



Étude hydrogéochimique des eaux souterraines dans un environnement pergélisolé en voie de dégradation, Umiujaq, Nunavik, Québec

Thèse

Marion Cochand

Doctorat interuniversitaire en sciences de la Terre
Philosophiæ doctor (Ph. D.)

Québec, Canada

© Marion Cochand, 2019

**Étude hydrogéochimique des eaux
souterraines dans un environnement
pergélisolé en voie de dégradation,
Umiujaq, Nunavik, Québec**

Thèse

Marion Cochand

Sous la direction de :

John Molson, directeur de recherche

Jean-Michel Lemieux, codirecteur de recherche

Johannes Barth, codirecteur de recherche

Résumé

Les effets des changements climatiques sont particulièrement importants dans les régions arctiques et subarctiques. L'augmentation de la température de l'atmosphère entraîne notamment le réchauffement du pergélisol qui perd en épaisseur et en couverture spatiale. Cette dégradation a des conséquences sur les écosystèmes, le paysage, la stabilité des sols, des bâtiments et des infrastructures ainsi que sur les populations locales et sur leur mode de vie. La dégradation du pergélisol conduira probablement à la perte de la couche confinante formée par le pergélisol favorisant ainsi la recharge des aquifères et modifiant les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Cependant, l'impact de cette dégradation sur la qualité et la disponibilité des eaux souterraines demeure en grande partie inconnu.

Cette thèse a été motivée par le manque d'informations sur les eaux souterraines en région de pergélisol discontinu, par les changements environnementaux rapides liés au réchauffement climatique et par le potentiel de l'eau souterraine comme ressource en eau potable pour, entre autres, les communautés du Nunavik (Québec, Canada). Ce projet se concentre sur la compréhension des écoulements et sur la qualité de l'eau souterraine dans la vallée de Tasiapik, un petit bassin versant en zone de pergélisol discontinu proche d'Umiujaq au Nunavik. Cette étude se base sur une analyse approfondie de l'hydrogéochimie des eaux souterraines, des eaux de surface, des précipitations et du pergélisol riche en glace.

Cette thèse est divisée en deux parties. La première partie (chapitre 2) est une revue de la littérature scientifique existante sur l'hydrogéochimie des eaux souterraines. La seconde partie (chapitre 3) présente l'étude hydrogéochimique des eaux souterraines dans la vallée de Tasiapik. Cette thèse est complétée par une introduction générale (chapitre 1), une synthèse (chapitre 4) et une conclusion (chapitre 5).

La première partie, chapitre 2, résume l'état actuel des connaissances sur l'hydrogéochimie des eaux souterraines dans les régions affectées par le pergélisol et sur les impacts potentiels de la dégradation du pergélisol sur la qualité des eaux

souterraines. Les caractéristiques hydrogéochimiques des eaux souterraines dans les zones de pergélisol dépendent des mêmes réactions que dans les régions où il n'y a pas de pergélisol. Cependant, le pergélisol agit comme une couche confinante qui peut influencer la chimie des eaux souterraines en empêchant la recharge directe des aquifères et en augmentant le temps de résidence, favorisant ainsi plus longuement les interactions eau-roche. Un des impacts majeurs des changements climatiques sur les eaux souterraines sera associé à la perte de cette couche confinante. Les futures études en lien avec l'hydrogéologie en zone de pergélisol devraient donc inclure une meilleure caractérisation hydrogéochimique in-situ afin de mieux évaluer l'impact du réchauffement climatique sur les eaux souterraines.

La deuxième partie, chapitre 3, utilise l'hydrogéochimie comme outil pour mieux comprendre la dynamique de la recharge et développer un modèle conceptuel pour l'écoulement des eaux souterraines dans la vallée de Tasiapik. Cette étude se base sur l'analyse d'échantillons de précipitations, d'eau souterraine, de glace du pergélisol, de lacs de thermokarst et de cours d'eau. L'hydrogéochimie des eaux souterraines dans le bassin versant est typique d'eaux jeunes, avec une faible minéralisation. Cela implique des circulations et des temps de résidence relativement courts. Ce jeu de données hydrogéochimiques pourra servir de référence pour documenter les impacts des changements climatiques sur le système hydrogéologique et l'interprétation qui en est tirée permettra de mieux comprendre la dynamique des eaux souterraines d'aquifères en régions froides.

