un gros et grand merci pour votre temps et pour la transmission de vos connaissances. Vous savez créer une ambiance de travail efficace tout en étant très agréable. Ce fut un plaisir de travailler avec vous.

Merci à Hugo Dubé-Loubert et à Étienne Brouard pour votre précieuse aide autant sur le terrain qu'en dehors du terrain. Votre aide et vos conseils ont fortement été utiles et appréciés. C'est toujours un plaisir de travailler avec vous et j'espère que ça continuera dans le futur d'une façon ou d'une autre. Merci à Laurence Forget Brison pour son temps et sa disponibilité lors de mes séances de densimétrie. Merci à Alexis Robitaille une aide très appréciée pour les manipulations sur ArcGIS. Merci à Arianne Vallée pour le coup de pouce au mont Mégantic. Toujours fiable, minutieuse et agréable à côtoyer.

Special thanks to Joerg Schaefer from Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University for your collaboration and processing the samples despite all the inconveniences caused by the pandemic. Merci à Pierre-Henri Blard pour les analyses effectuées au laboratoire du CRPG-CNRS de l'Université de Lorraine en France. Mes échanges avec toi ont toujours été agréables et constructifs.

Merci à mes amis avec qui j'ai passé le plus grand de mon temps durant cette maîtrise. Cela a rendu très agréable cette expérience malgré le travail à distance effectué durant le long de ma maîtrise, ils se reconnaîtront certainement. Finalement, un merci des plus sincères à mes parents Sylvain et Sylvie et à mon frère Olivier. Vous avez toujours été intéressés, encourageants et fiers de mon travail ce qui m'a certainement donné beaucoup de motivation durant mon parcours.

DÉDICACE

À toi Agathe,
grand-mère pleine d'amour
modèle de sagesse.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	ii
DÉDICACE.....	iii
LISTE DES FIGURES.....	vii
LISTE DES TABLEAUX.....	x
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES	xi
RÉSUMÉ.....	xiv
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE 1 CONTEXTE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET CADRE GÉOCHRONOLOGIQUE QUATERNAIRE DE LA RÉGION D'ÉTUDE	10
1.1 Patron de déglaciation du nord-est de l'Amérique du Nord	10
1.2 Patron de déglaciation au Québec.....	14
1.3 Fronts glaciaires dans le sud du Québec.....	15
1.3.1 Composition et contexte de mise en place de la moraine de Dixville-Ditchfield.....	18
1.3.2 Contraintes chronologiques sur la moraine de Dixville-Ditchfield	18
1.4 Fronts glaciaires au nord du Saint-Laurent.....	19
1.4.1 Composition et contexte de mise en place de la moraine de Saint-Narcisse	21
1.4.2 Contraintes chronologiques sur la moraine de St-Narcisse.....	21
1.5 Fronts glaciaires dans le nord du Québec.....	22
1.5.1 Composition et contexte de mise en place de la moraine de Sakami.....	23
1.5.2 Contraintes chronologiques sur la moraine de Sakami.....	25
CHAPITRE 2 PRINCIPES DES MÉTHODES DE DATATION PAR ISOTOPES COSMOGÉNIQUES ET PROTOCOLES ANALYTIQUES UTILISÉS	26
2.1 Cadre théorique de la méthode de datation par isotopes cosmogéniques.....	26
2.1.1 Facteurs influençant la production des isotopes cosmogéniques.....	29
2.1.2 Caractéristiques des isotopes cosmogéniques à l'étude	31
2.2 Minéraux analysés et diffusion de l'hélium et du béryllium dans les minéraux	33
2.3 Équations théoriques et méthode de calculs	35
2.3.1 Méthode de calcul et correction pour les composantes des isotopes de l'hélium non cosmogénique	37
2.3.2 Méthode de calcul et correction pour les composantes de l'isotope Béryllium-10 non cosmogénique	40
2.3.3 Formules simplifiées pour le taux de production et le temps d'exposition.....	40

2.4 Méthode d'échantillonnage et protocoles analytiques utilisés	42
2.4.1 Densimétrie et microscopie électronique à balayage (MEB).....	44
2.4.2 Analyse des échantillons pour l'He par spectromètre de masse – Laboratoire GRAM, UQAM.....	45
2.5 Équipements et manipulation du spectromètre de masse.	46
CHAPITRE 3 THE USE OF COSMOGENIC ISOTOPES ¹⁰ Be AND ³ He IN SURFACE EXPOSURE DATING OF FORMER ICE-MARGIN POSITIONS RECORDING THE RETREAT OF THE LAURENTIDE ICE SHEET IN QUEBEC.....	50
3.1 Abstract.....	52
3.2 Introduction.....	53
3.3 Background on the last deglaciation of New England and Quebec.....	56
3.4 Timing and physical characteristics of the dated ice-margin positions	58
3.5 Analytical methods	64
3.6 Results.....	69
3.7 Discussion.....	71
3.8 Conclusion.....	76
3.9 Acknowledgements.....	76
3.10 References.....	77
CONCLUSION	87
ANNEXE A PROTOCOLE D'ANALYSES (³ HE) AU LABORATOIRE DU CRPG-CNRS DE L'UNIVERSITÉ DE LORRAINE EN FRANCE.....	89
ANNEXE B PROTOCOLE DE PRÉPARATION ET D'ANALYSE (¹⁰ BE) AU LABORATOIRE LAMONT-DOHERTY EARTH OBSERVATORY (LDEO) DE COLUMBIA UNIVERSITY (NY, É.-U.) ET LAWRENCE LIVERMORE NATIONAL LABORATORY (CALIFORNIE, É.- U.).....	91
ANNEXE C DONNÉES ET CALCULS DES ANAYSES ISOTOPIQUE DE L'HÉLIUM ET DU NÉON EFFECTUTÉES AU LABORATOIRE GRAM À L'UQAM	92
ANNEXE D DONNÉES DES MESURES ET DES CALCULS DE GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE DE L'HÉLIUM-3 EFFECTUÉ AU LABORATOIRE DU CRPG-CNRS DE L'UNIVERSITÉ DE LORRAINE EN FRANCE	96
ANNEXE E RÉSULTATS DES ANALYSES GEOCHIMIQUE EFFECTUÉS AU BUREAU VERITAS MINERAL LABORATORIES À VANCOUVER	99
ANNEXE F ANALYSE AU MICROSCOPE ÉLECTRONIQUE À BALAYAGE (MEB) POUR LES ÉCHANTILLONS MSN.....	102

BIBLIOGRAPHIE 106

LISTE DES FIGURES

- Figure 1.** Reconstruction schématique de la déglaciation de l'Inlandsis laurentidien en Amérique du Nord depuis le dernier maximum glaciaire. Les marges glaciaires et la chronologie associée sont tirées de Dalton *et al.*, (2020). L'encadré jaune montre le secteur où le transect de datations cosmogénique a été effectué en Nouvelle-Angleterre. Les moraines à l'étude sont identifiées par les lignes rouges : A - Moraine des Cantons-de-l'Est (Dixville-Ditchfield); B - Moraine de Saint-Narcisse, C - Moraine de Sakami, D - Série de deltas de contact d'origine glaciomarine dans le secteur de la ceinture de drift de Puvirnituk.....3
- Figure 1.1.** Reconstruction de la position du front de l'Inlandsis laurentidien au cours de la déglaciation de la Nouvelle-Angleterre. Les isochrones (petites lignes grises) indiquent la chronologie du retrait glaciaire comme établi par l'enregistrement varvaire nord-américain. Les points noirs correspondent à des moraines datées au ^{10}Be et calibrées avec le taux de production du nord-est de l'Amérique du Nord. (Martha's Vineyard et Buzzard's Bay - Balco *et al.*, 2002 ; Old Saybrook et Ledyard - Balco et Schaefer, 2006 ; Ashuelot Valley, Perry Mountain et Littleton-Bethlehem - Balco *et al.*, 2009 ; Androscoggin - Bromley *et al.*, 2015 ; Basin Pond - Davis *et al.*, 2015 ; Pineo Ridge et Parc national Acadia - Koester *et al.*, 2017). La figure en médaillon montre l'étendue de l'IL à 21 ka et 10 ka (Dyke, 2003). (Tirée de Davis *et al.*, 2017)..... 11
- Figure 1.2.** Répartition spatiale des principales moraines frontales du Québec daté au ^{14}C non étalonné. On retrouve la localisation des moraines à l'étude. La moraine de Dixville-Ditchfield qui est représenté par le tracé numéro 1, la moraine de Saint-Narcisse par le tracé 4 et la moraine de Sakami selon le tracé 7. (Tirée de Landry et Mercier, 1983) 15
- Figure 1.3.** Emplacement de la moraine à l'étude Dixville-Ditchfield, du mont Mégantic et des autres moraines des Cantons-de-l'Est qui indique une déglaciation de la calotte laurentidienne du sud vers le nord. Le secteur recouvert pas la calotte résiduelle des Bois- Francs est également illustré dans cette figure montrant un écoulement tardiglaciaire (vers le nord et le nord-est) (tirée de Parents et Occhietti, 1999)..... 17
- Figure 1.4.** Localisation de la moraine de Saint-Narcisse (tracé en rouge) d'Ottawa jusqu'à la rivière du Saguenay (Données tirées de Dalton *et al.*, 2020). 20
- Figure 1.5.** Localisation du complexe morainique de Sakami sur le territoire de la baie-James (tirée de Hardy, 1982)..... 23
- Figure 2.1.** Schéma représentant trois scénarios possibles de l'exposition de blocs erratiques lors de la déposition d'une moraine. A) Dans le cas idéal (pour la datation d'une déglaciation), l'échantillon a été complètement protégé des rayons cosmiques avant la glaciation et exposé en continu depuis la déglaciation. B) Si un échantillon est exposé aux rayons cosmiques avant la glaciation (exposition antérieure) la durée d'exposition apparent dépassera l'âge de déglaciation. C) Si un échantillon a complètement été protégé des rayons cosmiques avant la glaciation et partiellement à l'abri des rayons cosmiques à la suite de la déglaciation

(exposition incomplète), la durée d'exposition apparent sera inférieure à l'âge de déglaciation. (Modifié de Hayman <i>et al.</i> , 2011).....	29
Figure 2.2. Graphique illustrant la rétention de l'hélium-3 cosmogénique dans des minéraux de quartz et d'olivines exposées en continu aux rayons cosmiques :(A) olivine à 50 °C (B) olivine à 15 °C et (C) quartz à 15 °C. Ces courbes ont été calculées en résolvant l'équation production-diffusion des sphères (Wolf et al, 1998) de différents diamètres (100 µm, 500 µm et 1 cm). Paramètres de diffusion ³ He proviennent d'expériences de diffusion à basse température (<200 °C) sur le quartz (Tremblay et al., 2014) et l'olivine (Delon <i>et al.</i> , 2020). Noter les différentes échelles sur l'axe des y sur les graphiques (Tirée de Blard 2021).....	34
Figure 2.3. Différentes sources des isotopes cosmogéniques de l'hélium dans un minéral (Tirée de Blard, 2021).....	36
Figure 2.4. La photo du haut montre le sciage d'un bloc erratique reposant sur la moraine de Sakami. La photo du bas montre le bloc après incision à la scie permettant de récolter les fragments de roches à l'aide d'une masse et d'un ciseau à froid.	43
Figure 2.5. La photo de gauche montre des minéraux de pyroxènes sous microscope électronique à balayage sur lesquels l'analyse de la composition chimique a été faite. La photo de droite montre un diagramme montrant la quantité de chaque élément retrouvé au sein du minéral analysé.....	45
Figure 2.6. Diagramme représentant le signal d' ³ He enregistré par le spectromètre de masse à différentes températures. Le signal représente la quantité d' ³ He extrait de l'échantillon lors du chauffage de ceux-ci dans le four. Le diagramme montre que la majorité de l'extraction se fait à la température de 1100°C.	47
Figure 2.7. La figure de gauche illustre un schéma de la ligne purification des gaz rares. Celui-ci est associé au spectromètre de masse HELIX-MC de Thermo®, du laboratoire GRAM retrouvé sur la photo de droite.....	49
Figure 3.1. Schematic reconstruction of the deglaciation of the Laurentide Ice Sheet in North America since the last glacial maximum. Glacial margins and associated chronology are taken from Dalton et al. (2020). The areas under study are identified by the red lines: A - Eastern Townships Moraine (Dixville-Ditchfield); B - Moraine of Saint-Narcisse, C - Moraine of Sakami, triangle – Tyrrell delta.....	55
Figure 3.2. Sample location on the four studied sites.	63
Figure 3.3. Pictures of rock surfaces and boulders sampled during this study. A) Oblique aerial view of a segment of the southern section of the Sakami moraine represented by the red line. B) Erratic boulder, found at the top of the Saint-Narcisse moraine, freshly stripped from its vegetation cover. C) Sampling of a boulder at the top of the Sakami moraine. D) Details of a rock surface sampled; groves are used to remove the blocks with a chisel and a hammer. E) Rock surface of the highest point of Mt. Megantic (after the sampling).	65
Figure annexe- 3.4. Signature chimique d'un minéral de illménites sur MSN-01	102

Figure annexe- 3.5. Signature chimique d'un pyroxène sur MSN-01	102
Figure annexe- 3.6. Signature chimique d'un minéral de illménites sur MSN-02	103
Figure annexe- 3.7. Signature chimique d'un pyroxène sur MSN-02	103
Figure annexe- 3.8. Signature chimique d'un minéral de illménites sur MSN-03	104
Figure annexe- 3.9. Signature chimique d'un pyroxène sur MSN-03	104
Figure annexe- 3.10. Signature chimique d'un minéral de illménites sur MSN-04	105
Figure annexe- 3.11. Signature chimique d'un pyroxène sur MSN-04	105

LISTE DES TABLEAUX

Table 1. Sample information and surface exposure times for ^3He	70
Table 2. Sample information and surface exposure times for ^{10}Be	71
Tableau i. Signal des isotopes de l'hélium et du néon et calcul des ratios pour MSN-01	92
Tableau ii. Signal des isotopes de l'hélium et du néon et calcul des ratios pour MSN-02	93
Tableau iii. Signal des isotopes de l'hélium et du néon et calcul des ratios pour SAK-01A.....	93
Tableau iv. Signal des isotopes de l'hélium et du néon et calcul des ratios pour SAK-01B	94
Tableau v. Signal des isotopes de l'hélium et du néon et calcul des ratios pour SAK-01C	94
Tableau vi. Signal des isotopes de l'hélium et du néon et calcul des ratios pour SAK-02B	95
Tableau vii. Signal des isotopes de l'hélium et du néon et calcul des ratios pour SAK-02C	95
Tableau viii. Données des analyses géochimiques des éléments majeurs faits sur les échantillons, présenter selon l'incertitudes en fonction de la teneur.....	96
Tableau ix. Données des analyses géochimiques des éléments majeurs effectuées sur les échantillons.....	97
Tableau x. Données sur les mesures et les calculs des différentes composantes de l' ^3He et l' ^4He ainsi que l'âge de fermeture des échantillons.....	97
Tableau xi. Input des données sur les échantillons tel que utilisé pour rentrer dans le calculateur CREP.....	98
Tableau xii. Données géochimique des éléments traces et majeurs des échantillons.....	99
Tableau xiii. Données géochimique des éléments du hafnium et du sélénium des échantillons.	100
Tableau xiv. Données géochimique des éléments traces et majeurs des standards.	100
Tableau xv. Données géochimique des éléments du hafnium et du sélénium des standards.....	101

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

A : Nombre de masse d'un élément

^{26}Al : Isotope de l'aluminium (A=26)

^{10}Be : Isotope du beryllium(A=10)

BP: *Before present* / Avant aujourd'hui

^{14}C : Isotope du carbone (A=14)

^{36}Cl : Isotope du chlore (A=36)

CNRS : Institut des sciences de l'information et de leurs interactions (Université de Lorraine en France)

CRPG : Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (Université de Lorraine en France)

DGPS : Differential Global Positioning System / Système mondial de positionnement différentiel

É.-U. : États-Unis

GRAM : Laboratoire des gaz rares à l'Université de Montréal

HCl : Acide chlorhydrique

HClO₄ : Acide perchlorique

HNO₃ : Acide nitrique

HF : Acide fluorhydrique

^3H : Isotope de l'hydrogène (A=3) (tritium)

^3He : Isotope de l'hélium (A=3)

^4He : Isotope de l'hélium (A=4)

HF : Acide fluorhydrique

IL : Inlandsis laurentidien

^6Li : Isotope du lithium (A=6)

^7Li : Isotope du lithium (A=7)

LDEO : Lamont-Doherty Earth Observatory (Columbia University)

MEB : Microscopie électronique à balayage

MERN: Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles

^{53}Mn : Isotope de magnésium-53

^{21}Ne : Isotope du néon-21

N-H : New Hampshire

NY : New York

TCN: Terrestrial cosmogenic nuclide / nucléides cosmogéniques terrestres

^{232}Th : Isotope du thorium (A=232)

^{235}U : Isotope de l'uranium (A=235)

^{238}U : Isotope de l'uranium (A=238)

RÉSUMÉ

L'évolution spatio-temporelle de la marge glaciaire de l'Inlandsis laurentidien lors de la dernière déglaciation est encore la source de plusieurs interrogations, principalement en raison de la pauvreté en matériaux organiques datables qui limite l'application de la datation au radiocarbone (^{14}C). Ce projet de maîtrise porte sur la combinaison des isotopes cosmogéniques ^{10}Be et ^3He en guise d'outils géochronologiques. Ces isotopes sont produits dans les premiers centimètres des surfaces rocheuses d'origine glaciaire exposée aux rayons cosmiques. Dans le présent contexte géologique, ils s'accumulent donc depuis la dernière déglaciation et permettent ainsi de dater le début de la déglaciation d'un site d'étude. Un objectif associé du projet porte sur l'évaluation de l'applicabilité de la datation ^3He cosmogénique aux terrains glaciaires du Québec. Cette méthode démontre un potentiel en raison des âges relativement jeunes attendus ($< 12,000$ ans), qui comportent des signaux faibles en ^3He , proches de la limite de détection.

Les travaux ont été faits sur des blocs erratiques et affleurements rocheux riches en quartz et en pyroxènes présents sur de grandes moraines ou anciens fronts glaciaires qui marquent des pauses importantes du retrait de l'Inlandsis laurentidien au Québec. Les sites d'échantillonnages suivent un tracé nord-sud qui couvre différentes tranches temporelles. Ces sites sont : 1) la moraine de Dixville-Ditchfield dans le sud du Québec ($\sim 13,100$ et $13,400$ cal ans BP); 2) la moraine de Saint-Narcisse dans le Québec méridional ($\sim 12,800$ et $12,200$ cal ans BP); 3) la moraine de Sakami dans le nord du Québec ($\sim 8,500$ et $8,100$ cal ans BP) et 4) la ceinture de drift de Puvirnituq à l'est de la baie d'Hudson ($\sim 8,450$ cal ans BP). Les âges ^{14}C ci-dessus reportés ont été obtenus à partir de sédiments souvent distaux et/ou indirects à l'épisode de mise en place des moraines ou dépôts de contact glaciaire, d'où la nécessité de dater par isotopes cosmogéniques. Ici nous présentons un nouvel âge ^{10}Be de $11,800 \pm 400$ ans obtenu sur le mont Mégantic qui est cohérent avec la chronologie de déglaciation antérieure dans la région et fournit la première contrainte temporelle directe d'un front glaciaire dans les Appalaches du sud-est du Québec. La datation de la moraine de Saint-Narcisse a été effectuée par ^3He étant donné l'absence de blocs erratiques contenant suffisamment de quartz dans la zone d'étude. Les datations par ^3He ont donné des résultats mitigés suggérant la présence de sources importantes de ^3He terrigènes dans les échantillons datés. L'âge moyen ^{10}Be de $7\,600 \pm 200$ ans ($n=4$) pour la moraine de Sakami affine la chronologie de sa mise

en place et renforce son lien avec l'événement de refroidissement de 8,2 ka. L'âge moyen de $7\,900 \pm 200$ a (n=4) obtenu pour la ceinture de drift de Puvirnituk représente les premiers âges directs sur un front glaciaire au nord-est de la baie d'Hudson. Les derniers résultats sont similaires à ceux rapportés dans d'autres études sur la moraine de Sakami et ensemble, suggèrent que ces deux systèmes de formes de terrain délimitent une position importante de marge glaciaire du secteur du Labrador à la fin de la déglaciation. Les résultats fournissent des données importantes sur la chronologie du retrait des glaces au Québec et élargissent le cadre géochronologique de référence développé en Nouvelle-Angleterre, en plus de présenter des données importantes pour améliorer l'utilisation de la datation cosmogénique ^3He dans les environnements anciennement englacés.

Mots clés: Inlandsis laurentidien, moraines, datation par isotopes cosmogéniques, ^{10}Be , ^3He

INTRODUCTION

Les grandes calottes glaciaires de la période Quaternaire ont influencé le climat planétaire de plusieurs façons, notamment en modifiant l'albédo terrestre, le niveau marin, la circulation océanique, ainsi que la circulation atmosphérique (Kull et Grosjean, 1998 ; Clark *et al.*, 1999 ; Dutton *et al.*, 2015; Cuzzone *et al.*, 2016; Lawrence *et al.*, 2016; Dubé-Loubert *et al.*, 2018). À cet effet, les récents événements associés à la dernière glaciation et à la déglaciation subséquente sont particulièrement importants, car ils ont laissé des archives sédimentaires et géomorphologiques variées qui sont particulièrement utiles dans la compréhension des interactions complexes entre les calottes glaciaires, la circulation océanique et le climat. Ce projet de maîtrise porte sur l'acquisition de nouvelles données géochronologiques via des méthodes de datation novatrices et établies qui permettent de contraindre le retrait glaciaire dans le sud-est du Canada et ainsi contribuer à une meilleure compréhension du cadre paléogéographique Quaternaire et des événements paléoclimatiques lors de la fin de la dernière glaciation en Amérique du Nord.

L'Inlandsis laurentidien (IL) a recouvert une vaste étendue du territoire Nord-Américain lors de la dernière glaciation, soit la glaciation Wisconsinienne. Au dernier maximum glaciaire, soit entre 24,000 et 18,000 ¹⁴C ans BP (28,100 et 21,700 ans en chronologie calendaire BP¹) (Mix *et al.*, 2001; Dyke *et al.*, 2002, 2003, 2004; Clark *et al.*, 2009; Batchelor *et al.*, 2019; Dalton *et al.*, 2020), la limite méridionale du front glaciaire a atteint les régions de Long Island et de Cape Cod dans les états de New York et du Massachusetts aux États-Unis (Dyke, 2004; Balco *et al.*, 2009; Dalton *et al.*, 2020). Ensuite, le front glaciaire laurentidien s'est progressivement retiré vers le nord, pour quitter définitivement le territoire de la Nouvelle-Angleterre (N-A) entre 12,500 et 12,000 ¹⁴C ans BP (14,700 et 13,900 cal ans BP) (Thompson *et al.*, 1999). Le retrait des glaces s'est ensuite poursuivi sur le territoire Québécois pour s'achever autour de 5,000 ¹⁴C ans BP (5,700 cal ans BP)

¹ La chronologie calendaire correspond à la conversion des âges radiocarbone (¹⁴C) en âge étalonnés; cette calibration s'effectue avec le calculateur Calib 8.20 avec la courbe intercal20 qui tient compte des particularités de la chronologie ¹⁴C. Ces mêmes paramètres sont retrouvés dans le reste du mémoire lorsqu'un âge est présenté avec la mention « XX cal ans » ou « XX cal ka ».

(Dyke, 2004) ou 6,700 cal ans BP (Ullman *et al.*, 2016) selon les différentes études (Dyke, 2004; Dalton *et al.*, 2020). Au Québec, l'évolution spatiotemporelle du front glaciaire de l'Inlandis laurentidien peut être visualisée à partir de grands complexes morainiques qui s'étendent de la frontière canado-américaine jusqu'aux régions plus nordiques : la moraine de Dixville-Ditchfield en Estrie, la moraine de Saint-Narcisse au nord du fleuve Saint-Laurent, et de la moraine de Sakami à l'est de la baie-James (Fig. 1).

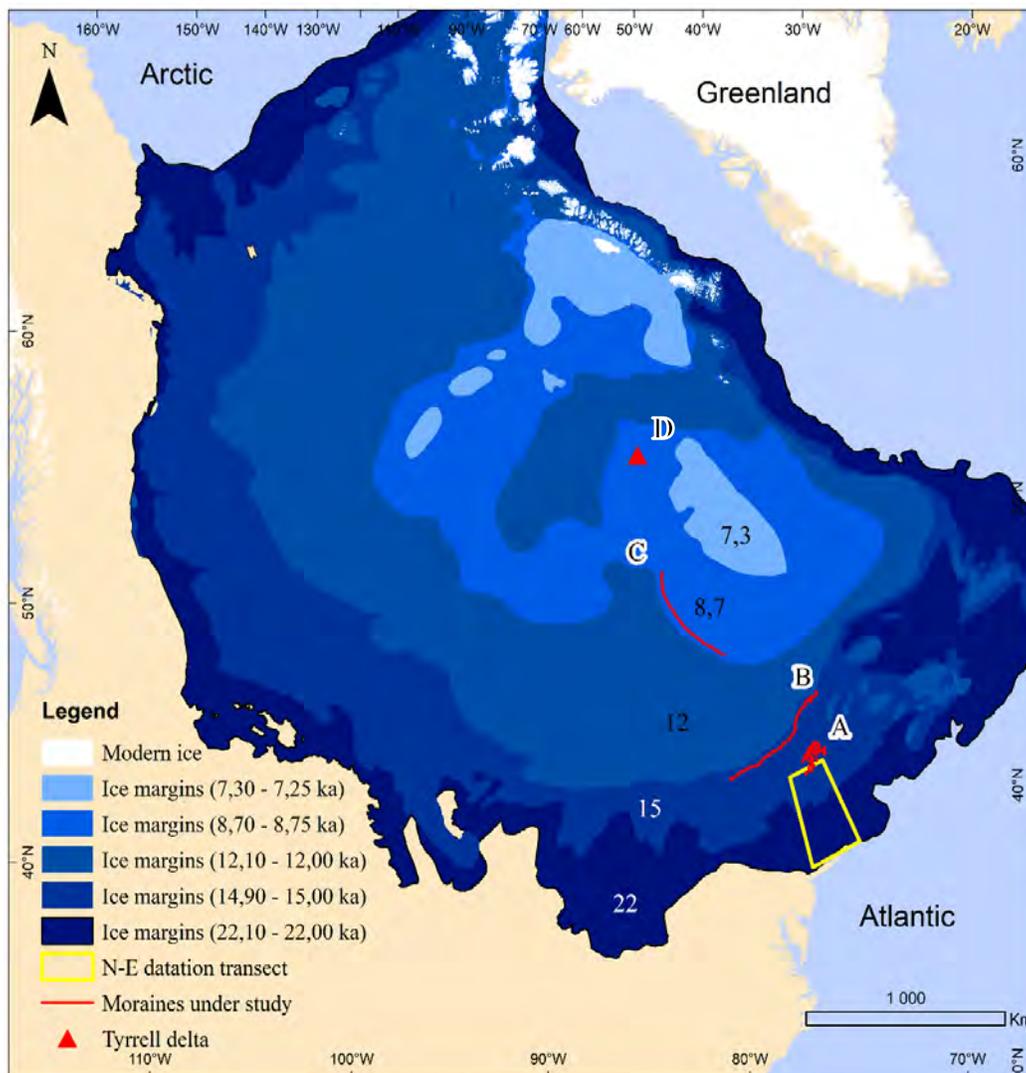


Figure 1. Reconstruction schématique de la déglaciation de l'Inlandsis laurentidien en Amérique du Nord depuis le dernier maximum glaciaire. Les marges glaciaires et la chronologie associée sont tirées de Dalton et al., (2020). L'encadré jaune montre le secteur où le transect de datations cosmogénique a été effectué en Nouvelle-Angleterre. Les moraines à l'étude sont identifiées par les lignes rouges : A - Moraine des Cantons-de-l'Est (Dixville-Ditchfield); B - Moraine de Saint-Narcisse, C - Moraine de Sakami, D - Série de deltas de contact d'origine glaciomarine dans le secteur de la ceinture de drift de Puvirnituk.

Durant le retrait de l'Inlandsis laurentidien, la géométrie et la position spatiale du front glaciaire ont continuellement évoluées. L'étude des moraines terminales mises en place aux marges du glacier lors de différentes phases du retrait glaciaire s'avère une approche essentielle dans la

reconstruction de l'évolution spatio-temporelle de l'étendue de l'Inlandsis laurentidien au cours de la déglaciation. De plus, certaines moraines ont été édifiées lors d'épisodes de stagnation ou même de réavancée du front du glacier, dont certains épisodes seraient une conséquence directe de périodes de refroidissements majeurs survenus lors de la déglaciation. La compréhension du comportement de l'inlandsis face au réchauffement global de la dernière déglaciation, de même que le lien entre certaines détériorations climatiques et les épisodes de stagnation ou de réavancée de l'inlandsis requiert l'obtention de contraintes géochronologiques sur ces moraines et/ou autres dépôts et formes de terrain marquant la position d'anciens fronts glaciaires. Ces données géochronologiques nous indiquent ainsi la position de ces fronts à une période précise. L'intégration de ces données géochronologiques avec les enregistrements géomorphologiques (moraines) permet ainsi d'évaluer le rôle de l'inlandsis et du retrait glaciaire dans certaines perturbations climatiques. En effet, le retrait glaciaire au-delà de certaines régions engendre parfois la réorganisation des réseaux de drainage à l'échelle continentale et occasionne l'ouverture de nouvelles voies de drainage des eaux de fonte en provenance de la marge glaciaire en décrépitude et/ou des grands lacs de barrage glaciaires formé sur le territoire (Clark *et al.*, 1999; Clark *et al.*, 2001; Carlson *et al.*, 2007). Ces réorganisations permettent ainsi l'écoulement massif des eaux de fonte vers différents secteurs de l'océan Atlantique, dont certains sont très sensibles à l'apport massif d'eau douce et froide. Un exemple classique de réorganisation du système hydrographique et de redirection des eaux de fonte, communément appelé « *routing events* » s'est produit aux alentours de 11,000 ¹⁴C ans BP (12,900 cal ans BP) lorsque le retrait de la marge glaciaire a libéré l'axe du fleuve Saint-Laurent, redirigeant ainsi les eaux de fonte qui s'écoulaient jusqu'alors vers le golfe du Mississippi vers l'Atlantique Nord (Broecker *et al.*, 1989; Richard et Occhietti, 2004). Ce changement dans l'écoulement des eaux de fontes aurait supposément joué un rôle fondamental dans un refroidissement climatique majeur à cette période connue sous le nom du Dryas récent (*Younger Dryas*) (Broecker *et al.*, 1989; Licciardi *et al.*, 1999; Richard et Occhietti, 2004). Bien qu'une autre voie de drainage vers nord-ouest (fleuve Mackenzie) ait aussi été proposée pour ce refroidissement (voir Teller, 2013), il n'en demeure pas moins que les changements dans la géométrie des systèmes de drainage en lien avec la fonte et le retrait des inlandsis sont reconnus comme étant un facteur majeur dans les épisodes de déséquilibre de la circulation océanique et le déclenchement de perturbations climatiques importantes de la dernière déglaciation, soit entre 15,000 et 7,000 ¹⁴C ans BP (18,300 et 7,800 cal ans BP) (Carlson et Clark, 2012; Dubé-Loubert *et*

al., 2018). Malgré l'importance d'obtenir des contraintes géochronologiques robustes sur ces fronts glaciaires, les schémas paléogéographiques représentant le retrait de la marge glaciaire de l'IL dans le nord-est du Canada lors de la dernière déglaciation demeurent encore peu détaillés d'un point de vue géochronologique. Ce manque de données géochronologiques reflète en partie la vaste étendue du territoire, ainsi que les nombreux défis d'obtenir des datations fiables dans les environnements glaciaires quaternaires.

La géochronologie appliquée aux environnements glaciaires quaternaires est une discipline qui amène son lot de défis. Les données géochronologiques sur la dernière déglaciation de l'Inlandis laurentidien sont majoritairement basées sur : i) la datation par radiocarbone (^{14}C), effectuée principalement sur des coquilles marines ou matière organique terrestre; ii) la chronologie par comptage de varves des lacs glaciaires; iii) la datation par luminescence optique, effectuée principalement sur des sédiments de sables enfouis; et iv) la datation par isotopes cosmogéniques, effectuée sur des surfaces rocheuses ou des blocs erratiques. En pratique, les principales reconstructions paléogéographiques de marges glaciaires reposent essentiellement sur les datations ^{14}C (Dyke, 2004; Dalton *et al.*, 2020). L'application de cette méthode comporte cependant des difficultés dans les environnements glaciaires pour plusieurs raisons. Entre autres, la rareté du matériel organique (coquillages, bois fossiles) trouvé dans les enregistrements sédimentaires et géomorphologiques associés à la déglaciation. Cela est causé en grande partie par le contexte de sédimentation aux marges glaciaires en retrait, lequel est dominé par un apport en eau de fonte froide et fortement chargée de matériel détritique. La résultante de ce contexte est un environnement peu propice au développement des formes de vie et de végétation, à tout de moins pour les environnements proximaux au front glaciaire (ex. les moraines), soit les sites d'intérêt pour les reconstructions temporelles du retrait glaciaire. Exception à ceci, les secteurs aux environs des marges continentales où les mers postglaciaires ont transgressé sur le continent qui était alors affecté par l'enfoncement glacio-isostatique et où l'on retrouve de nombreux fossiles marins. Dans ces endroits l'utilisation du ^{14}C s'avère toutefois difficile, car la correction de l'effet réservoir marin, qui reflète le fait que le bassin de carbone marin est appauvri en ^{14}C par rapport au bassin de carbone atmosphérique, s'avère complexe à effectuer (Hillaire-Marcel et Occhietti, 1977). Un vieillissement des âges est causé par l'appauvrissement en ^{14}C , attribué à l'apport de carbone inorganique provenant des eaux de fonte glaciaire (Hillaire-Marcel *et al.*, 1979). Il est encore

difficile de reconstituer avec précision ces phénomènes et de faire les corrections appropriées (Ridge *et al.*, 2001; Borns *et al.*, 2004). Les âges obtenus sont des âges relatifs à la déposition de la moraine qui représentent des âges minimums du retrait de la marge glaciaire. Globalement, cela rend la géochronologie à l'intérieur des territoires englacés, comme la vaste majorité du Québec, difficile à étudier. Pour finir, les contraintes géochronologiques obtenues sur les fronts glaciaires sont des âges relatifs à la déposition de la moraine et qui représentent des âges minimums du retrait de la marge glaciaire.

La méthode de datation par isotopes cosmogéniques s'avère donc très utile dans l'environnement glaciaire en raison du fait qu'elle ne dépend pas de la présence de matière organique. Cette méthode se base sur les taux d'accumulation, dans les premiers centimètres de la surface rocheuse, d'isotopes formés par le bombardement constant que reçoit la surface terrestre par les rayonnements de haute énergie provenant du cosmos, plus communément nommé « le rayonnement cosmique » (George et Wilson, 1952; Gosse et Phillips, 2001; Corbett *et al.*, 2013). Donc les taux d'accumulation mesurés de ces isotopes permettent de calculer des âges absolus correspondant aux durées d'expositions pour la période suivant la déglaciation et le retrait des glaces des surfaces rocheuses ou des blocs erratiques formant les moraines.

Le rayonnement cosmique est constitué principalement de protons de hautes énergies provenant principalement de la Voie lactée et dans une moindre mesure du Soleil et d'autres galaxies (Simpson, 1983; Gosse et Phillips, 2001). Le rayonnement cosmogénique interagit avec les gaz de l'atmosphère et le substrat rocheux produisant des isotopes cosmogéniques tels que l'hélium-3 (^3He) ou le Beryllium-10 (^{10}Be) pour nommer ceux parmi les plus communément utilisés pour ces applications en géologie glaciaire (e.g., Gosse et Phillips, 2001; Niedermann, 2002). Lors de la glaciation, l'érosion à la base du glacier permet de « décaper » la surface terrestre et ainsi enlever les premiers mètres des roches et du substrat qui avaient préalablement accumulé les isotopes cosmogéniques au cours de périodes d'expositions interglaciaires antérieures. À la déglaciation, lors du retrait des glaces, les surfaces de roches ainsi nouvellement formées, de même que celles des blocs erratiques, sont soumises à nouveau à l'exposition aux rayons cosmiques et à l'accumulation de ces isotopes cosmogéniques, qui à l'image d'un chronomètre, enregistrent le début de la déglaciation au site d'étude. La datation des blocs erratiques retrouvés sur les moraines étudiées permet d'apporter un âge de déposition direct de la moraine. Contrairement au

radiocarbone où les âges obtenus correspondent à ceux de la mort d'un organisme, avec le risque d'un décalage chronologique entre la mise en place des conditions climatiques favorables à la survie d'une espèce donnée et l'invasion de cette espèce dans la région, les datations par isotopes cosmogéniques correspondent, théoriquement, à la durée d'exposition des nouvelles surfaces érodées ou de déposition des blocs des cordons morainiques. Plusieurs isotopes cosmogéniques peuvent être analysés : ^3He , ^{10}Be , ^{14}C , ^{21}Ne , ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{53}Mn (Gosse et Phillips, 2001). Pour cette étude, l'hélium-3 et le béryllium-10 sont les isotopes cosmogéniques utilisés. Le ^{10}Be est souvent utilisé pour calculer les durées d'exposition des surfaces glaciaires (Bierman *et al.*, 1999; Davis *et al.*, 2017) car il a l'avantage de s'accumuler et de se préserver aisément dans le quartz, une phase minérale abondante dans le matériel rocheux. Cependant, cela demande une préparation complexe de l'échantillon et surtout l'accès à d'imposants accélérateurs de particules pour la mesure des isotopes. L'extraction de ^3He nécessite moins de préparation et sa mesure se fait par simple spectrométrie de masse en phase gazeuse, mais les taux d'accumulations sont cependant plus faibles et il se trouve principalement dans des phases minérales moins abondantes comme le pyroxène, un minéral moins commun que le quartz dans le substratum rocheux.

Ce projet de maîtrise vise à apporter de nouvelles données géochronologiques sur quatre grands fronts glaciaires qui marquent des pauses ou stagnations importantes de l'Inlandsis laurentidien lors de son retrait dans le sud, moyen-nord et nord du Québec, dont certaines positions du front glaciaire sont présumément associées à des refroidissements majeurs de la dernière déglaciation. L'approche d'étude est basée sur la méthode de datation d'exposition au rayonnement cosmique des surfaces rocheuses et de l'accumulation, dans ces mêmes surfaces, des isotopes cosmogéniques ^{10}Be et ^3He .

Spécifiquement, les principaux objectifs de ce projet de maîtrise peuvent se diviser ainsi :

- 1) Apporter de nouvelles contraintes géochronologiques sur quatre anciens fronts glaciaires associés au retrait glaciaire au Québec à l'aide de datations par ^{10}Be et ^3He ;
- 2) Élaborer un protocole analytique pour l'analyse de l'hélium-3 cosmogénique, lequel a été peu utilisé dans les environnements glaciaires du Canada, notamment dans la région d'étude ;

- 3) Évaluer l'apport et la complémentarité des deux méthodes de datation par isotopes cosmogéniques (^3He et ^{10}Be) à la géochronologie quaternaire glaciaire ;
- 4) Contextualiser les résultats géochronologiques dans le cadre paléogéographique de l'Inlandsis laurentidien et évaluer la mise en place de ces moraines dans le contexte des événements (refroidissement) paléoclimatiques documentés pour la dernière déglaciation.

Afin de réaliser ces objectifs, les isotopes cosmogéniques ^{10}Be et ^3He ont été analysés sur 16 échantillons extraits de blocs erratiques et d'un échantillon provenant d'une surface rocheuse avec un poli glaciaire dans le but d'obtenir des durées d'exposition. Les analyses ont été faites sur 2 blocs erratiques et un affleurement rocheux collectés sur le sommet du mont Mégantic qui fait partie du tracé de la moraine de Dixville-Ditchfield dans le sud du Québec, 3 blocs de la moraine de Saint-Narcisse située tout juste au nord du fleuve Saint-Laurent, 6 blocs de la moraine de Sakami situé à l'est de la baie-James, dans le moyen-nord du Québec ainsi que 2 blocs erratiques et 2 affleurements rocheux associés à des dépôts glacio-marins marginaux et à des rivages érosifs de la Mer de Tyrrell dans la ceinture de drift de Puvirnituaq à l'est de la baie-d'Hudson (site TYR). Les lithologies de ces échantillons sont des granites, des gneiss et des roches mafiques, contenant donc du quartz et/ou en du pyroxène, les phases minérales utilisées comme capsules temporelles pour la mesure de ^{10}Be et ^3He . Les échantillons provenant de la moraine de Sakami proviennent de la province géologique du supérieur (âge de formation approximatif de 2,5 à 4,3 Ga). Les échantillons provenant de la moraine de Saint-Narcisse proviennent de la province géologique du Grenville (âge de formation approximatif de 1 Ga). Les échantillons provenant du mont Mégantic proviennent de la formation géologique des collines montérégiennes (âge de formation approximatif de 130 Ma).

Le cadre de l'étude, le choix des ensembles géomorphologiques à dater et l'échantillonnage ont été faits sous la supervision du professeur Martin Roy. Les analyses à l' ^3He ont été effectuées en partie au Laboratoire GRAM du centre de recherche GEOTOP sous la supervision du professeur Daniele Pinti, ainsi qu'au laboratoire du CRPG-CNRS de l'Université de Lorraine en France via une collaboration avec Pierre-Henri Blard. Les analyses au ^{10}Be ont été effectuées via une collaboration avec Joerg M. Schaefer du centre de recherche *Lamont-Doherty Earth Observatory* de *Columbia University* (NY, É.-U.) Bien qu'il ait été initialement prévu que j'effectue ces analyses sur place, l'arrivée de la pandémie de Covid-19 a malheureusement empêché tout déplacements vers les États-

Unis. Les analyses ont alors été effectuées par les personnes responsables au laboratoire de *Lamont-Doherty Earth Observatory*.