L'eau souterraine dans le bassin versant d'Umiujaq répond aux normes de qualité canadiennes et québécoises pour l'eau potable. Cependant, la distance entre la vallée et la communauté rend le site peu propice pour l'alimentation en eau d'Umiujaq. Ces résultats sont encourageants pour l'utilisation d'eau souterraine comme ressource ailleurs au Nunavik et dans les régions circumpolaires. La vulnérabilité de cette ressource potentielle doit néanmoins être considérée et la délimitation de zones de

protections en fonction de l'état du pergélisol doit être envisagée pour éviter toute contamination de cette ressource fragile.

En résumé, cette étude a apporté des données détaillées sur l'hydrogéochimie des eaux souterraines en zone de pergélisol discontinu qui combinées à des modèles hydrogéologiques et thermiques, ont permis de mieux comprendre les interactions entre les eaux souterraines et le pergélisol dans un environnement vulnérable soumis à des pressions économiques et climatiques.

Abstract

Arctic and subarctic regions are particularly vulnerable to climate change. Higher air temperatures, for example, lead to permafrost warming which decreases its thickness and spatial coverage. Permafrost degradation has consequences on ecosystems, landscapes, the stability of soils, buildings and infrastructure, as well as on local populations and their way of life. The effect of permafrost degradation on groundwater is likely to result in the loss of the confining layer formed by permafrost, thereby promoting aquifer recharge and modifying interactions between surface water and groundwater. However, the effect of permafrost degradation on groundwater quality and availability is still largely unknown.

With increasing concerns of rapid global warming, this thesis was motivated by the lack of information on groundwater in discontinuous permafrost regions and the potential of groundwater as a drinking water resource for communities in Nunavik (Quebec, Canada). This project focuses on understanding groundwater flow and groundwater quality in the Tasiapik Valley, a small watershed located in a discontinuous permafrost zone near Umiujaq, Nunavik, Quebec. Insights into the hydrogeological system are provided by conducting a comprehensive hydrogeochemical analysis of groundwater, surface water, precipitation and water contained in ice-rich permafrost.

The thesis is divided into two parts. The first part (Chapter 2) presents a review of the existing scientific literature on groundwater hydrogeochemistry. The second part (Chapter 3) presents a specific hydrogeochemical study of groundwater in the Tasiapik Valley. The thesis also includes a general Introduction (Chapter 1), Synthesis (Chapter 4) and Conclusions (Chapter 5).

The first part, Chapter 2, provides a summary of the current state of knowledge of groundwater hydrogeochemistry in permafrost-affected areas and reviews the potential impacts of permafrost degradation on groundwater quality. The

hydrogeochemical characteristics of groundwater in permafrost areas depend on the same reactions as in permafrost-free areas. As a confining layer, permafrost can influence groundwater chemistry by limiting recharge and exchanges between the soil, surface water and groundwater. Longer residence times also increase water-rock interactions. One of the most important impacts of climate change on groundwater will probably be associated with the loss of the confining layer. In permafrost areas, there is a general lack of detailed hydrogeological studies which use direct groundwater sampling. Future studies related to hydrogeology in permafrost areas should therefore include better in-situ hydrogeochemical characterization to assess the potential for using groundwater as the climate warms.

The second part, Chapter 3, uses hydrogeochemistry as a tool to better understand recharge dynamics and to develop a conceptual model for groundwater flow in the Tasiapik Valley, Umiujaq. This study is based on the analysis of samples taken from precipitation, groundwater, ice from permafrost mounds and from thermokarst lakes and streams. Groundwater hydrogeochemistry in the watershed is typical for young waters, with low mineralization. This implies relatively short flow paths (on the order of 100-1000 m) and short residence times. This hydrogeochemical dataset will provide a reference for documenting the impacts of climate change on the hydrogeological system and will improve our understanding of groundwater dynamics in cold-region aquifers.

Groundwater in the Umiujaq watershed meets Canadian and Quebec drinking water quality standards. However the distance between the valley and the Umiujaq community makes the site unfavourable as a local water supply. These results are promising for the use of groundwater as a water supply elsewhere in Nunavik and in circumpolar regions. The vulnerability of this potential resource must nevertheless be taken into account and the delineation of protection zones considering the state of permafrost must be considered to avoid contamination of this fragile resource.

Finally, this study provides detailed baseline data on groundwater hydrogeochemistry in a discontinuous permafrost zone. This data, combined with hydrogeological and thermal models, will provide a better understanding of the interactions between groundwater and permafrost in a sensitive environment undergoing significant climate change and economic development.

Table des matières

Résumé	iii
Abstract	vi
Table des matières	ix
Liste des figures	xiv
Liste des tableaux	xviii
Liste des abréviations	xix
Remerciements	xxii
Avant-propos	xxiv
Introduction	25
A. Mise en contexte	25
A.1 Changements climatiques et ressources en eau au Nunavik	25
A.2 Projet CRSNG Stratégique	26
B. Réseau Immatsiak	28
C. Présentation de la zone d'étude	28
C.1 Contexte climatique	29
C.2 Contexte géologique	30
C.3 Dépôts quaternaires	33
C.4 Pergélisol	38
C.5 Contexte hydrogéologique	40
C.6 Caractérisation de la végétation	42

D. Traceurs hydrogéochimiques.....	45
D.1 Ions majeurs.....	45
D.2 Éléments mineurs et éléments traces	47
D.3 Isotopes stables de l'eau.....	48
D.4 Phases du carbone et leurs isotopes stables	49
D.5 Isotopes radioactifs.....	49
D.6 Gaz rares	50
E. Motivations, problématique et objectifs du projet de recherche.....	52
E.1 Connaissances novatrices apportées par le projet.....	53
F. Organisation de la thèse.....	54
Chapitre 1 – Groundwater hydrogeochemistry in permafrost regions.	55
1.1 Résumé.....	55
1.2 Abstract	56
1.3. Introduction.....	56
1.4 Effect of permafrost on groundwater	59
1.5 Influence of temperature on groundwater hydrogeochemistry in permafrost areas.	62
1.6 Hydrogeochemistry of groundwater in permafrost regions	64
1.6.1 Hydrogeochemical tracers to assess groundwater dynamics and interactions in permafrost environments	64
1.6.2 Surface water hydrochemistry in permafrost zones	66
1.6.3 Groundwater hydrogeochemistry in discontinuous permafrost zones	72
1.6.4 Suprapermafrost groundwater hydrogeochemistry	73

1.6.5 Intrapermafrost groundwater hydrogeochemistry.....	75
1.6.6 Subpermafrost groundwater hydrogeochemistry	76
1.7 Impacts of climate change on groundwater quality in permafrost regions.....	79
1.8 Recommendations.....	81
1.9 Perspectives.....	82
1.10 Conclusions.....	83
Chapitre 2 - Groundwater hydrogeochemistry in a small watershed with discontinuous permafrost near Umiujaq (Nunavik, Canada)	85
2.1 Résumé	85
2.2 Abstract	86
2.3 Introduction.....	87
2.4 Study area.....	89
2.5 Materials and methods	92
2.5.1 Sampling campaign.....	92
2.5.2 Hydrogeochemical analysis and data quality	95
2.6 Results	96
2.6.1 Major ions.....	96
2.6.2 Water isotopes	102
2.6.3 DIC, DOC, $\delta^{13}\text{C}$ and pCO_2	104
2.6.4 Dating	107
2.7 Discussion	107
2.7.1 Hydrogeochemical conceptual model.....	107

2.7.2 Ground ice isotope signatures in permafrost mounds.....	112
2.7.3 Implications for drinking water	114
2.8 Conclusions and perspectives	115
Chapitre 3 – Synthèse	118
3.1 Les effets du pergélisol sur la qualité des eaux souterraines.....	118
3.2 Caractérisation hydrogéochimique des eaux souterraines en zone de pergélisol discontinu.....	119
3.2.1 Modèle conceptuel d'écoulement des eaux dans la vallée de Tasiapik, Umiujaq, Nunavik....	120
3.3 Impacts des changements climatiques sur la qualité des eaux souterraines en zone de pergélisol	122
3.4 Potentiel pour l'approvisionnement en eau potable	122
3.5 Limitations et hypothèses	123
3.5.1 Échelle temporelle.....	123
3.5.2 Profils verticaux	124
3.5.3 Échec d'approches.....	125
3.6 Recommandations pour de futures études.....	126
Conclusions	129
Synthèse des résultats.....	129
Contributions à la science	131
Perspectives.....	131
Bibliographie.....	133
Annexe 1 - Carte géologique	144
Annexe 2 - Localisation des puits Immatsiak	144