Les résultats obtenus par ^{10}Be permettent de donner les premiers âges directs d'un front glaciaire dans les Appalaches tout en précisant l'âge de la moraine de Sakami dans la région de la baie-James. Les résultats fournissent également la base pour la corrélation de la ceinture de drift de Puvirnituq dans l'est de la baie d'Hudson avec la moraine de Sakami dans l'est de la baie-James, délimitant ainsi une position importante de marge glaciaire du secteur du Labrador du LIS dans la déglaciation tardive. Dans l'ensemble, le travail effectué le long de ce transect nord-sud, qui couvre une bonne partie du secteur du Labrador, et montre que la datation par isotopes cosmogénique des formes et des reliefs de la marge glaciaire de cette région a un grand potentiel pour améliorer la chronologie de la déglaciation de la région intérieure du LIS. Les résultats obtenus par ^3He permettent de soulever plusieurs questions et pistes de réponses entourant son applicabilité sur le territoire du Québec.

Ce mémoire comporte trois chapitres. Le premier chapitre est consacré à la présentation du contexte paléogéographique et du cadre géochronologique Quaternaire de la région d'étude. Le deuxième chapitre présentera l'approche de datation utilisée et l'élaboration de la méthodologie développée pour les analyses de l'hélium-3 cosmogénique. Le troisième chapitre est sous format d'article scientifique rédigé en anglais: *The use of cosmogenic isotopes ^{10}Be and ^3He in surface exposure dating of former ice-margin positions recording the retreat of the Laurentide ice sheet in Quebec.*

CHAPITRE 1

CONTEXTE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET CADRE GÉOCHRONOLOGIQUE

QUATERNAIRE DE LA RÉGION D'ÉTUDE

Ce chapitre présente les grands traits du retrait de la marge sud de l'Inlandsis laurentidien dans le nord-est de l'Amérique du Nord au cours de la dernière déglaciation. Une attention particulière sera portée sur les positions des fronts glaciaires qui incluent les trois moraines qui sont à l'étude. Leurs compositions, contextes de mise en place et contraintes géochronologiques seront synthétisés.

1.1 Patron de déglaciation du nord-est de l'Amérique du Nord

L'édification de l'Inlandsis laurentidien a débuté tout juste après la fin de l'interglaciaire du Sangamonien il y a environ 120,000 ans (stade isotopique marin (SIM) 5e) et s'est fait à partir de trois principales régions communément désignées comme: i) le Secteur du Labrador ii) le Secteur du Keewatin et iii) le Secteur de Fox-Baffin; ces secteurs ont été nommés à partir de zones géographiques couvertes par ce qui peut être perçu comme des centres de dispersion glaciaires (dômes) (Shilts *et al.*, 1987; Dyke *et al.*, 1989; Clark *et al.*, 1993; Dyke, 2004). L'inlandsis a atteint sa superficie maximale au dernier maximum glaciaire de 24,000 jusqu'à 18,000 ¹⁴C ans BP (28,100 à 21,700 cal ans BP) (Mix *et al.*, 2001; Dyke *et al.*, 2003, 2004; Clark *et al.*, 2009; Batchelor *et al.*, 2019; Dalton *et al.*, 2020). À ce moment, la glace de l'IL recouvrait la majeure partie du territoire de la Nouvelle-Angleterre et l'entièreté du territoire du Québec. La marge sud-est de l'IL se trouvait dans le secteur de Long Island et Cape Cod dans les états américains de New York et du Massachusetts.

À la suite du dernier maximum glaciaire, le front glaciaire s'est retiré vers les centres de dispersion selon une orientation allant dans un axe orienté du sud vers le nord pour le sud-est nord-américain. Le patron du retrait glaciaire a été reconstruit à partir de moraines ou de dépôts glaciaires qui marquent la position (géométrie) du front glaciaire dans différentes régions, dont l'emplacement spatio-temporel est en grande majorité contrainte par des âges radiocarbone (Dyke, 2004; Dalton *et al.*, 2020). Il en résulte un patron illustrant une série de marges glaciaires, ou isochrones, plus ou moins arquées et parallèles entre elles qui rajeunissent au fur et à mesure que l'on progresse vers

le nord. L'image de la déglaciation est mieux connue en Nouvelle-Angleterre que sur le territoire québécois, principalement en raison d'un raffinement des données géochronologiques, notamment en raison des datations par ^{10}Be de certains fronts morainiques dont les âges sont calés dans la chronologie annuelle dérivée d'un enregistrement composite détaillé de varves (Fig. 1.1) (Ridge, 2004; Davis, 2017). Ces datations ont, entre autres, permis de préciser la chronologie du retrait glaciaire régional.

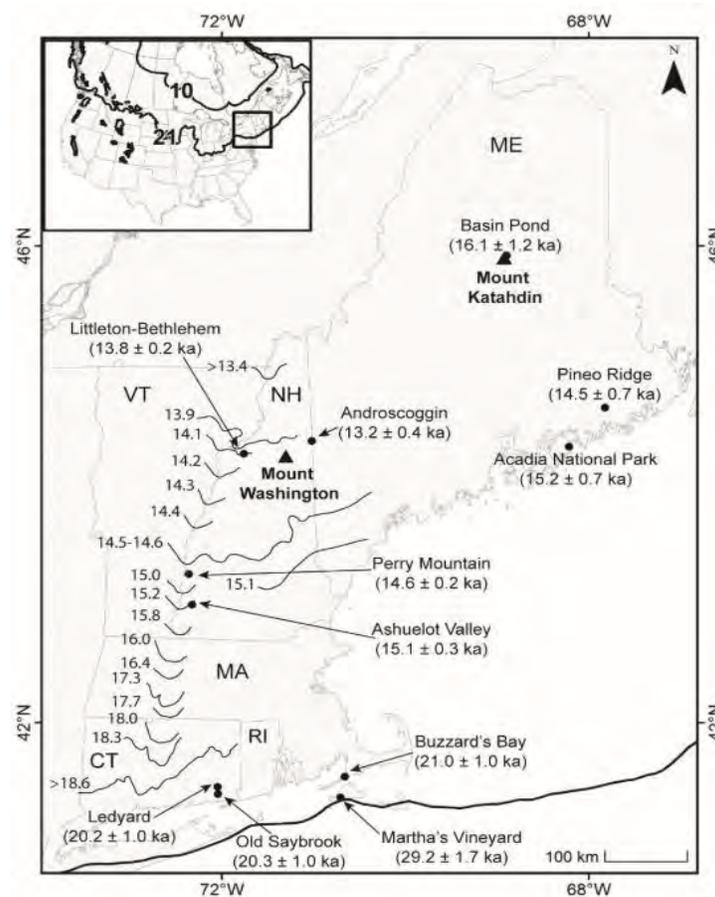


Figure 1.1. Reconstruction de la position du front de l'Indlandsis laurentidien au cours de la déglaciation de la Nouvelle-Angleterre. Les isochrones (petites lignes grises) indiquent la chronologie du retrait glaciaire comme établi par l'enregistrement varvaire nord-américain. Les points noirs correspondent à des moraines datées au ^{10}Be et calibrées avec le taux de production du nord-est de l'Amérique du Nord. (Martha's Vineyard et Buzzard's Bay - Balco *et al.*, 2002 ; Old Saybrook et Ledyard - Balco et Schaefer, 2006 ; Ashuelot Valley, Perry Mountain et Littleton-Bethlehem - Balco *et al.*, 2009 ; Androscoggin - Bromley *et al.*, 2015 ; Basin Pond - Davis *et al.*, 2015 ; Pineo Ridge et Parc national Acadia - Koester *et al.*, 2017). La figure en médaillon montre l'étendue de l'IL à 21 ka et 10 ka (Dyke, 2003). (Tirée de Davis *et al.*, 2017)

Ainsi, une synthèse du retrait de la marge glaciaire en Nouvelle-Angleterre basée sur les âges ^{10}Be et des comptages de varves montrent que la fonte du glacier s'est faite progressivement de la marge glaciaire au sud, vers la frontière avec le Québec au nord. Les datations qui suivront ont paru dans Ridge *et al.* (2012) et ont été mises à jour par Davis *et al.* (2017) (Fig 1.1). Les datations effectuées sur les moraines ont été datées par ^{10}Be et calibrées avec le taux de production nord-américain (Davis *et al.*, 2017). Les datations effectuées sur des blocs erratiques de segments de moraines terminales à Martha's Vineyard au Massachusetts situent le maximum glaciaire autour de $29,200 \pm 1,700$ ans et plus au nord sur la moraine de Buzzards Bay ($21,000 \pm 1,000$ ans) qui montre le début de la déglaciation (Balco *et al.*, 2002; Davis *et al.*, 2017). Les moraines de Ledyard ($20,200 \pm 1,000$ ans) et de Old Saybrook ($20,300 \pm 1,000$ ans) daté par ^{10}Be se situent au sud de l'état du Connecticut et indiquent le début de la libération du territoire des glaces (Balco et Schaefer, 2006). Pour sa part, le comptage des varves situe le retrait définitif des glaces sur le territoire du Connecticut à environ 17,700 ans b2k² et celui du Maine à 15,800 ans b2k (Ridge *et al.*, 2001; Ridge *et al.*, 2012). Trois grandes moraines ont été datées dans le l'état du New Hampshire par ^{10}Be . Partant du sud de l'état, la moraine de Ashuelot Valley est associée à un front glaciaire à $15,100 \pm 300$ ans (Balco *et al.*, 2009), la moraine de Perry Mountain est datée à $14,600 \pm 200$ ans (Balco *et al.*, 2009) et le complexe morainique de Bethlehem plus au nord, qui se trouve dans les villes de Bethlehem et de Littleton, a été daté à $13,200 \pm 400$ ans (Balco *et al.*, 2009). Ce dernier complexe morainique avait également été daté par radiocarbone à $12,450 \pm 60$ ^{14}C ans BP ($14,600$ cal ans BP) (Thompson *et al.*, 1996). Située à la frontière du New Hampshire/Maine, à une latitude légèrement plus élevée que la moraine de Bethlehem et Littleton, la moraine d'Androscoggin est datée à $13,200 \pm 400$ ans (Bromley *et al.*, 2015). Le comptage des varves dans le Vermont et le New Hampshire montre une déglaciation jusqu'aux collines frontalières du sud du Québec entre 15,500 et 13,400 ans b2k (Ridge *et al.*, 2001; Ridge *et al.*, 2003; Ridge *et al.*, 2012). Globalement, ces datations concordent très bien au sein de la séquence temporelle de déglaciation faite par le comptage des varves.

D'autres contraintes sur la déglaciation en Nouvelle-Angleterre proviennent de l'environnement marin adjacent qui indique que le retrait glaciaire s'est accompagné du vêlage de glace dans les

² L'âge [b2k], est actuellement la norme pour la chronologie des carottes de glace. Elle provient de la chronologie des varves qui compare les enregistrements des varves de déglaciation avec les chronologies de carottes de glace.

eaux marines de l'Atlantique autour de 13,000 – 11,000 ¹⁴C ans BP (15,600 – 12,900 cal ans BP) (Thompson *et al.*, 1999). Ensuite, vers 11,500 ¹⁴C ans BP (13,400 cal ans BP) le vèlage s'est intensifié, ce qui se reflète par un taux de retrait plus rapide du front glaciaire (Dalton *et al.*, 2020).

Dans le secteur nord-ouest des montagnes Blanches, à la limite entre la Nouvelle-Angleterre et le Québec, les datations au radiocarbone suggèrent que l'IL a libéré le territoire des glaces vers 12,500 – 12,000 ¹⁴C ans BP (13,900 - 14,700 cal ans BP) (Thompson *et al.*, 1999). Les montagnes frontalières qui délimitent la frontière entre le Québec et les États-Unis sembleraient avoir été libérées des glaces entre 11,500 et 11,000 ¹⁴C ans BP (13,400 et 12,900 cal ans BP). À cette époque, les datations effectuées sur des coquillages marins montrent que la transgression de la Mer de Champlain s'était déjà produite dans la vallée du Saint-Laurent et dans le piémont appalachien (Parent et Occhietti, 1988). L'incursion de la Mer de Champlain ce serait produit il y a environ 11,100 ± 100 ¹⁴C ans BP (entre 12,800 et 13,000 cal ans BP) et apportent donc des contraintes minimales au retrait des glaces dans les Appalaches et pour la mise en place des fronts morainiques de cette région (Richard et Occhietti, 2005). L'orientation des lobes de moraines, ainsi que les éléments géomorphologiques (eskers et stries) indiquent un recul vers le nord-ouest de l'Inlandsis laurentidien dans les Appalaches (Parent et Occhietti, 1988). Le retrait s'est poursuivi de façon plus ou moins graduelle vers le dôme du Labrador où se trouvaient les dernières glaces jusqu'à environ 5000 ¹⁴C ans BP (5700 cal ans BP) (Dyke, 2004; Dalton *et al.*, 2020) ou autour de 6,700 cal ans BP tel que suggéré par les âges ¹⁰Be (Ullman *et al.*, 2016).

Récemment, des études se sont penchées sur l'aspect tridimensionnel du retrait glaciaire. En effet, afin de bien comprendre la dynamique du retrait glaciaire, il est nécessaire d'étudier la fonte verticale de la calotte glaciaire, un phénomène communément appelé « *glacial thinning* ». La quantification de l'amincissement de la colonne de glace permet d'avoir une idée sur le volume de glace perdu. Ainsi, ces données permettent de s'ajouter à celles des études du retrait de la marge glaciaire de façon horizontale. Ces études apportent des données supplémentaires en vue de comprendre le volume ainsi que les exutoires empruntés par l'eau douce. L'approche méthodologique consiste à dater des blocs ou des surfaces rocheuses par isotopes cosmogéniques à différentes élévations au sein d'une montagne, comme le mont Washington dont l'élévation fait plus de 2000 m. Les dates correspondent alors au moment où la surface rocheuse a été exhumée de glaces. La différence entre les âges obtenues à différentes élévations permet d'estimer le volume

de glaces et donc d'eau perdu. À l'aide de cette méthode, de récents travaux faits par Davis *et al.* (2017) au mont Washington, on permit de quantifier le taux de fonte de la calotte glaciaire et de les relier à des événements climatiques majeurs. Ce type d'étude est une des raisons pourquoi la Nouvelle-Angleterre est un des endroits au monde où le retrait glaciaire est le mieux contraint.

Les enregistrements de la variation du niveau marin indiquent d'ailleurs des changements importants du niveau marin entre 19,500 et 14,600 cal ans BP. Ces remontées abruptes du niveau marin traduisent des pertes importantes en volume des calottes glaciaires continentales. Ces données ne renseignent cependant pas sur la provenance de ces eaux et de quelles(s) masses de glace son responsable de ces variations (Clark *et al.*, 2009; Carlson et Clark, 2012). De telles données sur la déglaciation du mont Washington suggèrent donc que le sud-est de l'IL aurait pu contribuer à ces fluctuations du niveau marin. La source d'eau et leurs points d'entrée dans l'océan sont des éléments majeurs à tenir en compte lors des modélisations paléoclimatiques (e.g., Marcott et Shakun, 2021). C'est également dans cette optique que, dans cette présente étude, le mont Mégantic a été échantillonné à son sommet, ainsi qu'a une élévation plus basse.

1.2 Patron de déglaciation au Québec.

Le patron général du retrait glaciaire sur le territoire Québécois peut être déduit à partir d'importantes accumulations morainiques qui indiquent la position des fronts glaciaires (Fig. 1.2). Les datations cosmogéniques au cœur de ce projet de maîtrise porteront sur trois des principaux fronts morainiques. D'abord, dans le secteur des Appalaches du sud du Québec se trouve la moraine de Dixville-Ditchfield qui comprend des amas de dépôts de contact parsemés et orientés plus ou moins est-ouest, lesquels ceinturent le mont Mégantic. Au Nord du Saint-Laurent, on retrouve la moraine de Saint-Narcisse qui forme un grand complexe de cordons morainiques d'une impressionnante continuité. Finalement, dans le nord du Québec, à l'est de la baie-James, la moraine de Sakami forme un front morainique bien développé sur quelques centaines de kilomètres. Ces fronts glaciaires sont principalement contraints par des âges ^{14}C qui se trouvent à proximité de ces dépôts morainiques, en revanche, la méthode des isotopes cosmogéniques a très peu été utilisée pour obtenir des contraintes géochronologiques directes sur l'évolution spatiotemporelle de la marge glaciaire de l'Inlandsis laurentidien au Québec.

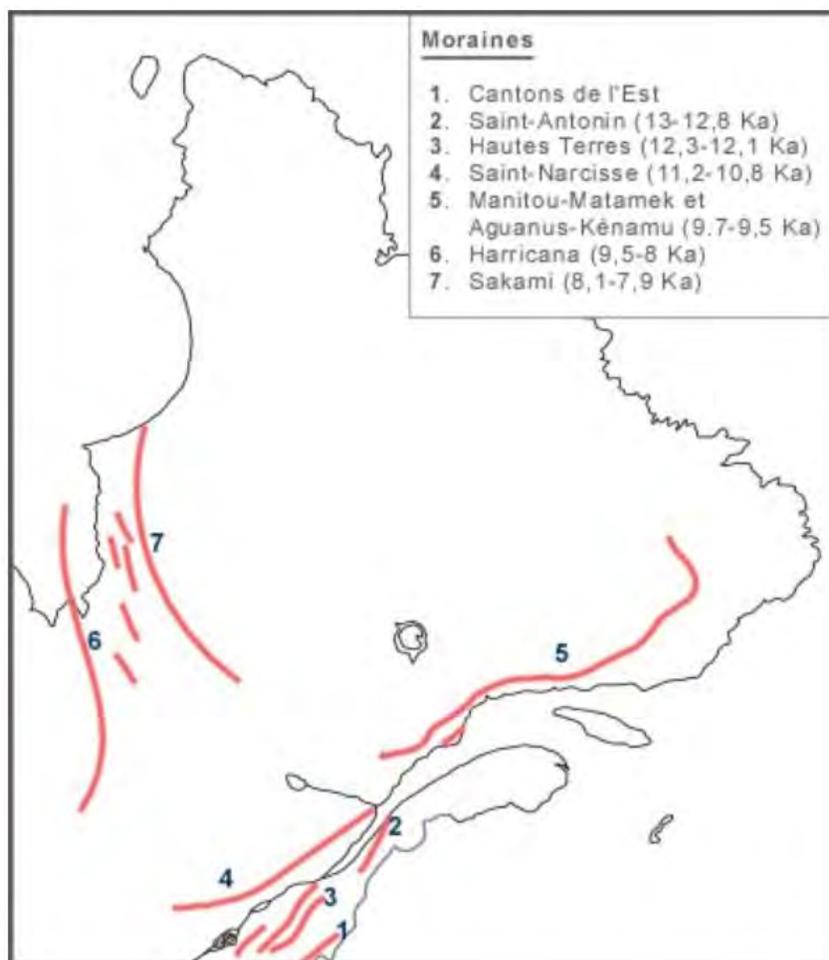


Figure 1.2. Répartition spatiale des principales moraines frontales du Québec daté au ^{14}C non étalonné. On retrouve la localisation des moraines à l'étude. La moraine de Dixville-Ditchfield qui est représenté par le tracé numéro 1, la moraine de Saint-Narcisse par le tracé 4 et la moraine de Sakami selon le tracé 7. (Tirée de Landry et Mercier, 1983)

1.3 Fronts glaciaires dans le sud du Québec.

Les fronts glaciaires dans le sud du Québec sont reconstruits grâce à la présence d'accumulations de dépôts fluvioglaciaires de contacts distribuées de façon éparse sur le territoire. Comme le retrait glaciaire s'est fait au contact de lacs de barrage glaciaire qui ont occupé différents bassins formés de vallées fluviales et de creux topographiques, le tracé de l'emplacement du front glaciaire s'est fait en tenant compte de la nécessité de bloquer la position des exutoires qui contrôlaient l'élévation des différents lacs proglaciaires (Parent et Ochiatti, 1999). En partant du sud (plus vieux), la succession de moraines va comme suit : Moraine de Frontier, Dixville-Ditchfield, Cherry River-

Est-Augus, Mont Ham, Sutton, Ulverton-Tingwick, Saint-Sylvestre (Fig. 1.3) (Parent et Occhietti, 1999). La plus imposante et la mieux développée des moraines bordent tout juste le mont Mégantic et se nomment la moraine de Dixville-Ditchfield (Clément et Parent, 1997). Son tracé commence à la frontière du Québec et du Vermont au sud-ouest de la ville de Coaticook. Cette partie de la moraine est appelée la moraine de Dixville. L'autre segment, celui de Ditchfield, se poursuit de façon discontinue, parallèle à la frontière, jusqu'aux environs du mont Mégantic dont la moraine le contourne dans sa partie nord. Le mont Mégantic est donc bordé par de nombreux dépôts fluvioglaciaires de contact qui constituent une série de moraines frontales (l'ensemble nommé les moraines des Cantons-de-l'Est). Avec ses 1111,3 mètres d'élévation (mesuré à partir d'un DGPS de précision centimétrique), le mont Mégantic forme d'ailleurs l'un des plus hauts sommets du sud-est du Québec et au nord de la frontière ouest avec l'état du Maine. Trois principales lithologies constituent ce pluton. Son centre est constitué de granite formant la partie la plus élevée de la montagne. Un creux topographique entourant ce pic délimite la lithologie du gabbro. Le pourtour du mont Mégantic est entouré d'une auréole constituée de syénite dont l'élévation est de 500 à 600 mètres (Reid, 1960; Feininger et Goodacre, 2003).

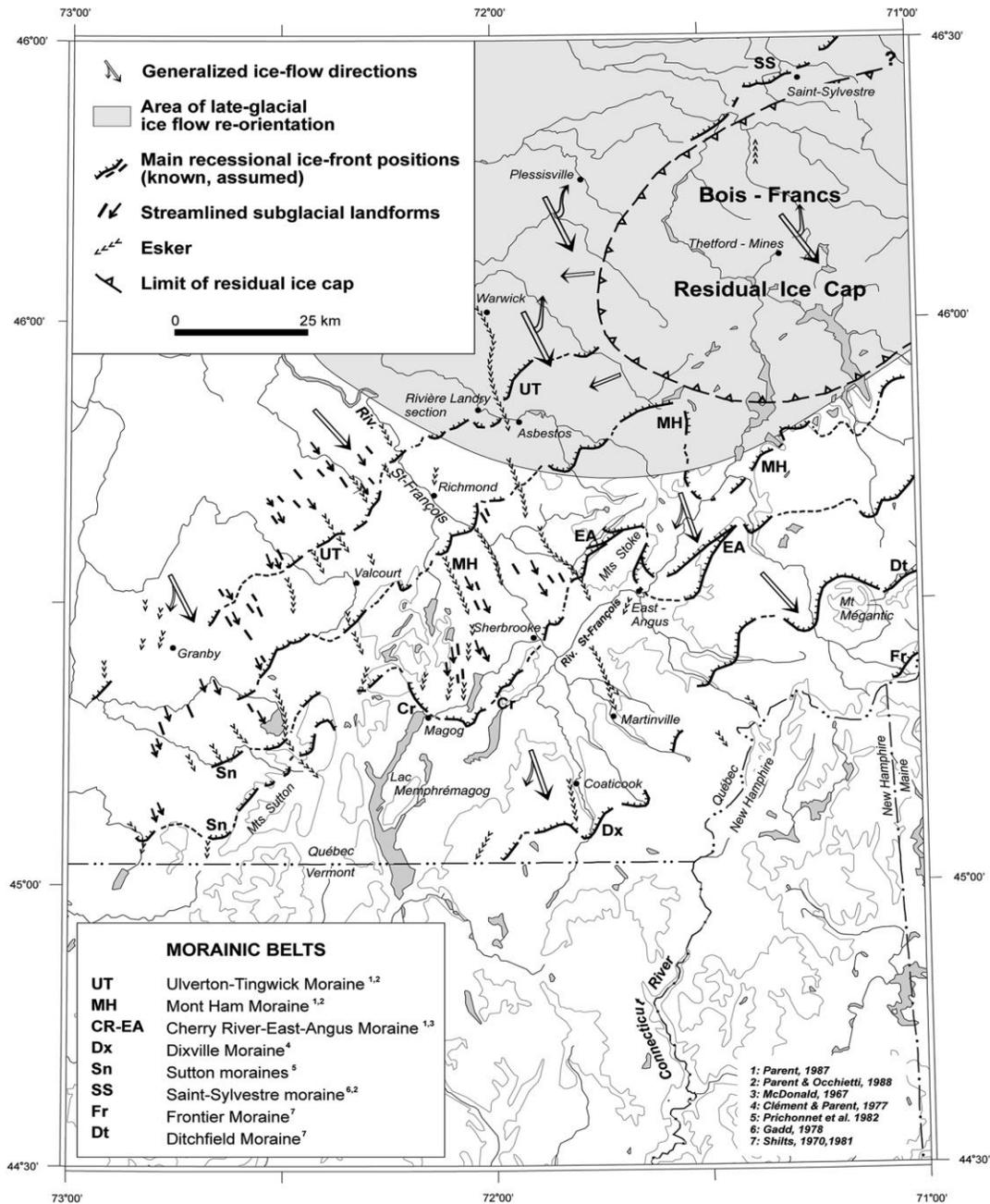


Figure 1.3. Emplacement de la moraine à l'étude Dixville-Ditchfield, du mont Mégantic et des autres moraines des Cantons-de-l'Est qui indique une déglaciation de la calotte laurentidienne du sud vers le nord. Le secteur recouvert pas la calotte résiduelle des Bois-Francs est également illustré dans cette figure montrant un écoulement tardiglaciaire (vers le nord et le nord-est) (tirée de Parents et Occhietti, 1999).

1.3.1 Composition et contexte de mise en place de la moraine de Dixville-Ditchfield.

La moraine de Dixville-Ditchfield est composée de sédiments fluvioglaciaires grossiers, de sédiments deltaïques, de till (till de Lennoxville) et elle montre de nombreux faciès le long de son tracé. Le segment au sud consiste en des sédiments sablonneux de lacs pro-glaciaires et d'une couverture de till au-dessous de 430 mètres d'altitude. La marge glaciaire aurait alors été en contact avec un lac glaciaire lors de la déposition de la moraine dont l'élévation s'élève à 430 m (Shilts, 1981). Des deltas de lac glaciaires à proximité de la moraine ainsi que des terrasses fluviales, perchées à 430 mètres, le long des rivières environnantes témoignent de l'existence du lac proglaciaire dans la région (Shilts, 1981). Dans la section nord de la moraine, les sédiments du lac proglaciaire n'ont qu'une distribution parcellaire, ce qui implique que ce lac proglaciaire était présent au sud de la position de Ditchfield plus longtemps qu'au nord. En effet, le retrait glaciaire aurait été très rapide laissant le till de Lennoxville presque intact (non remanié), ce qui suggère un retrait rapide après la mise en place du système morainique de Dixville-Ditchfield (Shilts, 1981).

Le Mont-Mégantic présente un obstacle au retrait glaciaire régional, formant un point d'ancrage qui aurait causé une stagnation de la glace, expliquant ainsi la formation de petites moraines frontales dans la région (Shilts, 1981). Cette particularité fait du secteur du mont Mégantic un endroit important pour obtenir des contraintes géochronologiques en vue de mieux comprendre l'évolution de la marge glaciaire dans la région de l'Estrie. La présence de roc au sommet de cette montagne se prête particulièrement bien à la datation par isotopes cosmogéniques.

1.3.2 Contraintes chronologiques sur la moraine de Dixville-Ditchfield

Bien qu'aucune datation n'ait été effectuée directement sur la moraine de Dixville-Ditchfield, les travaux sur la géologie quaternaire de la région présentent des données géochronologiques qui permettent de déduire certaines contraintes sur le moment de mise en place de celle-ci, notamment sur les autres moraines de la région qui ceinture cette moraine. Au sud de Dixville-Ditchfield, des datations au radiocarbone faites sur des coquilles marines dans ce secteur permettent d'estimer la mise en place de la moraine de Frontier à environ $11,550 \pm 150$ ^{14}C ans BP (13,400 cal ans BP), ce qui représente la plus vieille moraine du secteur (McDonald, 1968; Shilts, 1981). Au nord, on retrouve la moraine du mont Ham daté à $11,200 \pm 150$ ^{14}C ans BP (13,100 cal ans BP), toujours à partir de coquilles marines (Parent, 1987). La moraine de Dixville-Ditchfield est située entre ces

deux moraines et son âge devrait donc se situer entre ces deux contraintes temporelles. D'autres âges ^{14}C ont été effectués sur des coquilles marines des moraines avoisinantes et situe les âges de Cherry River–East-Angus, et Ulverton-Tingwick à 11,300; et 11,100 ^{14}C ans BP (13,200 et 13,000 cal ans BP), respectivement (Boissonault et Gwyn, 1983; Parent et Occhietti, 1988; Richard et Occhietti, 2005).

Le comptage des varves de Danville a permis d'estimer un taux de retrait dans la région de l'ordre de 200 m/an (Parent et Occhietti, 1988, 1999; Turgeon *et al.*, 2003). Selon ce taux de retrait, l'âge de la moraine Frontier, est estimé à environ 12,550 ans BP, et celui des moraines subséquentes, Dixville-Ditchfield, Cherry River–East-Angus, Mont Ham et Ulverton-Tingwick, à environ 12,500, 12,325, 12,200 et 12,100 ans BP, respectivement (Parent et Occhietti, 1999). Il est à noter que ces dates ne sont pas intercalées avec d'autres références chronologiques contrairement à celles des comptages de varves de la Nouvelle-Angleterre intercalées avec des carottes marine (âges b2k). Les âges du comptage de varves de Danville ont un décalage d'environ 1,000 ans de différence avec les âges des datations par radiocarbone. En effet, Des âges ^{14}C faits sur des détritiques organiques dans des lacs du secteur du Lac-Mégantic indiquent que les glaces se seraient définitivement retirées de la région à 11,200 ^{14}C ans BP (13,100 cal ans BP) (Shilts, 1981).

La récente arrivée de modèle d'élévation numérique de hautes précisions de type LiDAR devraient permettre de préciser le tracer ou même de confirmer la présence de certaines moraines dans le sud du Québec. Ce raffinement du patron du retrait glaciaire devrait également fournir des cibles d'échantillonnage pour de futurs travaux de géochronologie.

1.4 Fronts glaciaires au nord du Saint-Laurent.

La morainique de St-Narcisse fut rapportée la première fois par Osborne (1951) et elle consiste en un vaste complexe morainique qui regroupe de nombreux cordons et crêtes de dépôts glaciaires variés qui s'étendent sur plus de 750 km au nord du fleuve Saint-Laurent (Fig. 1.4) (Occhietti, 2007). La moraine présente une crête principale montrant une continuité remarquable, notamment entre le secteur de la rivière Gatineau et celui de la rivière du Saguenay. La moraine pourrait même traverser la frontière provinciale à l'ouest, jusqu'au parc Algonquin en Ontario (Daigneault et Occhietti, 2006). De plus, dans la vallée du Saint-Laurent, la moraine marque également

l'extension septentrionale de la Mer de Champlain et sa composition suggère une interaction étroite entre la marge méridionale de l'IL et la mer postglaciaire.

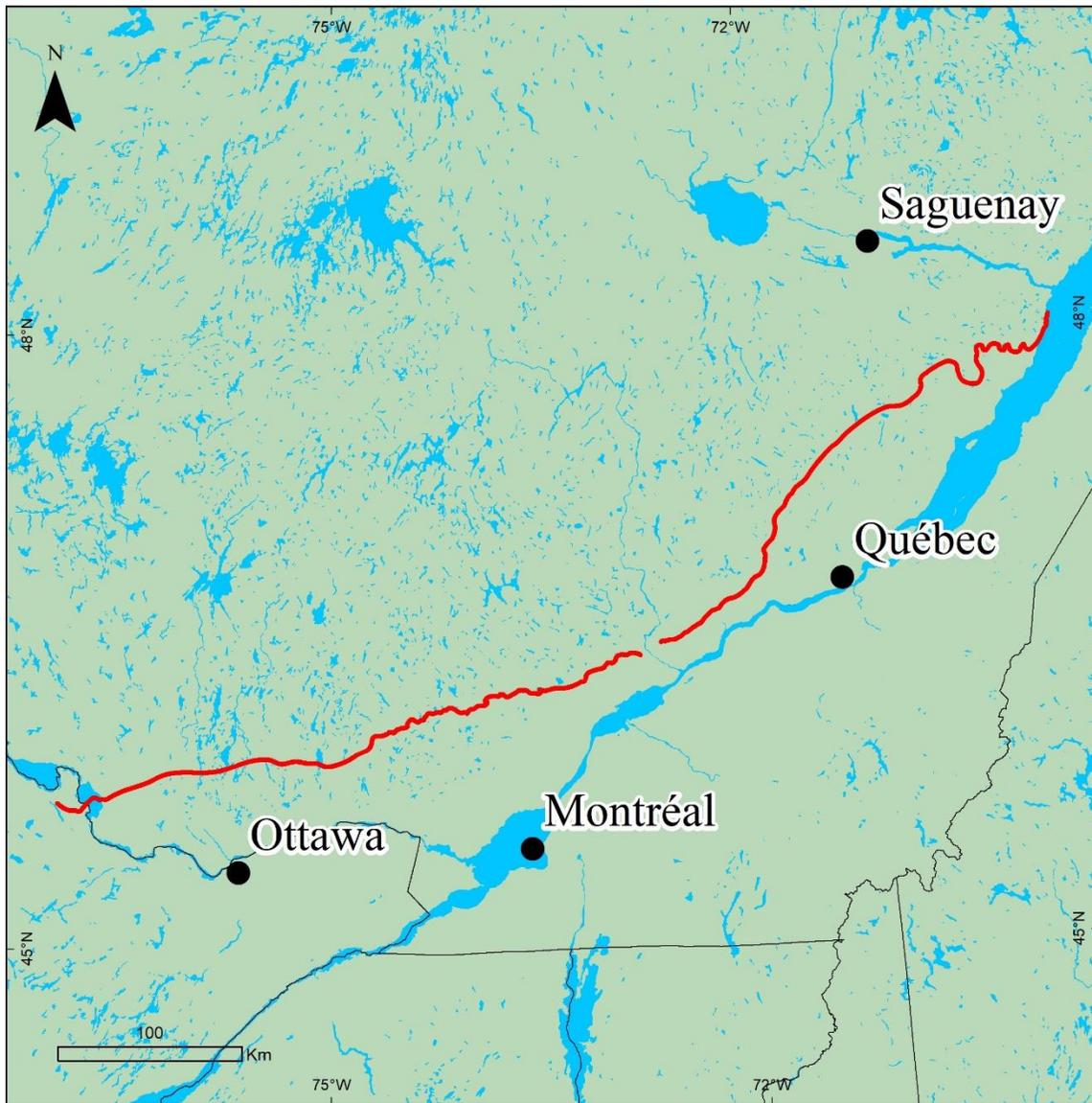


Figure 1.4. Localisation de la moraine de Saint-Narcisse (tracé en rouge) d'Ottawa jusqu'à la rivière du Saguenay (Données tirées de Dalton *et al.*, 2020).

1.4.1 *Composition et contexte de mise en place de la moraine de Saint-Narcisse*

La moraine de Saint-Narcisse est composée de deux principaux faciès sédimentaires. Le premier, le diamicton de Yamachiche, consiste en un amalgame d'argiles marines et de till remaniés et de dépôts glaciomarins proximaux (Lamothe, 1977; Pagé, 1977). Le deuxième faciès comprend des dépôts variés, mais principalement formés de till de fusion, till compact sans fissilité, de dépôts juxtaglaciaires et fluvioglaciaires, regroupé localement sous l'appellation du dépôt de Charrette ou le dépôt de Saint-Narcisse (Occhiatti, 2007). Une partie des sédiments de la moraine de Saint-Narcisse ont été remaniés par la transgression de la Mer de Champlain et on estime qu'au moins 30 % du tracé de la moraine aurait été en contact avec la Mer de Champlain (Occhiatti, 2007). Enfin, certains segments de la moraine de Saint-Narcisse montrent des évidences de déformation et de remaniement des dépôts marins et glaciaires, ce qui suggère une mise en place impliquant une réavancée glaciaire.

1.4.2 *Contraintes chronologiques sur la moraine de St-Narcisse.*

L'âge de la moraine de Saint-Narcisse est contraint par une série de datation ^{14}C sur des coquilles marines et des foraminifères qui ont été échantillonnés à partir de la moraine et qui globalement indiquent qu'elle aurait été édifiée entre 12,800 et 12,200 cal ans BP (Occhiatti, 2007). Ces datations ont été effectuées sur des fossiles présents dans plusieurs types de dépôts: 1) des sédiments postérieurs (au nord) à la moraine de Saint-Narcisse (Lowdon et Blake, 1975; Occhiatti, 1976; Dionne et Occhiatti, 1996) ; 2) des sédiments au-dessous, à l'intérieur ou synsédimentaires aux dépôts de la moraine (Occhiatti, 1976; Dionne et Occhiatti, 1996; Govare et Gangloff, 1989; Rodrigues et Vilks, 1994) ; 3) des sédiments glaciomarins, prodeltaïques, ou marins présents sur la frange extérieure (sud) du complexe de la moraine (Occhiatti, 1976; LaSalle et Shilts, 1993; Dionne et Occhiatti, 1996) ; et 4) de sédiments pré-Saint-Narcisse au sud de celle-ci (Lasalle *et al.*, 1972, 1993; Lowdon et Blake, 1976; Lasalle et Shilts, 1993).

Compte tenu des âges obtenus pour la formation du complexe morainique de Saint-Narcisse, sa mise en place a été associée au refroidissement du Dryas récent (Hillaire-Marcel et Occhiatti, 1980). Cet événement climatique majeur s'est produit il y a environ 13,000 à 11,500 cal ans BP qui est très bien documenté dans les enregistrements de températures des carottes de glace du Groenland (Johnsen *et al.*, 1992; Alley *et al.*, 1993; Gulliksen *et al.*, 1998) et qui est également documentés

dans de nombreux enregistrements sédimentaires, dont les carottes marines de l'océan Atlantique, l'océan Pacifique et de l'océan de l'Asie du Sud-Est (Mathewes, 1993 ; Gosse *et al.*, 1995; Andres *et al.*, 2003; Broecker *et al.*, 2010; Partin *et al.*, 2015). Ce refroidissement durant la déglaciation pourrait avoir causé une augmentation du bilan de masse du secteur sud-est de l'Inlandsis laurentidien et provoqué une réavancée majeure qui est aujourd'hui exprimée par la continuité sur plusieurs centaines de kilomètres du complexe morainique de Saint-Narcisse.

1.5 Fronts glaciaires dans le nord du Québec.

La moraine de Sakami forme un long cordon de dépôts fluvioglaciaires disposés dans une configuration suivant arc de cercle de 630 km de long qui s'étend de l'embouchure de la Grande Rivière de la Baleine au sud-est de la baie d'Hudson, jusqu'au lac Mistassini au sud-est de la baie-James (Fig 1.5) (Hillaire-Marcel *et al.*, 1981; Hardy, 1982). La moraine est généralement discontinue le long de ces 630 km et son allure alterne entre crêtes morainiques et épandages fluvioglaciaires sous-aquatiques. Les dimensions de ses crêtes peuvent atteindre 6000 m de largeur et 40 m de hauteur (Hardy, 1982). Son élévation est de 128 m pour le segment septentrional et de 250 m pour le segment sud près de la rivière d'Opinaca (Hardy, 1976). La moraine a été en contact avec deux plans d'eaux distincts. Le Lac glaciaire Ojibway qui recouvrait alors une grande partie de l'Abitibi et de la Jamésie se retrouvait en bordure du flanc sud-ouest de la moraine Sakami (Hardy, 1976; Veillette, 1994; Godbout *et al.*, 2019). À la suite du drainage du lac Ojibway, les eaux de la Mer de Tyrrell ont immédiatement submergé les régions côtières de basses élévations de la baie-James et de la baie d'Hudson, pour s'étendre jusqu'à la moraine de Sakami.

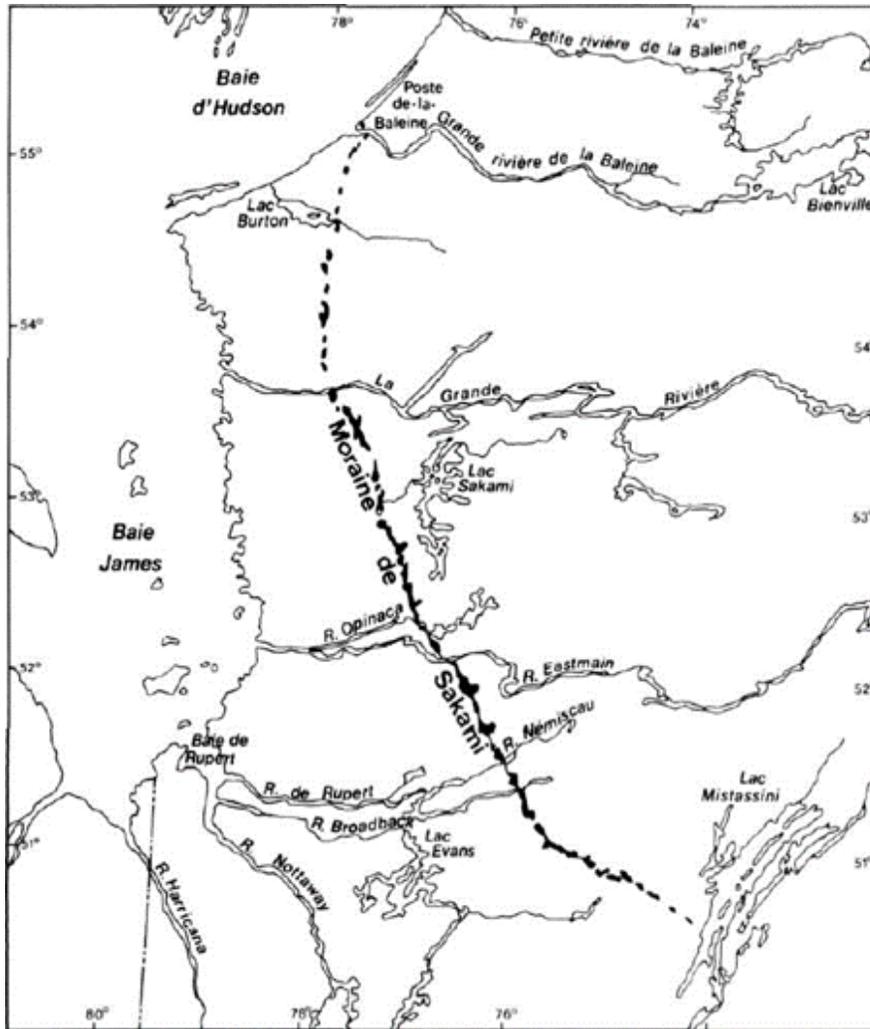


Figure 1.5. Localisation du complexe morainique de Sakami sur le territoire de la baie-James (tirée de Hardy, 1982).

1.5.1 Composition et contexte de mise en place de la moraine de Sakami

La moraine de Sakami est constituée de quatre principaux faciès : 1) le faciès de plaines deltaïques composé de silt, sable, graviers et de cailloux ; 2) le faciès de crêtes dissymétriques composées de sables et de sables graveleux ; 3) le faciès de crêtes évasées composées de silts, de sables, de graviers interstratifiés avec du till ; et 4) le faciès de crêtes composées de till avec quelques segments de sables, de graviers et de silts stratifiés (Hardy, 1976). La présence d'argiles glaciolacustres varvées sous les argiles glaciomarines fossilifères sur le flanc ouest de la moraine reflète la mise en place au contact avec la Mer de Tyrrell (Hardy, 1976).

La moraine de Sakami marque la position de la marge sud-ouest du secteur du Labrador, qui au tardiglaciaire s'était individualisé du reste de l'inlandsis pour former le dôme du Nouveau-Québec. La mise en place de la moraine reflète fort probablement les changements de configuration de l'IL au cours des derniers stades de la déglaciation. À ce moment, le secteur central de l'IL était constitué du dôme d'Hudson qui bloquait alors le Lac Ojibway au sud de la baie d'Hudson. Le dôme d'Hudson était alors une entité glaciaire indépendante, bien que coalescente, du glacier du Nouveau-Québec localisé à l'est (Hardy, 1976, 1977; Hillaire-Marcel *et al.*, 1981). Les causes probables avancées pour expliquer l'édification de la moraine de Sakami sont les suivantes (on note que ces deux hypothèses sont également compatibles entre elles) :

- 1- La stagnation du front pourrait être reliée à l'épisode de refroidissement majeur ayant suivi la vidange catastrophique du lac Agassiz-Ojibway vers 8.200 ans BP (Alley *et al.*, 1997; Barber *et al.*, 1999; Kleiven *et al.*, 2008; Roy *et al.*, 2011; Brouard *et al.*, 2021). Cette décharge massive d'eau de fonte aurait perturbé la circulation océanique causant un bref épisode de refroidissement à environ 8,200 ans BP (Alley *et al.*, 1993, 1997; Grafenstein *et al.*, 1998; Barber *et al.*, 1999; Kleiven *et al.*, 2008). Des études montrent des évidences que les eaux du Lac Ojibway se seraient drainées tout juste avant l'édification de la moraine de Sakami au contact de la Mer de Tyrrell (Hardy, 1976).
- 2- Des études postérieures suggèrent que la stagnation du front glaciaire aurait été causée par l'abaissement rapide du niveau des eaux du Lac Ojibway (drainage), ce qui aurait eu comme conséquence de provoquer une ré-équilibration de la configuration du profil du glacier du Nouveau-Québec (Hillaire-Marcel *et al.*, 1981; Hardy, 1982). À la suite du drainage du lac, le contact entre la marge et le socle rocheux aurait augmenté en raison de l'augmentation de la friction à la semelle du glacier qui aurait permis de diminuer les processus d'ablation par vêlage. L'atteinte du nouvel équilibre de la marge glaciaire aurait alors été causée par ce réajustement dans l'ancrage de la calotte glaciaire (Hillaire-Marcel *et al.*, 1981; Hardy, 1982). La présence de sédiments fluvioglaciaire au sein de la moraine suggère un retrait de la glace par dominance d'eaux de fonte fluvioglaciaire (Hardy, 1982). Cela concorde avec l'hypothèse d'une diminution du vêlage des glaces après la ré-équilibration.

1.5.2 Contraintes chronologiques sur la moraine de Sakami.

La chronologie a pu être faite en combinant les séquences glaciolacustres varvées aux datations ^{14}C de coquilles marines associées à la Mer de Tyrrell (Hardy, 1977). Selon les premiers travaux faits sur le territoire de la baie-James, l'incursion de la Mer de Tyrrell se serait produite il y a environ 7,900 ^{14}C ka BP (8700 cal ans BP), daté à partir de coquillages dans les argiles marines (Craig, 1969; Skinner, 1973; Hardy, 1976, 1977). De récents travaux ont fait des datations ^{14}C de microfossiles contenus dans les sédiments marins présents directement au-dessus d'une unité associée au drainage du Lac Ojibway (8128-8282 cal ans BP), donnant ainsi un âge minimal à cette incursion marine (Roy *et al.*, 2011). Une revue exhaustive des âges ^{14}C en milieu marin et continental indique que le drainage final du lac s'est fait aux alentours de $\sim 8.16 \pm 0.02$ cal ka BP (Brouard *et al.*, 2021). En se basant sur une courbe de distribution de datation ^{14}C étalonnée sur des coquilles marines d'eau froide, et cela pour plusieurs événements climatiques, Occhietti et Hillaire-Marcel (1977) proposent que la Sakami se soit déposée entre 8,500 et 8,100 cal ans BP. Ces datations ^{14}C ont été faites sur les coquilles marines d'eau froide distale à la moraine. Ullman *et al.* (2016) ont fait des datations par isotope cosmogénique ^{10}Be sur la moraine de Sakami. Les 8 datations effectuées donnent un âge moyen de $8,200 \pm 600$ ans. Concrètement, le contexte physiographique indique que la moraine de Sakami, du moins en partie, se serait mise en place préalablement à l'invasion marine, mais encore peu de données géochronologiques directes permettent d'évaluer si cette moraine est en lien avec le refroidissement de 8,200 ans ou si elle témoigne d'une ré-équibration du profil de glace à la suite du drainage du lac Ojibway.

CHAPITRE 2

PRINCIPES DES MÉTHODES DE DATATION PAR ISOTOPES COSMOGÉNIQUES ET PROTOCOLES ANALYTIQUES UTILISÉS

Ce chapitre présente les principes de la méthode de datation par isotopes cosmogéniques, le protocole d'échantillonnage sur le terrain utilisé, ainsi que les protocoles d'analyses faites pour les datations par l' ^3He et le ^{10}Be . Une attention particulière sera portée sur la méthodologie élaborée au laboratoire GRAM du centre de recherche GEOTOP de l'UQAM où un nouveau protocole d'analyses à l'aide du spectromètre de masse présent a été développé. Le protocole de préparation et d'analyse pour le ^{10}Be , effectué au laboratoire Lamont-Doherty Earth Observatory De Columbia University et Lawrence Livermore National Laboratory, le protocole de manipulation se retrouve à l'annexe B. À noter que dû à la pandémie du Covid-19 il m'a été impossible de me rendre sur place afin d'effectuer les analyses des échantillons pour le ^{10}Be .

2.1 Cadre théorique de la méthode de datation par isotopes cosmogéniques

La géochronologie appliquée aux environnements glaciaires quaternaires a toujours été une discipline comportant son lot de défis. Depuis les années 80, le perfectionnement des spectromètres de masses par accélération (ou *accelerator mass spectrometry*, AMS) a permis le développement et le raffinement de la méthode de datation par isotopes cosmogéniques qui se sont avérés d'une grande utilité pour les études des différents terrains géomorphologiques. Les apports scientifiques de cette méthode de datation sont importants et fournissent des contraintes temporelles fines sur des terrains préalablement difficiles à contraindre en termes de géochronologie en raison de la rareté de matériel des environnements glaciaires et des limitations attenantes pour l'application de la datation radiocarbone (^{14}C).

Les isotopes cosmogéniques sont des isotopes qui se forment par des réactions nucléaires dites de « spallation ». Plus spécifiquement, la *spallation* est une réaction nucléaire au cours de laquelle un noyau atomique est frappé par une particule incidente étant pour la majorité du temps un proton ou un neutron ou une onde électromagnétique de grande énergie. Sous la force de l'impact, le noyau cible se décompose en produisant des jets de particules plus légères. Le noyau obtenu après la

réaction est généralement de masse atomique plus faible que le noyau d'origine (Cerling et Craig, 1994). Ces isotopes se forment sur toute la surface terrestre.

Le processus de *spallation* est causé par l'interaction du rayonnement cosmique qui interagit avec les éléments terrestres dans l'atmosphère (par exemple, le ^{14}N qui devient le bien connu ^{14}C) et sur les surfaces rocheuses. Ce rayonnement cosmique est constitué en majorité de protons de haute énergie (83%), de particules α (13%) et d'électrons (3%) provenant principalement de la Voie lactée et dans une mesure négligeable du Soleil et d'autres galaxies (Simpson, 1983; Lal, 1987; Gosse et Phillips, 2001, Dunai *et al.*, 2007). La ou les source(s) théorique(s) de ce rayonnement proviennent de la formation de trous noirs, des supernovae, des pulsars et des éruptions solaires (Gosse et Phillips, 2001).

Les nouveaux atomes légers ainsi créés par les réactions de spallation produisent une cascade de réactions avec les noyaux atomiques environnants, et ce, aussi bien dans la haute atmosphère qu'à la surface terrestre. Ces différentes composantes de la spallation produisent des isotopes cosmogéniques. Une de ces composantes est la capture de neutrons thermiques. Ces neutrons ont une énergie dite épithermique ou thermique et ont une énergie basse ($<5\text{MeV}$) causée par la perte répétée d'énergie durant les réactions successives de la spallation. Alors, ils ne peuvent pas induire d'autres réactions de spallation et sont alors capturés par des noyaux atomiques ayant une section efficace (probabilité d'interaction) élevée face à cette réaction (Blard, 2006). À l'inverse de la spallation normale, les noyaux produits par cette capture sont des noyaux plus lourds. Bien que ce soit la principale cause, la spallation n'est pas le seul responsable de la formation des isotopes cosmogéniques. Il existe également la composante de capture de muons qui est créée dans la haute atmosphère. Ce phénomène se produit lorsque les rayons cosmiques n'interagissent pas rapidement avec les nucléides présents dans l'atmosphère, permettant ainsi leurs désintégrations en muons (Gosse et Phillips, 2001). Compte tenu de leurs très petites masses, les muons interagissent faiblement avec les éléments présents dans la roche produisant une faible quantité d'isotopes cosmogéniques à la surface de la roche de l'ordre de 1 à 3% de la quantité totale (Brown *et al.*, 1992, 1995; Heisinger *et al.*, 1997; Stone *et al.*, 1998; Braucher *et al.*, 2003). Par contre, une plus petite masse leur confère une profondeur de pénétration plus grande que la composante nucléonique de spallation et donc même si en faibles quantités, on peut retrouver des isotopes

cosmogéniques plus en profondeur dans la roche, donc plus loin de l'altération de surface qui peut déranger les systèmes géochronologique (Braucher *et al.*, 2003). Bien que la grande majorité de la production d'isotopes cosmogénique sur la surface terrestre est engendrée par la spallation, c'est la combinaison de ces facteurs de productions qui équivaut à la production totale des isotopes cosmogéniques.

Les isotopes cosmogéniques pouvant être formés sont : ^3He , ^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ^{21}Ne , ^{36}Cl , ^{53}Mn . Dépendant de la demi-vie et de la nature des isotopes cosmogéniques terrestres générés, ils seront stockés dans la structure cristalline de certains minéraux. La production de ces isotopes cosmogéniques à la surface des roches est à la base de la méthode de datation d'exposition de surface utilisée dans ce mémoire.

Elle permet, entre autres, de quantifier la durée d'exposition d'une surface rocheuse aux rayonnements cosmogéniques. En effet, lors de la glaciation, l'énorme pouvoir érosif à la base du glacier permet de « décaper » la surface terrestre et ainsi enlever les premiers mètres de la surface du substrat rocheux, lesquels avaient préalablement accumulé les isotopes cosmogéniques au cours de leur histoire géologique. De plus, l'érosion glaciaire génère des blocs de dimensions variés. Lors du retrait des glaces, les surfaces de roches fraîches ainsi formées, de même que celles des blocs erratiques, sont soumis à nouveau à l'exposition aux rayons cosmiques et accumulent les isotopes cosmogéniques au fil du temps. Ainsi, à l'image d'un chronomètre, les différentes surfaces enregistrent le début de la déglaciation au site d'étude. La datation des blocs erratiques retrouvés sur une moraine permet donc de donner un âge de déposition direct de la moraine. La figure 2.1 montre différents scénarios qui peuvent survenir sur l'exposition de ces blocs aux rayonnements cosmogéniques.

Dans le cadre de cette maîtrise, les isotopes de l'hélium (^3He) et du béryllium (^{10}Be) sont utilisés pour les datations sur des minéraux contenus au sein de blocs erratiques reposant sur des moraines terminales.

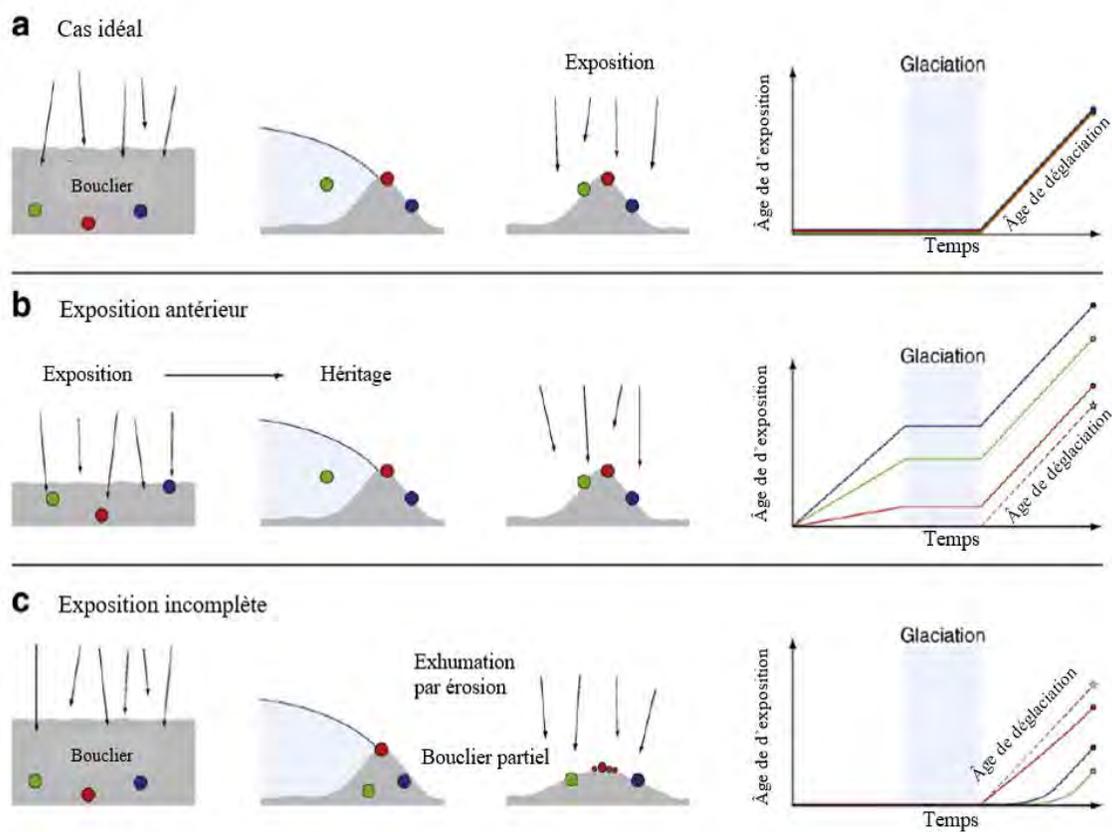


Figure 2.1. Schéma représentant trois scénarios possibles de l'exposition de blocs erratiques lors de la déposition d'une moraine. A) Dans le cas idéal (pour la datation d'une déglaciation), l'échantillon a été complètement protégé des rayons cosmiques avant la glaciation et exposé en continu depuis la déglaciation. B) Si un échantillon est exposé aux rayons cosmiques avant la glaciation (exposition antérieure) la durée d'exposition apparente dépassera l'âge de déglaciation. C) Si un échantillon a complètement été protégé des rayons cosmiques avant la glaciation et partiellement à l'abri des rayons cosmiques à la suite de la déglaciation (exposition incomplète), la durée d'exposition apparente sera inférieur à l'âge de déglaciation. (Modifié de Hayman *et al.*, 2011).

2.1.1 Facteurs influençant la production des isotopes cosmogéniques

La magnitude de pénétration du rayonnement cosmique peut être atténuée par plusieurs facteurs, avec comme conséquences une surproduction ou sous-production d'isotopes cosmogéniques, laquelle peut causer une surestimation ou une sous-estimation des âges. D'abord, le champ

magnétique terrestre ainsi que son angle d'incidence ont un effet sur la pénétration du rayonnement cosmique. L'énergie des rayons cosmiques atteignant la surface de la Terre varie selon la latitude (Siame *et al.*, 2000; Gosse et Phillips, 2001). Le champ magnétique est à son intensité maximale à l'équateur et par conséquent le rayonnement cosmique aura ici son intensité minimale. Au contraire, plus on monte en latitude, l'intensité du champ magnétique diminue jusqu'à un minimum aux pôles terrestres, là où le rayonnement cosmique aura une plus grande énergie. Afin de tenir en compte de ce phénomène et des variations de l'intensité du champ magnétique terrestre dans le temps, plusieurs modèles physiques ont été conçus afin de calculer les taux de rayonnement terrestres selon la localisation d'un secteur donné sur le globe (Dunai, 2001; Pigati et Nathaniel, 2004). Le rayonnement est également atténué par la nature de la roche, et dans une moindre mesure, par l'épaisseur de la glace ou l'eau (George et Wilson, 1952; Lal, 1991). Les plus importantes concentrations isotopiques sont produites dans les premiers mètres du roc (Corbett *et al.*, 2013). Conséquemment, les échantillons doivent être pris dans les premiers cm de la roche afin de maximiser le contenu en isotopes cosmogéniques pour les analyses menantes aux datations. La densité et la minéralogie de la roche sont également des facteurs qui influencent la production des isotopes. En effet, le taux de production varie au sein des différents minéraux et la densité est un facteur dans l'atténuation de la pénétration des rayons cosmiques (Gosse et Phillips, 2001). Les obstacles (arbres, neige, relief) présents près du secteur d'échantillonnage peuvent aussi créer un effet d'ombrage (*shielding*) qui peut restreindre la quantité de radiations reçues par la surface du site d'étude et ainsi causer une sous-estimation de l'exposition (Gosse et Phillips, 2001; Balco *et al.*, 2008). Finalement, dans les régions anciennement englacées, le réajustement glacio-isostatique postglaciaire peut également influencer la quantité de rayonnement reçu par l'échantillon puisque le rebond postglaciaire aura comme conséquence de modifier l'élévation d'une région tout au long de la déglaciation.

Pour tenir en compte de ces facteurs lors de l'échantillonnage des sites d'études, il est primordial de s'assurer de prendre plusieurs paramètres en considération afin de pouvoir correctement calculer et minimiser les erreurs des âges :

- 1) Mesures de la localisation (élévation, longitude, latitude);

- 2) Mesure de la profondeur de l'échantillon dans la surface rocheuse pour prendre en considération le pouvoir de pénétration du rayonnement;
- 3) La densité de la roche et des minéraux étudiés (c.f., la lithologie de la roche échantillonnée);
- 4) La présence d'obstacles (arbres, neige, relief) présents près du secteur d'échantillonnage afin d'évaluer le potentiel d'un effet d'ombrage qui pourrait restreindre la quantité de radiations reçues au site d'échantillonnage et ainsi causer une sous-estimation de la durée d'exposition (Gosse et Phillips, 2001; Balco *et al.*, 2008). Ce facteur est le plus difficile à contraindre, car plus on remonte dans le temps, plus le panorama a probablement changé.
- 5) Les blocs échantillonnés doivent être bien encastrés dans le sol, être stables et montrer une surface exempte de signes d'altération qui pourrait causer la perte d'isotopes cosmogéniques (Balco *et al.*, 2011). Afin d'éviter l'échantillonnage de surface montrant un signal hérité ou ancien, la surface doit montrer des signes d'une érosion significative (2-3m) avant son exposition. Cette érosion a pour effet d'effacer la production isotopique causée par une exposition antérieure à la glaciation/déglaciation qui pourrait causer une surestimation de l'âge (Nishiizumi *et al.*, 1989). On recherche donc des surfaces rocheuses présentant un poli glaciaire strié ou encore des blocs erratiques anguleux.

2.1.2 Caractéristiques des isotopes cosmogéniques à l'étude

^3He

L' ^3He est un isotope stable composé de 2 protons et de 1 neutron. Puisque c'est un isotope stable, il peut être utile pour des datations à très longues expositions, ce que le reste des isotopes cosmogéniques ne peuvent pas faire, car ils décroissent (p. ex. le ^{10}Be décroît en ^{10}B avec une demi-vie de 1,39 million d'années). Il est peu abondant sur Terre et son origine provient majoritairement de la nucléosynthèse primordiale (Rood *et al.*, 1992). L' ^3He a le plus haut taux de production de tous les isotopes cosmogéniques. Au niveau de la mer dans les hautes latitudes, il est d'environ 120 $\text{at.g}^{-1}.\text{a}^{-1}$ (Martin *et al.*, 2017). Au sein des minéraux, sa concentration est principalement due à la production cosmogénique causée par la spallation et la composante muonique. Ce processus produit également de l' ^3H (tritium) qui est radioactif avec une demi-vie de 12.42 ans et devient,

par la suite, de ^3He (Lal, 1987). Les principaux minéraux à cibler lors d'analyse d'hélium-3 sont l'olivine, le pyroxène, la hornblende, le grenat et les oxydes de fer (Gosse et Phillips, 2001).

^4He

L'hélium-4 est un isotope stable composé de 2 protons et de 2 neutrons. Couplé avec l'analyse de ^3He il peut être utile pour dater des expositions très anciennes. L' ^4He est 10^6 fois plus abondant sur la Terre que ^3He (Marty et Jambon, 1987) et son origine provient de façon négligeable de la nucléosynthèse primordiale et stellaire, mais principalement produite par la décroissance de ^{232}Th , ^{235}U et ^{238}U (Busso *et al.*, 1977). Sa production cosmogénique étant trop petite par rapport aux autres composantes, ^4He est utilisé en couplage avec ^3He pour calculer l'âge de fermeture de l'échantillon et pour obtenir un rapport isotopique $^3\text{He}/^4\text{He}$ (ou R) qui permet de comprendre la provenance de l'hélium en le comparant avec les rapports isotopiques déjà connus de trois sources principales sur Terre : l'atmosphère ($R_a = 1.39 \times 10^{-6}$; Clarke *et al.*, 1976), du manteau (1.1×10^{-5} ou $R/R_a = 8 \pm 1$; Allègre *et al.*, 1995) et la croûte continentale (2×10^{-8} ou $R/R_a = 0.02$; Ballentine et Burnard, 2002).

^{10}Be

Le béryllium-10 est un isotope radioactif composé de 4 protons et de 6 neutrons. Il possède un temps de demi-vie de 1.39×10^6 ans (Korschinek *et al.*, 2010). Il est peu abondant sur Terre et son origine provient du phénomène de spallation et de l'interaction avec la composante muonique (Desch *et al.*, 2014). Le ^{10}Be a le taux de production d'isotopes cosmogéniques le plus petit avec environ $6 \text{ at.g}^{-1}.\text{a}^{-1}$ au niveau de la mer dans les hautes latitudes (Lal, 1991). Son long temps de demi-vie ainsi que sa bonne capacité à être préservé dans les minéraux lui confèrent une bonne utilité pour les datations de phénomènes géologiques vieux (Gosse et Phillips, 2001). Les principaux minéraux à cibler lors d'analyse du ^{10}Be sont l'olivine, la magnétite, mais surtout le quartz en raison de son abondance et sa résistance à l'érosion; une cible d'échantillonnage qui a fait ses preuves dans de nombreuses études qui ont démontré l'efficacité de son application (Gosse et Phillips, 2001).

2.2 Minéraux analysés et diffusion de l'hélium et du béryllium dans les minéraux

Étant donné que la production in situ ainsi que la diffusion des éléments diffère d'un minéral à l'autre, il est important de faire les analyses sur des aliquotes homogènes. Les analyses effectuées par ^{10}Be ont été développées sur le minéral de quartz, en partie, dues à son abondance et à sa capacité à retenir les isotopes dans sa structure cristalline (Nishiizumi, 1990). L'échelle de temps abordé dans cette étude est très jeune ($< 13,000$ ans) permettant de négliger la diffusion du ^{10}Be . De plus, les méthodes analytiques pour le ^{10}Be sont bien développées et efficaces justifiant nos analyses des isotopes du ^{10}Be sur les minéraux de quartz. Cependant, l'isotope cosmogénique ^3He semble réagir différemment dans la structure cristalline du quartz. En effet, plusieurs études expérimentales faites sur l'hélium montrent qu'il diffuse facilement dans le quartz ($>10^{-8} \text{ cm}^2\cdot\text{s}^{-1}$ à 30°C , Shuster et Farley, 2005) donnant ainsi de mauvais résultats dans les tentatives de datations (Brook et Kurz, 1993; Trull *et al.*, 1995; Niedermann, 2002; Shuster et Farley, 2005). La diffusion de ^3He est moindre dans les olivines, les pyroxènes et les oxydes de fer (Fig.2.2) (Craig et Poreda, 1986; Goose et Phillips, 2001). Des études expérimentales sur plusieurs échantillons montrent que la diffusion dans le quartz est beaucoup plus rapide que dans l'olivine et dans le pyroxène qui agissent comme un système fermé jusqu'à une période d'environ 1 Ma, dépendant de la taille des cristaux, comme illustrés dans la figure 2.2 (Tremblay *et al.*, 2014; Delon *et al.*, 2020). Les raisons de cette différence de la diffusivité de l'hélium au sein des minéraux ne sont pas encore claires, mais pourraient impliquer la diffusion rapide de l'hélium induite par la spallation dans la structure du cristal d'olivine et/ou la libération relativement lente de l'hélium dans les inclusions fluides (Trull *et al.*, 1991).

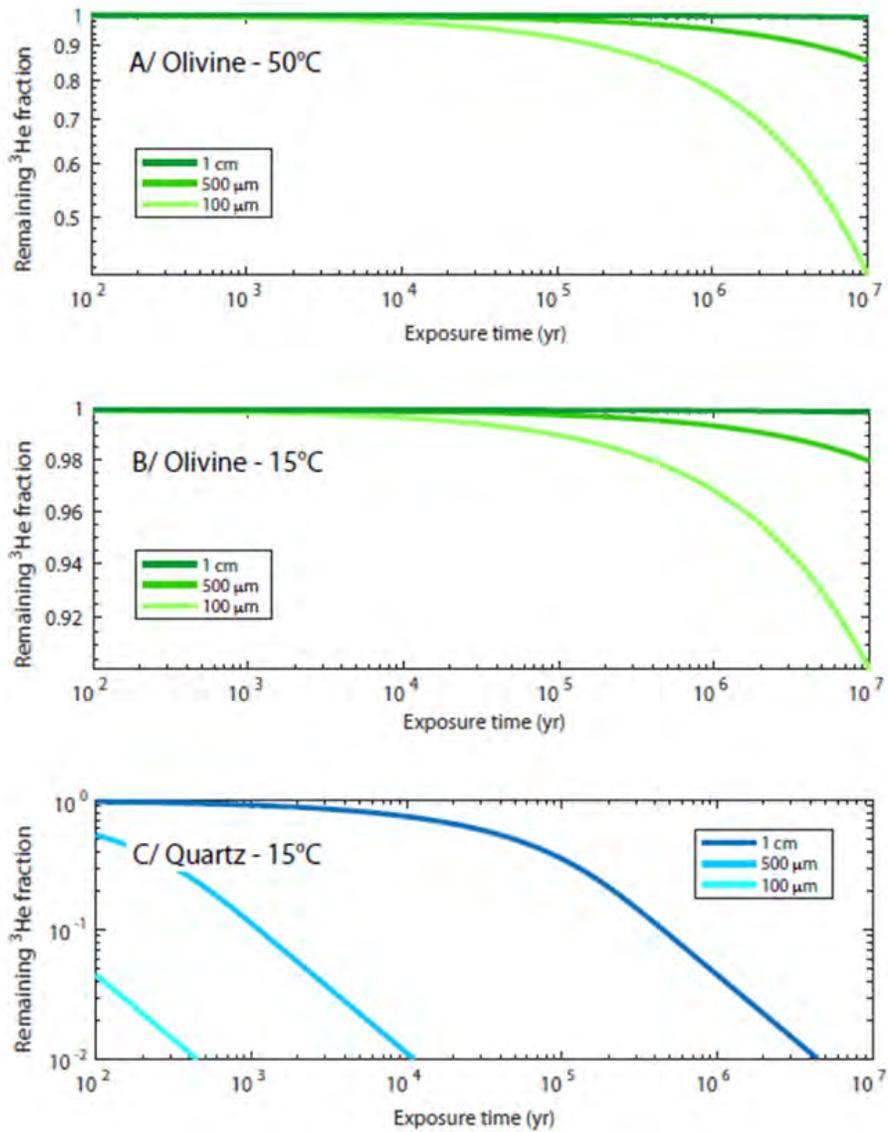


Figure 2.2. Graphique illustrant la rétention de l'hélium-3 cosmogénique dans des minéraux de quartz et d'olivines exposées en continu aux rayons cosmiques :(A) olivine à 50 °C (B) olivine à 15 °C et (C) quartz à 15 °C. Ces courbes ont été calculées en résolvant l'équation production-diffusion des sphères (Wolf *et al.*, 1998) de différents diamètres (100 μm, 500 μm et 1 cm). Paramètres de diffusion ³He proviennent d'expériences de diffusion à basse température (<200 °C)

sur le quartz (Tremblay *et al.*, 2014) et l'olivine (Delon *et al.*, 2020). Noter les différentes échelles sur l'axe des y sur les graphiques (Tirée de Blard 2021)

2.3 Équations théoriques et méthode de calculs

Le succès des datations cosmogénique réside souvent dans l'habileté à mesurer les quantités isotopiques présentes dans un minérale et surtout la capacité de soustraire les composantes non cosmogéniques. La quantité totale d'un isotope cosmogénique dans un minéral est le résultat de la somme des différentes sources, énumérées dans les équations suivantes (Modifié de Blard et Farley, 2008, 2021) :

Quantité totale de l'isotope ^3He ($^3\text{He}_{\text{tot}}$) :

$$^3\text{He}_{\text{tot}} = ^3\text{He}_{\text{c}} + ^3\text{He}_{\text{nuc}} + ^3\text{He}_{\text{mag}} + ^3\text{He}_{\text{atm}} \quad (1)$$

Quantité totale de l'isotope ^4He ($^4\text{He}_{\text{tot}}$) :

$$^4\text{He}_{\text{tot}} = ^4\text{He}_{\text{c}} + ^4\text{He}_{\text{rad}} + ^4\text{He}_{\text{mag}} + ^4\text{He}_{\text{atm}} \quad (1.2)$$

Quantité totale de l'isotope ^{10}Be ($^{10}\text{Be}_{\text{tot}}$) :

$$^{10}\text{Be}_{\text{tot}} = ^{10}\text{Be}_{\text{c}} + ^{10}\text{Be}_{\text{nuc}} + ^{10}\text{Be}_{\text{météo}} \quad (1.3)$$

Où les suffixes correspondent aux composantes suivantes : c : cosmogénique; nuc : nucléogénique; rad : radiogénique; atm : atmosphérique; météo : météorique.

Dans le cas de la composante cosmogénique, les isotopes sont formés par l'entremise du processus de spallation qui interagit avec les éléments contenus dans les minéraux des roches à l'étude. Dans le cas de l' $^4\text{He}_{\text{cos}}$, sa contribution peut être négligée, car sont abondances conférées par ses autres composantes a pour conséquence de ne pas être détectable par les technologies actuelles (Blard, 2021). La composante magmatique de ^3He et ^4He provient du magma primordial qui après cristallisation est emprisonné dans les inclusions de fluides et est contenu dans la matrice des minéraux. La composante nucléonique ($^3\text{He}_{\text{nuc}}$) est contenue dans la matrice et produite par capture de neutrons dans les noyaux de ^6Li présents dans une roche (Andrews 1985; Andrews et Kay 1982; Dunai *et al.*, 2007). Pour ce qui est du $^{10}\text{Be}_{\text{nuc}}$, il est produit de la même façon que l'hélium

nucléogénique à l'exception que l'interaction ce produit avec le ${}^7\text{Li}$ (Gosse et Phillips, 2001). La composante radiogénique (${}^4\text{He}_{\text{rad}}$) contenue dans la matrice est produite par la décroissance alpha du ${}^{232}\text{Th}$, ${}^{235}\text{U}$ et ${}^{238}\text{U}$ contenus dans une roche. La composante atmosphérique pour l' ${}^3\text{He}$ et l' ${}^4\text{He}$ provient de l'adsorption de l'hélium contenu dans l'atmosphère par les minéraux. Le béryllium météoritique est créé par la spallation de l'oxygène et du nitrogène dans l'atmosphère. Il est ensuite incorporé à la pluie puis dans les sédiments marins et adsorbé par les minéraux (Brown *et al.*, 1989, 1992). Plus rarement, le béryllium météoritique peut être contenu dans les roches dans le cas d'une zone de subduction qui incorpore des sédiments marins (Brown *et al.*, 1982; Morris, 1991).

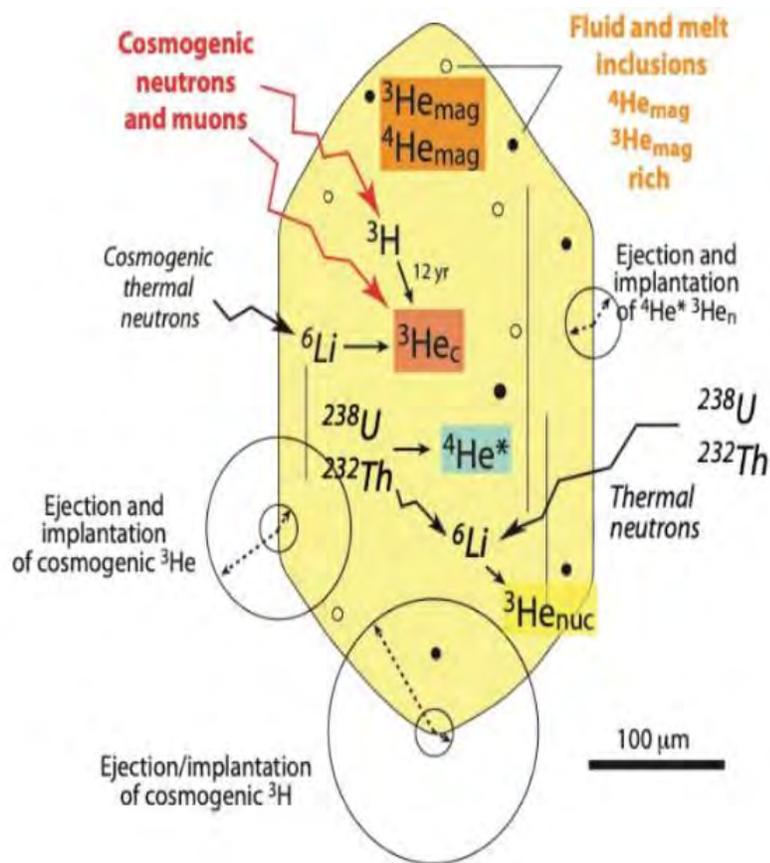


Figure 2.3. Différentes sources des isotopes cosmogéniques de l'hélium dans un minéral (Tirée de Blard, 2021).

2.3.1 Méthode de calcul et correction pour les composantes des isotopes de l'hélium non cosmogénique

Afin d'isoler la composante cosmogénique des autres sources d'hélium et de béryllium, certaines corrections doivent être effectuées.

i) Afin de connaître la concentration du ^4He radiogénique de l'échantillon, l'analyse des éléments traces et majeur est effectué. Les analyses ont été effectuées au *Bureau Veritas Mineral laboratories* à Vancouver via un procédé de digestion multiacide et au laboratoire du CRPG-CNRS de l'Université de Lorraine en France sur les minéraux et sur la roche totale (voir annexe F). Il est important de quantifier la concentration de ^4He radiogénique afin d'estimer l'apport de ^3He et ^4He magmatique (Blard et Farley, 2008). Le Thorium et l'Uranium (^{235}U , ^{238}U et ^{232}Th) décroît en émettant des particules alpha qui ne sont rien d'autre que des atomes de ^4He . Le samarium 147 et 148 peut également relâcher des particules alpha, mais leur contribution à l' ^4He est négligeable (Geiger and Rutherford, 1910; Cowart and Burnett, 1994). La concentration en ^4He radiogénique dépend de l'âge de fermeture du minéral. La connaissance de l'âge de fermeture du système minéral est nécessaire afin de calculer la quantité de désintégration des éléments radioactifs, selon leurs demi-vies, menant à la formation d'hélium. La concentration en ^4He peut alors être calculée par l'entremise de la formule 2 (Tirée de Blard, 2021) :

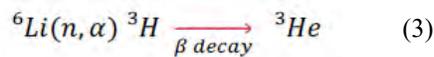
$$^4\text{He}^* = \int_0^{t_c} P_4 dt \quad (2)$$

L'équilibre séculaire d'un échantillon signifie que l'échantillon est assez vieux pour que le taux de désintégration de l'isotope fils (^4He) soit égal à la désintégration de l'isotope père (^{234}U , ^{238}U - ^{232}Th) (ce qui est le cas pour les échantillons présenté dans cette étude, car l'équilibre séculaire de l' ^4He est atteint en 500 000 ans (Aciego *et al.*, 2007; Farley *et al.*, 2002). L'équation peut alors être simplifiée (Tirée de Blard, 2021):

$$^4\text{He}^* = P_4 \times t_c \quad (2.1)$$

Où les suffixes correspondent aux composantes suivantes : ${}^4\text{He}^*$: concentration en ${}^4\text{He}$ radiogénique; t_c : âge de fermeture de l'hélium (âge d'éruption dans le cas de roches volcaniques); P_4 : taux de production du ${}^4\text{He}$ radiogénique dans la roche ou minéral étudié.

ii) La formation de l'hélium-3 nucléogénique dans les minéraux se produit par capture de neutrons à faible énergie par le ${}^6\text{Li}$ (Andrews, 1985; Dunai *et al.*, 2007). Les neutrons impliqués dans cette réaction sont les neutrons « thermiques », « épithermiques », « lents » et « rapide » (Gosse et Phillips, 2001; Dunai, 2010). La formation de ${}^3\text{He}$ nucléogénique est illustrée par l'équation 3 (Tirée de Blard, 2021).



Le taux de production totale d'hélium-3 nucléogénique (P_{nuc}) est calculé selon l'équation 4 (Tirée de Blard, 2021) et dépend de la concentration en lithium dans le minéral d'intérêt, des concentrations en U et en Th et de la composition chimique de la roche encaissante dans un rayon d'environ 1 mètre.

$$P_{\text{nuc}} = f_n \frac{[\sigma_{\text{Li}} C_{\text{Li}}]_{\text{mineral}}}{[\sum_i^k \sigma_i C_i]_{\text{rock}}} \quad (4)$$

Où les suffixes correspondent aux composantes suivantes : P_{nuc} : production de l'hélium 3 nucléogénique; f_n : flux de neutrons thermiques moyen provenant de la roche; σ_i : section efficace de capture de neutrons spécifique à l'élément; C_i : Concentration de l'élément i (mol g⁻¹); k : nombre d'éléments nécessaires pour calculer P_{nuc} (selon Andrews et Kay, 1982 $k= 17$ est nécessaire pour avoir une bonne précision).

iii) La contamination atmosphérique peut changer la signature isotopique de l'hélium dans l'échantillon. Selon des études expérimentales l'adsorption de l'hélium par les minéraux est négligeable et la correction n'est pas nécessaire lorsque la granulométrie étudiée est au-delà de 100 μm , ce qui est le cas dans le cadre cette étude (Protin *et al.*, 2016; Blard, 2021).

iv) La correction de l'apport magmatique peut être difficile à effectuer. Il est possible d'écraser l'échantillon afin de dégazer les isotopes contenus dans les inclusions de fluides (Williams *et al.*, 2005). Cependant, le broyage peut causer des fuites de ^3He et ainsi causer une sous-estimation de sa concentration lors de son analyse subséquente par chauffage.

$$^3\text{He}_{\text{cosmo}} = ^3\text{He}_{\text{total}} - ^4\text{He}_{\text{mag}} \times \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{\text{mag}} \quad (5)$$

Où les suffixes correspondent aux composantes suivantes : $^3\text{He}_{\text{cosmo}}$: Concentration d'hélium cosmogénique; $^3\text{He}_{\text{total}}$: Concentration totale d'hélium-3 (hélium_{mag} + hélium_{cosmo}); $^3\text{He}_{\text{mag}}$: Concentration de l'hélium-3 magmatique; $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{mag}}$: ratio de la concentration de l'hélium-3 sur la concentration de l'hélium-4.

Il est possible de calculer l'impact de l'hélium magmatique sur l'incertitude des mesures de l'hélium cosmogénique. L'équation (6) permet de considérer l'incertitude causée par la composante magmatique (Tirée de Blard, 2021).

$$\sigma_{^3\text{He}_c}^2 = \sigma_{^3\text{He}_{\text{tot}}}^2 + \left[\sigma_{^4\text{He}_{\text{mag}}} \cdot \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{\text{mag}} \right]^2 + (^4\text{He}_{\text{mag}} \cdot \sigma_{3/4})^2 \quad (6)$$

Où les suffixes correspondent aux composantes suivantes : $\sigma_{^3\text{He}_c}$: Incertitude de la concentration ^3He ; $\sigma_{^3\text{He}_{\text{tot}}}$: Total ^3He extrait par fusion; $\sigma_{^4\text{He}_{\text{mag}}}$: Concentration ^4He magmatique; $\sigma_{3/4}$: ratio $^3\text{He}/^4\text{He}$ de la composante magmatique.