Annexe 3 – Piézomètres de l’aquifère superficiel	146
Annexe 4 - Schéma d’aménagement des puits et piézomètres.....	147
Annexe 5 – Protocoles d’échantillonnage	159
Annexe 6 - Données hydrogéochimiques brutes	170
Annexe 7 - Données de microbiologie	197

Liste des figures

Figure 1- Localisation du Nunavik, des zones de pergélisol ainsi que sa profondeur et les limites des transgressions marines. La zone d'étude est entourée en orange. Figure modifiée d'après Lemieux et al. (2016).	29
Figure 2 - Carte des dépôts quaternaires pour la vallée de Tasiapik (source des données : Poly-géo (Fortier et al., 2011)). Les codes des dépôts meubles correspondent à la description donnée par Banville (2016) et présentés à la section C.3.	30
Figure 3 - Températures moyennes annuelles de l'air à Kuujjuarapik et Inukjuaq de 1920 à 2014. La droite en traitillé représente la moyenne pour la période 1960-1990 et la courbe représente une moyenne mobile sur 5 ans. Source des données: Environnement Canada.	32
Figure 4 - Coupe stratigraphique schématique de la géologie dans la région du lac Tasiujaq (modifiée d'après ARK 2007). Les formations échantillonnées lors des forages Immatsiak sont encadrées en orange.	33
Figure 5 - Coupe cryohydrostratigraphique au travers du bassin versant. Figure modifiée d'après (Lemieux et al., 2016). La localisation de la coupe est présentée à la Figure 2. Exagération verticale 1 :5.....	35
Figure 6 - Évolution du niveau marin en fonction du temps qui met en évidence la chronologie de l'émergence de la vallée de Tasiapik, tiré de Banville (2016).	36
Figure 7 - a) et b) glace de ségrégation dans une carotte de forage d'une butte de pergélisol riche en glace. c) Buttes de pergélisol riches en glace. (Photos : Marion Cochand, 2015).	39

Figure 8 - Effets visibles de la dégradation du pergélisol riche en glace. a) Mares de thermokarst dans la vallée de Tasiapik (Photo : Marion Cochand, 2015). b) route d'accès à l'aéroport d'Umiujaq endommagée par du tassement différentiel au dégel (Photo : Richard Fortier). 40

Figure 9 - Évolution de la température de l'air et des charges hydrauliques dans la vallée de Tasiapik: a) la température de l'air mesurée dans la vallée 2014-2017, et b) & c) les niveaux piézométriques observés dans les puits dans l'aquifère superficiel et l'aquifère profond, respectivement. Modifié d'après Lemieux et al. (submitted). 42

Figure 10 - Carte de la végétation dans la vallée de Tasiapik. Source des données Provencher-Nolet (2014). 44

Figure 11- Évolution régionale conceptuel de la qualité hydrogéochimique des eaux souterraines dans un bassin de drainage non-confiné (Tóth, 1999)..... 47

Figure 12 : Conceptual models showing impacts of permafrost on groundwater hydrogeochemistry: (a) subpermafrost aquifer conditions, and (b) within a suprapermafrost aquifer (adapted from (Haldorsen et al., 1996; Lemieux et al., 2016; Van Everdingen, 1990)). 62

Figure 13 : Global field locations of recently-published studies on groundwater characterization in permafrost zones in the northern hemisphere. Base map of permafrost is adapted after data from Brown et al. (2002). See Table 2 for reference information..... 65

Figure 14 - Location of the study site close to the Inuit community of Umiujaq, Nunavik, Canada. The dashed line A-A' refers to the cross-section presented in Figure 5. 90

Figure 15 - Hydrogeochemical data of the Tasiapik Valley watershed at Umiujaq: a) Piper diagram of groundwater from the surficial and deep aquifers as well as from

stream water of the watershed, and b) Stiff diagrams for water samples taken in 2014, 2015, and 2016 from lightest to darkest color, respectively.101

Figure 16 - Stable isotopes measured in water samples from different sources in the Tasiapik Valley watershed at Umiujaq: a) monthly precipitation data, b) stream data, c) combined precipitation, groundwater, and ground ice in permafrost, and d) groundwater. Each figure includes the local meteoric water line (LMWL) for Umiujaq assessed from monthly precipitation sampling at the Umiujaq airport from July 2014 to July 2016. The black dashed line represents the local evaporative line (LEL) assessed from isotopes measured in water samples taken from lakes within the watershed. The grey dashed line represents the global meteoric water line (GMWL), according to Craig (1961) and Rozanski et al. (1993).104

Figure 17 - Carbon chemistry of water samples at Umiujaq: a) Carbon phases, DOC, DIC and their $\delta^{13}\text{C}$ ratios, and b) observed $\delta^{13}\text{C}$ as a function of pH with theoretical pCO_2 evolution in an open system. Calculated pCO_2 values are presented above each data point.106

Figure 18 - Conceptual hydrogeochemical cross-section of the Tasiapik Valley watershed at Umiujaq. Vertical exaggeration is 1:10.108

Figure 19 - EC-profile and discharge measurements along the stream in the Tasiapik Valley watershed at Umiujaq. The gauging station is located at the watershed outlet.114

Figure 20 : Modèle en trois dimensions des écoulements d'eau souterraine et de surface dans la vallée de Tasiapik, Umiujaq, Nunavik. Modifié d'après Lemieux et al. (submitted).121

Figure 21 - Carte géologique de la région d'Umiujaq. D'après (ARK, 2007)144

Figure 22 – Puits du réseau Immatsiak. Les puits sont nommés d'après leur identifiant du MDDELCC. Au chapitre 3, Pz1 correspond à Puits 09000001, Pz2 à puits 09000002,

Pz3 à puits 09000003, Pz4 à puits 09000004, Pz5 correspond à Puits 09000005, Pz6 correspond à Puits 09000006, Pz8 correspond à Puits 09000008, Pz9 correspond à Puits 09000009, Pz10 correspond à Puits 09000010.145

Figure 23 - Localisation des piézomètres dans l'aquifère superficiel. Dans le chapitre 3, Pz1405, Pz1404b, Pz1402 and PzDP correspondent à respectivement PBS1405, PBS1404b, PBS1402 et PDP. Les schémas d'aménagement de ces puits sont présentés dans l'annexe 4 à la suite des puits Immatsiak.146

Liste des tableaux

Tableau 1 - Composition minéralogique du socle d'après les échantillons issus des forages Immatsiak. Les sites font référence au site du réseau Immatsiak tel que présenté dans Fortier et al. (2014).	34
Table 2 : Summary of major published studies on groundwater hydrogeochemistry in permafrost areas.....	67
Table 3: Summary of studies presented in Fig. 2. ID number corresponds to site numbers in Fig. 2. QS: Quaternary sediments, IR: igneous rocks, SR: sedimentary rocks, CR: carbonate rocks, MR: metamorphic rocks, VR and VS: volcanic rocks and sediments.	69
Table 4 - Summary of the collected hydrogeochemical data	97

Liste des abréviations

°C : degré Celsius

^{14}C : Carbone 14

ARK : Administration régionale Kativik

atm : atmosphère

BP : Avant le présent (1950), traduction : *Before Present*

Ca^{2+} : Calcium

CEN : Centre d'études nordiques

CFCs : Chlorofluorocarbones

Cl^- : Chlorure

CO_2 : Dioxyde de carbone

CO_3^{2-} : Carbonate dissout

CRSNG : Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada

DIC : Carbone inorganique dissous, ou *dissolved inorganic carbon*

DOC : Carbone organique dissous ou *dissolved organic carbon*

GES : Gaz à effet de serre

Gg : Gigagramme, (10^9 g)

GMWL : Droite des eaux météoriques globales, ou *Global Meteoric Water Line*

Gs : Géofaciès d'épandage proglaciaire

GxT : Géofaciès glacio-proximaux

HCO_3^- : Bicarbonate

Hg : Mercure

K : Conductivité hydraulique

K^+ : Potassium

km^2 : Kilomètre carré

K_{sp} : Produit de solubilité pour les réactions de dissolution

LMWL : Droite des eaux météoriques locales ou *Local Meteoric Water Line*

m : mètre

m/s : mètre par seconde

Ma : Géofaciès de sédiments marins d'eau profonde

m asl : Altitude, en mètre, par rapport au niveau moyen de la mer

Mb : Géofaciès de sédiments littoraux et pré-littoraux

MDDELCC : Ministère du développement durable, de l'environnement, et de la lutte contre les changements climatiques, aujourd'hui MELCC.