Pour faciliter la tâche, des études expérimentales sur 132 olivines et 32 pyroxènes montrent la variabilité du contenu des isotopes d'hélium-4 magmatique au sein des phénocristaux. Une valeur médiane peut être extraite et le calcul peut alors se faire selon le ratio $^3\text{He}/^4\text{He}$ de ces valeurs médianes (Ra = 8) (Blard, 2021). Bref, il est préférable de réduire la concentration d'hélium magmatique dans l'échantillon afin de pouvoir réduire la contamination des signaux

cosmogéniques par cette composante. Selon des études expérimentales, avoir une granulométrie entre 100 et 500 μm permet de réduire le contenu en isotopes magmatique et ainsi réduire l'incertitude (Williams *et al.*, 2005; Puchol *et al.*, 2017). Également, il est possible d'utiliser la méthode analytique qui est nommée la méthode d'isochrone pour l' ^3He cosmogénique et qui permet de sauter l'étape du broyage. Par le fait même, cela permet d'éviter toute sous-estimation due à la fuite de ^3He induite par le broyage toute en obtenant la concentration d'apport ^3He magmatique. La méthode consiste à faire fusionnée sous-vide plusieurs aliquotes de phénocristaux et de produire des concentrations en ^3He et ^4He (condition qu'il est des rapports magmatiques $^3\text{He}/^4\text{He}$ identiques, des concentrations identiques de ^3He et des teneurs variables d'hélium magmatique) (Blard et Pik, 2008). Les données peuvent alors permettre de tracer une ligne droite selon $^3\text{He}/^4\text{He}$ vs $1/^4\text{He}$. L'interception de cette ligne droite produit le rapport magmatique ($^3\text{He}/^4\text{He}$)_{mag}, et dont la pente est la concentration cosmogénique de l' ^3He (Blard et Pik, 2008).

2.3.2 *Méthode de calcul et correction pour les composantes de l'isotope Béryllium-10 non cosmogénique*

i) La composante nucléogénique du béryllium est pour la majorité du temps une composante négligeable dans les analyses, exceptées dans le cas où un échantillon a une quantité très élevée de Li, U et Th (Brown *et al.*, 1991).

ii) La composante météoritique du béryllium est très souvent la composante dominante de la concentration du béryllium. Les échantillons peuvent être contaminés par incorporation de sédiments marins dans une zone de subduction ou par infiltration de l'eau dans les roches où les minéraux peuvent fortement adsorber le béryllium (Brown *et al.*, 1982; Gosse et Phillips, 2001). Pour remédier à cette composante indésirable, il est nécessaire de faire des attaques sur le quartz avec différents acides, dont l'acide fluorhydrique (HF) qui permet d'enlever la composante météoritique, lors de la phase de préparation de l'échantillon (Kohl et Nishiizumi, 1992).

2.3.3 *Formules simplifiées pour le taux de production et le temps d'exposition*

Le taux de production peut être calculé, en considérant une géométrie plane de l'exposition aux rayons cosmogéniques de l'échantillon. Les équations énumérées ci-dessous sont simplifiées par souci de consistance (modifié de Lal, 1991).

Équations du taux de production d'isotopes cosmogéniques:

$$P_z = P_0 * e^{(-\rho z/\Lambda)} \quad (7)$$

ρ = Densité de la roche (g/cm³)

z = Profondeur de l'échantillon (cm)

μ = Coefficient d'absorption (cm⁻¹)

$$P_\mu(z) = P_{\mu,0} * e^{(-\rho z/\Lambda) \mu} \quad (7')$$

P_0 = Taux de production à la surface (cm³STP/groche/a)

Λ = Longueur d'atténuation (g/cm²)

Équations pour le temps d'exposition :

$$t = \frac{N}{P} \quad \text{Isotopes stables (}^3\text{He)} \quad (8)$$

P = Taux de production (cm³STP/groche/an)

Λ = Longueur d'atténuation (g/cm²)

N = Concentration des isotopes (at/g)

$$t = -\frac{1}{\lambda} \ln\left(1 - \frac{N\lambda}{P}\right) \quad \text{Isotopes instables (}^{10}\text{Be)} \quad (8')$$

Λ = Constante de désintégration (yr⁻¹)

Le résultat de l'équation 7 (P_z) donne le taux de production d'un isotope formé par le processus de *spallation*. Le résultat de l'équation 7' ($P_\mu(z)$) donne le taux de production de l'isotope par l'interaction avec la composante des muons. Le taux de production des isotopes cosmogéniques à la surface (P_0) provient de mesures expérimentalement à différentes latitudes par différents chercheurs (Licciardi *et al.*, 1999; Cerling et Craig, 1994). Les équations montrent que le taux de production d'un radionucléide P (atoms/g s) varie selon la profondeur, z (cm) et la densité de la roche (Lal, 1991). Les équations plus développées doivent prendre en compte le taux de production qui varie selon plusieurs autres paramètres tels qu'énumérés dans la section 2.1.1.

Les résultats des équations 8 et 8' donnent le temps d'expositions de l'échantillon étudié. Dans le cas d'un isotope qui a une décroissance radioactive comme le béryllium-10, il faut prendre en considération le taux de décroissance lors du calcul tel, qu'illustré dans l'équation 8'. La concentration de l'isotope (N) est mesurée à l'aide des spectromètres de masse.

Des outils en ligne ont été développés afin de faciliter la prise en considération de ces nombreux facteurs au sein des équations. Les âges Béryllium-10 ont été calculés à l'aide du calculateur en ligne Cronus Earth (Version x ; <https://hess.ess.washington.edu/>). Les âges hélium-3 ont été calculés à l'aide du calculateur CREp (<http://crep.crpq.cnrs-nancy.fr>).

2.4 Méthode d'échantillonnage et protocoles analytiques utilisés

Des échantillons ont été prélevés sur 15 blocs erratiques reposant sur des moraines et sur des deltas de contact d'origine glacio-marine ainsi que 1 un affleurement rocheux au sommet du mont Mégantic. Chaque échantillon comprend des fragments de roche qui ont été récoltés à l'aide d'une scie à roche. La méthode consiste à faire des entailles en forme de quadrillées sur la surface (Fig. 3.1). Par la suite, des morceaux de roche sont récoltés à l'aide d'une masse et d'un ciseau. Dans chaque cas, les échantillons proviennent des 2 à 3 premiers centimètres de la surface, car c'est dans cet horizon que l'on retrouve la plus grande concentration d'isotopes cosmogéniques.



Figure 2.4. La photo du haut montre le sciage d'un bloc erratique reposant sur la moraine de Sakami. La photo du bas montre le bloc après incision à la scie permettant de récolter les fragments de roches à l'aide d'une masse et d'un ciseau à froid.

Une fois ramenés en laboratoire, ces fragments sont broyés à l'aide du compresseur. Cela permet de transformer les échantillons en petits fragments pluri-granulométriques.

Les échantillons broyés sont ensuite tamisés pour récupérer des grains de la fraction variant de $125\mu\text{m} < x < 200\mu\text{m}$ sur laquelle seront effectués la suite des analyses. Cette fraction granulométrique a été choisie puisque d'un côté elle est assez petite pour s'assurer que la fraction soit inférieure à la maille de libération des minéraux; et de l'autre côté, la granulométrie est assez grosse pour réduire le temps du tri manuel des minéraux. Le broyage de l'échantillon à une taille granulométrique s'étendant de $100\mu\text{m}$ à $500\mu\text{m}$ qui permet de relâcher les inclusions fluides et réduire considérablement l'apport d'hélium magmatique et donc permet de simplifier les corrections associées (Puchol *et al.*, 2017; Williams *et al.*, 2005). De plus, une taille

granulométrique supérieure à 100 µm permet de négliger la contamination atmosphérique (Blard *et al.*, 2006; Protin *et al.*, 2016; Blard, 2021). Ensuite, les échantillons sont attaqués par acide afin d'enlever la couche superficielle qui présente de l'oxydation. Les attaques ont été faites avec du HCl et du HNO₃ (concentration 1 molaire). De l'eau Milli-Q est utilisée afin de nettoyer l'échantillon. Finalement les échantillons sont lavés à l'acétone dans un bain ultra sonique. Cette procédure permet d'enlever les impuretés contenues dans l'échantillon et diminue ainsi le nombre de répétitions du nettoyage. L'échantillon est considéré propre lorsque l'acétone dans laquelle l'échantillon est submergé devient translucide et ne présente plus de particules visibles. Pour cela, il faut en moyenne quatre lavages de 5 minutes dans le bain à ultra-son. Ensuite, ils sont placés dans un four de laboratoire à 100°C pour les faire sécher pendant 1 heure.

2.4.1 Densimétrie et microscopie électronique à balayage (MEB)

Les phases minérales des échantillons doivent être séparées des autres phases minérales afin d'isoler la fraction de quartz et de pyroxène, les deux phases qui représentent les meilleurs pièges pour les isotopes cosmogéniques ¹⁰Be (quartz) et ³He (pyroxène). Pour isoler la fraction de quartz, les échantillons sont déposés dans un liquide de polytungstène de sodium dont la densimétrie peut être contrôlée avec l'ajout d'eau dans la solution. En vue de séparer les feldspaths des quartz, les échantillons sont versés dans la solution à densité de 2,62 g/cm³. La densité des minéraux de feldspaths alcalins varie autour de 2,5 et 2,8 g/cm³ tandis que les minéraux de quartz ont une densité de 2,65 g/cm³. Les grains de feldspath flottent dans la solution tandis que le quartz coule dans le fond du récipient avec les minéraux lourds. Pour accélérer la décantation, les récipients sont insérés dans une centrifugeuse pendant 10 à 15 minutes, permettant ainsi aux minéraux lourds de décanter plus rapidement. Par la suite, la partie sommitale du liquide est versée dans un filtre récupérant les grains et laissant passer le liquide. Il faut donc effectuer cette opération pour la partie sommitale qui comporte les minéraux indésirables de feldspaths ainsi que pour le reste du récipient qui inclut les minéraux de quartz. Ces manipulations sont répétées une seconde fois avec une liqueur dense préalablement mesurée à 2,68 g/cm³ de densité afin de séparer le quartz, qui cette fois flottera alors que les minéraux lourds indésirables décanteront.

À la suite de ces manipulations, il devrait rester les minéraux de quartz et quelques plagioclases qui peuvent avoir une densité proche de celle du quartz. À cet effet, les échantillons seront analysés

aux binoculaires afin d'enlever les plagioclases. Une attaque au HNO₃ et au HCl (concentration 1 molaire) est nécessaire pour enlever l'oxydation sur les grains de quartz. Les échantillons sont submergés par les deux acides, un à la suite de l'autre, et insérés dans le bain ultra sonore. Cela jusqu'à ce que les échantillons deviennent blancs (sans traces d'oxydations). Un dernier rinçage à l'éthanol et à l'acétone finalise la préparation des échantillons. Dans le cas des analyses aux pyroxènes, la densimétrie sera faite avec une liqueur de densité 3,32 g/cm³ couplés avec un séparateur magnétique frantz qui pourra séparer les pyroxènes grâce à sa propriété de léger magnétisme.

Suite aux manipulations, afin de s'assurer de la composition des minéraux restants, une observation détaillée de la surface des échantillons au microscope électronique à balayage (MEB) a été faite. Le MEB envoie un faisceau d'électrons sur la surface d'un minéral sélectionné. L'interaction entre les électrons et la matière provoque une émission de particules et de rayonnements qui renseignent sur sa composition chimique. Il est ainsi possible d'obtenir un diagramme de la composition chimique du minéral et d'en déduire sa nature (quartz, pyroxène, etc.).

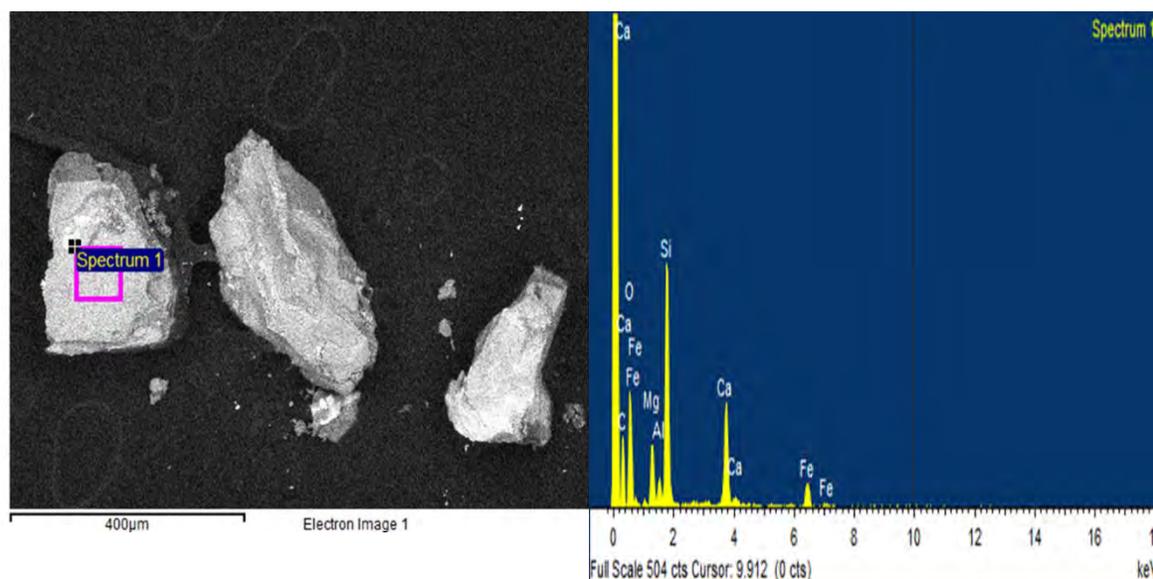


Figure 2.5. La photo de gauche montre des minéraux de pyroxènes sous microscope électronique à balayage sur lesquels l'analyse de la composition chimique a été faite. La photo de droite montre un diagramme montrant la quantité de chaque élément retrouvé au sein du minéral analysé.

2.4.2 Analyse des échantillons pour l'He par spectromètre de masse – Laboratoire GRAM, UQAM

L'analyse par spectrométrie de masse permet d'effectuer des mesures de concentration isotopique d'un élément. Dans le cas des gaz rares, les éléments sont en très petites teneurs et demandent une grande précision analytique ainsi qu'une technologie bien adaptée. Pour l'analyse de l'³He on utilise normalement un spectromètre de masse à source gazeuse de haute résolution et de haute sensibilité, particulièrement adapté à la mesure des gaz rares et qui est normalement dénommé NGMS (Noble Gas Mass Spectrometer). Un filament chaud de tungstène (la source du spectromètre de masse) permet d'ioniser les gaz au sein du spectromètre et de former des ions. Ces ions sont ensuite séparés en fonction de leurs rapports masses/charges par un électro-aimant et détectés par des collecteurs (cage de Faraday et CDD). Par la suite, le détecteur transforme et amplifie le courant ionique en courant électrique. Donc, la quantité d'un isotope sera proportionnelle au signal électrique résultant. Les résultats sont représentés sous forme de graphiques où les pics représentent la quantité de l'isotope détecté par le spectromètre exprimé en femptoampères de signal électrique. Puisque le spectromètre prend en considération les masses des atomes, des contaminants moléculaires peuvent fausser les résultats par interférences isobariques (molécules ayant la même masse). C'est pourquoi une série de manipulation est nécessaire pour s'assurer d'analyser uniquement les isotopes recherchés. Dans ce volet, le spectromètre utilisé au laboratoire GRAM est un spectromètre de gaz rares HELIX-MC de Thermo®.

2.5 Équipements et manipulation du spectromètre de masse.

Afin d'analyser les isotopes des gaz rares de l'hélium et les isotopes du néon (pour la correction atmosphérique), on se sert d'une plateforme analytique composée de : 1) un système d'extraction du gaz de l'échantillon minéral ; 2) un système de purification des gaz; 3) une pompe cryogénique; 4) un spectromètre de masse adapté à la mesure des gaz rares (NGMS).

Tout à bord, le système d'extraction du gaz est un four miniature qui permet de chauffer les minéraux de quartz et de pyroxènes à maximum 1200°C. Le four est composé d'un simple filament servant de résistance au courant, en résulte un dégagement de chaleur. Le tout est isolé par de la porcelaine à base de silice réfractaire (St-Gobain®) et introduit dans un cylindre métallique. Les isotopes cosmogéniques se trouvent dans la structure cristalline des minéraux. Le chauffage de l'échantillon permet d'extraire les isotopes cosmogéniques de la structure des minéraux par diffusion. Dans le but d'évaluer la température nécessaire à l'extraction de la totalité des gaz présents dans les minéraux, une série de tests a été faite. L'analyse d'un échantillon de quartz a été

faite successivement pour des températures de 200°C, 400°C, 600°C, 800°C, 1000°C et 1100°C (Fig 2.5). Le chauffage a été programmé pour une période de 30 minutes pour chaque essai. Les résultats ont montré que presque la totalité du gaz est extraite à 1100°C dans le quartz. Dans le but d'assurer l'extraction de tout le gaz cosmogénique des minéraux, les analyses ont été faites à 1100°C pendant 30 minutes.

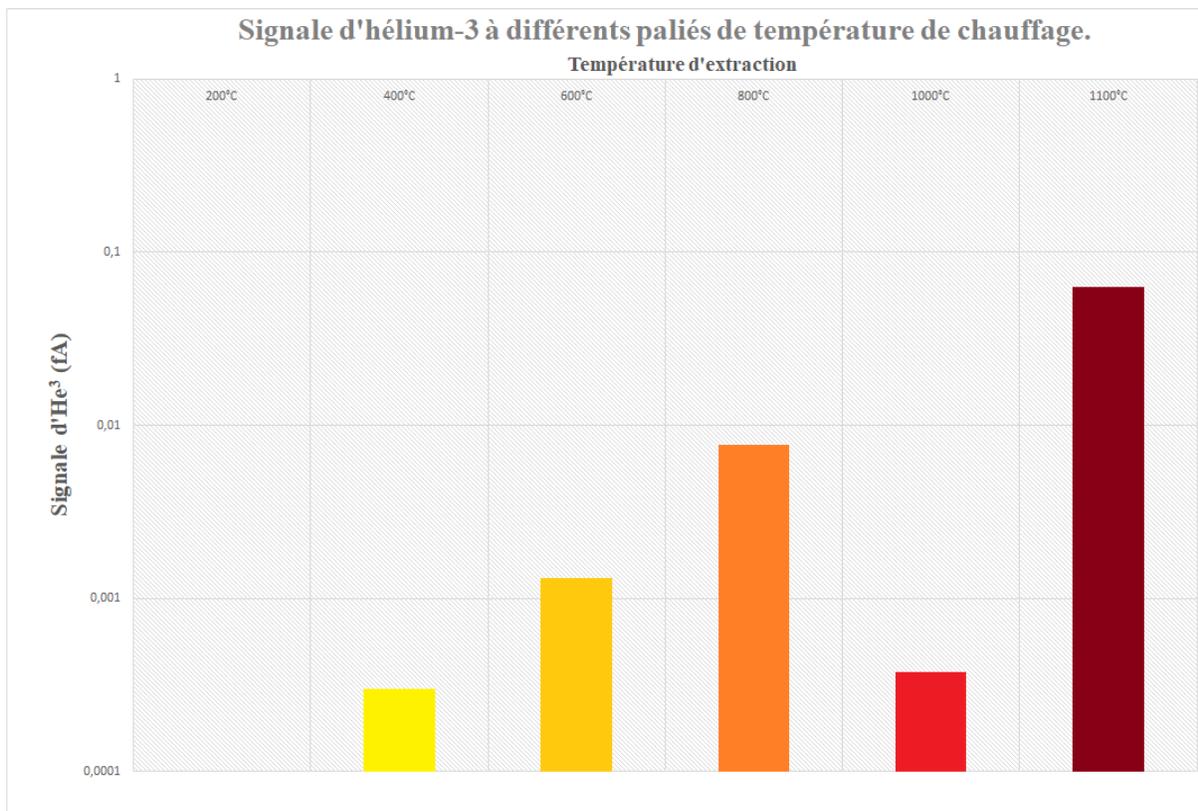


Figure 2.6. Diagramme représentant le signal d'³He enregistré par le spectromètre de masse à différentes températures. Le signal représente la quantité d'³He extrait de l'échantillon lors du chauffage de ceux-ci dans le four. Le diagramme montre que la majorité de l'extraction se fait à la température de 1100°C.

Théoriquement, la température d'extraction de l'³He cosmogénique dans les phénocristaux de pyroxènes et d'olivines devrait être à 1500°C permettant à 98% de l'³He matriciel d'être diffusé (Trull et Kurz, 1993). Afin d'assurer la meilleure extraction possible, le chauffage au-delà de leurs températures de fusion est conseillé à des températures de 1600°C à 1800°C pendant 30 minutes (Blard, 2006).

La ligne du spectromètre comporte une série de valves permettant de contrôler le cheminement des gaz (Fig 3.4). Trois getters sont placés le long de la ligne permettant de capter les molécules indésirables dans leurs structures, telles que les hydrocarbures, l'eau et le CO₂. La purification de ces composés permet d'éviter les interférences isobariques lors de l'analyse. Les deux premiers fours sont à une température de 600°C et contiennent des pellets de titane purs et le dernier four est chauffé à une température de 100°C et contient un composé de V-Fe-Al. À chaque getter, les gaz doivent rester 15 minutes à chaud (getter actif) et 10 minutes à froid (getter inactif). Dans la première phase à chaud, les gaz réactifs sont physiquement piégés dans la structure des métaux (Ti ou V-Fe-Al). Dans la deuxième phase à température ambiante, la pression partielle d'hydrogène (qui peut interférer avec l'analyse de l'isotope cosmogénique ³He par le composé 3HD+) est baissée drastiquement par adsorption sur le métal. Les pièges ont une grande surface spécifique permettant d'adsorber les gaz via des liaisons faibles de type Van der Waals. Cette fixation à l'avantage de permettre à ces pièges d'être réversibles et de pouvoir les « nettoyer » après l'analyse par chauffage.

Le gaz est ensuite envoyé dans une pompe cryogénique. La pompe cryogénique est refroidie par un cycle de compression-expansion d'hélium qui produit un refroidissement isochore (soit à volume constant) de la chambre jusqu'à atteindre des températures avoisinantes le 11 Kelvins (-262°C). Cela permet, sur une surface de charbon actif incorporé dans la pompe, d'adsorber tous les gaz rares incluant l'hélium. Chaque gaz rare à une température de désorption différente. Il faut donc augmenter la température à l'intérieur de la pompe cryogénique à celle correspondant à la température de désorption de l'espèce gazeuse voulue (Hélium 40K, Néon 110K).

La ligne doit être sous ultra vide pour s'assurer de ne pas avoir de la contamination atmosphérique tout au long de la manipulation. L'ultravide est considéré dans la gamme de pression de 10⁻⁸ à 10⁻¹⁰ mbar. Trois types de pompes sont présents sur la ligne. La pompe primaire est utilisée pour pomper l'air extérieur du four une fois l'échantillon installé. Elle permet de faire le vide initial ($\geq 5 \times 10^{-4}$ mbar). La deuxième pompe est la pompe turbo qui crée un vide d'environ 2×10^{-8} mbar. La troisième pompe est la pompe ionique qui permet un vide allant jusqu'à 10⁻¹⁰ mbar.

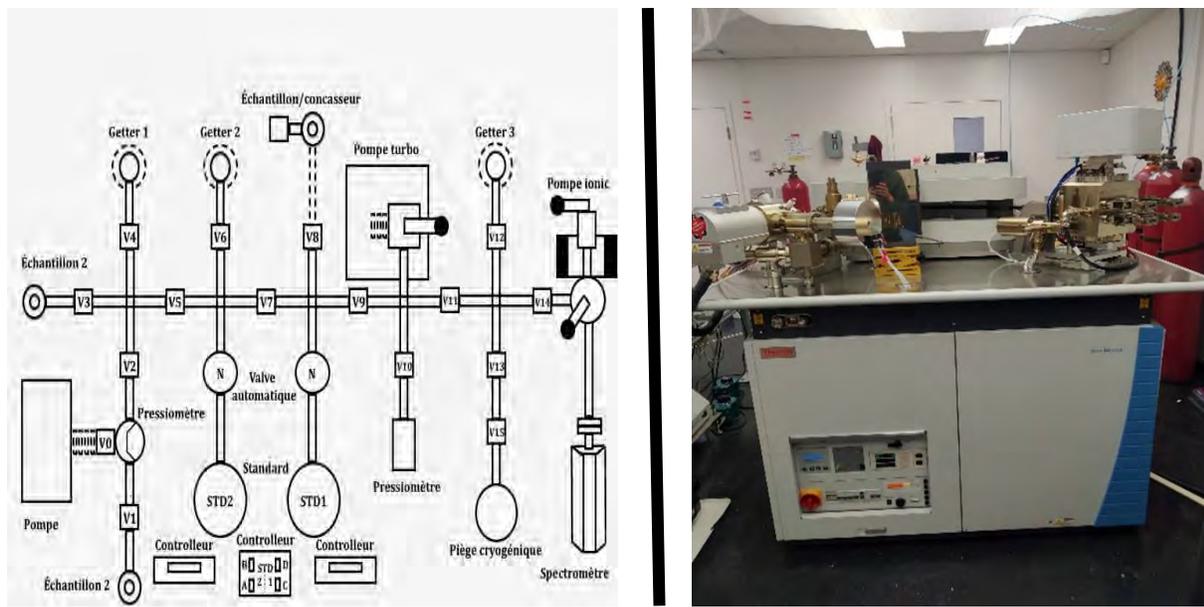


Figure 2.7. La figure de gauche illustre un schéma de la ligne purification des gaz rares. Celui-ci est associé au spectromètre de masse HELIX-MC de Thermo®. du laboratoire GRAM retrouvé sur la photo de droite.

Avant de procéder à l'analyse de l'échantillon, il est nécessaire de faire une analyse du blanc (signal de la ligne sous-vide) suivi du standard. Les procédures du blanc sont les mêmes que ceux de l'échantillon, mais sans aucun gaz dans la ligne. Le blanc permet de connaître le bruit de fond capté par le spectromètre. Ensuite, permettant de voir l'état du spectromètre, le standard est mesuré après l'injection d'une quantité de gaz connue qui est envoyée dans la ligne. Ces analyses sont nécessaires afin de comparer les résultats de l'échantillon et de calculer sa concentration isotopique.

Finalement, pour l'analyse, une aliquote de minéraux est insérée dans le système de four miniature. Le système est fermé et connecté avec la ligne du spectromètre. La température du four est montée à 1100°C pendant 30 minutes. Le gaz qui était incorporé dans la structure cristalline est libéré dans la ligne par diffusion. Une fois les manipulations complétées, les analyses sont lancées.

CHAPITRE 3

THE USE OF COSMOGENIC ISOTOPES ^{10}Be AND ^3He IN SURFACE EXPOSURE DATING OF FORMER ICE-MARGIN POSITIONS RECORDING THE RETREAT OF THE LAURENTIDE ICE SHEET IN QUEBEC

The scientific article forming this chapter presents new cosmogenic-nuclide (^3He and ^{10}Be) exposure ages from 4 major ice fronts in Quebec. The results increase our understanding of the Laurentide Ice Sheet evolution over the last 15,000 years.

Several authors have contributed in various ways to this article. First, Hugo Raymond carried out the field work, laboratory analysis and writing of the original draft of the article. Martin Roy and Daniele L. Pinti designed the study, participated in field work, supervised laboratory work and article writing. Etienne Brouard helped with field work, figures drafting and calibration of radiocarbon ages. Hugo Dubé-Loubert participated in the field work, and the calculation of the cosmogenic ages. Pierre-Henri Blard was responsible for the ^3He analyses at the laboratory of the CRPG-CNRS of the Université de Lorraine in France. Joerg M. Schaefer supervised the laboratory work linked to the ^{10}Be analyses at Lamont-Doherty Earth observatory (NY, USA). All authors participated in the interpretations of the results.

The use of cosmogenic isotopes ^{10}Be and ^3He in surface exposure dating of former ice-margin positions recording the retreat of the Laurentide ice sheet in Quebec

Hugo Raymond¹, Martin Roy¹, Daniele L., Pinti¹, Etienne Brouard ^{1,2}, Simon Hébert³, Hugo Dubé-Loubert³, Pierre-Henri Blard⁴, Joerg M. Schaefer ^{5,6}

¹ GEOTOP and Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère, Université du Québec à Montréal, C.P. 8888, Succursale Centre-ville, Montreal, Quebec H3C 3P8, Canada

² Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada, 615 Booth Street, Ottawa, Ontario K1A 0E9, Canada

³ Ministère des Ressources et de l'Énergie Naturel du Québec, Val-d'Or, QC, J9P 3L4, Canada

⁴ CRPG, CNRS UPR 2300, Rue Notre Dame des Pauvres BP 20, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex, France

⁵ Lamont-Doherty Earth Observatory, Geochemistry, 409 Comer Building, 61 Route 9W, P.O. Box 1000, Palisades, New York 10964, USA

⁶ Department of Earth and Environmental Sciences, Columbia University, New York, New York 10027, USA

3.1 Abstract

The need of new and spatially extended geochronological data is primordial to precisely trace the retreat of the Laurentide Ice Sheet (LIS) following the last glacial maximum and to evaluate the impact of changes in ice extent and volume on climate. Here we applied terrestrial cosmogenic nuclide dating (TCN, ^{10}Be) to four ice-margin positions marking pauses in the LIS retreat across Quebec (eastern Canada), which are presumably associated with major climate cooling events of the last deglaciation. We further applied ^3He cosmogenic dating to a subset of samples to test its feasibility on Holocene age ice-front landforms and deposits and further expand TCN dating methods. Specifically, the sampling sites follow a south-to-north transect intersecting different deglacial time slices: 1) the Dixville-Ditchfield ice front near Mt. Megantic; 2) the Saint-Narcisse moraines north of the St. Lawrence River; 3) the Sakami moraine east of James Bay; and 4) the Puvirnituk drift belt east of Hudson Bay. TCN dating was carried out on erratic boulders from moraines ($n=11$), boulders on ice-marginal glaciomarine deltas ($n=2$), and rock outcrops from the summit of Mt. Megantic ($n=1$) and of glaciomarine trimline ($n=2$). The new ^{10}Be age $11,800 \pm 400$ a obtained from Mt. Megantic agrees with previous deglaciation chronology in the area and provides the first direct time constraint of an ice front in the Appalachians of southeastern Quebec. Dating of the St. Narcisse moraine was complicated by the lack of quartz-bearing boulders in the study area, while ^3He dating yielded mixed results suggesting the presence of significant terrigenous ^3He sources in the dated samples. The mean ^{10}Be age of $7,600 \pm 200$ a ($n=4$) for the Sakami Moraine refines the timing of its emplacement and reinforces its link with the 8.2-ka cooling event. The mean age of $7,900 \pm 200$ a ($n=4$) obtained for the Puvirnituk drift belt represents the first direct ages on an ice front to the northeast of Hudson Bay. The latest results are similar to those of the Sakami moraine and together these two landform systems delineate an important ice-margin position of the Labrador Sector in the late deglaciation. Overall, the results provide important constraints on the chronology of ice retreat in Quebec and expand a similar chronology developed in New England, in addition to layout important considerations to improve the use of ^3He cosmogenic dating in glacial environments.

3.2 Introduction

During the last deglaciation, continental-scale ice sheets influenced Earth's climate in several ways, notably in modifying the terrestrial albedo, changes in sea level, as well as altering the oceanic and atmospheric circulation (Kull and Grosjean, 1998; Clark et al., 1999; Dutton et al., 2015; Cuzzone et al., 2016; Lawrence et al., 2016; Dubé-Loubert et al., 2018). The last glacial cycle (24,000 to 6,000 ^{14}C a BP; 28,100 – 6,800 cal a BP³) produced a unique and extensive record of landforms and deposits that may be studied for understanding the complex interactions between ice sheets, ocean and the atmosphere that are at the core of the climate system.

There are still uncertainties about the retreat pattern of the Laurentide Ice Sheet (LIS) across the north-eastern American continent during the last deglaciation, largely due to the lack of geochronological data on ice-margin positions, which are spatially scattered and lacking in many sectors – a situation that reflects the complexities in dating glacial environments (Mix et al., 2001; Dyke et al., 2002, 2003, 2004; Clark et al., 2009; Ullman et al., 2016; Batchelor et al., 2019; Dalton et al., 2020). However, in the past decade, terrestrial cosmogenic nuclide (TCN) dating has been used to refine the history of the last deglaciation. A good example comes from New England (USA) where a deglaciation model was developed through the integration of TCN ages of moraines with the North American Varve Chronology (Ridge et al., 2012). This model shows one of the best spatiotemporal reconstructions of an ice margin retreat in the Northern Hemisphere (Thompson et al., 1999). TCN dating in glacial environments commonly uses ^{10}Be to derive ages, but additional approaches – such as the use of other nuclides like ^3He – are required in order to expand the database of geochronological data.

In Quebec, paleogeographic reconstructions depicting ice-margin positions are essentially based on radiocarbon dating (^{14}C) of deposits containing marine shells (Dyke, 2004; Dalton et al., 2020). However, despite its valuable contribution, the ^{14}C method has some limitations and drawbacks in glacial environments, notably due to the scarcity of organic material available and the complexity of making corrections for contamination and the marine reservoir effect (Hillaire-Marcel and Occhietti, 1977; Ridge et al., 2001; Borns et al., 2004; Balco and Schaefer, 2006).

³ The calendar chronology corresponds to the conversion of radiocarbon ages (^{14}C) into calibrated ages; this calibration was carried out with the Calib 8.20 calculators with the intercal20 curve which takes into account the particularities of the ^{14}C chronology. These same parameters are found in the rest of the report when an age is presented with the mention, " XX cal yr ".

Deglacial environments were typically cold and harsh, with sediment-laden water, thus forming conditions that were hostile for the development of life. When organic material is present, it is primarily concentrated on continental margins where postglacial seas have transgressed (Dalton et al., 2020). Correcting for the marine reservoir effect, which reflects the fact that ^{14}C ages of marine samples are offset due to the incorporation of old inorganic carbon (^{14}C -depleted material) from glacial meltwater, is still difficult and complications linked to the quantification of this effect in some region introduce large uncertainties in the calibration of ^{14}C ages and associated reconstructions (Hillaire-Marcel and Occhietti, 1977; Hillaire-Marcel et al., 1979; Ridge et al., 2001; Borns et al., 2004; Ascough et al., 2005). In addition, radiocarbon dating often only gives age constraints around the deposition of the moraine but not directly the age of the deposition itself.

The TCN dating method is based on the accumulation rate – in the first centimeters of the bedrock – of nuclides formed by spallation and muon reactions resulting from the constant bombardment of the Earth's surface by high-energy radiation from the cosmos, more commonly known as the “cosmic radiation” (George and Wilson, 1952; Corbett et al., 2013; Gosse and Phillips, 2001). During a glaciation, glacial erosion generates new rock surfaces and freshly plucked blocks of various dimensions that are devoid of cosmogenic nuclides. When the ice retreats, the fresh rock surfaces formed, as well as those of the glacial erratics, are then exposed to cosmic rays, which leads to an accumulation of cosmogenic isotopes over time. Thus, like a chronometer, the different surfaces record the onset of the deglaciation at a given study site. Spectrometric measurements of some of these isotopes, most commonly ^{10}Be and ^{26}Al , allow the calculations of TCN ages that constrain the timing of the immediate release by the ice of the glacially polished surface or boulder on a moraine, thereby providing the absolute age of the dated environment.

Typically, the study of LIS retreat during the last deglaciation involves TCN dating of moraines or ice-contact deposits. Indeed, deglaciation was marked by pauses or readvances recorded in the field by major regional moraines or extensive ice-marginal deposits (Benn and Evans, 2004). The general pattern of ice retreat in Quebec was reconstructed from large moraines and other deglacial deposits that provide insights on the position of ice fronts (Fig. 1). Some of these halts in the ice retreat are thought to be the consequence of major climate cooling events. Geochronological constraints on these moraines or deposits are often scarce and even lacking (Dalton et al., 2020). Understanding the behavior of the LIS in relation with the progressive

warming during the last deglaciation, as well as the link between certain climatic deteriorations and episodes of stagnation or re-advancement of the ice margin requires more geochronological constraints.

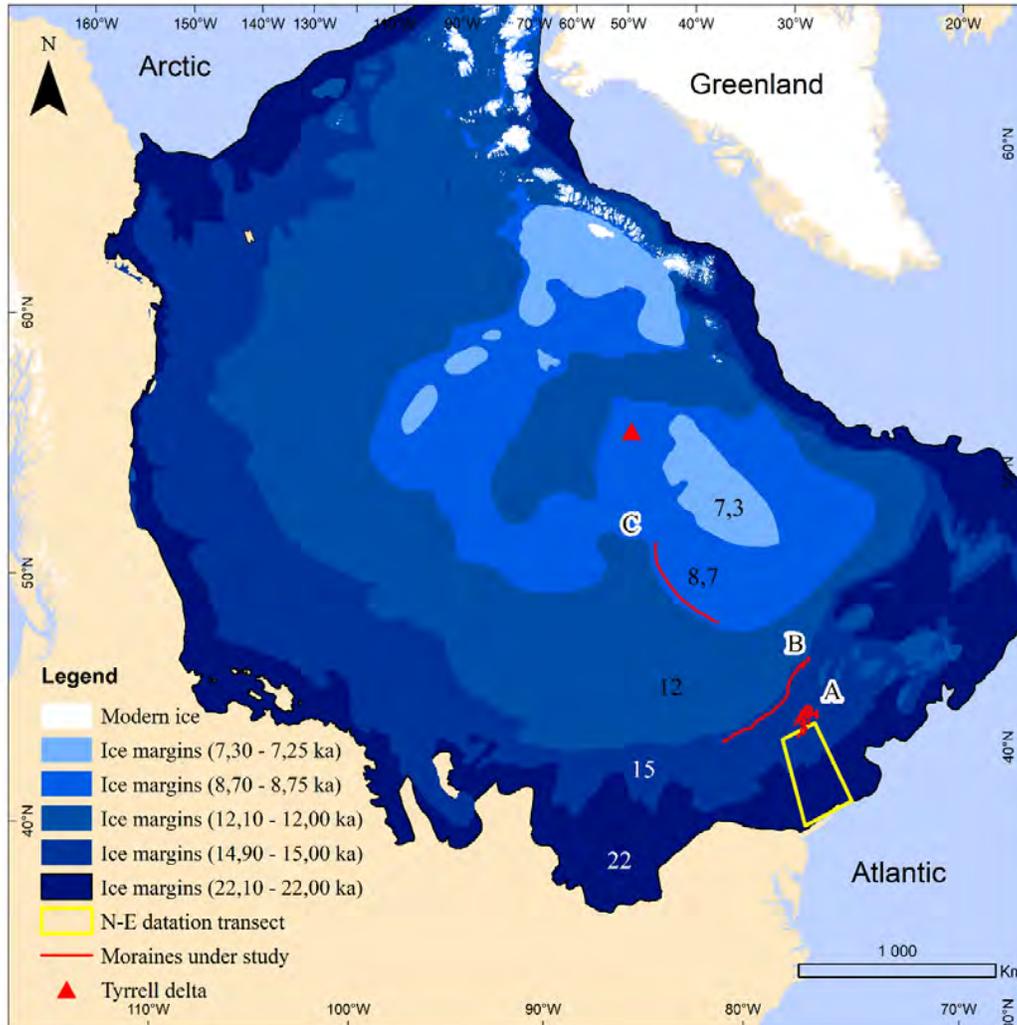


Figure 3.1. Schematic reconstruction of the deglaciation of the Laurentide Ice Sheet in North America since the last glacial maximum. Glacial margins and associated chronology are taken from Dalton et al. (2020). The areas under study are identified by the red lines: A - Eastern Townships Moraine (Dixville-Ditchfield); B - Moraine of Saint-Narcisse, C - Moraine of Sakami, triangle – Tyrrell delta.

To address the gap in the geochronological data available on the Quebec territory, we analyzed cosmogenic ^3He and ^{10}Be from boulders (glacial erratics) and rock surfaces linked to ice-marginal positions. Four areas were targeted: the Dixville-Ditchfield moraine in the Eastern

Township of southeastern Quebec, the Saint-Narcisse moraine just north of the St. Lawrence River, the Sakami moraine to the east of James Bay and le Puvirnituaq drift located east of Hudson Bay (Fig. 1). This work represents the first attempts at obtaining TCN ages on the ice-margin positions and the new chronological data are required to refine our understanding of the associated changes in ice volume and extent and their link to the paleoclimatic events that marked the last deglaciation.

3.3 Background on the last deglaciation of New England and Quebec

The build-up of the LIS started towards the end of the last (Sangamonian; MIS 5e) interglacial, ~ 110 ka BP (Clark et al., 1993). During the last glaciation, the LIS comprised three large domes which served as anchors for expansion of its margins, one of which being the Labrador Dome that covered the entire territory of Quebec and a large portion of New England (Dyke et al., 1989). The last glacial maximum (LGM) is marked by a terminal moraine linking Long Island (N.Y.) and Cape Cod (Massachusetts) and lasted between 24,000 and 18,000 a ¹⁴C BP (28,100 and 21,700 a cal BP) (Mix et al., 2001; Dyke et al., 2002, 2003, 2004; Clark et al., 2009; Batchelor et al., 2019).

The LGM was followed by a gradual withdrawal of the LIS southern margin, which is shown by numerous frontal moraines. The chronology of the deglaciation is mostly based on ¹⁴C ages and a varve chronology derived proglacial lake sediments. The New England varve chronology was developed from lakes that occupied the Connecticut River Valley (figure 1) (Ridge, 2001, 2003, 2004, 2012). This chronology was combined with TCN dating of important moraines, from which the ¹⁰Be ages were integrated to the varve record (Davis et al., 2017). This work also led to the establishment of Northeastern American production rate for the calculation/calibration of ¹⁰Be ages, which is the reference for the production of cosmogenic isotopes for mid-to-low latitudes of North America (Davis et al., 2017).