Mg^{2+} : Magnésium

mg/L : Milligrammes par litre

Mi : Géofaciès de sédiments intertidaux

MRCC : Modèle régional canadien du climat

MRIF : Ministère des relations internationales et de la Francophonie

Na⁺ : Sodium

PAG : Petit Âge Glaciaire

Pf : Géofaciès cryogéologique (pergélisol)

POC : carbone organique particulaire ou *particular organic carbon*

RSESQ : Réseau de surveillance des eaux souterraines du Québec

SO₄²⁻ : Sulfate

TDS: solides dissous totaux ou *Total Dissolved Solids*

VSMOW: Vienna Standard Mean Ocean Water

Remerciements

À la fin de ces quatre années, il y a une liste impressionnante de personnes à remercier pour leur aide, leur présence et leur soutien tout au long de ma thèse.

Tout d'abord, je tiens à remercier chaleureusement John Molson, mon directeur de thèse, pour sa confiance, son enthousiasme ainsi que son soutien scientifique, financier et humain tout au long de cette thèse. Grâce à lui, je suis aujourd'hui beaucoup moins effrayée par les lignes de code et les fichiers input...Merci pour tout John!

J'aimerais aussi vivement remercier mes deux co-directeurs de thèse, Johannes Barth et Jean-Michel Lemieux pour leurs précieux conseils, respectivement hydrogéochimiques et pratiques. Grâce à Johannes, j'ai pu découvrir l'Université d'Erlangen, ses laboratoires et ses alentours. J'ai également beaucoup apprécié nos longues discussions sur mes résultats et ses éclairages sur les isotopes stables de l'eau et du carbone. Grâce à Jean-Michel, j'ai pu approfondir mes connaissances en méthodes de terrain en hydrogéologie et découvrir de nouveaux sites de recherches.

J'aimerais également remercier les membres du jury d'avoir accepté d'évaluer ma thèse et pour les commentaires constructifs qui ont permis d'améliorer la qualité de ce manuscrit.

Ensuite je remercie toutes les personnes associées au projet CRSNG. En particulier, Richard Fortier qui m'a transmis ses riches connaissances du pergélisol, du Nunavik et de la vallée de Tasiapik et qui a été d'une aide précieuse en toutes situations sur le terrain. Je remercie également René Therrien pour le pilotage du projet et son aide sur le terrain. Je remercie ensuite Marie-Catherine Talbot Poulin pour avoir facilité mon démarrage dans le doctorat, son aide précieuse dans la planification des campagnes d'échantillonnage et son enthousiasme sur le terrain. Et je remercie mes chers collègues d'étude, Renaud, Sophie, Pierre, Pierrick, Shuai et Masoumeh pour

leur précieuse aide et leur bonne humeur sur le terrain ainsi que les bons moments partagés autour d'une tasse de thé à Umiujaq.

J'aimerais ensuite remercier très chaleureusement la communauté d'Umiujaq de leur accueil sur leurs terres et particulièrement Ernest Tomic et Darleen MacDougal pour leur aide dans l'échantillonnage des isotopes stables de l'eau.

J'aimerais également remercier les organismes qui ont soutenus le projet de recherche, notamment le CRSNG, le MDDELCC, le CEN et le MRIF par leurs subventions, leurs bourses, leurs aides financières et/ou logistiques. Je remercie encore le laboratoire du Geozentrum de l'université Friedrich Alexander d'Erlangen-Nürnberg pour les analyses des isotopes stables de l'eau et du carbone.

Je remercie aussi très chaleureusement le CHYN et l'université de Neuchâtel pour leur accueil lors de la période de rédaction, en particulier le Professeur Daniel Hunkeler et tous mes collègues.

Je remercie ensuite mes amis des deux côtés de l'atlantique pour tous les bons moments partagés qui ont rendus ces années de thèse inoubliables.

Je tiens encore à remercier ma famille du fond du cœur pour leur soutien inconditionnel tout au long mes études et leurs encouragements qui m'ont grandement aidés à mener à bien cette thèse.

Finalement, je n'ai pas de mots pour remercier Pietro de m'avoir soutenue dans mon projet de thèse malgré la distance et Sacha d'être venu illuminer ma fin de thèse avec sa bonne humeur et ses sourires espiègles !! Merci

Avant-propos

Les résultats de ma recherche de doctorat sont présentés sous la forme de deux articles scientifiques présentés aux chapitres 2 et 3. Ces articles sont précédés par une introduction qui présente le contexte, la zone d'étude, la base méthodologique et les objectifs de la recherche. Ils sont suivis d'une synthèse qui met en parallèle les résultats des deux articles et d'une conclusion qui résume les principaux résultats de la présente thèse.

L'article « Groundwater hydrogeochemistry in permafrost regions », correspondant chapitre 2, présente l'état actuel des connaissances sur l'hydrogéochimie des eaux souterraines en zone de pergélisol. Cet article est publié dans la revue « Permafrost and Periglacial Processes », DOI : 10.1002/ppp.1998. Je suis la première auteure de cet article. J'ai effectué personnellement toute la recherche bibliographique, la rédaction et les modifications demandées par les réviseurs. Mes co-auteurs sont John Molson et Jean-Michel Lemieux, respectivement directeur et co-directeur de thèse. Ils ont révisé ce manuscrit et suggéré des améliorations.

L'article «Groundwater hydrogeochemistry in a small watershed with discontinuous permafrost near Umiujaq, Nunavik, Canada» correspond au chapitre 3. Il présente les résultats de l'étude portant sur l'évolution hydrogéochimique des eaux souterraines en zone de pergélisol discontinu à Umiujaq au Nunavik. Cet article a été soumis le 2 octobre 2018 au journal « Hydrogeology Journal ». Il est accepté avec révisions majeures. Il est présenté ici dans sa version initiale. Je suis la première auteure de cet article. J'ai effectué personnellement la collecte et le traitement des données ainsi que la rédaction. Mes co-auteurs sont John Molson, Johannes Barth (co-directeur), Robert van Geldern, Jean-Michel Lemieux, Richard Fortier et René Therrien, tous impliqués de près ou de loin dans le projet de recherche. Ils m'ont aiguillé dans l'interprétation des données, ont révisé ce manuscrit et suggéré des améliorations.

Introduction

A. Mise en contexte

Le Nunavik (qui signifie « l'endroit où vivre » en Inuktitut) comprend toutes les terres de la province du Québec au nord du 55^e parallèle, couvrant une superficie de 507 000 km². Il est régi par l'administration régionale Kativik (ARK) qui compte quatorze villages nordiques répartis le long des côtes des baies d'Hudson, d'Ungava et du détroit d'Hudson et qui regroupe environ 13 700 personnes, principalement Inuit (ISQ, 2017). Ces villages sont accessibles uniquement par avion ou par bateau et sont situés, à l'exception de Kuujjuarapik, en zones de pergélisol discontinu ou continu (Figure 1) (Allard et al., 2007).

A.1 Changements climatiques et ressources en eau au Nunavik

Sous l'effet du réchauffement climatique, le pergélisol se réchauffe, et son épaisseur de même que sa couverture spatiale diminuent (Grosse et al., 2016; Grosse et al., 2011; Romanovsky et al., 2010). D'ici 2100, l'étendue du pergélisol devrait diminuer de 37 à 81 % par rapport à celle estimée pour la période 1986-2005, selon les scénarios d'émission de gaz à effet de serre (GES) (Stocker, 2014). La surface du sol en zone de pergélisol discontinu au Nunavik devrait se réchauffer de 2 à 4°C à l'horizon 2041-2070 (Sushama et al., 2006).