These reconstructions show that the LIS melted gradually from the south in New England to the north, towards Quebec. TCN dating of Martha's Vineyard and Buzzards Bay moraines yielded ¹⁰Be ages indicating that the southern LIS margin left southeastern Massachusetts between 29,200 ± 1,700 a and 21,000 ± 1,000 a (Balco et al., 2002; Davis et al., 2017). At the same latitude in the state of Connecticut, Balco and Schaefer (2006) also dated on the Ledyard and Old Saybrook moraines at 20,200 ± 1,000 a and 20,300 ± 1,000 a ago, respectively. The varve counting constrains

ice retreat in Connecticut at about 17,700 a b2k⁴ and in Massachusetts at 15,500 a b2k (Ridge et al., 2001; Ridge et al., 2003; Ridge et al., 2012).

Three large moraines have been dated with TCN (¹⁰Be) in New Hampshire (Davis et al., 2017) (Fig. 4). In the southern part of the state, the Ashuelot Valley moraine is dated at 15,100 ± 300 a ago (Balco et al., 2009). The next position associated with the Perry Mountain moraine is dated at 14,600 ± 200 a (Balco et al., 2009). The Bethlehem moraine complex further north, located in the towns of Bethlehem and Littleton, was dated at 13,200 ± 400 a (Balco et al., 2009). This latter moraine complex was also dated by ¹⁴C at 12,450 ± 60 ¹⁴C a BP (14,600 a cal BP) (Thompson et al., 1996). Located at the New Hampshire/Maine border, at a slightly higher latitude than the Bethlehem and Littleton moraine, the Androscoggin moraine is dated by ¹⁰Be at 13,200 ± 400 a ago (Bromley et al., 2015). These numerical ages are consistent with the varve chronology in Vermont and New Hampshire that places the deglaciation of the border hills in southern Quebec at 15,500 to 13,400 a b2k (Ridge et al., 2001; Ridge et al., 2012). In the White Mountains, which form the border between New England and southern Quebec, ¹⁴C ages on marine shells suggest that the LIS freed the northwest of the White Mountains between 13,000 – 11,000 ¹⁴C a BP (15,600 – 12,900 cal a BP) (Thompson et al., 1999).

Once the ice margin crossed over the US-Canada border, reconstructions show that the ice front reached the Mt. Megantic sector, where it started depositing the Frontier Moraine, which is the southernmost moraine found in the area, dated at 11,550 ± 150 ¹⁴C a BP (13,400 cal a BP) (McDonald, 1968; Shilts, 1981). The ice completely retreated from the area at ~ 11,200 ¹⁴C a BP (13,100 cal a BP) according to ¹⁴C ages of organic detritus from Lake Megantic (Shilts, 1981). Subsequent ice retreat brought the ice margin to the north of the St. Lawrence River at ~ 12,800 and 12,200 cal a BP, an interval marked by the deposition of the remnant of the Saint-Narcisse moraine (Occhietti, 2007). The next major moraine is represented by the Sakami moraine east of James Bay, for which ¹⁴C dating on distal marine shells indicates that deglaciation of this region occurred ~ 8,500 and 8,100 cal a BP (Hillaire-Marcel and Occhietti, 1977). The retreat continued towards the Labrador Ice Dome where the last ice was probably found about 5,000 ¹⁴C a BP (5,700 cal a BP) (Dyke 2004, Dalton et al., 2020).

⁴ The [b2k] age is the current standard for ice core chronology. This type of age is used when varve records are compared with ice core chronologies. Age is given in years before AD 2000.

3.4 Timing and physical characteristics of the dated ice-margin positions

In this section we present physiographic description and age characteristics of four ice margin positions that were sampled in Quebec.

Dixville-Ditchfield moraine

The glacial fronts in southern Quebec are mainly deduced using the occurrence of glacial-fluvial ice-contact deposits scattered over the territory. These sand and gravel deposits form a series of discontinuous accumulations that were interpreted as moraine segments, some of them being over almost 100 km long (Fig. 1). From the south (older), the moraine succession is as follows: Frontier, Dixville-Ditchfield, Cherry River-East-Augus, Mont Ham, Sutton, Ulverton-Tingwick, Saint-Sylvestre (Parent and Occhietti, 1999). The largest and best-developed moraine just along Mt. Megantic is called the Dixville-Ditchfield moraine (Clément and Parent, 1997). The structure begins at the Quebec-Vermont border southwest of the city of Coaticook. This part of the moraine is called the Dixville moraine. The other segment, that of Ditchfield, continues in a discontinuous way, parallel to the border, until the vicinity of Mt. Megantic, where the moraine skirts it in its northern part.

The Dixville-Ditchfield moraine – or ice-front position – mostly regroups fluvioglacial deposits, deltaic sediments and till (Lennoxville till). The southern segment consists of sandy sediments from proglacial lakes and till. Raised deltas near the moraine as well as terraces perched at an elevation of 430 m along the surrounding river valleys testify to the existence of an ice-dammed lake in the area (Shilts, 1981). In the northern section of the moraine, the sediments of the proglacial lake present only a fragmentary distribution. Studies show that ice retreat occurred in contact with ice-dammed lakes that occupied various basins formed by river valleys and topographical troughs (Boissonnault and Gwyn, 1983; LaRocque et al., 1999, 2003). The delineation of the glacial fronts in the sector was reconstructed by taking into consideration that the ice should block the outlets that controlled the elevation of the various proglacial lakes, along with the presence of ice-contact deposits (Parent and Occhietti, 1999).

There are no direct geochronological constraints on the Dixville-Ditchfield moraine. South of the Dixville-Ditchfield moraine, ^{14}C ages from marine shells were used to assign the timing of the edification of the Frontier moraine at $\sim 11,550 \pm 150$ ^{14}C a BP (13,400 cal a BP), which makes it the oldest moraine in the area (McDonald, 1968; Shilts, 1981). Slightly further north the Mont-

Ham moraine was dated at $11,200 \pm 150$ ^{14}C a BP (13,100 cal a BP), again from marine shells (Parent, 1987). The Dixville-Ditchfield Moraine is located between these two moraines and its age should therefore fall between these two ages, following the general deglaciation path in the area. Other ^{14}C ages from marine shells from nearby moraines place the age of the Cherry River-East-Angus, and Ulverton-Tingwick moraines at 11,300 and 11,100 ^{14}C a BP (13,200 and 13,000 cal a BP), respectively (Boissonault and Gwyn, 1983; Parent and Occhietti, 1988; Richard and Occhietti, 2005). Varve counting near the locality of Danville was used to establish the rate of ice retreat in the region, estimated at about 200 m/yr (Parent and Occhietti, 1988, 1999; Turgeon et al., 2003). This estimate places the age of the Frontier moraine estimated to be about 12,550 a BP, and that of the subsequent Dixville-Ditchfield, Cherry River-East-Angus, Mont-Ham and Ulverton-Tingwick moraines about 12,500, 12,325, 12,200 and 12,100 a BP, respectively (Parent and Occhietti, 1999). It should be noted that this varve counting is not interspersed with other dating such as those of New England which are corrected with the age of ice cores (b2k ages) (Ridge et al., 2012).

Saint-Narcisse moraine complex

The Saint-Narcisse moraine consists of a large morainic complex containing numerous ridges of various glacial deposits extending over 750 km north of the St. Lawrence River (Fig. 1) (Occhietti, 2007). The moraine has a main ridge showing remarkable continuity, especially between the Gatineau and the Saguenay River sectors. In the St. Lawrence River Valley, the moraine marks the northern extension of the Champlain Sea and its composition suggests a close interaction between the southern margin of the LIS and the post-glacial sea (Occhietti, 2007).

The Saint-Narcisse moraine is composed of two main sedimentary facies. The first, the Yamachiche Diamicton, consists of a mixture of marine clays and reworked till and proximal glaciomarine deposits (Lamothe, 1977; Pagé, 1977). The second facies include various deposits, but mainly formed by melt-out and compact till, juxta-glacial and fluvio-glacial deposits, grouped locally under the name of the Charrette Drift, previously known as the Saint-Narcisse deposit (Occhietti, 2007). It is estimated that at least 30% of the Saint-Narcisse moraine sediment has been altered by the transgression of the Champlain Sea (Occhietti, 2007). Finally, some segments of the Saint-Narcisse moraine show evidence of deformation and reshaping of the marine and glacial deposits, suggesting a formation involving a glacial re-advance.

The age of the Saint-Narcisse moraine is constrained by a series of ^{14}C ages on marine shells and foraminifera that were sampled from the moraine deposits and that together indicate that it was built between 12,800 and 12,200 cal a BP (Occhietti, 2007).

The ^{14}C ages suggest that the deposition of the Saint-Narcisse moraine may be linked to the cooling event of the Younger Dryas (Hillaire-Marcel and Occhietti, 1980; Broecker et al., 2010). This major paleoclimatic event occurred about 13,000 to 11,500 cal a BP and it is well documented in the Greenland ice core temperature record (Johnsen et al., 1992; Alley et al., 1993; Gulliksen et al., 1998) and present in various marine sediments (Mathewes, 1993; Gosse et al., 1995; Andres et al., 2003; Broecker et al., 2010; Partin et al., 2015). This cooling event may have led to an increase in the mass balance of the southeastern sector of the LIS, which may have resulted in a major ice re-advance that is expressed today by the continuity over several hundred kilometers of the Saint-Narcisse moraine complex.

Sakami moraine

The Sakami moraine forms a long ridge of fluvioglacial deposits arranged in a 630 km long arc which extends from the mouth of the Great Whale River in southeast Hudson Bay to Mistassini Lake to the south-east James Bay (Fig. 1) (Hillaire-Marcel et al., 1981; Hardy, 1982). The arc-shaped moraine is generally discontinuous along its 630 km segments and consists of an alternance of moraine ridges and subaquatic glacial outwash apron. The ridges can be 6,000 m wide and 40 m high (Hardy 1982). The moraine was in contact with two separate bodies of water. Glacial Lake Ojibway, which covered much of the Abitibi and James Bay region, was on the southwest flank of the Sakami moraine (Hardy, 1976; Veillette, 1994; Godbout et al., 2019). Following the break-up of the ice dam in southern Hudson Bay and the concomitant drainage of Lake Ojibway, the water of the Tyrrell Sea immediately flooded coastal areas of James Bay and Hudson Bay then extended up to the Sakami moraine.

The Sakami moraine consists of four main facies: 1) deltaic plain facies composed of silt, sand, gravel, and pebbles; 2) asymmetrical ridge facies are composed of sands and gravelly sands; 3) flared ridge facies composed of silts, sands, gravels interbedded with till; and 4) ridge facies composed of till with a few segments of stratified sands, gravels, and silts (Hardy, 1976). The presence of varved glaciolacustrine clays beneath the fossiliferous glaciomarine clays on the western flank of the moraine reflects its formation in contact with the Tyrrell Sea (Hardy, 1976).

The chronology for the formation of the Sakami moraine is mostly based on ^{14}C dating of marine shells associated with the Tyrell Sea (Hardy, 1977). Early work in the James Bay region suggested that the Tyrell Sea incursion occurred about 7,900 ^{14}C a BP (8,700 cal a BP), dated from shells in marine clays (Craig, 1969; Skinner, 1973; Hardy, 1976, 1977). Occhietti and Hillaire-Marcel (1977), propose that the Sakami deposition was between 8,500 and 8,100 cal a BP, based on a ^{14}C dating distribution curve calibrated to cold-water marine shells for several climatic events. Recently, ^{14}C ages from microfossils in marine sediments present directly above a unit associated with the Lake Ojibway drainage, give a minimum age for this marine incursion of 8,130-8,280 cal a BP (Roy et al., 2011). A comprehensive review of marine and continental ^{14}C ages indicates that the final drainage of the lake occurred around $8,160 \pm 0.02$ cal a BP (Brouard et al., 2021). These ^{14}C ages were made on cold-water marine shells distal to the moraine. In addition, Ullman et al. (2016) performed ^{10}Be cosmogenic isotope dating on the Sakami moraine. These seven dates give an average age of $7,600 \pm 600$ a which shows a gap of almost 1,000 years with the oldest radiocarbon ages.

Two hypotheses, which may be interrelated, can explain the formation of the Sakami moraine. First, the stagnation of the ice front in response to the major cooling episode around 8,200 a BP that was caused by the drainage of Lake Agassiz-Ojibway (Alley et al., 1997; Barber et al., 1999; Kleiven et al., 2008; Roy et al., 2011; Brouard et al., 2021). This massive meltwater discharge would have disrupted ocean circulation causing a brief cooling episode at about 8,200 a BP (Alley et al., 1993, 1997; Grafenstein et al., 1998; Barber et al., 1999; Kleiven et al., 2008). Second, other studies argued that the stagnation of the ice front was caused by the rapid lowering of the water level of Lake Ojibway (drainage), which would have resulted in a re-equilibration of the profile of the Labrador ice Dome (c.f., New Quebec glacier of Hilaire-Marcel et al., 1981; Hardy, 1982). Following the drainage of the lake, the contact between the margin and the bedrock would have been enlarged due to the increase in friction at the base of the glacier, which would have reduced the ablation processes by calving and led to a new equilibrium of the ice margin and anchoring of the ice sheet (Hilaire-Marcel et al., 1981; Hardy, 1982). In practical terms, the physiographic context indicates that the Sakami moraine, at least in part, would have been emplaced prior to the marine invasion, but yet there is little direct geochronological data to assess whether this moraine is related to the 8,200-year cooling or whether it reflects a re-equilibration of the ice profile following the drainage of Lake Ojibway.

Puvirnitug sediment belt

The Puvirnitug sediment belt forms a SE–NW oriented and discontinuous transect of glaciomarine sediments found at an elevation between 100 and 120 m west of Puvirnitug, between 40 and 70 km inland (Lajeunesse, 2008). This accumulation of ice-marginal deposits is roughly similar to the Nastapoka Belt present to the south (Lajeunesse, 2008).

Two types of outwash deposits are listed in the area, the submarine fans sediment and the deltas and sandur-deltas (Lajeunesse and Allard, 2002, 2003a, b). These sediments correspond to ice-contact outwash deposits which are located at or below the Tyrrell maximal marine limit. They were built near the ice margin from the accumulation of sediments transported by sub-glacial tunnels flowing into the Tyrrell Sea (Lajeunesse, 2008).

There is little geochronological data in the Hudson Bay area other than ^{14}C dating of marine shells from Nastapoka (south of Puvirnitug), which constrains the stabilization of the ice margin in the area at ~8,000 a BP (Lajeunesse and Allard, 2003). Lajeunesse (2008) proposes a model in which a major stillstand phase of the Labrador ice Dome margins would comprise ice-contact deposits to the east of Hudson Bay and the Sakami moraine, for which ^{14}C ages would place at ~8,450 cal a BP. However, additional geochronological data are required in order to reinforce this correlation and evaluate the late-deglacial dynamics of the ice front.

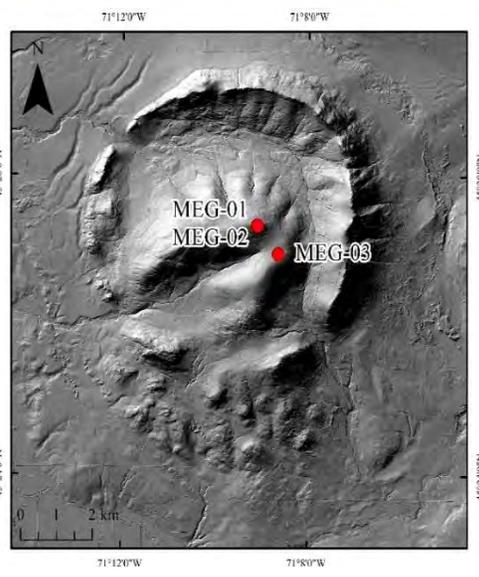
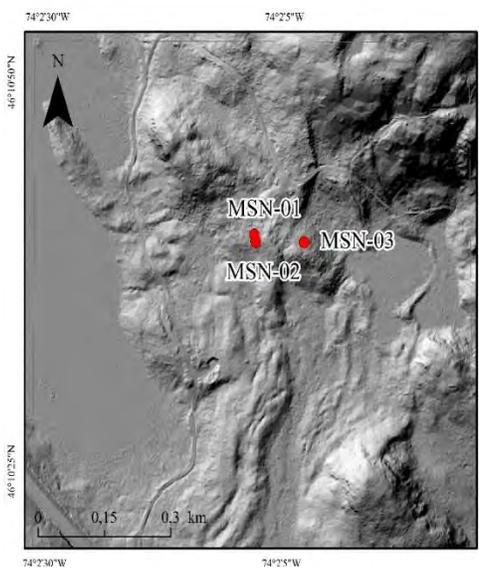
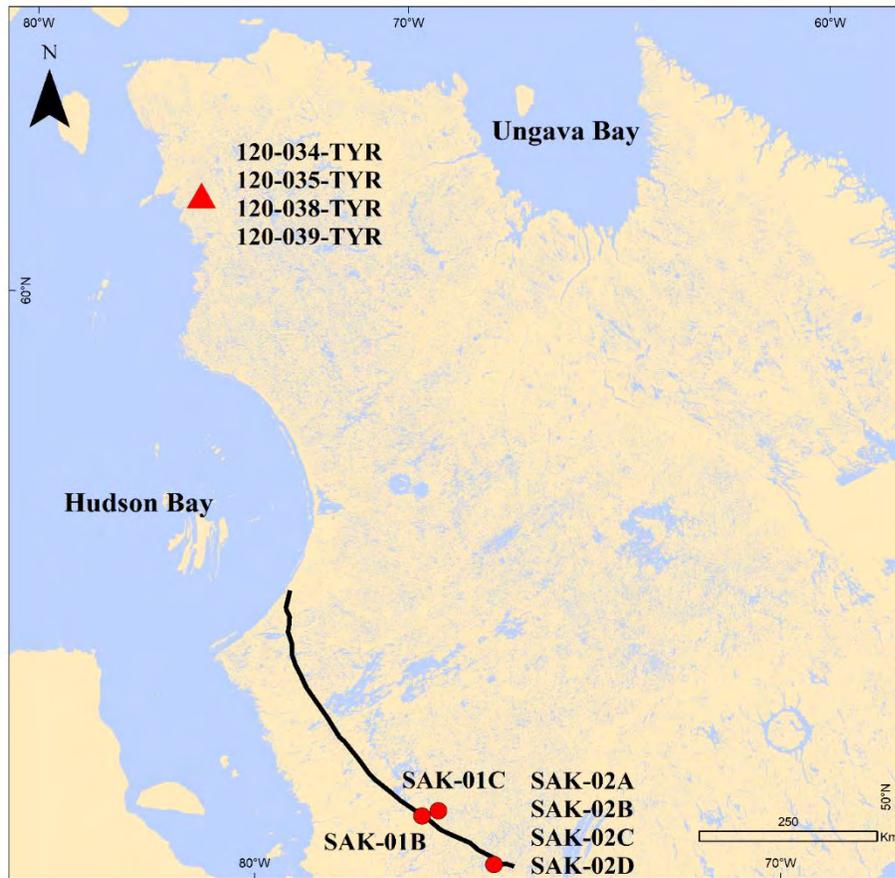


Figure 3.2. Sample locations of the four studied sites.

3.5 Analytical methods

Sampling

TCN dating requires extensive glacial erosion of the rock surfaces and boulders to be dated. All the sites sampled showed evidence for intense glacial activity, such as a glacially polished rock outcrops, striations, and fresh glacial deposits. In this context it is expected that glacial erosion removed inherited cosmogenic signal from previous exposure.

A total of 16 samples were collected for ^3He and ^{10}Be TCN dating in the four study areas (Table 1): 2 boulders and 1 rock outcrops from Mt. Megantic summit (Dixville-Ditchfield moraine; site MEG); 3 boulders on the Saint-Narcisse moraine north of the St. Lawrence River (site MSN); 6 boulders on the Sakami moraine east James-Bay (site SAK); and 2 boulders and 2 rock outcrops associated with ice-marginal glacio-marine deposits and trimlines of the Tyrrell Sea in Puvirnituq drift belt east of Hudson Bay (site TYR).

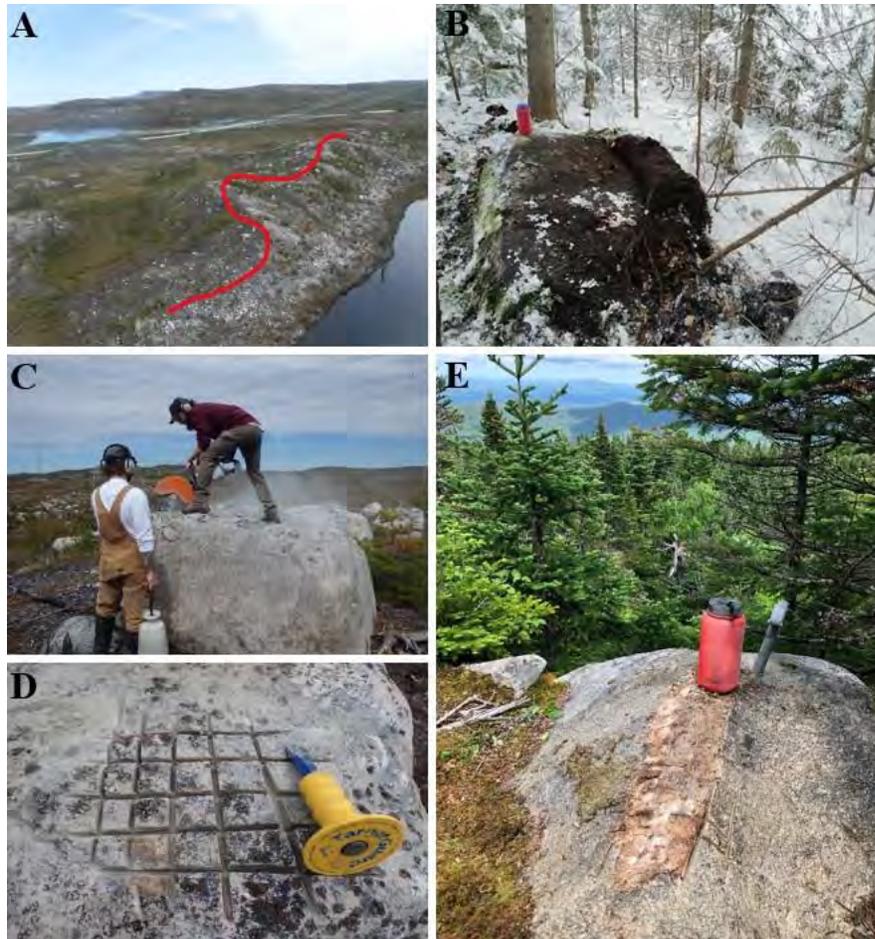


Figure 3.3. Pictures of rock surfaces and boulders sampled during this study. A) Oblique aerial view of a segment of the southern section of the Sakami moraine represented by the red line. B) Erratic boulder, found at the top of the Saint-Narcisse moraine, freshly stripped from its vegetation cover. C) Sampling of a boulder at the top of the Sakami moraine. D) Details of a rock surface sampled; groves are used to remove the blocks with a chisel and a hammer. E) Rock surface of the highest point of Mt. Megantic (after the sampling).

A minimum of 2 kg bulk rock was taken from the uppermost 2 cm of the boulder/bedrock surface. The rock sample was collected using an electric- or fuel-powered rock saw, a sledgehammer, and a chisel. The sites were carefully selected according to criteria that would reduce the uncertainty of the results, i.e. avoiding the presence of large obstacles – such as large positive relief or nearby blocks – in the immediate environment that could cause “shielding” in the amount of cosmogenic radiation received (Gosse and Phillips, 2001; Balco et al., 2008). We selected larger boulders (>1m) showing no evidence of weathering, flat surfaces boulders well embedded in the ground to ensure that they have not moved since their last deposition. Samples

were collected in high-elevation or windswept settings in order to reduce the error associated with the correction for annual snow accumulation which cyclically reduce the amount of cosmogenic radiation (Gosse et al., 1995; Licciardi et al., 1999).

Mineral selection for cosmogenic isotopes ^{10}Be and ^3He analyses

The in-situ production and diffusion of the elements differ from one mineral to another, so it is important to perform the analysis on homogeneous aliquots. Studies of cosmogenic ^{10}Be have been developed on quartz minerals, in part, due to its abundance and its ability to retain isotopes in its crystal structure (Nishiizumi, 1990). Cosmogenic ^3He ($^3\text{He}_c$ hereafter) is commonly analyzed in mafic minerals such as olivine, iron oxides and pyroxene since the diffusivity of helium is lower than in quartz and thus, they represent the best time capsules (Craig and Poreda, 1986; Trull et al., 1991; Brook and Kurz, 1993; Goose et al., 2001). Therefore, ^{10}Be measurements were carried out on quartz minerals and cosmogenic $^3\text{He}_c$ analyses on pyroxene minerals at three different laboratories mentioned below. An experimental part of the analysis of $^3\text{He}_c$ on quartz fractions was also carried out at the Noble gas Laboratory of the Geotop, Montréal.

^{10}Be analyses

Sample preparation for the ^{10}Be analysis was carried out according to protocols developed at the Lamont- Doherty Earth Observatory Cosmogenic Dating Laboratory (Schaefer et al., 2009; Putnam et al., 2010). In short, samples were grinded to a size fraction between $150\mu\text{m}$ and $600\mu\text{m}$, then an aliquot ($\sim 1\text{g}$) of pure quartz was separated from this fraction. The ^{10}Be is subsequently extracted from the quartz by various acid attacks (HClO_4 and HCl) and by anionic and cationic exchanges. Since the concentration of ^{10}Be in rock is too low, it is necessary to add a known amount of ^9Be in order to be detected by the AMS. The last step consists of precipitation and combustion of beryllium and the insertion of a cathode containing niobium.

Measurements of the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios were carried out on ten samples of the Sakami moraine and Mt. Megantic samples (SAK and MEG) at the Lawrence Livermore National Laboratory (CAMS-LLNL; California, USA) using a 10-MV FN tandem Van de Graaff accelerator.

Ages were calculated with version 3 of the CRONUS-Earth online calculators (<https://hess.ess.washington.edu>). The CRONUS calculator code has been developed to take into consideration the multitudes of factors that can affect the cosmogenic isotope production as

discussed in analytical methods section. Using the global mean ^{10}Be production rate of 4.26 ± 0.21 atoms $\text{g}^{-1} \text{yr}^{-1}$ for the MSN samples and a production rate of 3.96 ± 0.15 atoms $\text{g}^{-1} \text{yr}^{-1}$ (Young et al., 2013) for the SAK and Tyr samples because of their high latitude location. We used the altitude/latitude scaling scheme elaborate by Lal (1991) and Stone (2000), referred to as “Lm” scaling (Balco et al., 2008).

$^3\text{He}_c$ analyses

Sample preparation for the measurement of cosmogenic $^3\text{He}_c$ was carried out at the Geotop, Montréal. The samples were crushed then sieved to recover grains from the fraction ranging from $125\mu\text{m} < x < 200\mu\text{m}$. This granulometry allows the release of fluid inclusions during the crushing step (described below) and atmospheric contamination to be neglected (Blard et al., 2006; Protin et al., 2016; Blard, 2021). The aliquot must be separated into quartz and pyroxene mineral fractions which will be analyzed subsequently. To do this, the samples were passed through a sodium polytungstate solution which density can be adjusted by adding water and thus separating quartz (density = 2.5) from pyroxene (density ≥ 3.0). For pyroxenes we coupled density separation with a Frantz magnetic separation. Then, the samples were passed under a Scanning electron microscope (SEM) to determine the purity of the separated fraction (minerals other than pyroxenes or quartz). To clean the mineral aliquot (pyroxene and quartz) from any weathered products or carbonate impurities, mineral separated fraction was attacked with acid to remove the surface layer that exhibited oxidation. The etchings were done with HCl and HNO₃ (1 molar concentration), while Milli-Q water was used to wash multiple times the sample. Finally, the mineral aliquot is washed with acetone in an ultrasonic bath. The sample is considered clean when the acetone in which the sample is submerged becomes translucent and no longer contains visible particles. For this, an average of four 5-minute washes in the ultrasonic bath is required. Then the cleaned separated mineral fraction is placed in a furnace at 105°C to dry for 1 hour.

The $^3\text{He}_c$ concentrations were measured in pyroxene and quartz aliquot at the Noble gas laboratory of Geotop (G.R.A.M.) and at the Noble gas laboratory of the CRPG-CNRS laboratory of the University of Lorraine in France. Five samples of the Saint-Narcisse moraine and the Sakami moraine (MSN and SAK) were measured at the GRAM laboratory using a multicollection Thermo[®] HELIX-MC noble gas mass spectrometer. The procedure involves the extraction of gases trapped in the quartz / pyroxene lattice by heating a mineral aliquot in a self-made miniature furnace system

which can heat up to 1200°C. After a series of stepheating extraction of helium from a pyroxene aliquot, we determined that almost all the $^3\text{He}_c$ was extracted after 30 minutes at 1100°C and this duration was kept all along analyses.

Three samples of pyroxene aliquots of the Saint-Narcisse moraine (MSN) were analyzed at the CRPG-CNRS laboratory using a dual flying tube Thermo[®] Helix-SFT spectrometer. Two of them are repeated analyses of sampled analyzed at the GRAM laboratory (MSN-01 and MSN-02) allowing to compare the results. The $^3\text{He}_c$ concentrations have been measured in pyroxene aliquot according to the revised procedure described in Blard (2021). Briefly, it consists of an extraction phase of the $^3\text{He}_c$ in pyroxene. The aliquot is heated at high temperatures (1,300–1,500°C for pyroxene) using a high-vacuum, high-temperature furnace (Blard, 2021). Pre-phase of crushing in vacuo is necessary for magmatic helium correction which allows to release fluid inclusion and significantly reduces the magmatic helium input (Williams et al., 2005; Puchol et al., 2017).

Ages were calculated with the online calculator CREp (<http://crep.crpq.cnrs-nancy.fr>). The CREp calculator has been developed to allow the selection of different parameters and existing models, according to our needs, that could vary the production of cosmogenic isotopes. Here we use the LSD system (Lifton et al., 2014), the ERA40 atmospheric model (Uppala et al., 2005), the VDM geomagnetic database of (Muscheler et al., 2005), and the average global production rate of 124 ± 11 at/g/a (Martin et al., 2017).

Corrections

The production of ^{10}Be and $^3\text{He}_c$ varies according to the local atmospheric pressure, which changed throughout the postglacial climate change (Staiger et al., 2007) and by changes in the elevation of the sampling sites caused by the isostatic rebound of the crust. In this study, the cosmogenic ages are not corrected for the effect of the post-glacial rebound. The existing models for this type of correction bring additional uncertainties in the results due to the inability to account for the variability of the isostatic uplift gradient and the variability of the atmospheric pressure during time (Balco, 2020; Young et al., 2020a and b). Furthermore, the evolving atmospheric pressure evolution due to changing post-glacial climate (Stone, 2000; Staiger et al., 2007) has been estimated in south-central Quebec (Ullman et al., 2016). The study involves coupled atmospheric-ocean general circulation models that indicated an average elevation correction order of 1-10m for our study sites. This elevation correction is small enough to be neglected when calculating exposure

ages and can be extended on our three study areas which had experienced similar deglacial climate change. We expect that this negligible atmospheric effect is included in the uncertainties of the measurements carried out. Accordingly, ages were only corrected by calibrating the production rate with the present elevation of the sampling sites.

To quantify the concentration of ^4He radiogenic component the analysis of trace and major elements is performed. The analyses were carried out at Bureau Veritas Mineral Laboratories in Vancouver via a multi-acid digestion process and at the CRPG-CNRS laboratory of the University of Lorraine in France on quartz aliquot minerals and on the total rock. It is important to quantify the concentration of radiogenic ^4He in order to calculate the closure age of the mineral system which allows to estimate the input of magmatic ^3He and ^4He (Blard and Farley, 2008). The ^4He radiogenic origin came from thorium and uranium (^{235}U , ^{238}U and ^{232}Th) decay by emitting alpha particles which are nothing but ^4He atoms (Geiger and Rutherford, 1910; Cowart and Burnett, 1994). The concentration of radiogenic ^4He will depend on the closure age of the mineral since this will be the start of the disintegration of the father's elements.

3.6 Results

The ^3He and ^{10}Be ages are presented in Table 1 and Table 2, respectively. The uncertainties reported on the results are the analytical uncertainties. The ^3He analytical uncertainties (1σ (%)) range between 9.4 and 8.9% for the CRPG-CNRS laboratory and between 8.5 and 10% for the GRAM laboratory (only MSN-01 sample yielded a 21.6% 1σ error). The ^3He ages (Table 1) obtained for the eighth boulders are not in good agreement with deglacial chronology for the different study areas, showing a wide range, going from $37,000 \pm 8000$ a to $1,128,000 \pm 96,000$ a, except for one sample that yielded an age of $10,000 \pm 1000$ a (SAK-02C). The ^{10}Be ages (Table 2) show analytical uncertainties ranging between 2.3 and 5.4%, with only one sample yielding an 8% 1σ error (120-035 TYR). A boulder and one rock outcrop on Mt. Megantic yielded ^{10}Be ages of $34,900 \pm 800$ a (MEG-01:) and $30,100 \pm 800$ a (MEG-02), which are inconsistent with the regional deglacial chronology. These samples are considered as outliers and likely reflect inheritance of cosmogenic nuclides from a previous exposure. On the other hand, one boulder revealed an age of $11,800 \pm 400$ a that is consistent with the deglaciation framework of this region. The four boulders on the Sakami moraine returned coherent ^{10}Be ages ranging from $7,400 \pm 400$ a to $7,900 \pm 400$ a,

for a mean age value of $7,600 \pm 200$ a, thus consistent with previous work. The four samples collected from ice-contact deltas (outwash) or trimlines associated with the Tyrrell Sea are showing ages in good agreement, ranging from $7,500 \pm 600$ a to $8,000 \pm 400$ a for an average age of $7,900 \pm 200$ a.

Table 1. Sample information and surface exposure times for ^3He analysis.

Sample no. /Area	Mineral analysed	Material type ^a	Latitude (DD)	Longitude (DD)	Elevation (m)	Quartz / Pyroxene (g)	^3He mesuré $\pm 1\sigma$ (at/g) (10^7)	$L_m \pm 1\sigma$ (yr)	1σ (%)
MSN-01	Pyroxene	Bldr	46.17485	-74.03553	480	0.139	6.19 ± 0.14	$329,000 \pm 31,000$	9.4
MSN-02	Pyroxene	Bldr	46.17787	-74.03557	487	0.118	4.49 ± 0.11	$233,000 \pm 22,000$	9.4
MSN-03	Pyroxene	Bldr	46.17774	-74.03411	486	0.088	10.10 ± 0.22	$537,000 \pm 48,000$	8.9
MSN-01	Pyroxene	Bldr	46.17787	-74.03557	487	0.315	0.67 ± 0.15	$37,000 \pm 8000$	21.6
MSN-02	Pyroxene	Bldr	46.17774	-74.03411	486	0.237	21.20 ± 0.12	$1,128,000 \pm 96,000$	8.5
SAK-01B	Quartz	Bldr	51.95482	-76.32578	295	0.407	4.52 ± 0.003	$277,000 \pm 27,000$	9.7
SAK-01C	Quartz	Bldr	51.96009	-75.97440	294	0.307	5.19 ± 0.01	$316,000 \pm 31,000$	9.8
SAK-02C	Quartz	Bldr	51.07661	-75.22705	321	0.405	0.19 ± 0.006	$10,000 \pm 1000$	10

^a Bldr: boulder

¹ Measurements done at CRPG-CNRS laboratories of the University of Lorraine in France.

² Measurements done at the rare gas laboratory of Geotop at the University of Quebec in Montral (GRAM laboratory)

Surface exposure times have been calculated with the online calculator CREp (<http://crep.crgp.cnrs-nancy.fr>).

Table 2. Sample information and surface exposure times for ^{10}Be .

Sample no. /Area	Material type ^a	Latitude (DD)	Longitude (DD)	Elevation (m)	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be} \pm 1\sigma$ (10^{-14})	Quartz (g)	^9Be added* (mg)	$^{10}\text{Be} \pm 1\sigma$ (10^6 atoms)	$[^{10}\text{Be}] \pm 1\sigma$ (10^4 atoms g^{-1})	$L_m \pm 1\sigma$ (Yr)
MEG-01	Outcrop	45.45566	-71.15163	1111	33.65 ± 0.778	0.203	0.209	68.780	4.54	$34,900 \pm 800$
MEG-02	Bldr	45.45560	-71.15151	1105	20.19 ± 0.556	0.202	0.209	63.527	4.26	$30,100 \pm 800$
MEG-03	Bldr	45.44925	-71.14402	1031	12.87 ± 0.412	0.203	0.210	64.382	4.25	$11,800 \pm 400$
SAK-02A	Bldr	51.07562	-75.22950	319	4.919 ± 0.237	0.203	0.210	67.919	4.48	7900 ± 400
SAK-02B	Bldr	51.07532	-75.22939	320	4.555 ± 0.236	0.203	0.210	472.159	38.15	7400 ± 400
SAK-02C	Bldr	51.07661	-75.22705	321	4.596 ± 0.253	0.203	0.210	283.281	33.28	7400 ± 400
SAK-02D	Bldr	51.07724	-75.22734	326	4.848 ± 0.778	0.203	0.210	180.452	12.01	7700 ± 400
120-034 TYR	Outcrop delta	60,64	-77.02	102	4.350 ± 0.242	0.203	0.210	61.034	4.04	8000 ± 400
120-035 TYR	Outcrop delta	60,64	-77.02	102	3.499 ± 0.282	0.204	0.210	49.137	3.76	7500 ± 600
120-038 TYR	Bldr delta	60,64	-77.02	102	3.860 ± 0.212	0.204	0.211	54.292	3.92	7800 ± 400
120-039 TYR	Bldr delta	60,64	-77.02	102	4.164 ± 0.207	0.204	0.211	58.528	4.00	7900 ± 400

^a Bldr: boulder; Outcrop: Rock outcrop; Outcrop delta: Glacio-marine delta linked to the maximum limit of the Tyrrell Sea; wave-washed bedrock outcrop in boulder beach (washing limit); Bldr delta: Boulder on top of glacio-marine delta linked to the maximum limit of the Tyrrell Sea. Ages have been calculated with the online calculator Chronus (<https://hess.ess.washington.edu>) and Measurements have been done at Lawrence Livermore National Laboratory (California, USA) (CAMS-LLNL; California, USA).

We calculated the uncertainties we report along the ages presented as follows. The geological uncertainty is defined by the standard deviation of the ages for the same site while the analytical uncertainty is defined by the average of the analytical uncertainty of the spectrometer for each of the samples of the same set of data. Since our analytical uncertainty is greater than our geological uncertainty, the calculation of the average age is defined by the weighted average and the uncertainty is the weighted average of the errors, i.e. one over the sum of 1 divided by the root of the analytical uncertainty of each sample.

3.7 Discussion

^3He ages

The ^3He ages are systematically too old when compared to previous ^{14}C -based deglacial chronology in areas near the sites studied here (Craig, 1969; Skinner, 1973; Hardy, 1976, 1977;

Hillaire-Marcel and Occhietti, 1980; Occhietti, 2007). Exception for this pattern come from samples MSN-01 (GRAM laboratory) and SAK-02C that yielded younger ages, which are still off (old) by a few thousand years. Samples of the Saint-Narcisse moraine, carried out on pyroxene aliquot, give unrealistic ages ranging from 37 ka to 1,128 Ma. These ages are much too old since the construction of the Saint-Narcisse moraine should be temporally close to the Younger Dryas cooling event occurred about 13,000 to 11,500 cal a BP (Johnsen et al., 1992; Alley et al., 1993; Gulliksen et al., 1998; Barber et al., 1999) according to radiocarbon dates of marine shells (Occhietti, 2007).

The two ^3He ages for the first site of the Sakami moraine (SAK-01B at 277,000 a and SAK-01C at 316,000 a) are also too old for the regional deglaciation, which places the formation of the moraine building between 8,200 cal a BP and $7,600 \pm 400$ a (based on ^{14}C ages of Hardy, 1976, 1982; Brouard et al., 2021; ^{10}Be results presented in this study). The age obtained at the second site (SAK-02C) is at $10,000 \pm 1000$ a. Although, this age is much closer to the above estimates, it remains a bit old with respect to our ^{10}Be results and previous study.

The MSN-01 and MSN-02 samples were dated in two distinct laboratories and yielded old ages and internally inconsistent results. The reproduction of these old results in two different laboratories makes it unlikely to be caused by an analytical error and suggest instead the presence of terrigenous helium (radiogenic and or mantle-derived) sources, which cause apparent aging of the samples. Indeed, two explanations are possible for these old ages but only the non-cosmogenic ^3He contamination seems to be coherent in the present geological setting.

It is well documented that helium diffuses easily in quartz ($>10^{-8}$ cm 2 .s $^{-1}$ at 30°C, Shuster and Farley, 2005), thus giving poor results in dating attempts (Brook and Kurz, 1993; Trull et al., 1995; Niedermann, 2002; Shuster and Farley, 2005). The diffusion of ^3He in olivines, pyroxenes and iron oxides are much lower and usually give better results (Craig and Poreda, 1986; Goose et al., 2001). It seems that we face the same problem with our results. Indeed, by calculating our closing ages of the crystalline system, which considers the amount of cosmogenic ^4He divided by the rate of production, we systematically obtain closing ages that are significantly too young. The expected closure age for the sampled Proterozoic rocks from Greenville Province is expected to be approximately 1 Ga. However, the closing ages obtained at the CRPG-CNRS laboratory for MSN-01, MSN-02 and MSN-03 range from 200 Ma to 425 Ma and the closing ages obtained at the GRAM laboratory for MSN-01, MSN-02, SAK-01B, SAK-01C and SAK-02C range from 1.1 Ma

to 800 Ma. These closing ages are too young for Greenville rocks and this suggests the diffusion of the ^4He . However, even considering that there has been diffusion, it remains that the quantity of ^3He remains much too high, hence the results yielding too old ages. There are two possible explanations for this ^3He anomaly.

The first source of error could be related to a wrong estimate of the amount of $^3\text{He}_c$. It can be possible if we underestimated the cosmogenic flux, which would cause more production of $^3\text{He}_c$. This hypothesis is very unlikely because, as described in analytic methods section, the online calculators and models used to represent standard approach that has yielded coherent results for a long time in previous study (Balco et al., 2008; Davis et al., 2017; Blard, 2021). Another explanation for the high $^3\text{He}_c$ concentration could be related to a significant inheritance of preglacial cosmogenic isotopes. Although inheritance issues are common in TCN dating of glacial environments, the ages obtained here imply cosmogenic inheritance lasting for more than 500 Ma, which represents a time span extending over more than five ice ages. It seems virtually impossible that a rock surface would not have been sufficiently eroded after so many glaciations. Especially since the sites under study show geomorphological evidence for glacial erosion that suggests a sustained glacial activity in these regions. In addition, ^{10}Be analyses on Sakami moraine show no evidence of inheritance. And if present, it would have been measured in the ^{10}Be data since it diffuses less than helium in the crystal structure of the quartz (Craig and Poreda, 1986; Goose et al., 2001). Accordingly, the hypothesis seems very unlikely and even if it may have been a source of error, it must not be the only contributing factor for these old ages and other explanations must be sought.

An alternative explanation may be linked to sources of non-cosmogenic helium contamination. The large amount of ^3He could reflect an issue with the correction of the non-cosmogenic ^3He component, which may be terrigenous (crustal or mantellic), magmatic or atmospheric ^3He , which may have not been properly separated from the cosmogenic production. Indeed, it is possible that late fluids in the rocks bring ^3He fluid inclusions. Our uncertainty corrections take as reference a median value of the ratio $^3\text{He}/^4\text{He}$ magmatic (R_a) of 8 which is obtained by an experimental study of 132 olivine and 32 pyroxene phenocrysts (ranging in size from 0.2 to 2 mm) (Blard and Pik, 2008). Since it is the first $^3\text{He}_c$ study in Quebec, it may be interesting for future work to focus on corrections of the magmatic helium in the Quebec territory. The atmospheric ^3He correction does not appear to be necessary because of the analyzed particle

size (> 100 microns) it should not have accumulated ^4He or ^3He in detectable amounts by adsorption (Protin et al., 2016; Blard, 2021). Nonetheless, given the present geological context, this could be a potential source of error to investigate.

Attempts were made to measure cosmogenic ^{21}Ne with the mass spectrometer of the GRAM laboratory, to compare potential $^{21}\text{Ne}_c$ ages with those obtained from the $^3\text{He}_c$. However, the signal was too low to be properly measured.

^{10}Be ages

The ^{10}Be results from the Mt. Megantic, which can be linked to the Dixville-Ditchfield moraine, can be separated into two parts. First, the two samples taken at the top of Mt. Megantic yielded ages of $34,900 \pm 800$ a (MEG-01) and $30,100 \pm 800$ a (MEG-02). These ages are inconsistent with the regional deglaciation history based on ^{14}C ages and other considerations based on a fragmentary varve record (Shilts, 1981; Parent, 1987; Turgeon et al., 2003). Still, this time range is roughly coincident with the ice-free episode that took place during MIS 3 and during which the LIS southern margin retreated to the foothills of the Appalachians of southeastern Quebec – an interval that led to the development of glacial lake Gayhurst that flooded large areas of the Eastern Townships. However, the subsequent ice advance that marked MIS 2 and that culminated with the last glacial maximum undoubtedly caused Mt. Megantic to be buried by ice. These geological considerations suggest that these apparent old ages can be explained by cosmogenic inheritance. Indeed, the summit of Mt. Megantic rises to 1111 meters and forms an important positive relief with the surrounding topography. At this elevation the erosive capacity of the glacier was probably not sufficient to erode >2m of rock surfaces and remove all the earlier exposure cosmogenic isotopes.

Another sample, the MEG-03, consisting of a boulder collected at an elevation of 1031 meters on Mt. Megantic, gives a ^{10}Be age of $11,800 \pm 400$ a. This age is coherent with the chronology of the regional deglaciation and forms the first direct chronological constraint on an ice front in the Appalachians of southern Quebec. This age is also in agreement with the New England ^{10}Be chronology and North American Varve Chronology that place the retreating ice front at the border between the Vermont/New Hampshire and Quebec at 13,400 a (Ridge et al., 2012). This result suggests that the deglaciation of the region between the international border (13,400 a) and Mt. Megantic (11,800 a) would have taken approximately 1,500 years. On the other hand, the

^{10}Be age is younger than expected if compared with ^{14}C -based chronology (Shilts, 1981; Parents, 1987), which assigns the deposition of the Dixville-Ditchfield moraine sometime between the Frontier moraine estimated at $11,550 \pm 150$ ^{14}C a BP (13,400 cal a BP) (McDonald, 1968; Shilts, 1981), which represents the southern and oldest moraine in the area, and the Mont-Ham moraine at $11,200 \pm 150$ ^{14}C a BP (13,100 cal a BP) (Parent, 1987) (north of the Dixville-Ditchfield moraine). The chronology of these ice-margin positions, however, derives from ^{14}C ages of distal deposits and an ice retreat rate from a floating varve chronology. More TCN ages are required to fully constrain these ice fronts.

Results from the Sakami moraine yielded an averaged ^{10}Be age of 7600 ± 200 a ($n=4$), which is consistent with the regional deglacial chronology and in agreement with previous ^{10}Be ages reported by Ullman (2016) that showed a mean age of 8200 ± 500 a ($n=8$). These results are consistent with the hypothesis that the deposition of the Sakami moraine was linked with the climate cooling defining the 8.2-ka event. One hypothesis suggests that the stagnation of the front – and thus formation of the moraine – could be related to the cooling that followed the final outburst of Lake Agassiz-Ojibway (Alley et al., 1997; Barber et al., 1999). Alternatively, the moraine may also be linked to the rapid lowering of the water level of Lake Ojibway (drainage), which would have caused a re-equilibration of the profile of the New Québec glacier (Hilaire-Marcel et al., 1981; Hardy, 1982). We note that these two models are compatible with each other. Because our ^{10}Be ages are slightly younger than the 8.2 Ka event, these results tend to suggest that the moraine was deposited in response to this cooling event, which would have modified the dynamics of the ice margin.

The Puvirnituk drift belt corresponds to a series of ice-contact outwash fans and a proximal glacio-marine delta emplaced near the maximum limit of the Tyrrell Sea. The mean ^{10}Be age of 7800 ± 200 a ($n=4$) is statistically indistinguishable from the one obtained from the Sakami moraine. These results are also consistent with the ^{14}C ages of marine shells from the Nastapoka sediment belt (Lajeunesse and Allard, 2003a) located between the Puvirnituk drift belt and the Sakami moraine. Our ^{10}Be ages from northeastern Hudson Bay reinforce correlation of these ice-contact landforms and together they delineate a major and extensive ice margin of the Labrador Sector in the late deglaciation.

3.8 Conclusion

The TCN dating using ^3He in this study is one of the first attempts of this type to be carried out on landforms of the LIS. The ^3He results are not consistent and show that there is still much progress to be made to be able to palliate the helium measurement in glacial boulders from ice-front positions. Further investigation and refinement of the non-cosmogenic ^3He correction method is necessary in order to carry out dating in sectors such as the Saint-Narcisse moraine where the boulders found are often mafic and ultramafic and contain very little amount of quartz, making ^{10}Be dating very difficult or impossible. In such an environment, other solutions can also be investigated as the ^{10}Be dating on pyroxene which comes with difficulty to correct the meteoric contamination, but which is possible and has already been done (Blard et al., 2008). Also, Future work should systematically carry out coupled ^{10}Be and ^{26}Al analyses in order to unravel the complex exposure history that seems to be suggested by the data obtained of some of the samples dated.

The application of ^{10}Be surface exposure dating gives the first direct ages of the glacial front in the Appalachians and in the Hudson Bay territory, while refining the age of the Sakami moraine in the James Bay region. The later ages suggest that the Sakami Moraine was deposited shortly after the cooling episode associated with the 8.2-ka event. The results also provide the basis for correlating the Puvirnituq drift belt in eastern Hudson Bay with the Sakami moraine in eastern James Bay, thereby delineating an important ice-margin position of the Labrador Sector of the LIS in the late deglaciation. Overall, the work carried out along this North-South transect, which covers a good part of the Labrador Sector, shows that TCN dating of ice-marginal landforms of this region has a great potential to improve the deglacial chronology of the interior region of the LIS.

3.9 Acknowledgements

Logistical support for this study was provided in part by the Ministry of Energy and Natural Resources of Quebec (MENRQ). Assistance during field work was provided by A. Vallée and A. Robitaille assisted in the production of figures. Financial support came from MENRQ (HDL, MR) and NSERC Discovery grants to M. Roy and D.L. Pinti.

3.10 References

- Alley, R.B., Meese, D.A., Shuman, C.A., Gow, A.J., Taylor, K.C., Grootes, P.M., White, J.W.C., Ram, M., Waddington, E.D., Mayewski, P.A., Zielinski, G.A. (1993). Abrupt increase in snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature* 362, 527-529.
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U. (1997). Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* 25, 483-486.
- Ascough, P.L. and Cook, G.T. and Dugmore, A. (2005) Methodological approaches to determining the marine radiocarbon reservoir effect. *Progress in Physical Geography*, 29 (4). pp. 532-547. ISSN 0309-1333
- Andres, M. S., Bernasconi, S. M., McKenzie, J. A., & Röhl, U. (2003). Southern Ocean deglacial record supports global Younger Dryas. *Earth and Planetary Science Letters*, 216(4), 515-524.
- Balco, G., Stone, J., Porter, S., Caffee, M. (2002). Cosmogenic-nuclide ages for New England coastal moraines, Martha's Vineyard and Cape Cod, Massachusetts, USA. *Quaternary Science Reviews* 21, 2127–2135.
- Balco, G., & Schaefer, J. M. (2006). Cosmogenic-nuclide and varve chronologies for the deglaciation of southern New England. *Quaternary Geochronology*, 1(1), 15–28.
- 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*; volume 3, pages 174-195.
- Balco, G., Briner, J., Finkel, R. C., Rayburn, J. A., Ridge, J. C., & Schaefer, J. M. (2009). Regional beryllium-10 production rate calibration for late-glacial northeastern North America. *Quaternary Geochronology*, 4(2), 93-107.
- Balco, G., 2020. Glacier change and paleoclimate applications of cosmogenic-nuclide exposure dating. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 48, 21–48.
- Benn, D. I., & Evans, D. J. (2014). *Glaciers & glaciation*. Routledge.
- Blard, P. H. (2006). Les isotopes cosmogéniques ^3He et ^{10}Be dans les minéraux mafiques: développements analytiques, calibration et nouvelles applications (Doctoral dissertation, Université Paul Cézanne-Aix-Marseille III).
- Blard, P. H., & Farley, K. A. (2008). The influence of radiogenic ^4He on cosmogenic ^3He determinations in volcanic olivine and pyroxene. *Earth and Planetary Science Letters*, 276(1-2), 20-29.
- Blard, P. H. (2021). Cosmogenic ^3He in terrestrial rocks: A review. *Chemical Geology*, 120543.

- Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., et al. (1999). Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* 400, 344–348.
- Batchelor, C. L., Margold, M., Krapp, M., Murton, D. K., Dalton, A. S., Gibbard, P. L., ... & Manica, A. (2019). The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary. *Nature Communications*, 10(1), 1-10.
- Boissonnault, P., & Gwyn, Q. (1983). L'évolution du lac proglaciaire Memphrémagog, sud du Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 37(2), 197-204.
- Borns, H., Doner, L., Dorion, C., Jacobson, G., Kaplan, M., Kreutz, K., Lowell, T., Thompson, W., Wedde, T.K., 2004. The deglaciation of Maine, USA. In: Ehlers, J., Gibbard, P. (Eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Volume 2, Part II*. Elsevier, pp. 89–110.
- Broecker, W. S., Denton, G. H., Edwards, R. L., Cheng, H., Alley, R. B., & Putnam, A. E. (2010). Putting the Younger Dryas cold event into context. *Quaternary Science Reviews*, 29(9-10), 1078-1081.
- Bromley, G. R., Hall, B. L., Thompson, W. B., Kaplan, M. R., Garcia, J. L., & Schaefer, J. M. (2015). Late glacial fluctuations of the Laurentide Ice Sheet in the White Mountains of Maine and New Hampshire, USA. *Quaternary Research*, 83(3), 522-530.
- Brook E. J. et Kurz M. D. (1993). Surface-exposure chronology using in situ cosmogenic He-3 in Antarctic quartz sandstone boulders. *Quat. Res.* 39 (1), 1–10.
- Brouard, E., Roy, M., Godbout, P. M., & Veillette, J. J. (2021). A framework for the timing of the final meltwater outbursts from glacial Lake Agassiz-Ojibway. *Quaternary Science Reviews*, 274, 107269.
- Carlson, A.E. – Clark, P.U. (2012). Ice sheet sources of sea level rise and freshwater discharge during the last deglaciation. *Reviews of Geophysics*; volume 50, 1–72.
- Clark, P.U., Clague, J.J., Curry, B.B., Dreimanis, A., Hicock, S.R., Miller, G.H., Berger, G.W., Eyles, N., Lamothe, M., Miller, B.B., Mott, R.J., Oldale, R.N., Stea, R.R., Szabo, J.P., Thorleifson, L.H., Vincent, J.-S. (1993). Initiation and development of the Laurentide and Cordilleran Ice Sheets following the last interglaciation. *Quaternary Science Reviews*; volume 12, pages 79–114.
- Clark, P.U. – Alley, R.B. – Pollard, D. (1999). Northern hemisphere ice-sheet influences on global climate change. *Science*; volume 286, 1104–1111.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., ... & McCabe, A. M. (2009). The last glacial maximum. *science*, 325(5941), 710-714.
- Clément, P., & Parent, M. (1977). Contribution à l'étude de la déglaciation wisconsinienne dans le centre des Cantons de l'Est, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 217-228.

- Clément, P., & Parent, M. (1977). Contribution à l'étude de la déglaciation wisconsinienne dans le centre des Cantons de l'Est, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 217-228.
- Corbett, L.B., Bierman, P.R. – Graly, J.A. – Nneumann, T.A. – Rood, D.H. (2013). Constraining landscape history and glacial erosivity using paired cosmogenic nuclides in Upernavik, northwest Greenland. *Geological Society of America Bulletin*; volume 125, pages 1539-1553.
- Cowart, J. B., and Burnett, W. C. (1994). The Distribution of Uranium and Thorium Decay -Series Radionuclides in the Environment—A Review. *Journal of Environmental Quality*, 23(4), 651-662.
- Craig, B. G. (1969). Late-glacial and postglacial history of the Hudson Bay region. In *Earth Science Symposium on Hudson Bay*, ed. Hood, P.J, Pap. Geol. Surv. Can (pp. 68-53).
- Craig, H., et Poreda, R. J. (1986). Cosmogenic ^3He in terrestrial rocks: The summit lavas of Maui. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 83(7), 1970-1974.
- Cuzzone, J. K., Clark, P. U., Carlson, A. E., Ullman, D. J., Rinterknecht, V. R., Milne, G. A., ... & Caffee, M. (2016). Final deglaciation of the Scandinavian Ice Sheet and implications for the Holocene global sea-level budget. *Earth and Planetary Science Letters*, 448, 34-41.
- Daigneault, R. A., Occhietti, S., (2006). Les moraines du massif Algonquin, Ontario, au début du Dryas récent, et corrélation avec la Moraine de Saint-Narcisse. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 60, pages 103–118.
- 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.
- Dionne, J.-C. and Occhietti, S., (1996). Aperçu du Quaternaire à l'embouchure du Saguenay, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 50: 5-34.
- Dubé-Loubert, H., Roy, M., Schaefer, J. M., & Clark, P. U. (2018). ^{10}Be dating of former glacial Lake Naskaupi (Québec-Labrador) and timing of its discharges during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 191, 31-40.
- Dutton, A., Carlson, A. E., Long, A. J., Milne, G. A., Clark, P. U., DeConto, R., & Raymo, M. E. (2015). Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods. *Science*, 349 (6244), 4019.
- Dyke, A.S., Vincent, J-S., Andrews, J.T., Dredge, L.A. & Cowan, W.R. (1989). The Laurentide Ice Sheet and introduction to the Quaternary geology of the Canadian Shield. In: Fulton, R.J. (ed.), *Quaternary Geology of Canada and Greenland*. Geological Survey of Canada, Geology of Canada, No. 1, 178-189.

- Dyke, A. S., Andrews, J. T., Clark, P. U., England, J. H., Miller, G. H., Shaw, J., & Veillette, J. J. (2002). The Laurentide and Innuitian ice sheets during the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 9-31.
- Dyke, A.S., Moore, A., Robertson, L. (2003). Deglaciation of North America. Geological Survey of Canada, Open File 1574; 2 feuilles.
- Dyke, A. S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. *Developments in quaternary sciences*, 2, 373-424.
- Dyke, A. S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. *Developments in quaternary sciences*, 2, 373-424
- Geiger, H., and Rutherford, E. (1910). LXXV. The number of α particles emitted by uranium and thorium and by uranium minerals. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 20(118), 691-698.
- George, E.P., Wilson, J.G. (1952). Observations of cosmic rays underground and their interpretation. *Progress in Cosmic Ray Physics*; volume 1, pages 395-451.
- Godbout, P.-M. – Roy, M. – Veillette, J.J. (2019). High-resolution varve sequences record one major late-glacial ice readvance and two drainage events in the eastern Lake Agassiz-Ojibway basin. *Quaternary Science Reviews*; volume 223, 105942.
- Gosse, J.C., Evenson, E.B., Klein, J., Lawn, B., Middleton, R. (1995). Precise cosmogenic ^{10}Be measurements in western North America: Support for a global Younger Dryas cooling event. *Geology* 23 (10), 877-880.
- Gosse, J.C., Phillips, F.M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*; volume 20, pages 1475-1560.
- Govare, É. and Gangloff, P., (1989). Paléoenvironnement d'une plage tardiglaciaire de 10 580 ans BP dans la région de Charlevoix, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43, 147-160.
- Grafenstein, U.V., Erlenkeuser, H., Müller, J., Jouzel, J., Johnsen, S. (1998). The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics* 14, 73–81.
- Gulliksen, S., Birks, H.H., Possnert, G., Mangerud, J. (1998). A calendar age estimate of the Younger Dryas-Holocene boundary at Krakenes, western Norway. *The Holocene* 8, 249-259.
- Hardy, L. (1976). Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la Baie de James. Thèse de Ph.D. non publ., Dept. Geography, McGill University, Montréal, 264 p.

- Hardy, L. (1977). La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie de James. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 261-273.
- Hardy, L. (1982). La moraine frontale de Sakami, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*, 36(1-2), 51-61.
- Hillaire-Marcel, C., & Occhietti, S. (1977). Fréquence des datations au ^{14}C de faunes marines post-glaciaires de l'Est du Canada et variations paléoclimatiques. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 21(1), 17-54.
- Hillaire-Marcel, C., Soucy, J. M., & Cailleux, A. (1979). Analyse isotopique de concrétions sous-glaciaires de l'inlandsis laurentidien et teneur en oxygène 18 de la glace. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16(7), 1494-1498.
- Hillaire-Marcel, C., & Occhietti, S. (1980). Chronology, paleogeography and paleoclimatic significance of the late and post-glacial events in eastern Canada. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 24(4), 373-392.
- Hillaire-Marcel, C., Occhietti, S., & Vincent, J. S. (1981). Sakami moraine, Quebec: a 500-km-long moraine without climatic control. *Geology*, 9(5), 210-214.
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., Steffensen, J.P. (1992). Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359, 311-313.
- Kleiven, H.K., Kissel, C., Laj, C., Ninnemann, U.S., Richter, T.O., Cortijo, E. (2008). Reduced North Atlantic deep water coeval with the glacial Lake Agassiz freshwater outburst. *Science* 319, 60-64.
- Kull, C., & Grosjean, M. (1998). Albedo changes, Milankovitch forcing, and late Quaternary changes in the central Andes. *Climate Dynamics*, 14(12), 871-881.
- Lajeunesse, P., Allard, M., 2002. Sedimentology of an ice contact glaciomarine fan complex, Nastapoka Hills, eastern Hudson Bay, northern Quebec. *Sedimentary Geology* 152, 201-220.
- Lajeunesse, P., Allard, M., 2003a. The Nastapoka Drift Belt, eastern Hudson Bay: Implications of a stillstand of the Quebec-Labrador ice margin in the Tyrrell Sea at 8 ka BP. *Canadian Journal of Earth Sciences* 40, 65-76.
- Lajeunesse, P., Allard, M., 2003b. Late-Quaternary deglaciation, glaciomarine sedimentation and glacioisostatic recovery in the Nastapoka river area, eastern Hudson Bay, northern Quebec. *Géographie physique et Quaternaire* 57 (1), 65-83.
- Lajeunesse, P. (2008). Early Holocene deglaciation of the eastern coast of Hudson Bay. *Geomorphology*, 99(1-4), 341-352.

- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 424–439.
- Lamothe, M. (1977). Les dépôts meubles de la région de Saint-Faustin-Saint-Jovite, Québec. *Cartographie, sédimentologie et stratigraphie*.
- LaRocque, A., 1999. La déglaciation d'une partie du Haut Saint-François, Estrie, Sud du Québec. Unpublished Ph.D. Thesis, Université de Montréal, Département de géographie, Montréal, Qué., 302pp.
- LaRocque, A., Dubois, J. M. M., & Leblon, B. (2003). A methodology to reconstruct small and short-lived ice-dammed lakes in the Appalachians of Southern Québec. *Quaternary International*, 99, 59-71.
- LaSalle, P., Hardy, L. and Poulin, P., (1972). Une position du front glaciaire au nord et au nord-est de la ville de Québec. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Québec, Rapport S-135, 8 p.
- LaSalle, P. and Shilts, W.W., (1993). Younger Dryas-age readvance of Laurentide ice into the Champlain Sea. *Boreas*, 22: 25-37.
- Lawrence, T., Long, A. J., Gehrels, W. R., Jackson, L. P., & Smith, D. E. (2016). Relative sea-level data from southwest Scotland constrain meltwater-driven sea-level jumps prior to the 8.2 kyr BP event. *Quaternary science reviews*, 151, 292- 308.
- Licciardi, J.M., Kurz, M.D., Clark, P.U., Brook, E.J. (1999). Calibration of cosmogenic ^3He production rates from Holocene lava flows in Oregon, USA, and effects of the Earth's magnetic field. *Earth and Planetary Science Letters* 172 (3-4), 261-271.
- Lifton, N., Sato, T., & Dunai, T. J. (2014). Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. *Earth and Planetary Science Letters*, 386, 149-160.
- Lowdon, J.A. and Blake, W., (1975). Geological Survey of Canada radiocarbon dates XV. Geological Survey of Canada, Ottawa, Paper 75-7, 32 p.
- Lowdon, J.A. and Blake, W., (1976). Geological Survey of Canada radiocarbon dates XVI. Geological Survey of Canada, Ottawa, Paper 76-7, 21 p.
- Mathewes, R. W. (1993). Evidence for Younger Dryas-age cooling on the North Pacific coast of America. *Quaternary Science Reviews*, 12(5), 321-331.
- Martin, L. C. P., Blard, P. H., Balco, G., Lavé, J., Delunel, R., Lifton, N., & Laurent, V. (2017). The CREp program and the ICE-D production rate calibration database: A fully parameterizable and updated online tool to compute cosmic-ray exposure ages. *Quaternary geochronology*, 38, 25-49.

- McDonald, B. C. (1968). Deglaciation and differential postglacial rebound in the Appalachian region of southeastern Quebec. *The Journal of Geology*, 76(6), 664-677.
- Mix, A. C., Bard, E., & Schneider, R. (2001). Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, 20(4), 627-657.
- Muscheler, R., Beer, J., Kubik, P. W., & Synal, H. A. (2005). Geomagnetic field intensity during the last 60,000 years based on ^{10}Be and ^{36}Cl from the Summit ice cores and ^{14}C . *Quaternary Science Reviews*, 24(16-17), 1849-1860.
- Niedermann, S., Graf, T., Kim, J.S., Kohl, C.P., Marti, K., Nishiizumi, K., 1994. Cosmic-ray produced ^{22}Ne in terrestrial quartz: the neon inventory of Sierra Nevada quartz separates. *Earth and Planetary Science Letters* 125, 341-355.
- Nishiizumi, K., Klein, J., Middleton, R., Craig, H., (1990). Cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al , and ^3He in olivine from Maui lavas. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 98, pages 263-266.
- Occhietti, S., (1976). Dépôts et faits quaternaires du Bas Saint-Maurice, Québec (2e partie). Commission géologique du Canada, Ottawa, étude 76-1C, p. 217-220.
- Occhietti, S. et Hillaire-Marcel, C. (1977). Chronologie ^{14}C des événements paléogéographiques du Québec depuis 14 000 ans. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 (1-2), 123-133.
- Occhietti, S. (2007). The Saint-Narcisse morainic complex and early Younger Dryas events on the southeastern margin of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 61(2-3), 89-117.
- Pagé, P., 1977. Les dépôts meubles de la région de Saint-Jean-de-Matha— Sainte-Émilie-de-l'Énergie, Québec : cartographie, sédimentologie et stratigraphie. M.Sc. thesis, Université du Québec à Montréal, 118 p.
- Parent, M., (1987). Late Pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos-Valcourt region, southeastern Quebec. University of Western Ontario; 320.
- Parent, M., Occhietti, S. (1988). Late Wisconsinan deglaciation and Champlain sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 42, 215-246.
- Parent, M., Occhietti, S., (1999). Late Wisconsinan deglaciation and glacial lake development in the Appalachians of southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 53, 117-135.
- Partin, J. W., Quinn, T. M., Shen, C. C., Okumura, Y., Cardenas, M. B., Siringan, F. P., ... & Taylor, F. W. (2015). Gradual onset and recovery of the Younger Dryas abrupt climate event in the tropics. *Nature Communications*, 6(1), 1-9.
- Protin, M., Blard, P. H., Marrocchi, Y., & Mathon, F. (2016). Irreversible adsorption of atmospheric helium on olivine: A lobster pot analogy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 179, 76-88.

- Puchol, N., Blard, P. H., Pik, R., Tibari, B., & Lavé, J. (2017). Variability of magmatic and cosmogenic ^3He in Ethiopian river sands of detrital pyroxenes: Impact on denudation rate determinations. *Chemical Geology*, 448, 13-25.
- Putnam, A. E., Schaefer, J. M., Barrell, D. J. A., Vandergoes, M., Denton, G. H., Kaplan, M. R., ... & Kelley, S. E. (2010). In situ cosmogenic ^{10}Be production-rate calibration from the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Geochronology*, 5(4), 392-409.
- Richard D., Marty B., Chaussidon M. and Arndt N. (1996) Helium isotopic evidence for a lower mantle component in depleted Archean komatiite. *Science* 273, 93-95.
- Richard, P. J., & Occhietti, S. (2005). ^{14}C chronology for ice retreat and inception of Champlain Sea in the St. Lawrence Lowlands, Canada. *Quaternary Research*, 63(3), 353-358.
- Ridge, J. C., Canwell, B. A., Kelly, M. A., Kelley, S. Z., Weddle, T., & Retelle, M. (2001). Atmospheric ^{14}C chronology for late Wisconsinan deglaciation and sea-level change in eastern New England using varve and paleomagnetic records. *Deglacial history and relative sea-level changes, northern New England and adjacent Canada*, 351, 173-191.
- Ridge, J. (2003). The last deglaciation of the northeastern United States: a combined varve, paleomagnetic, and calibrated ^{14}C chronology. In: Cremeens, D., Hart, J. (Eds.), *Geoarchaeology of Landscapes in the Glaciated Northeast*: New York State Museum Bulletin 497. University of the State of New York, Albany, NY, pp. 15–45.
- Ridge, J. (2004). The Quaternary glaciation of western New England with correlations to surrounding areas. In: Ehlers, J., Gibbard, P. (Eds.), *Quaternary Glaciations—Extent and Chronology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 169–199.
- Ridge, J. C., Balco, G., Bayless, R. L., Beck, C. C., Carter, L. B., Dean, J. L., ... & Wei, J. H. (2012). The new North American Varve Chronology: A precise record of southeastern Laurentide Ice Sheet deglaciation and climate, 18.2-12.5 kyr BP, and correlations with Greenland ice core records. *American Journal of Science*, 312(7), 685-722.
- Rodrigues, C.G. and Vilks, G. (1994). The impact of glacial lake runoff on the Goldthwait and Champlain seas: the relationship between glacial Lake Agassiz runoff and the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 13: 923-944.
- Rood, D. H., Hall, S., Guilderson, T. P., Finkel, R. C., & Brown, T. A. (2010). Challenges and opportunities in high-precision Be-10 measurements at CAMS. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268(7-8), 730-732.
- Roy, M., Dell'Oste, F., Veillette, J. J., De Vernal, A., Hélié, J. F., & Parent, M. (2011). Insights on the events surrounding the final drainage of Lake Ojibway based on James Bay stratigraphic sequences. *Quaternary Science Reviews*, 30(5-6), 682- 692.
- Schaefer, J.M., Denton, G.H., Kaplan, M., Putnam, A., Finkel, R.C., Barrell, D.J., Andersen, B.G., Schwartz, R., Mackintosh, A., Chinn, T., Schluchter, C. (2009). High-frequency Holocene

- glacier fluctuations in New Zealand differ from the northern signature. *Science* 324, 622-625.
- Shilts, W.W. (1981). Surficial geology of the Lac Mégantic area, Québec. Geological Survey of Canada; Memoir 397, 102 pages.
- Skinner, R. G. (1973). Quaternary stratigraphy of the Moose River basin, Ontario. Department of Energy, Mines, and Resources.
- Staiger, J., Gosse, J., Toracinta, R., Oglesby, B., Fastook, J., & Johnson, J. V. (2007). Atmospheric scaling of cosmogenic nuclide production: climate effect. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B2).
- Stone, J. O. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B10), 23753-23759.
- Thompson, W. B., Fowler, B. K., Flanagan, S. M., Dorion, C. C., & Van Baalen, M. R. (1996). Recession of the Late Wisconsinan ice sheet from the northwestern White Mountains, New Hampshire. In *Guidebook to Field Trips in Northern New Hampshire and Adjacent Regions of Maine and Vermont: New England Intercollegiate Geologic Conference, 88th Annual Meeting* (pp. 203-225).
- Thompson Davis, P., Koester, A. J., Shakun, J. D., Bierman, P. R., & Corbett, L. B. (2017). Applying the Cosmogenic Nuclide Dipstick Model for Deglaciation of Mt. In Washington in Johnson, B., and Eusden, JD, ed., *Guidebook for Field Trips in Western Maine and Northern New Hampshire: New England Intercollegiate Geological Conference, Bates College* (pp. 247-272).
- Thompson, W., Fowler, B., & Dorion, C. (1999). Deglaciation of the northwestern white mountains, New Hampshire. *Géographie physique et Quaternaire*, 53(1), 59-77.
- Trull, T. W., Kurz, M. D., & Jenkins, W. J. (1991). Diffusion of cosmogenic ^3He in olivine and quartz: implications for surface exposure dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 103(1-4), 241-256.
- Turgeon, S., Dubois, J. M., Ouellet, M., & Poulin, A. (2003). Sismostratigraphie des lacs Brompton, Memphrémagog et Massawippi, sud du Québec, Canada: déglaciation et paléoenvironnements sédimentaires du tardi-Quaternaire appalachien/Seismostratigraphy of Lakes Brompton, Memphrémagog and Massawippi, southern Québec, Canada: Late Quaternary déglaciation and sedimentary palaeoenvironments. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 9(1), 13-31.
- Ullman, D. J., Carlson, A. E., Hostetler, S. W., Clark, P. U., Cuzzone, J., Milne, G. A., ... & Caffee, M. (2016). Final Laurentide ice-sheet deglaciation and Holocene climate-sea level change. *Quaternary Science Reviews*, 152, 49-59.
- Veillette, J. J. (1994). Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway. *Quaternary Science Reviews*, 13(9-10), 945-971.

- Williams, A. J., Stuart, F. M., Day, S. J., & Phillips, W. M. (2005). Using pyroxene microphenocrysts to determine cosmogenic ^3He concentrations in old volcanic rocks: an example of landscape development in central Gran Canaria. *Quaternary Science Reviews*, 24(1-2), 211-222.
- Young, N.E., Schaefer, J.M., Briner, J.P., Goehring, B.M., 2013. A ^{10}Be production-rate calibration for the Arctic. *J. Quat. Sci.* 28, 515e526.
- Young, N.E., Briner, J.P., Miller, G.H., Lesnek, A.J., Crump, S.E., Thomas, E.K., Pendleton, S.L., Cuzzone, J., Lamp, J., Zimmerman, S., Caffee, M., Schaefer, J.M., 2020a. Deglaciation of the Greenland and Laurentide ice sheets interrupted by glacier advance during abrupt coolings. *Quat. Sci. Rev.*, 229.
- Young, N.E., Briner, J.P., Schaefer, J.M., Miller, G.H., Lesnek, A.J., Crump, S.E., Thomas, E.K., Pendleton, S.L., Cuzzone, J., Lamp, J., Zimmerman, S., Caffee, M., 2020b. Reply to Carlson (2020) Comment on “Deglaciation of the Greenland and Laurentide Ice Sheets Interrupted by Glacier Advance during Abrupt Coolings”, *Quaternary Science Reviews* 240.

CONCLUSION

Durant la dernière déglaciation au Québec, la fonte de l'Inlandsis laurentidien (IL) a laissé une série de complexes morainiques et dépôts glaciaires qui enregistrent le parton du retrait glaciaire qui s'est fait globalement du sud vers le nord. Les travaux en géochronologie des dernières décennies sont principalement basés sur la datation par radiocarbone de matériaux organiques en lien direct et indirect avec ces moraines et ont permis d'apporter certaines contraintes sur la chronologie du retrait glaciaire. Bien que ces travaux fournissent une bien meilleure compréhension sur l'évolution spatio-temporelle d'un important secteur de l'IL au cours de la dernière déglaciation, la couverture de données géochronologiques demeure largement parcellaire, ce qui entraîne de nombreux questionnements et d'incertitudes. De plus, des lacunes persistent toujours dans certaines régions sur l'étendue et même la présence des formes de terrain et dépôts de contact glaciaire qui renseignent sur la position du front glaciaire durant son recul.

En vue de mieux documenter l'évolution spatio-temporelle de l'Inlandsis laurentidien durant la déglaciation, de nouvelles données sont requises, notamment des âges directs sur la mise en place de ces moraines ou dépôts marquant la position d'anciens fronts glaciaires. Cet objectif demeure un défi considérable dans les environnements glaciaires en raison du peu de matière organique qu'on retrouve dans ces milieux de déposition proximaux au front glaciaire et qui par le fait même limite l'application de la datation ^{14}C . C'est ici que la datation par isotopes cosmogéniques est particulièrement utile et peut permettre d'augmenter le nombre de contraintes temporelles sur les positions des marges glaciaires. De nouvelles données géochronologiques sont d'autant plus importantes puisque l'on sait que les moraines sont souvent reliées à des évènements paléoclimatiques majeurs. Les datations cosmogéniques sur les blocs de ces moraines peuvent ainsi éclaircir les liens entre certains forçages climatiques et la réponse de l'inlandsis et ainsi permettent de mieux comprendre la déglaciation de l'est de l'Amérique. Puisque cette méthode a encore peu été appliquée au Québec, les travaux présents permettent d'apporter des données chronologiques et ainsi de prolonger le transect de datations qui a été amorcé en Nouvelle-Angleterre.

La datation par isotopes cosmogénique utilisant l' ^3He dans cette étude est l'une des premières tentatives de ce type à être réalisée sur des formes de terrains de l'IL. Les résultats de ^3He ne sont pas cohérents et montrent qu'il y a encore beaucoup de travail à faire afin d'effectuer les mesures de l'hélium sur des blocs erratiques. Il est nécessaire d'approfondir et de raffiner les méthodes de corrections des composantes de l' ^3He non cosmogéniques afin de réaliser des datations fiables. Cette méthode pourrait être très utile dans des secteurs tels que la moraine de Saint-Narcisse où les blocs trouvés sont souvent mafiques et ultramafiques contenant très peu de quartz, rendant la datation par ^{10}Be très difficile, voire impossible. Dans un tel environnement, d'autres solutions peuvent être envisagées comme la datation par ^{10}Be sur des minéraux de pyroxènes. Cette méthode présente des difficultés en partie à cause de la difficulté à corriger la contamination météorique, mais qui est possible et qui a déjà été réalisée (Blard et al., 2008).

L'application de la datation par exposition de surface au ^{10}Be donne les premiers âges directs du front glaciaire dans les Appalaches et dans le territoire de la baie d'Hudson, tout en raffinant l'âge de la moraine de Sakami dans la région de la baie-James. Les âges plus tardifs suggèrent que la moraine de Sakami s'est déposée peu après l'épisode de refroidissement associé à l'événement 8,2 ka. Les résultats fournissent également la base pour la corrélation de la ceinture de drift de Puvirnituq dans l'est de la baie d'Hudson avec la moraine de Sakami dans l'est de la baie-James, délimitant ainsi une position importante de marge glaciaire du secteur du Labrador de l'IL lors de la déglaciation tardive. Dans l'ensemble, le travail effectué le long de ce transect nord-sud, qui couvre une bonne partie du secteur du Labrador, montre que la datation par isotopes cosmogéniques des formes et des reliefs de cette région a un grand potentiel afin d'améliorer les restrictions chronologiques des marges glaciaires de la région intérieure de l'IL lors la déglaciation.

ANNEXE A
PROTOCOLE D'ANALYSES (³HE) AU LABORATOIRE DU CRPG-CNRS DE
L'UNIVERSITÉ DE LORRAINE EN FRANCE

Trois échantillons de la moraine de Saint-Narcisse ont été analysés au laboratoire du CRPG-CNRS de l'Université de Lorraine en France.

La préparation des échantillons afin de faire l'extraction du gaz magmatique par broyage dans in vacuo comporte quelque étapes (étapes modifiées de Blard, 2006).

1. Les minéraux sont nettoyés pendant 5 minutes dans un bain à l'acétone dans une cuve à ultra-sons, permettant d'enlever les contaminations organiques et les poussières indésirables.
2. L'échantillon séché est mis dans un tube d'acier et recouvert d'un piston de fer doux qui est ensuite connecté à la ligne d'extraction.
3. L'échantillon est ensuite pompé pendant 8 heures par une pompe turbo-moléculaire afin de suffisamment baisser la pression ($> 10^{-8}$ mbar). Il faut également chauffer la ligne à 150°C afin d'éliminer les molécules indésirables pouvant être contenues dans les parois de la ligne.
4. Afin d'extraire les gaz de l'échantillon, le broyage est fait à l'aide d'un piston d'acier qui, grâce à un champ magnétique alternatif produit par trois solénoïdes empilés, broie l'échantillon. Le piston est réglé pour donner 100 coups par minute pendant 3 à 5 minutes.
5. Le gaz extrait est purifié par plusieurs pièges dans la ligne pendant quelques minutes. L'échantillon est ensuite envoyé au spectromètre de masse VG5400 pour mesurer l'abondance de ³He et ⁴He et faire un rapport isotopique ³He/⁴He par broyage.

Maintenant que le rapport magmatique à été mesuré, l'extraction de l'hélium cosmogénique par fusion in vacuo dans un four HT (haute température) a également été effectuée sur les échantillons afin de mesurer la totalité de l'hélium-3 cosmogénique des échantillons produit in situ qui est contenu dans le réseau cristallin des minéraux (manipulations modifiées de Blard, 2006).

1. En vue de l'extraction dans les minéraux d'olivine et de pyroxène, les phénocristaux doivent être chauffés à une température supérieure à 1500°C afin de sortir la totalité de l'hélium contenu dans la matrice (Trull et Kurz, 1993). Pour s'assurer d'une extraction complète, les échantillons sont chauffés selon une température comprise entre 1600°C et 1800°C pendant 15 minutes.
2. Les échantillons pouvant être mis dans le four sont d'un poids entre 0,1 et 1 gramme et sont insérés dans la nacelle du four.
3. Suite au vide effectué, le chauffage pour être fait par passages électriques en cuivre montés sur des brides couteau de type CF16®. Le gaz peut alors passer dans la ligne, être purifié des autres gaz indésirables par les pièges de la ligne et ensuite être analysé par le spectromètre de masse.

ANNEXE B

PROTOCOLE DE PRÉPARATION ET D'ANALYSE (^{10}Be) AU LABORATOIRE LAMONT-DOHERTY EARTH OBSERVATORY (LDEO) DE COLUMBIA UNIVERSITY (NY, É.-U.) ET LAWRENCE LIVERMORE NATIONAL LABORATORY (CALIFORNIE, É.-U.)

La préparation des échantillons a été faite au centre de recherche de Lamont-Doherty Earth Observatory (LDEO) de Columbia University selon le protocole du laboratoire de datation cosmogénique en place (Schaefer *et al.*, 2009). Les analyses des échantillons au béryllium sont faites sur les minéraux de quartz purs. Les analyses ont été faites à l'aide d'un spectromètre de masse par accélération (AMS) au Lawrence Livermore National Laboratory (Californie, É.-U.)

Plusieurs manipulations physiques et chimiques sont faites sur les roches pour en extraire la fraction de quartz.

1. Les manipulations physiques consistent à broyer les échantillons et faire une séparation magnétique des minéraux;
2. Les manipulations chimiques consistent en des procédés qui utilisent des solutions moussantes, des bains d'acide fluorhydrique (HF) et des séparations par liqueur dense. Une fois ces manipulations terminées, il reste une aliquote de quartz pur à partir duquel le ^{10}Be est extrait. Pour cela, l'attaque par acide HCL et HCLO₄ est nécessaire;
3. Ensuite, des échanges anioniques et cationiques permettent d'isoler les éléments traces. Pour obtenir le produit final, prêt à l'analyse, la combustion et la précipitation du ^{10}Be sont requis;
4. Le produit d'oxyde de béryllium est ensuite intégré dans une cathode qui contient du niobium. L'analyse par spectrométrie de masse permet d'obtenir les ratios de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ qui sont calibrés par un standard.

Tableau ii). Signal des isotopes de l'hélium et du néon et calcul des ratios pour MSN-02

Std	3He	4He		Std	3He/4He	Ech	3He	4He			3He/4He			
	fA	fA					fA	fA						
Signal	0.015225393	18960.3657		Ratio	8.030E-07	Signal	0.0273737	33110.182		Ratio	8.26E-07			
err%	4.76573	0.02579		err %		err %	1.534064	0.032849		err %	1.625851			
	7.26E-04	4.89E+00		±3He/4He	0.00E+00		0.000419929	10.8763637		±3He/4He	1.34E-08			
	±3He	±4He					±3He	±4He						
Std	20Ne	21Ne	22Ne	Std	20Ne/22Ne	21Ne/22Ne	Ech	20Ne	21Ne	22Ne	20Ne/22Ne	21Ne/22Ne		
	fA	fA	fA		fA	fA		fA	fA	fA	fA	fA		
Signal	34720.19	103.82	3670.42		9.46	0.03	Signal	43046.2486	127.9245	4527.3930	9.50	0.0283		
err%	0.11	0.46	0.14		0.09	0.44	err %	0.076533	0.226530	0.068167	0.05	0.2314		
±22Ne	39.6494	0.4800	5.1040		0.0080	0.0001	±22Ne	32.9446	0.2898	3.0862	0.0049	0.0001		
grams	0.237			4He			±	3He/4He	±	R/Ra	±	4He/22Ne	R/Rac	±
				ccSTP/g										
					5.60E-06	2.34E-09		1.42433E-06	2.3157E-08	1.029	0.017	4.418981197	1.099	0.018
dilution He	1.00	dilution Ne	1.00	22Ne	±	20Ne/22Ne	±	21Ne/22Ne	±					
Sample				ccSTP/cc										
atm 4He in Helix	3.72E-10	atm 22Ne in Helix	8.41E-11		1.2682E-06	8.64E-10	9.85E+00	0.00980027	2.90E-02	0.000142791				
Sample														
cc 4He in Helix	1.33E-06	cc 22Ne in Helix	3.01E-07											
Sample														

*Extraction fait à 1000°C.

Tableau iii). Signal des isotopes de l'hélium et du néon et calcul des ratios pour SAK-01A

Std	3He	4He		Std	3He/4He	Ech	3He	4He			3He/4He			
	fA	fA					fA	fA						
Signal	0.014104947	18769.108		Ratio	7.519E-07	Signal	N/A	6139.99277		Ratio	7.52E-07			
err%	3.310962	0.019976		err %	3.312585	err %	N/A	3.089176		err %	3.312585			
	4.67E-04	3.75E+00		±3He/4He	2.49E-08		#VALEUR!	189.675183		±3He/4He	2.49E-08			
	±3He	±4He					±3He	±4He						
Std	20Ne	21Ne	22Ne	Std	20Ne/22Ne	21Ne/22Ne	Ech	20Ne	21Ne	22Ne	20Ne/22Ne	21Ne/22Ne		
	fA	fA	fA		fA	fA		fA	fA	fA	fA	fA		
Signal	33186.70	99.09	3512.24		9.45	0.03	Signal	7552.3042	N/A	4.4561	1698.81	N/A		
err%	0.22	0.16	0.08		0.08	0.14	err %	2.500811	N/A	6.263200	5.96	N/A		
±22Ne	74.3336	0.1635	2.8985		0.0072	0.0000	±22Ne	188.8669	#VALEUR!	0.2791	101.3137	#VALEUR!		
grams	0.400			4He			±	3He/4He	±	R/Ra	±	4He/22Ne	R/Rac	±
				ccSTP/g										
					6.22E-07	1.92E-08		0.000001384	6.4836E-08	1.000	0.047	804.8003882	1.000	0.047
dilution He	1.00	dilution Ne	1.00	22Ne	±	20Ne/22Ne	±	21Ne/22Ne	±					
Sample				ccSTP/cc										
atm 4He in Helix	6.98E-11	atm 22Ne in Helix	8.65E-14		7.7289E-10	4.84E-11	1.76E+03	105.102849	N/A	N/A				
Sample														
cc 4He in Helix	2.49E-07	cc 22Ne in Helix	3.09E-10											
Sample														

*Extraction fait à 1100°C, Néon-21 indétectable par le spectromètre de masse.

Tableau vi). Signal des isotopes de l'hélium et du néon et calcul des ratios pour SAK-02B

Std	3He fA	4He fA		Std	3He/4He		Ech	3He fA	4He fA		3He/4He					
Signal	0,010268421	10487,5702		Ratio	1,027E-02		Signal	0,0000567	27631,6981		Ratio	N/A				
err%	3,298212	0,058042		err %	3,298212		err %	34,431934	0,070845		err %	N/A				
	3,39E-04 ±3He	6,09E+00 ±4He		±3He/4He	3,39E-04			1,954E-05 ±3He	19,5756765 ±4He		±3He/4He	#VALEUR!				
Std	20Ne fA	21Ne fA	22Ne fA	20Ne/22Ne fA	21Ne/22Ne fA		Ech	20Ne fA	21Ne fA	22Ne fA	20Ne/22Ne fA	21Ne/22Ne fA				
Signal	N/A	N/A	2563,59	N/A	N/A		Signal	N/A	N/A	1,262206657	N/A	N/A				
err%	N/A	N/A	0,06	N/A	N/A		err %	N/A	N/A	4,634753	N/A	N/A				
±22Ne	#VALEUR!	#VALEUR!	1,4116	#VALEUR!	#VALEUR!		±22Ne	#VALEUR!	#VALEUR!	0,0585	#VALEUR!	#VALEUR!				
grams	0,403						4He ccSTP/g	±	3He/4He	±	R/Ra	±	4He/22Ne	R/Rac	±	
								4,97E-06	4,55E-09	N/A	N/A	N/A	N/A	16702,81941	N/A	N/A
Sample	dilution He 1,00		dilution Ne 1,00				22Ne ccSTP/cc	±	20Ne/22Ne	±	21Ne/22Ne	±				
Sample	atm 4He in Helix 5,61E-10		atm 22Ne in Helix 3,36E-14					2,9761E-10	1,38E-11	N/A	N/A	N/A	N/A			
Sample	cc 4He in Helix 2,00E-06		cc 22Ne in Helix 1,20E-10													

*Extraction fait à 900°C, Néon-20, Néon-21 indétectable par le spectromètre de masse ainsi que l'hélium-3 (Bruit de fond de l'hélium détecté).

Tableau vii). Signal des isotopes de l'hélium et du néon et calcul des ratios pour SAK-02C

Std	3He fA	4He fA		Std	3He/4He		Ech	3He fA	4He fA		3He/4He					
Signal	0,015400461	19456,9364		Ratio	7,919E-07		Signal	0,0004120	6846,88735		Ratio	6,01E-08				
err%	1,983766	0,018842		err %	1,986654		err %	24,027567	0,655164		err %	24,104692				
	3,06E-04 ±3He	3,67E+00 ±4He		±3He/4He	1,57E-08			9,8992E-05 ±3He	38,0114537 ±4He		±3He/4He	1,45E-08				
Std	20Ne fA	21Ne fA	22Ne fA	20Ne/22Ne fA	21Ne/22Ne fA		Ech	20Ne fA	21Ne fA	22Ne fA	20Ne/22Ne fA	21Ne/22Ne fA				
Signal	33480,13	98,78	3471,86	0,03	9,61		Signal	604,6120	1,8713	61,2678	9,8633	0,0305				
err%	0,13	0,12	0,07	0,07	0,09		err %	0,130057	3,156175	0,166887	0,156699	3,124551				
±22Ne	42,2593	0,1157	2,3606	0,0000	0,0087		±22Ne	0,7863	0,0591	0,1022	0,0155	0,0010				
grams	0,405						4He ccSTP/g	±	3He/4He	±	R/Ra	±	4He/22Ne	R/Rac	±	
								6,61E-07	3,67E-09	1,04951E-07	2,5384E-08	0,076	0,018	62,24	0,027	0,007
Sample	dilution He 1,00		dilution Ne 1,00				22Ne ccSTP/cc	±	20Ne/22Ne	±	21Ne/22Ne	±				
Sample	atm 4He in Helix 7,49E-11		atm 22Ne in Helix 1,20E-12					1,0618E-08	1,77E-11	3,40E+03	5,79647669	9,21E-05	2,87997E-06			
Sample	cc 4He in Helix 2,68E-07		cc 22Ne in Helix 4,30E-09													

*Extraction fait à 1100°C.

ANNEXE D

DONNÉES DES MESURES ET DES CALCULS DE GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE DE L'HÉLIUM-3 EFFECTUÉ AU LABORATOIRE DU CRPG-CNRS DE L'UNIVERSITÉ DE LORRAINE EN FRANCE

Tableau viii). Données des analyses géochimiques des éléments majeurs faits sur les échantillons, présenter selon l'incertitudes en fonction de la teneur.

	ICP-MS iCapQ et ICP-OES iCap6500 (Sc uniquement)	As	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Cr	Cs	Cu	Ga	Ge	Hf	In
		Incertitudes (%) en fonction de la teneur	>100 µg/g											
	>50 µg/g	<5%	<5%	<5%		<10%	<5%			<8%		<5%		<5%
	>10 µg/g	<15%	<15%	<15%	<5%	<15%	<10%	<5%	<5%	<20%	<5%		<5%	
	>1 µg/g	<20%	**		<10%		<20%	<10%	<15%	**	<10%	<10%	<10%	<15%
	>0,5 µg/g													
	>0,1 µg/g	**		<20%	<20%	<20%	**	**	<20%		<20%	<20%	<15%	<20%
	>0,01 µg/g			**	**	**			**		**	**	**	**
Limite de détermination	L.D. µg/g	0.50	5.5	0.05	0.045	0.02	0.08	0.50	0.02	2.0	0.02	0.04	0.03	0.03

Mo	Nb	Ni	Pb	Rb	Sb	Sc	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y
						<5%								
<5%	<5%		<10%	<5%		<10%	<5%	<5%	<5%	<5%	<5%	<5%	<5%	<5%
<15%		<5%		<15%	<5%		<15%	<10%			<10%	<10%	<10%	
<20%	<10%	**	<20%	<20%	<10%	<15%	<20%	<20%	<10%	<10%	<15%	<15%	<20%	<15%
						**								
**	<20%		**	**	<20%		**	**	<20%	<20%	<20%	**	**	<20%
	**				**				**	**	**			**
0.50	0.015	2.0	0.45	0.15	0.06	0.6	0.30	0.70	0.004	0.015	0.01	0.85	0.80	0.02

Zn	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
<10%	<5%		<5%	<5%	<5%				<5%		<5%		<5%	<5%	<5%
<20%	<15%	<5%	<10%	<10%	<15%	<5%		<5%	<10%	<5%				<10%	<5%
**	**	<15%	<15%			<15%	<5%	<10%	<15%	<10%	<10%	<5%	<10%	<15%	<10%
		<20%	<20%	<20%	<20%	<20%	<10%	<20%	<20%	<15%	<20%	<10%	<20%	<20%	<20%
		**	**	**	**	**	**	**	**	**	**	**	**	**	**
7.0	1.50	0.02	0.03	0.004	0.016	0.005	0.002	0.005	0.001	0.004	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001

*L'incertitude sur la mesure est calculée pour 200mg d'échantillon préparé. Elle devient importante (>25%) sur une plage de concentration située entre la limite de détermination et la plus faible concentration pour laquelle un pourcentage d'erreur est indiqué.

Tableau ix). Données des analyses géochimiques des éléments majeurs effectuées sur les échantillons.

Ref Echantillon	As	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Cr	Cs	Cu	Ga	Ge	Hf	In
	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g
MSN-01 Pyroxene	<L.D.	16,0	<L.D.	0,08	0,11	108	567	0,11	20,8	8,56	1,82	0,48	0,08
MSN-02 Pyroxene	<L.D.	15,1	0,11	<L.D.	0,20	83,3	42,6	0,10	11,9	9,00	2,15	1,01	0,11
MSN-03 Pyroxene	<L.D.	9,2	0,08	<L.D.	0,13	85,8	145	0,10	7,3	9,03	1,93	2,42	0,08

Mo	Nb	Ni	Pb	Rb	Sb	Sc	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y
µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g
<L.D.	0,42	172	4,89	2,75	0,34	40,14	1,12	10,4	0,07	0,09	0,03	206	<L.D.	6,04
<L.D.	0,13	37,9	5,77	1,04	0,38	60,14	0,58	17,7	0,05	0,02	<L.D.	190	<L.D.	19,9
<L.D.	0,69	37,8	4,91	0,89	0,47	42,40	2,93	11,4	0,06	0,04	0,02	252	<L.D.	10,4

Zn	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g	µg/g
170	15,0	0,179	0,537	0,102	0,636	0,272	0,043	0,426	0,103	0,873	0,224	0,739	0,132	0,957	0,164
213	23,7	0,550	2,42	0,560	3,83	1,69	0,419	2,36	0,468	3,39	0,798	2,26	0,356	2,38	0,372
217	97,3	0,246	1,15	0,295	2,05	0,893	0,188	1,21	0,243	1,77	0,413	1,21	0,198	1,38	0,224

Tableau x). Données sur les mesures et les calculs des différentes composantes de l'³He et l'⁴He ainsi que l'âge de fermeture des échantillons.

Échantillons	MSN-01	MSN-02	MSN-03
Granulométrie	100-300	100-300	100-300
Minéraux analysé	Pyroxènes	Pyroxènes	Pyroxènes
Masse (g)	0,139	0,118	0,088
³He mesuré (at/g)	6,19E+07	4,49E+07	1,01E+08
Incertitudes	1,39E+06	1,10E+06	2,21E+06
⁴He mesuré (at/g)	9,04E+13	3,90E+13	9,99E+13
Incertitudes	1,19E+12	5,18E+11	1,32E+12
Production radiogénique ⁴He (at/g/yr)	2,93E+05	1,87E+05	2,34E+05
Incertitudes	1,24E-04	2,86E-04	1,70E-04
Concentration nucléogénique ³He (at/g)	1,92E+05	2,97E+05	3,63E+05
Incertitudes	5,43E+04	8,41E+04	1,03E+05
Concentration magmatique ³He (at/g)	8,86E+05	8,86E+05	8,86E+05
Incertitudes	4,43E+05	4,43E+05	4,43E+05
Âge de fermeture (Ma)	3,09E+02	2,08E+02	4,26E+02
Incertitudes	6,19E+01	4,17E+01	8,54E+01
Concentration cosmogénique ³He (at/g)	6,08E+07	4,37E+07	1,00E+08
Incertitudes	1,46E+06	1,19E+06	2,25E+06

Tableau xi). Input des données sur les échantillons tel que utilisé pour rentrer dans le calculateur CREP.

Sample	Lat (dec°)	Lon (dec°)	Alt (masl)	Conc (at/g)	1s (at/g)	Shield. Corr	Density	Thickness (cm)	Er. (cm/yr)
MSN-01	46,174852	-74,035534	467	6,08E+07	1,46E+06	1	2,7	2	0
MSN-02	46,17786549	-74,0354697	487	4,370E+07	1,192E+06	1	2,7	2	0
MSN-03	46,17774602	-74,0341114	486	1,001E+08	2,254E+06	1	2,7	2	0
MSN-01'	46,174852	-74,035534	467	6,73E+06	1,46E+06	1	2,7	2	0
MSN-02'	46,17786549	-74,0354697	487	2,12E+08	1,192E+06	1	2,7	2	0

Sample	Lat (dec°)	Lon (dec°)	Alt (masl)	Conc (at/g)	1s (at/g)	Shield. Corr	Density	Thickness (cm)	Er. (cm/yr)
Sak-01b	51,9548014	-76,325777	294	4,51E+07	3,08E+04	1	2,7	2	0
Sak-01c	51,9600873	-75,744028	294	5,146E+07	1,372E+05	1	2,7	2	0
Sak-02c	51,0766115	-75,227054	321	1,660E+06	5,742E+04	1	2,7	2	0
Sak-01b-Qtz	51,9548014	-76,325777	294	4,52E+07	3,27E+03	1	2,7	2	0
Sak-01c-Qtz	51,9600873	-75,744028	294	5,19E+07	6,875E+03	1	2,7	2	0

ANNEXE E

**RÉSULTATS DES ANALYSES GEOCHIMIQUE EFFECTUÉS AU BUREAU VERITAS
MINERAL LABORATORIES À VANCOUVER**

Tableau xii). Données géochimique des éléments traces et majeurs des échantillons.

	Method	WGHT	MA270																			
		Analyte	Wgt	Mo	Cu	Pb	Zn	Ag	Ni	Co	Mn	Fe	As	U	Th	Sr	Cd	Sb	Bi	V	Ca	P
		Unit	kg	ppm	%	ppm	%															
	MDL	0.01	0.5	0.5	0.5	5	0.5	0.5	1	5	0.01	5	0.5	0.5	5	0.5	0.5	0.5	10	0.01	0.01	
MSN-05	Rock	0.33	<0.5	6.0	1.6	24	<0.5	19.3	13	283	2.05	<5	<0.5	<0.5	735	<0.5	<0.5	<0.5	35	6.80	<0.01	
MSN-02	Rock	0.41	<0.5	21.2	1.5	95	<0.5	36.2	58	1387	9.78	<5	<0.5	<0.5	370	<0.5	<0.5	<0.5	348	6.55	<0.01	
MSN-03	Rock	0.47	<0.5	18.2	1.4	105	<0.5	46.8	72	1242	13.07	<5	<0.5	<0.5	307	<0.5	<0.5	<0.5	508	4.26	<0.01	
MSN-04	Rock	0.37	1.1	9.2	15.3	108	<0.5	0.8	6	740	4.81	<5	<0.5	<0.5	105	<0.5	<0.5	<0.5	22	1.11	0.10	
Meg-01-A	Rock	0.32	0.7	12.9	16.4	36	<0.5	2.7	2	241	1.64	<5	3.5	29.1	104	<0.5	<0.5	<0.5	12	0.50	0.02	
Meg-02-A	Rock	0.38	0.7	12.1	12.9	27	<0.5	3.1	2	242	1.53	<5	3.7	25.1	110	<0.5	<0.5	<0.5	12	0.51	0.02	
Meg-03-A	Rock	0.34	5.3	17.4	39.3	53	<0.5	5.1	2	135	1.62	5	1.5	11.3	211	<0.5	<0.5	<0.5	29	0.62	0.04	
SAK-Be-01A	Rock	0.46	<0.5	9.6	9.2	52	<0.5	7.2	5	336	1.72	<5	1.1	5.0	308	<0.5	<0.5	<0.5	27	1.73	0.04	
SAK-Be-01B	Rock	0.32	<0.5	24.4	9.3	35	<0.5	1.0	2	336	1.78	<5	1.3	6.2	137	<0.5	<0.5	<0.5	<10	2.17	0.02	
SAK-Be-01C	Rock	0.37	<0.5	9.7	10.4	58	<0.5	4.9	8	353	2.73	<5	1.1	6.2	216	<0.5	<0.5	<0.5	53	2.48	0.04	
SAK-Be-02A	Rock	0.47	17.9	3.9	25.0	28	<0.5	1.1	1	133	1.06	<5	3.1	22.1	64	<0.5	<0.5	<0.5	<10	0.42	0.02	
SAK-Be-02B	Rock	0.37	2.9	6.6	30.5	34	<0.5	2.0	1	144	1.15	<5	3.7	34.1	79	<0.5	<0.5	<0.5	<10	0.50	0.02	
SAK-Be-02C	Rock	0.36	0.5	12.8	27.6	18	<0.5	0.7	<1	132	0.60	<5	3.0	8.4	80	<0.5	<0.5	<0.5	<10	0.65	0.02	
Sak-Be-02D	Rock	0.41	0.6	5.9	28.5	38	<0.5	2.2	2	210	1.46	<5	10.1	31.6	71	<0.5	<0.5	<0.5	<10	0.57	0.03	
SAK-Be-01B-QTZ	Sand	<0.01	<0.5	9.7	6.1	5	<0.5	1.2	<1	85	0.88	<5	<0.5	0.5	123	<0.5	<0.5	<0.5	<10	1.81	<0.01	
SAK-Be-01C-QTZ	Sand	<0.01	<0.5	9.4	6.0	5	<0.5	1.0	<1	59	0.60	<5	<0.5	<0.5	165	<0.5	<0.5	<0.5	<10	1.69	<0.01	

	Method	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	
		Analyte	La	Cr	Mg	Ba	Ti	Al	Na	K	W	Zr	Ce	Sn	Y	Nb	Ta	Be	Sc	Li	S	Rb
		Unit	ppm	ppm	%	ppm	%	%	%	ppm	%	ppm										
	MDL	0.5	1	0.01	5	0.001	0.01	0.01	0.01	0.5	0.5	5	0.5	0.5	0.5	0.5	5	1	0.5	0.05	0.5	
MSN-05	Rock	1.4	26	1.18	166	0.116	12.60	3.32	0.44	<0.5	1.5	<5	<0.5	1.5	<0.5	<0.5	<5	6	6.1	<0.05	0.9	
MSN-02	Rock	1.2	32	4.05	148	1.821	7.33	1.89	0.37	<0.5	6.9	<5	<0.5	12.9	2.0	<0.5	<5	28	6.3	<0.05	2.6	
MSN-03	Rock	0.9	146	4.71	104	3.135	6.82	1.70	0.33	<0.5	5.1	<5	<0.5	5.6	2.9	<0.5	<5	22	3.2	0.14	2.4	
MSN-04	Rock	17.4	3	0.21	1059	0.547	6.55	2.14	4.30	<0.5	4.1	42	<0.5	43.5	6.5	<0.5	<5	10	7.8	<0.05	89.4	
Meg-01-A	Rock	41.9	4	0.22	363	0.164	6.30	2.70	3.85	1.8	47.7	86	4.9	23.9	62.4	5.7	5	2	57.9	<0.05	231.9	
Meg-02-A	Rock	26.7	4	0.20	387	0.162	6.28	2.66	4.10	1.1	45.5	52	5.7	18.8	56.9	4.9	<5	2	52.0	<0.05	232.2	
Meg-03-A	Rock	34.6	7	0.27	796	0.226	7.18	2.47	3.10	1.2	38.9	63	1.9	7.2	10.1	0.6	<5	3	19.1	<0.05	111.3	
SAK-Be-01A	Rock	19.3	11	0.48	809	0.172	7.37	3.19	2.04	<0.5	88.9	37	0.6	4.2	4.3	<0.5	<5	3	14.2	<0.05	66.7	
SAK-Be-01B	Rock	6.3	3	0.22	139	0.105	6.68	2.87	0.59	<0.5	141.4	12	1.1	5.1	6.8	0.7	<5	2	19.8	<0.05	34.3	
SAK-Be-01C	Rock	14.5	5	0.52	274	0.246	7.61	3.02	1.06	<0.5	130.5	27	1.2	6.5	5.5	0.5	<5	3	39.9	<0.05	74.5	
SAK-Be-02A	Rock	39.4	2	0.12	497	0.085	5.69	2.14	4.04	<0.5	131.5	79	3.2	7.8	9.9	1.2	<5	2	36.9	<0.05	227.7	
SAK-Be-02B	Rock	54.3	3	0.26	679	0.070	6.48	2.65	4.30	<0.5	157.0	109	5.2	15.3	13.7	1.2	<5	3	22.7	<0.05	236.4	
SAK-Be-02C	Rock	13.7	1	0.08	530	0.033	6.82	2.96	3.84	<0.5	34.5	26	2.4	8.9	5.2	0.7	<5	1	20.8	<0.05	195.3	
Sak-Be-02D	Rock	49.3	3	0.21	534	0.107	7.09	2.58	4.17	<0.5	165.8	98	6.9	13.9	19.5	2.5	<5	4	59.2	<0.05	284.9	
SAK-Be-01B-QTZ	Sand	0.7	2	<0.01	48	0.005	5.44	2.64	0.13	6.7	68.3	<5	<0.5	0.9	<0.5	<0.5	<5	<1	2.1	<0.05	5.5	
SAK-Be-01C-QTZ	Sand	0.9	2	0.01	94	0.009	4.98	2.35	0.18	3.1	14.6	<5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<5	<1	2.0	<0.05	7.7	

Tableau xiii)1. Données géochimique des éléments du hafnium et du sélénium des échantillons.

Method	Analyte	Unit	MA270	MA270
			Hf	Se
		MDL	ppm	ppm
			0.5	5
MSN-05	Rock		<0.5	<5
MSN-02	Rock		0.8	<5
MSN-03	Rock		<0.5	<5
MSN-04	Rock		<0.5	<5
Meg-01-A	Rock		2.1	<5
Meg-02-A	Rock		1.9	<5
Meg-03-A	Rock		1.2	<5
SAK-Be-01A	Rock		2.5	<5
SAK-Be-01B	Rock		3.9	<5
SAK-Be-01C	Rock		3.3	<5
SAK-Be-02A	Rock		4.4	<5
SAK-Be-02B	Rock		5.0	<5
SAK-Be-02C	Rock		1.1	<5
Sak-Be-02D	Rock		5.3	<5
SAK-Be-01B-QTZ	Sand		1.9	<5
SAK-Be-01C-QTZ	Sand		<0.5	<5

Tableau xiv). Données géochimique des éléments traces et majeurs des standards.

Method	Analyte	Unit	MDL	WGHT	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270
				Wgt	Mo	Cu	Pb	Zn	Ag	Ni	Co	Mn	Fe	As	U	Th	Sr	Cd	Sb	Bi	V	Ca	P	
				kg	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	%	%										
				0.01	0.5	0.5	0.5	5	0.5	0.5	1	5	0.01	5	0.5	0.5	5	0.5	0.5	10	0.01	0.01		
Reference Materials																								
STD OREAS605	Standard			5.4	50671.3	1394.4	2228	965.0	1653.2	106	101	3.93	425	2.9	5.4	408	15.0	341.1	19.4	40	0.27	0.05		
STD OREAS927-MA	Standard			1.2	10506.6	206.6	726	4.0	30.7	30	1111	8.25	9	2.5	12.7	27	0.9	1.5	56.4	76	0.37	0.05		
STD OREAS927-MA	Standard			1.0	10732.0	227.8	752	7.2	35.6	32	1158	8.49	<5	2.7	14.8	27	1.1	1.5	68.8	78	0.39	0.06		
STD OREAS605 Expected				5.07	50200	1400	2190	972	1568	100	91	3.8		2.9	5.12	407	14.5	324	19.3	39.9	0.276	0.0507		
STD OREAS927-MA Expected				1.06	10800	223	772	4.6	31	31	1217	8.56	9.2	2.7	14.4	29.3	1.05	1.9	62.7	77	0.388	0.0542		
BLK	Blank			<0.5	<0.5	<0.5	<5	<0.5	<0.5	<1	<5	<0.01	<5	<0.5	<0.5	<5	<0.5	<0.5	<0.5	<10	<0.01	<0.01		
Prep Wash																								
ROCK-VAN	Prep Blank			0.8	2.7	2.5	26	<0.5	0.8	4	504	2.03	<5	1.3	3.5	204	<0.5	<0.5	<0.5	32	1.66	0.04		
ROCK-VAN	Prep Blank			0.8	1.9	2.5	33	<0.5	<0.5	4	520	2.01	<5	1.1	3.1	212	<0.5	<0.5	<0.5	33	1.64	0.04		

Method	Analyte	Unit	MDL	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	MA270	
				La	Cr	Mg	Ba	Ti	Al	Na	K	W	Zr	Ce	Sn	Y	Nb	Ta	Be	Sc	Li	S	Rb	
				ppm	ppm	%	ppm	%	%	%	ppm	%	ppm											
				0.5	1	0.01	5	0.001	0.01	0.01	0.01	0.01	0.5	0.5	5	0.5	0.5	0.5	5	1	0.5	0.05	0.5	
Reference Materials																								
STD OREAS605	Standard			11.9	22	0.06	283	0.179	5.57	0.55	1.10	25.1	97.9	28	1.7	5.1	7.3	0.5	<5	5	25.2	7.80	33.3	
STD OREAS927-MA	Standard			33.6	61	2.04	289	0.304	6.25	0.18	1.80	7.8	85.2	67	18.7	17.5	9.9	0.9	<5	10	32.9	1.52	108.3	
STD OREAS927-MA	Standard			39.3	63	2.11	298	0.318	6.53	0.18	1.87	9.0	92.5	76	23.1	18.8	10.2	0.8	<5	10	35.1	1.52	120.3	
STD OREAS605 Expected				11.3	24	0.0505		0.177	5.51	0.58	1.1	27	92	25	2.73	4.5	6.92			5.03	24	7.89	29.2	
STD OREAS927-MA Expected				39	63	2.11	314	0.3165	6.41	0.173	1.87	8.1	94	73	22.3	19.2	11	0.86	1.8	11	35.1	1.54	121	
BLK	Blank			<0.5	<1	<0.01	<5	<0.001	<0.01	<0.01	<0.01	<0.5	<0.5	<5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<5	<1	<0.5	<0.05	<0.5	
Prep Wash																								
ROCK-VAN	Prep Blank			15.2	2	0.46	851	0.200	7.28	3.37	1.67	<0.5	50.4	28	1.2	16.3	5.2	<0.5	<5	9	1.8	<0.05	32.2	
ROCK-VAN	Prep Blank			14.9	2	0.48	840	0.195	7.24	3.33	1.69	<0.5	50.6	26	<0.5	15.4	5.4	<0.5	<5	7	2.0	<0.05	33.1	

Tableau xv). Données géochimique des éléments du hafnium et du sélénium des standards.

		Method	MA270	MA270
		Analyte	Hf	Se
		Unit	ppm	ppm
		MDL	0.5	5
Reference Materials				
STD OREAS605	Standard		3.1	77
STD OREAS927-MA	Standard		2.7	16
STD OREAS927-MA	Standard		2.8	17
STD OREAS605 Expected			2.58	79
STD OREAS927-MA Expected			2.74	16
BLK	Blank		<0.5	<5
Prep Wash				
ROCK-VAN	Prep Blank		1.8	<5
ROCK-VAN	Prep Blank		1.9	<5

ANNEXE F
ANALYSE AU MICROSCOPE ÉLECTRONIQUE À BALAYAGE (MEB) POUR LES
ÉCHANTILLONS MSN

Figure x- 3.4. Signature chimique d'un minéral de illménites sur MSN-01

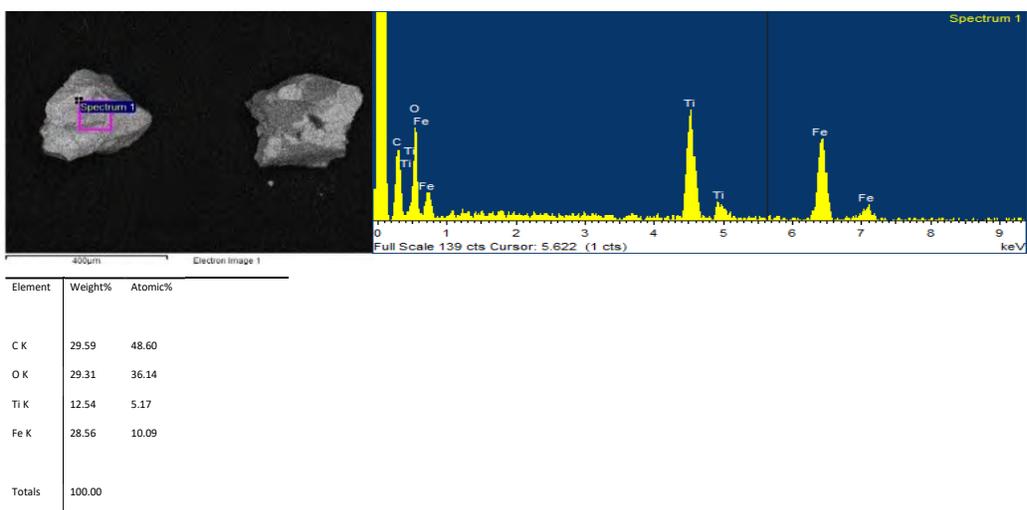


Figure x- 3.5. Signature chimique d'un pyroxène sur MSN-01

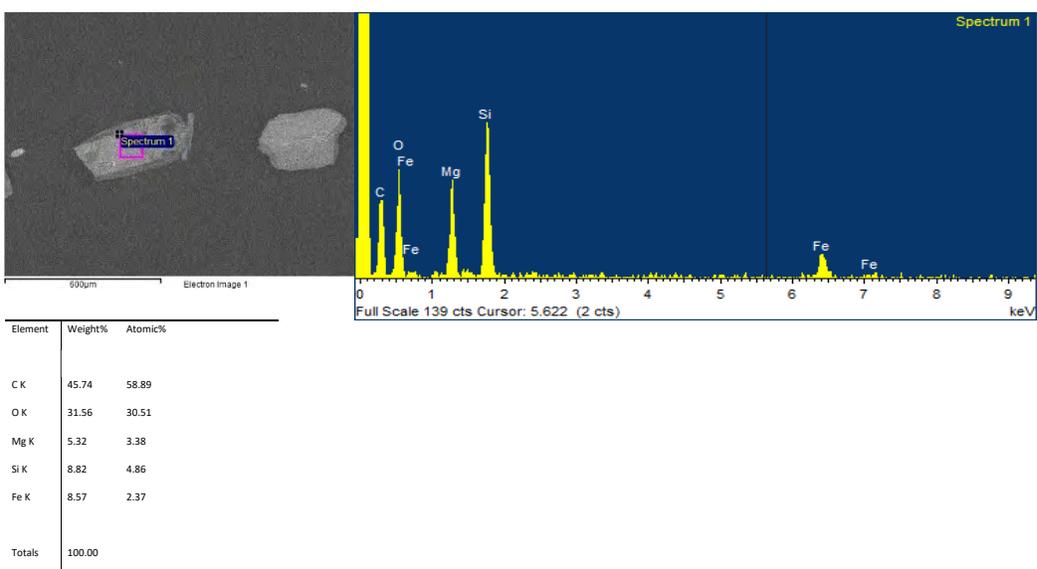


Figure x- 3.6. Signature chimique d'un minéral de illménites sur MSN-02

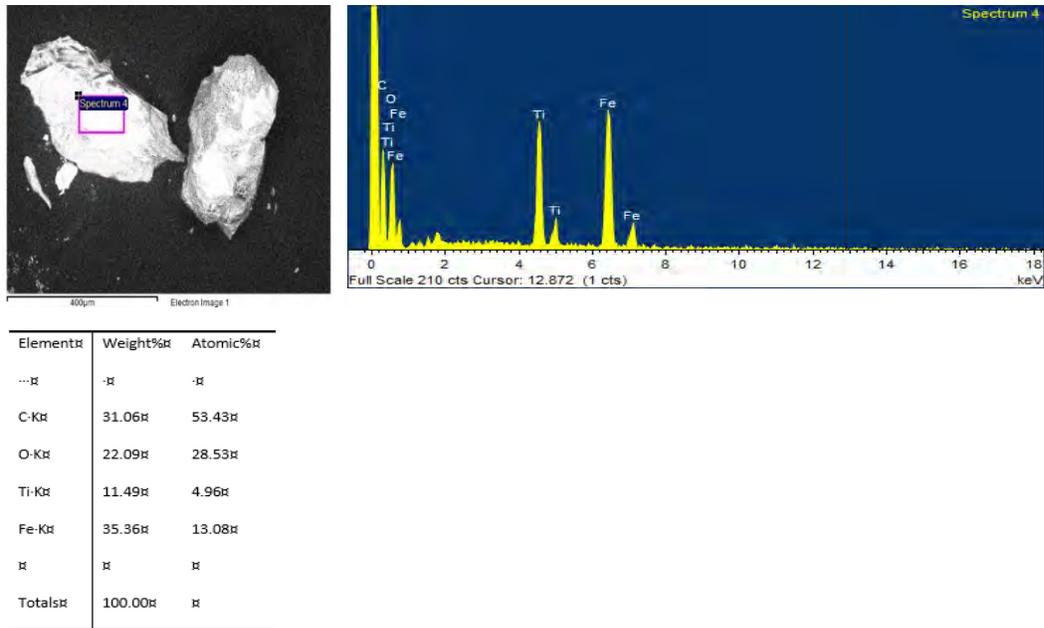


Figure x- 3.7. Signature chimique d'un pyroxène sur MSN-02

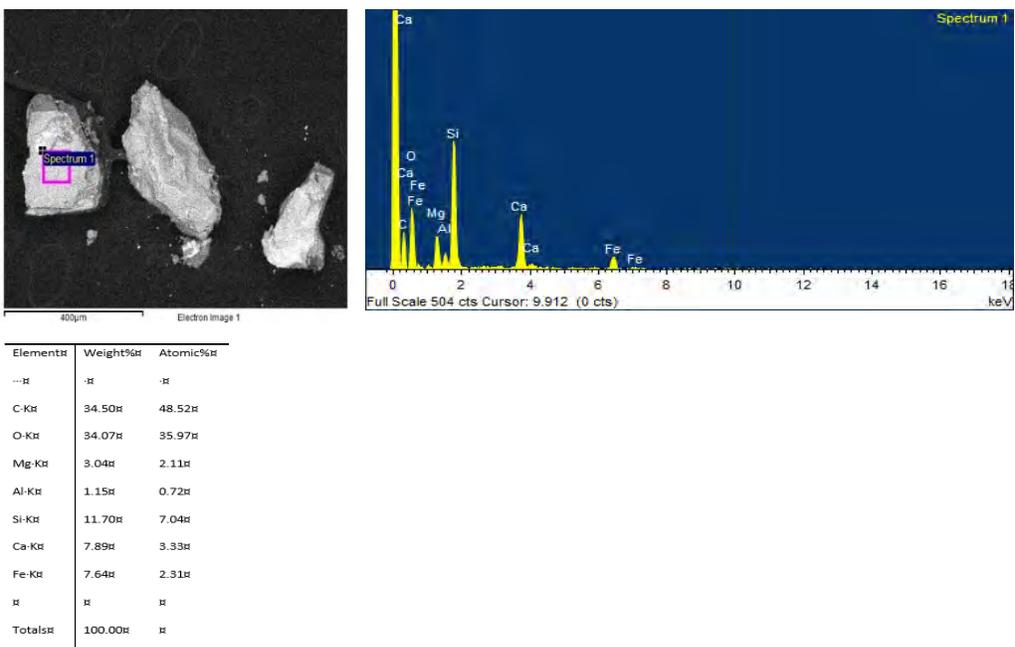


Figure x- 3.8. Signature chimique d'un minéral de illménites sur MSN-03

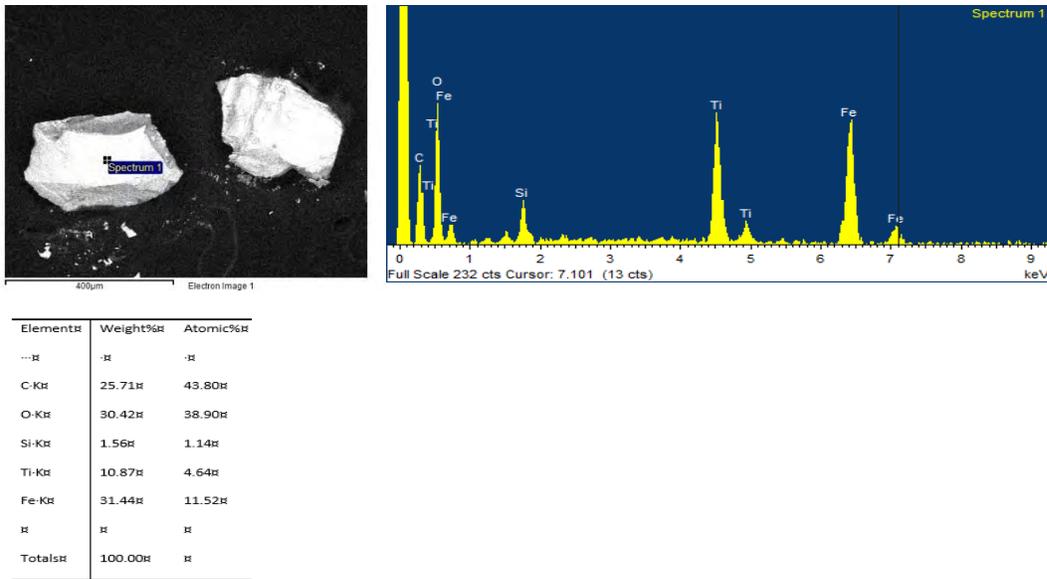


Figure x- 3.9. Signature chimique d'un pyroxène sur MSN-03

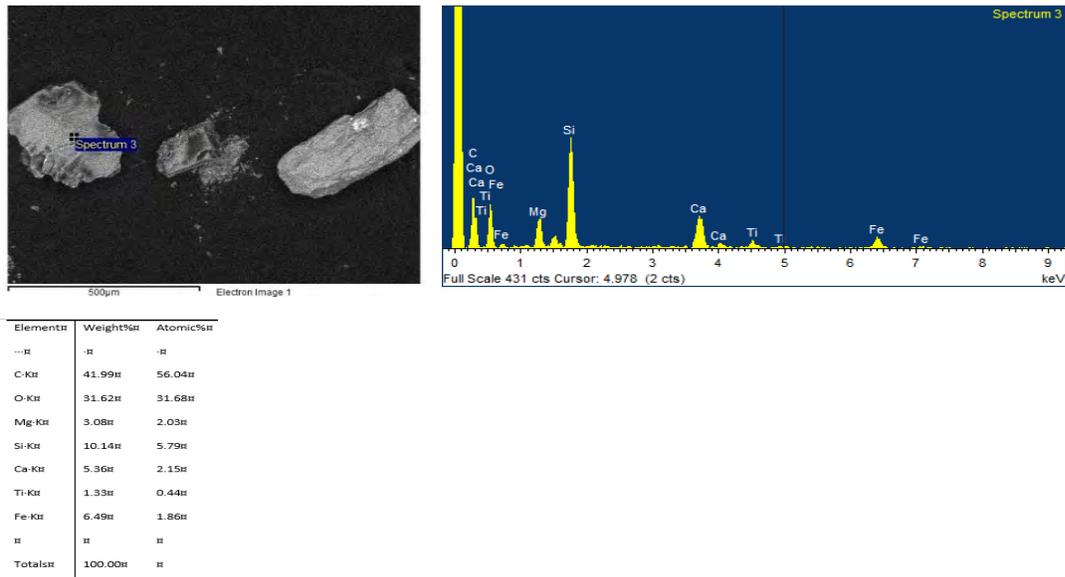


Figure x- 3.10. Signature chimique d'un minéral de illménites sur MSN-04

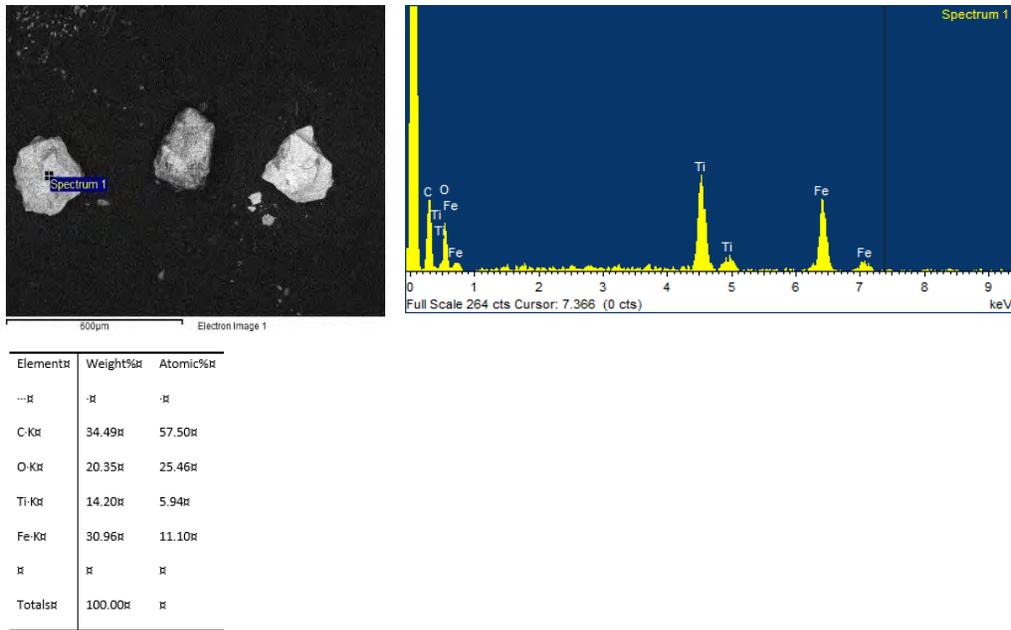
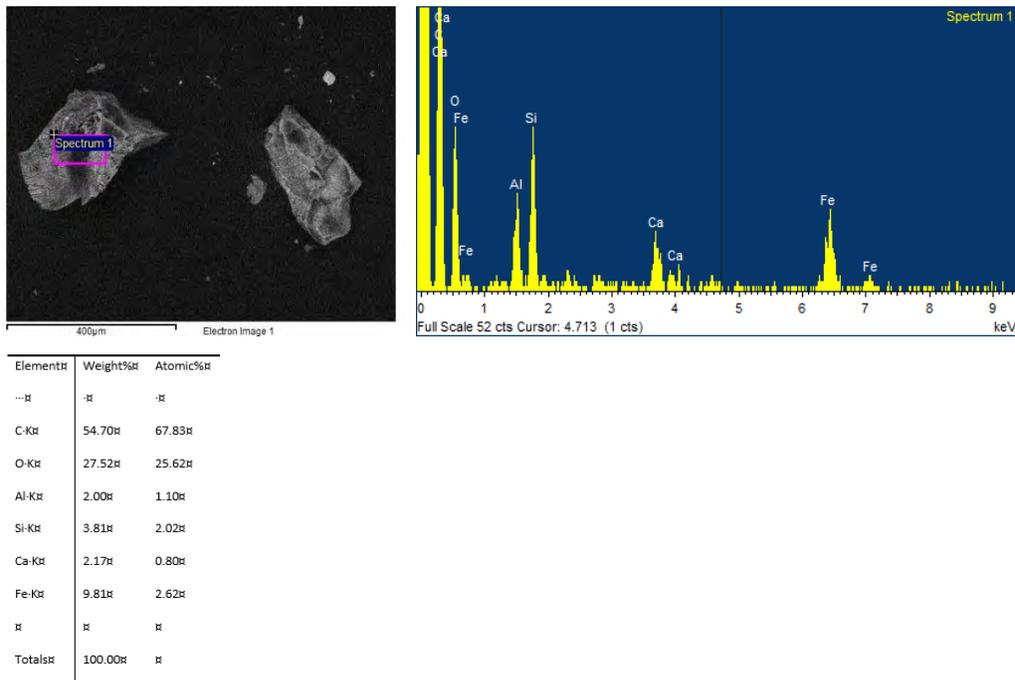


Figure x- 3.11. Signature chimique d'un pyroxène sur MSN-04



BIBLIOGRAPHIE

- Aciego, S. M., DePaolo, D. J., Kennedy, B. M., Lamb, M. P., Sims, K. W., & Dietrich, W. E. (2007). Combining [3He] cosmogenic dating with U–Th/He eruption ages using olivine in basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 254(3-4), 288-302.
- Allègre, C. J., Moreira, M., & Staudacher, T. (1995). $4\text{He}/^3\text{He}$ dispersion and mantle convection. *Geophysical Research Letters*, 22(17), 2325-2328.
- Alley, R.B., Meese, D.A., Shuman, C.A., Gow, A.J., Taylor, K.C., Grootes, P.M., White, J.W.C., Ram, M., Waddington, E.D., Mayewski, P.A., Zielinski, G.A. (1993). Abrupt increase in snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature* 362, 527-529.
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U. (1997). Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* 25, 483-486.
- Andres, M. S., Bernasconi, S. M., McKenzie, J. A., & Röhl, U. (2003). Southern Ocean deglacial record supports global Younger Dryas. *Earth and Planetary Science Letters*, 216(4), 515-524.
- Andrews, J. N., & Kay, R. L. F. (1982). Natural production of tritium in permeable rocks. *Nature*, 298(5872), 361-363.
- Andrews, J. N. (1985). The isotopic composition of radiogenic helium and its use to study groundwater movement in confined aquifers. *Chemical Geology*, 49(1-3), 339-351.
- Balco, G., Stone, J., Porter, S., Caffee, M. (2002). Cosmogenic-nuclide ages for New England coastal moraines, Martha's Vineyard and Cape Cod, Massachusetts, USA. *Quaternary Science Reviews* 21, 2127–2135.
- Balco, G., & Schaefer, J. M. (2006). Cosmogenic-nuclide and varve chronologies for the deglaciation of southern New England. *Quaternary Geochronology*, 1(1), 15–28.
- 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*; volume 3, pages 174-195.
- Balco, G., Briner, J., Finkel, R. C., Rayburn, J. A., Ridge, J. C., & Schaefer, J. M. (2009). Regional beryllium-10 production rate calibration for late-glacial northeastern North America. *Quaternary Geochronology*, 4(2), 93-107.
- Balco, G., 2020. Glacier change and paleoclimate applications of cosmogenic-nuclide exposure dating. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 48, 21–48.

- Ballentine, C. J., & Burnard, P. G. (2002). Production, release and transport of noble gases in the continental crust. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 47(1), 481-538.
- Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., et al. (1999). Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* 400, 344–348.
- Batchelor, C. L., Margold, M., Krapp, M., Murton, D. K., Dalton, A. S., Gibbard, P. L., ... & Manica, A. (2019). The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary. *Nature Communications*, 10(1), 1-10.
- Bierman, P. R., Marsella, K. A., Patterson, C., Davis, P. T., & Caffee, M. (1999). Mid-Pleistocene cosmogenic minimum-age limits for pre-Wisconsinan glacial surfaces in southwestern Minnesota and southern Baffin Island: a multiple nuclide approach. *Geomorphology*, 27(1-2), 25-39.
- Blard, P. H. (2006). Les isotopes cosmogéniques ^3He et ^{10}Be dans les minéraux mafiques: développements analytiques, calibration et nouvelles applications (Doctoral dissertation, Université Paul Cézanne-Aix-Marseille III).
- Blard, P. H., Bourles, D., Pik, R., & Lavé, J. (2008). In situ cosmogenic ^{10}Be in olivines and pyroxenes. *Quaternary Geochronology*, 3(3), 196-205.
- Blard, P. H., & Farley, K. A. (2008). The influence of radiogenic ^4He on cosmogenic ^3He determinations in volcanic olivine and pyroxene. *Earth and Planetary Science Letters*, 276(1-2), 20-29.
- Blard, P. H., & Pik, R. (2008). An alternative isochron method for measuring cosmogenic ^3He in lava flows. *Chemical Geology*, 251(1-4), 20-32.
- Blard, P. H. (2021). Cosmogenic ^3He in terrestrial rocks: A review. *Chemical Geology*, 120543.
- Boissonnault, P., & Gwyn, Q. (1983). L'évolution du lac proglaciaire Memphrémagog, sud du Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 37(2), 197-204.
- Braucher, R., Brown, E. T., Bourlès, D. L., & Colin, F. (2003). In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters*, 211(3-4), 251-258.
- Borns, H., Doner, L., Dorion, C., Jacobson, G., Kaplan, M., Kreutz, K., Lowell, T., Thompson, W., Wedde, T.K., 2004. The deglaciation of Maine, USA. In: Ehlers, J., Gibbard, P. (Eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Volume 2, Part II*. Elsevier, pp. 89–110
- Broecker, W.S., Kennett, J.P., Flower, B.P., Teller, J.T., Trumbore, S., Bonani, G., Wolfli, W. (1989) – Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature*; volume 341, 318–321.

- Broecker, W. S., Denton, G. H., Edwards, R. L., Cheng, H., Alley, R. B., & Putnam, A. E. (2010). Putting the Younger Dryas cold event into context. *Quaternary Science Reviews*, 29(9-10), 1078-1081.
- Bromley, G. R., Hall, B. L., Thompson, W. B., Kaplan, M. R., Garcia, J. L., & Schaefer, J. M. (2015). Late glacial fluctuations of the Laurentide Ice Sheet in the White Mountains of Maine and New Hampshire, USA. *Quaternary Research*, 83(3), 522-530.
- Brouard, E., Roy, M., Godbout, P. M., & Veillette, J. J. (2021). A framework for the timing of the final meltwater outbursts from glacial Lake Agassiz-Ojibway. *Quaternary Science Reviews*, 274, 107269.
- Brown, L., Klein, J., Middleton, R., Sacks, I. S., & Tera, F. (1982). ^{10}Be in island-arc volcanoes and implications for subduction. *Nature*, 299(5885), 718-720.
- Brown, L., Stensland, G. J., Klein, J., & Middleton, R. (1989). Atmospheric deposition of ^7Be and ^{10}Be . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(1), 135-142.
- Brown, E. T., Edmond, J. M., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Kurz, M. D., & Brook, E. J. (1991). Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(8), 2269-2283.
- Brown, E. T., Edmond, J. M., Raisbeck, G. M., Bouchès, D. L., Yiou, F., & Measures, C. I. (1992). Beryllium isotope geochemistry in tropical river basins. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(4), 1607-1624.
- Brown, E. T., Bouchès, D. L., Colin, F., Raisbeck, G. M., Yiou, F., & Desgarceaux, S. (1995). Evidence for muon - induced production of ^{10}Be in near - surface rocks from the Congo. *Geophysical Research Letters*, 22(6), 703-706.
- Busso, M., Gallino, R., & Masani, A. (1977). Galactic ^4He and heavy elements enrichment by stellar nucleosynthesis. *Astrophysics and Space Science*, 52(2), 479-495.
- Carlson, A. E., Jenson, J. W., & Clark, P. U. (2007). Modeling the subglacial hydrology of the James Lobe of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 26(9-10), 1384-1397.
- Carlson, A.E. – Clark, P.U. – Raisbeck, G.M. – Brook, E.J. (2007). Rapid holocene deglaciation of the Labrador sector of the Laurentide Ice Sheet. *Journal of Climate*; volume 20, 5126–5133.
- Carlson, A.E. – Clark, P.U. (2012). Ice sheet sources of sea level rise and freshwater discharge during the last deglaciation. *Reviews of Geophysics*; volume 50, 1–72.
- Caron, O., Lamothe, M., & Shilts, W. W. (2010). Glacial Lake Gayhurst: Insights into the Midwestern History of the Southeastern Sector of the Laurentide Ice Sheet.
- Cerling, T.E. (1990). Dating geomorphologic surfaces using cosmogenic ^3He . *Quaternary Research*; volume 33, 148–156.

- Cerling, T.E., Craig, H. (1994). Geomorphology and in-situ cosmogenic isotopes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*; volume 22, pages 273-317.
- Clarke, W. B., Jenkins, W. J., & Top, Z. (1976). Determination of tritium by mass spectrometric measurement of ^3He . *The international journal of applied radiation and isotopes*, 27(9), 515-522.
- Clark, P.U., Clague, J.J., Curry, B.B., Dreimanis, A., Hicock, S.R., Miller, G.H., Berger, G.W., Eyles, N., Lamothe, M., Miller, B.B., Mott, R.J., Oldale, R.N., Stea, R.R., Szabo, J.P., Thorleifson, L.H., Vincent, J.-S. (1993). Initiation and development of the Laurentide and Cordilleran Ice Sheets following the last interglaciation. *Quaternary Science Reviews*; volume 12, pages 79-114.
- Clark, P.U. – Alley, R.B. – Pollard, D. (1999). Northern hemisphere ice-sheet influences on global climate change. *Science*; volume 286, 1104–1111.
- Clark, P.U. – Marshall, S.J. – Clarke, G.K.C. – Hostetler, S.W. – Licciardi, J.M. – Teller, J.T. (2001). Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation. *Science*; volume 293, 283–287.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., ... & McCabe, A. M. (2009). The last glacial maximum. *science*, 325(5941), 710-714.
- Clarke, G. K., Leverington, D. W., Teller, J. T., & Dyke, A. S. (2004). Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200BP cold event. *Quaternary Science Reviews*, 23(3-4), 389-407.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., ... & McCabe, A. M. (2009). The last glacial maximum. *science*, 325(5941), 710-714.
- Clément, P., & Parent, M. (1977). Contribution à l'étude de la déglaciation wisconsinienne dans le centre des Cantons de l'Est, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 217-228.
- Colgan, P. M., Mickelson, D. M., & Cutler, P. M. (2003). Ice-marginal terrestrial landsystems: southern Laurentide Ice Sheet margin. *Glacial landsystems*. London: Arnold, 111-142.
- Corbett, L.B., Bierman, P.R. – Graly, J.A. – Nneumann, T.A. – Rood, D.H. (2013). Constraining landscape history and glacial erosivity using paired cosmogenic nuclides in Upernavik, northwest Greenland. *Geological Society of America Bulletin*; volume 125, pages 1539-1553.
- Cowart, J. B., and Burnett, W. C. (1994). The Distribution of Uranium and Thorium Decay -Series Radionuclides in the Environment—A Review. *Journal of Environmental Quality*, 23(4), 651-662.

- Craig, B. G. (1969). Late-glacial and postglacial history of the Hudson Bay region. In *Earth Science Symposium on Hudson Bay*, ed. Hood, P.J., Pap. Geol. Surv. Can (pp. 68-53).
- Craig, H., et Poreda, R. J. (1986). Cosmogenic ^3He in terrestrial rocks: The summit lavas of Maui. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 83(7), 1970-1974.
- Cuzzone, J. K., Clark, P. U., Carlson, A. E., Ullman, D. J., Rinterknecht, V. R., Milne, G. A., ... & Caffee, M. (2016). Final deglaciation of the Scandinavian Ice Sheet and implications for the Holocene global sea-level budget. *Earth and Planetary Science Letters*, 448, 34-41.
- 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.
- Daigneault, R. A., Occhietti, S., (2006). Les moraines du massif Algonquin, Ontario, au début du Dryas récent, et corrélation avec la Moraine de Saint-Narcisse. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 60, pages 103–118.
- Davis, R., Schaeffer, O.A. (1955). Chlorine-36 in nature. *Annals of the New York Academy of Sciences*; volume 62, pages 107-121.
- Davis, R. B., & Jacobson Jr, G. L. (1985). Late glacial and early Holocene landscapes in northern New England and adjacent areas of Canada. *Quaternary Research*, 23(3), 341-368.
- Davis, P. T., Bierman, P. R., Corbett, L. B., & Finkel, R. C. (2015). Cosmogenic exposure age evidence for rapid Laurentide deglaciation of the Katahdin area, west-central Maine, USA, 16 to 15 ka. *Quaternary Science Reviews*, 116, 95-105.
- Davis, P.T., Koester, A., Shakun, J., Bierman, P., Corbett, L. (2017). Applying the Cosmogenic Nuclide Dipstick Model for Deglaciation of Mt. Washington. November, 247–272.
- Delon, R., Demouchy, S., Marrocchi, Y., Bouhifd, M. A., Gasc, J., Cordier, P., ... & Burnard, P. G. (2020). Effect of deformation on helium storage and diffusion in polycrystalline forsterite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 273, 226-243.
- Desch, S. J., Connolly Jr, H. C., & Srinivasan, G. (2004). An interstellar origin for the beryllium 10 in calcium-rich, aluminum-rich inclusions. *The Astrophysical Journal*, 602(1), 528.
- Dionne, J.-C. and Occhietti, S., (1996). Aperçu du Quaternaire à l'embouchure du Saguenay, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 50: 5-34
- Dubé-Loubert, Hugo & 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), pp. 1121-1137.
- Dunai, T. J. (2001). Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(1-2), 197-212.

- Dunai, T. J., Stuart, F. M., Pik, R., Burnard, P., & Gayer, E. (2007). Production of ^3He in crustal rocks by cosmogenic thermal neutrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 258(1-2), 228-236.
- Dunai, Tibor J. 2010. *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. 1688 Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511804519>.
- Dutton, A., Carlson, A. E., Long, A. J., Milne, G. A., Clark, P. U., DeConto, R., & Raymo, M. E. (2015). Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods. *Science*, 349 (6244), 4019.
- Dyck, W., Lowdon, J. A., Fyles, J. G., & Blake, W. (1966). Geological Survey of Canada radiocarbon dates V. *Radiocarbon*, 8, 96-127.
- Dyke, A., & Prest, V. (1987). Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(2), 237-263.
- Dyke, A.S., Vincent, J-S., Andrews, J.T., Dredge, L.A. & Cowan, W.R. (1989). The Laurentide Ice Sheet and introduction to the Quaternary geology of the Canadian Shield. In: Fulton, R.J. (ed.), *Quaternary Geology of Canada and Greenland*. Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, No. 1, 178-189.
- Dyke, A.S., Moore, A., Robertson, L. (2003). Deglaciation of North America. Geological Survey of Canada, Open File 1574; 2 feuilles.
- Dyke, A. S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. *Developments in quaternary sciences*, 2, 373-424.
- Farley, K. A., Kohn, B. P., & Pillans, B. (2002). The effects of secular disequilibrium on (U–Th)/He systematics and dating of Quaternary volcanic zircon and apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, 201(1), 117-125.
- Feininger, T., & Goodacre, A. K. (2003). The distribution of igneous rocks beneath Mont Mégantic (the easternmost Monteregian) as revealed by gravity. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(5), 765-773.
- Flint, R.F. (1943). Growth of North American ice sheet during the Wisconsin age. *Bulletin of the Geological Society of America*; volume 54, pages 325-362.
- Geiger, H., and Rutherford, E. (1910). LXXV. The number of α particles emitted by uranium and thorium and by uranium minerals. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 20(118), 691-698.
- George, E.P., Wilson, J.G. (1952). Observations of cosmic rays underground and their interpretation. *Progress in Cosmic Ray Physics*; volume 1, pages 395-451.

- Godbout, P. M., Roy, M., Veillette, J. J., & Schaefer, J. M. (2017). Cosmogenic ^{10}Be dating of raised shorelines constrains the timing of lake levels in the eastern Lake Agassiz-Ojibway basin. *Quaternary Research*, 88(2), 265.
- Godbout, P.-M. – Roy, M. – Veillette, J.J. (2019). High-resolution varve sequences record one major late-glacial ice readvance and two drainage events in the eastern Lake Agassiz-Ojibway basin. *Quaternary Science Reviews*; volume 223, 105942.
- Godbout, P. M., Roy, M., & Veillette, J. J. (2020). A detailed lake-level reconstruction shows evidence for two abrupt lake drawdowns in the late-stage history of the eastern Lake Agassiz-Ojibway basin. *Quaternary Science Reviews*, 238, 106327.
- Gosse, J. C., Evenson, E. B., Klein, J., Lawn, B., & Middleton, R. (1995). Precise cosmogenic ^{10}Be measurements in western North America: Support for a global Younger Dryas cooling event. *Geology*, 23(10), 877-880.
- Gosse, J.C., Phillips, F.M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*; volume 20, pages 1475-1560.
- Govare, É. and Gangloff, P., (1989). Paléoenvironnement d'une plage tardiglaciaire de 10 580 ans BP dans la région de Charlevoix, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43, 147-160.
- Grafenstein, U.V., Erlenkeuser, H., Müller, J., Jouzel, J., Johnsen, S. (1998). The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics* 14, 73–81.
- Gulliksen, S., Birks, H.H., Possnert, G., Mangerud, J. (1998). A calendar age estimate of the Younger Dryas-Holocene boundary at Krakenes, western Norway. *The Holocene* 8, 249-259.
- Hardy, L. (1976). Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la Baie de James. Thèse de Ph.D. non publ., Dept. Geography, McGill University, Montréal, 264 p.
- Hardy, L. (1977). La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie de James. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 261-273.
- Hardy, L. (1982). La moraine frontale de Sakami, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*, 36(1-2), 51-61.
- Heisinger, B., Niedermayer, M., Hartmann, J.F., Korschinek, G., Nolte, E., Morteani, G., Neumaier, S., Petitjean, C., Kubik, P., Synal, A., Ivy-Ochs, S. (1997). In-situ production of radionuclides at great depths. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 123, 341}346.
- Hess, V.F. (1912). Über Beobachtungen der durchdringenden Strahlung bei sieben Freiballonfahrten. *Physikalische Zeitschrift*; volume 13, pages 1084-1091.

- Heyman, J., Stroeven, A. P., Harbor, J. M., & Caffee, M. W. (2011). Too young or too old: evaluating cosmogenic exposure dating based on an analysis of compiled boulder exposure ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(1-2), 71-80.
- Hillaire-Marcel, C., & Occhietti, S. (1977). Fréquence des datations au ^{14}C de faunes marines post-glaciaires de l'Est du Canada et variations paléoclimatiques. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 21(1), 17-54.
- Hillaire-Marcel, C., Soucy, J. M., & Cailleux, A. (1979). Analyse isotopique de concrétions sous-glaciaires de l'inlandsis laurentidien et teneur en oxygène 18 de la glace. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16(7), 1494-1498.
- Hillaire-Marcel, C., & Occhietti, S. (1980). Chronology, paleogeography and paleoclimatic significance of the late and post-glacial events in eastern Canada. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 24(4), 373-392.
- Hillaire-Marcel, C., Occhietti, S., & Vincent, J. S. (1981). Sakami moraine, Quebec: a 500-km-long moraine without climatic control. *Geology*, 9(5), 210-214.
- Hughes, T., Denton, G.H. – Grosswald, M.G. (1977). Was there a late-Würm Arctic ice sheet? *Nature*; volume 266, pages 596-602.
- Ivy ochs, S., Kober, F. (2008). Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. *Quaternary Science Journal*; volume 57, pages 179-209.
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., Steffensen, J.P. (1992). Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359, 311-313.
- Kleiven, H.K., Kissel, C., Laj, C., Ninnemann, U.S., Richter, T.O., Cortijo, E. (2008). Reduced North Atlantic deep water coeval with the glacial Lake Agassiz freshwater outburst. *Science* 319, 60-64.
- Koester, A. J., Shakun, J. D., Bierman, P. R., Davis, P. T., Corbett, L. B., Braun, D., & Zimmerman, S. R. (2017). Rapid thinning of the Laurentide Ice Sheet in coastal Maine, USA, during late Heinrich Stadial 1. *Quaternary Science Reviews*, 163, 180-192.
- Kohl, C. P., & Nishiizumi, K. (1992). Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic nuclides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(9), 3583-3587.
- Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U. C., Knie, K., Rugel, G., ... & Remmert, A. (2010). A new value for the half-life of ^{10}Be by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268(2), 187-191.
- Kull, C., & Grosjean, M. (1998). Albedo changes, Milankovitch forcing, and late Quaternary changes in the central Andes. *Climate Dynamics*, 14(12), 871-881.

- Lal, D. (1987). Production of ^3He in terrestrial rocks. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 66(1-2), 89-98.
- Lal, D. (1991). Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models: *Earth and Planetary Science Letters*. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 104, 424–439.
- Lamothe, M. (1977). Les dépôts meubles de la région de Saint-Faustin-Saint-Jovite, Québec. *Cartographie, sédimentologie et stratigraphie*.
- Landry, B. et Mercier (1983) *Notions de géologie*. Outremont, Modulo, p. 391-407.
- LaSalle, P., Hardy, L. and Poulin, P., (1972). Une position du front glaciaire au nord et au nord-est de la ville de Québec. *Ministère des Richesses naturelles du Québec, Québec, Rapport S-135, 8 p.*
- LaSalle, P. and Shilts, W.W., (1993). Younger Dryas-age readvance of Laurentide ice into the Champlain Sea. *Boreas*, 22: 25-37.
- Lawrence, T., Long, A. J., Gehrels, W. R., Jackson, L. P., & Smith, D. E. (2016). Relative sea-level data from southwest Scotland constrain meltwater-driven sea-level jumps prior to the 8.2 kyr BP event. *Quaternary science reviews*, 151, 292- 308.
- Libarkin, J. C., Quade, J., Chase, C. G., Poths, J., & McIntosh, W. (2002). Measurement of ancient cosmogenic ^{21}Ne in quartz from the 28 Ma Fish Canyon Tuff, Colorado. *Chemical Geology*, 186(3-4), 199-213.
- Licciardi, J. M., Teller, J. T., & Clark, P. U. (1999). Freshwater routing by the Laurentide Ice Sheet during the last deglaciation. *GEOPHYSICAL MONOGRAPH-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION*, 112, 177-202.
- Lifton, N., Sato, T., & Dunai, T. J. (2014). Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. *Earth and Planetary Science Letters*, 386, 149-160.
- Lowdon, J.A. and Blake, W., (1975). Geological Survey of Canada radiocarbon dates XV. Geological Survey of Canada, Ottawa, Paper 75-7, 32 p.
- Lowdon, J.A. and Blake, W., (1976). Geological Survey of Canada radiocarbon dates XVI. Geological Survey of Canada, Ottawa, Paper 76-7, 21 p.
- Marcott, S. A., & Shakun, J. D. (2021). Global temperature changes mapped across the past 24,000 years.
- Martin, L. C. P., Blard, P. H., Balco, G., Lavé, J., Delunel, R., Lifton, N., & Laurent, V. (2017). The CREp program and the ICE-D production rate calibration database: A fully parameterizable and updated online tool to compute cosmic-ray exposure ages. *Quaternary geochronology*, 38, 25-49.

- Marty, B., & Jambon, A. (1987). C³He in volatile fluxes from the solid Earth: implications for carbon geodynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 83(1-4), 16-26.
- Mathewes, R. W. (1993). Evidence for Younger Dryas-age cooling on the North Pacific coast of America. *Quaternary Science Reviews*, 12(5), 321-331.
- McDonald, B. C. (1967). Pleistocene events and chronology in the Appalachian region of southeastern Quebec, Canada (Doctoral dissertation, éditeur non identifié). Ph.D. dissertation., Yale Univ., New Haven, Conn., p. 161
- McDonald, B. C. (1968). Deglaciation and differential postglacial rebound in the Appalachian region of southeastern Quebec. *The Journal of Geology*, 76(6), 664-677.
- McDonald, B.C., Shilts, W.W. (1971). Quaternary stratigraphy and events in southeastern Quebec. *Geological Society of America Bulletin*; volume 82, 683–698.
- Mix, A. C., Bard, E., & Schneider, R. (2001). Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, 20(4), 627-657.
- Morris, J. D. (1991). Applications of cosmogenic ¹⁰Be to problems in the earth sciences. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 19(1), 313-350.
- Muscheler, R., Beer, J., Kubik, P. W., & Synal, H. A. (2005). Geomagnetic field intensity during the last 60,000 years based on ¹⁰Be and ³⁶Cl from the Summit ice cores and ¹⁴C. *Quaternary Science Reviews*, 24(16-17), 1849-1860.
- Niedermann S. (2002). Cosmic-ray-produced noble gases in terrestrial rocks: Dating tools for surface processes. In *Noble Gases in Geo-chemistry and Cosmochemistry*, Vol. 47 (ed. D. Porcelli, C. J. Ballentine, and R. Wieler), pp. 731–777.
- Nishiizumi, K., Klein, J., Middleton, R., Craig, H., (1990). Cosmogenic ¹⁰Be, ²⁶Al, and ³He in olivine from Maui lavas. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 98, pages 263-266.
- Occhietti, S., (1976). Dépôts et faits quaternaires du Bas Saint-Maurice, Québec (2e partie). *Commission géologique du Canada, Ottawa, étude 76-1C*, p. 217-220.
- Occhietti, S. et Hillaire-Marcel, C. (1977). Chronologie ¹⁴C des événements paléogéographiques du Québec depuis 14 000 ans. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 (1-2), 123–133.
- Occhietti, S., (1980). Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières—Shawinigan, Québec, contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du Saint-Laurent et corrélations stratigraphiques. *Université du Québec, Paléo-Québec*, 10, 227 p.
- Occhietti, S. (1989). Quaternary geology of St. Lawrence Valley and adjacent Appalachian subregion. *Chapter, 4*, 350-389.

- Occhietti, S., Parent, M., Shilts, W. W., Dionne, J. C., Govare, E., Harmand, D., ... & Retelle, M. J. (2001). Late Wisconsinan glacial dynamics, deglaciation, and marine invasion in southern Québec (Vol. 351, pp. 243-270). Boulder, CO: Geological Society of America.
- Occhietti, S., Richard, P.J.H. (2003). Effet réservoir sur les âges ^{14}C de la Mer de Champlain à la transition Pléistocène-Holocène : révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 57, 115–138.
- Occhietti, S., Govare, É., Klassen, R.A., Parent, M., Vincent, J.-S. (2004). Late Wisconsinan - Early Holocene deglaciation of Québec-Labrador. Dans: Ehlers, J., Gibbard, P.L. Hughes, P.D. (eds), *Developments in Quaternary Science*, volume 15, Amsterdam, pages 243-273.
- Occhietti, S. (2007). The Saint-Narcisse morainic complex and early Younger Dryas events on the southeastern margin of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 61(2-3), 89-117.
- Occhietti, S., Parent, M., Lajeunesse, P., Robert, F., Govare, É. (2011). Late pleistocene-early holocene decay of the laurentide ice sheet in Québec-Labrador. Dans: Ehlers, J., Gibbard, P.L. & Hughes, P.D. (Eds), *Quaternary glaciations-Extent and chronology: A closer look*. Elsevier, Amsterdam., 601–630.
- Osborne, F.F. (1951). Parc des Laurentides ice cap and the Quebec sea. *Le naturaliste canadien*; volume 78, 222–251.
- Pagé, P., 1977. Les dépôts meubles de la région de Saint-Jean-de-Matha— Sainte-Émilie-de-l'Énergie, Québec : cartographie, sédimentologie et strati- graphie. M.Sc. thesis, Université du Québec à Montréal, 118 p.
- Paneth, F.A., Reasbeck, P., Mayne, K.I. (1952). Helium 3 content and age of meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 2, pages 300-303.
- Parent, M., (1987). Late Pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos-Valcourt region, southeastern Quebec. *University of Western Ontario*; 320.
- Parent, M., Occhietti, S. (1988). Late Wisconsinan deglaciation and Champlain sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 42, 215–246.
- Parent, M., & Dube-Loubert, H. (2017). Middle and Late Wisconsinan events and stratigraphy in southern Québec—A new pre-LGM marine incursion. In *Northeastern Friends of the Pleistocene field trip guidebook*. McGill University.
- Partin, J. W., Quinn, T. M., Shen, C. C., Okumura, Y., Cardenas, M. B., Siringan, F. P., ... & Taylor, F. W. (2015). Gradual onset and recovery of the Younger Dryas abrupt climate event in the tropics. *Nature Communications*, 6(1), 1-9.
- Patterson, C. J. (1998). Laurentide glacial landscapes: The role of ice streams. *Geology*, 26(7), 643-646.

- Peltier, W. R. (2004). Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, 111-149.
- Pigati, J. S., & Lifton, N. A. (2004). Geomagnetic effects on time-integrated cosmogenic nuclide production with emphasis on in situ ^{14}C and ^{10}Be . *Earth and Planetary Science Letters*, 226(1-2), 193-205.
- Prest, V., Grant, D., & Rampton, V. (1968). Carfe glaciaire du Canada, *Comm. géol. Can.*, Carte, 1253. Reid, A. M. (1960). Preliminary report on the geology of Mount Megantic: Quebec Dept. Mines, *Prelim. Rept*, 433(6).
- Protin, M., Blard, P. H., Marrocchi, Y., & Mathon, F. (2016). Irreversible adsorption of atmospheric helium on olivine: A lobster pot analogy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 179, 76-88.
- Puchol, N., Blard, P. H., Pik, R., Tibari, B., & Lavé, J. (2017). Variability of magmatic and cosmogenic ^3He in Ethiopian river sands of detrital pyroxenes: Impact on denudation rate determinations. *Chemical Geology*, 448, 13-25.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., ... & Van Der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *radiocarbon*, 55(4), 1869-1887.
- Richard, P., & Occhietti, S. (2004, May). Meltwater discharge and the triggering of Younger Dryas: new data on the chronology of Champlain Sea transgression in the St-Lawrence River Valley. In *AGU Spring Meeting Abstracts (Vol. 2004, pp. GC12A-01)*.
- Richard, P. J., & Occhietti, S. (2005). ^{14}C chronology for ice retreat and inception of Champlain Sea in the St. Lawrence Lowlands, Canada. *Quaternary Research*, 63(3), 353-358.
- Ridge, J. C., Canwell, B. A., Kelly, M. A., Kelley, S. Z., Weddle, T., & Retelle, M. (2001). Atmospheric ^{14}C chronology for late Wisconsinan deglaciation and sea-level change in eastern New England using varve and paleomagnetic records. *Deglacial history and relative sea-level changes, northern New England and adjacent Canada*, 351, 173-191.
- Ridge, J. C. (2004). The Quaternary glaciation of western New England with correlations to surrounding areas. In *Developments in Quaternary Sciences (Vol. 2, pp. 169-199)*. Elsevier.
- Ridge, J. C., Balco, G., Bayless, R. L., Beck, C. C., Carter, L. B., Dean, J. L., ... & Wei, J. H. (2012). The new North American Varve Chronology: A precise record of southeastern Laurentide Ice Sheet deglaciation and climate, 18.2-12.5 kyr BP, and correlations with Greenland ice core records. *American Journal of Science*, 312(7), 685-722.
- Rodrigues, C.G. and Vilks, G. (1994). The impact of glacial lake runoff on the Goldthwait and Champlain seas: the relationship between glacial Lake Agassiz runoff and the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 13: 923-944.

- Rood, R. T., Bania, T. M., & Wilson, T. L. (1992). Detection of helium-3 in a planetary nebula. *Nature*, 355(6361), 618-620.
- Roy, M., Dell'Oste, F., Veillette, J. J., De Vernal, A., H elie, J. F., & Parent, M. (2011). Insights on the events surrounding the final drainage of Lake Ojibway based on James Bay stratigraphic sequences. *Quaternary Science Reviews*, 30(5-6), 682- 692.
- Schafer, J. P., & Hartshorn, J. H. (1965). The Quaternary of New England: in *The Quaternary of the United States* (HE Wright, Jr.; and DG Frey, ed.).
- Schaefer, J.M., Denton, G.H., Kaplan, M., Putnam, A., Finkel, R.C., Barrell, D.J., Andersen, B.G., Schwartz, R., Mackintosh, A., Chinn, T., Schluchter, C. (2009). High-frequency Holocene glacier fluctuations in New Zealand differ from the northern signature. *Science* 324, 622-625.
- Shilts, W. W. (1969). Pleistocene Geology of the Lac Megantic Region; Southeastern Quebec, Canada (Doctoral dissertation, Syracuse University).
- Shilts, W. W. (1973).,
- a: Till indicator train formed by glacial transport of nickel and other ultrabasic components: a model for drift prospecting. Report of activities, part A. Geological Survey of Canada, Paper, 73, 213-218.
 - b: Glacial dispersal of rocks, minerals, and trace elements in Wisconsinan till, southeastern Quebec, Canada. Geological Society of America, Memoir, 136, 189-219.
- Shilts, W.W., Cunningham, C.M., Kaszycki, C.A. (1979). Keewatin Ice Sheet — Re-evaluation of the traditional concept of the Laurentide Ice Sheet. *Geology*; volume 7, pages 537 541.
- Shilts, W.W. (1981). Surficial geology of the Lac Mégantic area, Québec. Geological Survey of Canada; Memoir 397, 102 pages.
- Shilts, W. W., Aylsworth, J. M., Kaszycki, C. A., Klassen, R. A., & Graf, W. L. (1987). Canadian shield. In *Geomorphic Systems of North America* (Vol. 2, pp. 119-161). Geological Society of America Boulder, Colorado.
- Shuster, D.L., Farley, K.A. (2005). Diffusion kinetics of proton-induced ^{21}Ne , ^3He , and ^4He in quartz. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 69, 2349–2359.
- Shuster, D. L., & Farley, K. A. (2005). Diffusion kinetics of proton-induced ^{21}Ne , ^3He , and ^4He in quartz. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(9), 2349-2359.
- Siame, L.L., Braucher, R., Bourlès, D.L. (2000). Les nucléides cosmogéniques produits in-situ; de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bulletin de la Société géologique de France*; volume 171, pages 383-396.

- Simpson, J.A. (1983). Elemental and isotopic composition of the galactic cosmic rays. *Annual Review of Nuclear and Particle Science*; volume 33, pages 323-382.
- Skinner, R. G. (1973). Quaternary stratigraphy of the Moose River basin, Ontario. Department of Energy, Mines, and Resources.
- Stea, R.R. (2004). The Appalachian Glacier Complex in Maritime Canada. Dans: Ehlers, J. & Gibbard, P.L. (eds), *Quaternary glaciations-Extent and chronology, Part II*, Elsevier, Amsterdam, pages 213-232.
- Stone, J. O. H., Evans, J. M., Fifield, L. K., Allan, G. L., & Cresswell, R. G. (1998). Cosmogenic chlorine-36 production in calcite by muons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(3), 433-454.
- Teller, J. T. (2013). Lake Agassiz during the Younger Dryas. *Quaternary Research* 80, 361-369.
- Thompson, W. B., Fowler, B. K., Flanagan, S. M., Dorion, C. C., & Van Baalen, M. R. (1996). Recession of the Late Wisconsinan ice sheet from the northwestern White Mountains, New Hampshire. In *Guidebook to Field Trips in Northern New Hampshire and Adjacent Regions of Maine and Vermont: New England Intercollegiate Geologic Conference, 88th Annual Meeting* (pp. 203-225).
- Thompson, W., Fowler, B., & Dorion, C. (1999). Deglaciation of the northwestern white mountains, New Hampshire. *Géographie physique et Quaternaire*, 53(1), 59-77.
- Tremblay, M. M., Shuster, D. L., & Balco, G. (2014). Diffusion kinetics of ^3He and ^{21}Ne in quartz and implications for cosmogenic noble gas paleothermometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 142, 186-204.
- Trull, T. W., Kurz, M. D., & Jenkins, W. J. (1991). Diffusion of cosmogenic ^3He in olivine and quartz: implications for surface exposure dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 103(1-4), 241-256.
- Trull, T. W., & Kurz, M. D. (1993). Experimental measurements of ^3He and ^4He mobility in olivine and clinopyroxene at magmatic temperatures. *Geochimica et cosmochimica acta*, 57(6), 1313-1324.
- Trull, T. W., Brown, E. T., Marty, B., Raisbeck, G. M., & Yiou, F. (1995). Cosmogenic ^{10}Be and ^3He accumulation in Pleistocene beach terraces in Death Valley, California, USA: Implications for cosmic-ray exposure dating of young surfaces in hot climates. *Chemical Geology*, 119(1-4), 191-207.
- Turgeon, S., Dubois, J. M., Ouellet, M., & Poulin, A. (2003). Sismostratigraphie des lacs Brompton, Memphrémagog et Massawippi, sud du Québec, Canada: déglaciation et paléoenvironnements sédimentaires du tardi-Quaternaire appalachien/Seismostratigraphy of Lakes Brompton, Memphrémagog and Massawippi, southern Québec, Canada: Late

- Quaternary déglaciation and sedimentary palaeoenvironments. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 9(1), 13-31.
- Ullman, D. J., Carlson, A. E., Hostetler, S. W., Clark, P. U., Cuzzone, J., Milne, G. A., ... & Caffee, M. (2016). Final Laurentide ice-sheet deglaciation and Holocene climate-sea level change. *Quaternary Science Reviews*, 152, 49-59.
- Uppala, S. M., Kållberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., Bechtold, V. D. C., Fiorino, M., ... & Woollen, J. (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 131(612), 2961-3012.
- Veillette, J. J. (1994). Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway. *Quaternary Science Reviews*, 13(9-10), 945-971.
- Wolf, R. A., Farley, K. A., & Kass, D. M. (1998). Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U–Th)/He thermochronometer. *Chemical Geology*, 148(1-2), 105-114.
- Williams, A. J., Stuart, F. M., Day, S. J., & Phillips, W. M. (2005). Using pyroxene microphenocrysts to determine cosmogenic ^3He concentrations in old volcanic rocks: an example of landscape development in central Gran Canaria. *Quaternary Science Reviews*, 24(1-2), 211-222.
- Young, N.E., Briner, J.P., Miller, G.H., Lesnek, A.J., Crump, S.E., Thomas, E.K., Pendleton, S.L., Cuzzone, J., Lamp, J., Zimmerman, S., Caffee, M., Schaefer, J.M., 2020a. Deglaciation of the Greenland and Laurentide ice sheets interrupted by glacier advance during abrupt coolings. *Quat. Sci. Rev.*, 229.
- Young, N.E., Briner, J.P., Schaefer, J.M., Miller, G.H., Lesnek, A.J., Crump, S.E., Thomas, E.K., Pendleton, S.L., Cuzzone, J., Lamp, J., Zimmerman, S., Caffee, M., 2020b. Reply to Carlson (2020) Comment on “Deglaciation of the Greenland and Laurentide Ice Sheets Interrupted by Glacier Advance during Abrupt Coolings”, *Quaternary Science Reviews* 240.