Actuellement, l'alimentation en eau de ces villages provient principalement des eaux de surface. Ce type d'alimentation est problématique, tant au niveau de la qualité que de la quantité car les cours d'eau et les lacs sont sensibles à la contamination et susceptibles de geler ou de s'assécher en hiver (Lemieux et al., 2016; Messier et al., 2007). De plus, les effets du réchauffement climatique sur la qualité et la disponibilité de cette ressource sont encore peu connus mais pourraient probablement conduire à la dégradation de celle-ci (Delpla et al., 2009; Martin et al., 2007).

Cependant, avec le dégel du pergélisol, l'eau souterraine pourrait devenir une alternative intéressante pour l'alimentation en eau potable des régions nordiques.

En effet, la recharge des aquifères sera probablement augmentée par la disparition de du pergélisol, qui forme une couche confinante. Le chapitre 2 traite plus en détails des interactions entre l'eau souterraine et le pergélisol.

Actuellement, seuls les villages Inuit et Cri de Kujjuarapik-Whapmagoostui et quelques particuliers à Kuujjuak sont alimentés en eau potable par des aquifères dans le roc fracturé.

A.2 Projet CRSNG Stratégique

Cette thèse a été réalisée dans le cadre du projet « Évolution de la ressource en eaux souterraines dans un environnement pergélisolé en voie de dégradation » financé par une subvention stratégique du Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG). Ce projet était également soutenu par le Centre d'études nordiques (CEN) et le ministère du Développement durable, de l'Environnement et la Lutte contre les changements climatiques (MDDELCC; aujourd'hui appelé MELCC).

Le but de ce projet CRSNG était d'évaluer l'influence de la fonte du pergélisol sur la ressource en eaux souterraines et son potentiel d'utilisation comme source d'eau potable pour les communautés du Nunavik. Le projet était divisé en quatre études, réalisées sous forme de deux projets de doctorats et de trois maîtrises couvrant les thématiques suivantes pour le bassin versant de la vallée de Tasiapik :

PhD 1 : Marion Cochand, Utilisation de traceurs naturels pour déterminer la dynamique des eaux souterraines et leur temps de résidence dans le bassin versant.

PhD 2 : Masoumeh Parhizkar, Modélisation thermo-hydrogéologique des impacts du réchauffement climatique à l'échelle du bassin versant.

M.Sc 1 : Renaud Murray, Bilan hydrologique à l'échelle du bassin versant

M.Sc 2: David-Roy Banville, Modélisation cryohydrogéologique tridimensionnelle du bassin versant.

M. Sc 3 : Sophie Dagenais, Mesures de terrain et simulation numérique de l'interaction entre les eaux souterraines et le pergélisol dans le bassin versant. (Ce projet a été transformé d'un doctorat).

La présente thèse correspond au PhD 1. Elle se concentre sur la compréhension des écoulements d'eau souterraine dans un bassin versant en zone de pergélisol discontinu à l'aide d'une étude approfondie de l'hydrogéochimie des eaux souterraines, des eaux de surface, des précipitations et de l'eau contenue dans le pergélisol riche en glace.

D'autres publications sont associées à ce projet CRSNG. Une *Topical Collection* dans la revue *Hydrogeology Journal* regroupera six articles sous le thème : « Hydrogeology of a cold region watershed of Nunavik (Umiujaq, Canada) ». Les articles de la *Topical Collection* sont les suivants :

- Cochand, M., Molson, J., Barth, J. A. C., van Geldern, R., Lemieux, J.-M., Fortier, R., & Therrien, R. (submitted). Groundwater hydrogeochemistry in a small watershed with discontinuous permafrost near Umiujaq (Nunavik, Canada). *Hydrogeology Journal*.
- Dagenais, S., Molson, J., Lemieux, J.-M., Fortier, R., & Therrien, R. (submitted). *Coupled cryo-hydrogeological modelling of permafrost degradation near Umiujaq (Nunavik, Canada)*. *Hydrogeology Journal*.
- Fortier, R., Banville, D. R., Lévesque, R., Lemieux, J.-M., Molson, J., Therrien, R., & Ouellet, M. (submitted). *Development of a 3D cryohydrogeological model of a small watershed in a degrading permafrost environment near Umiujaq (Nunavik, Canada)*. *Hydrogeology Journal*.
- Jamin, P., Cochand, M., Dagenais, S., Lemieux, J.-M., Fortier, R., Molson, J., & Brouyère, S. (submitted). *Direct measurement of groundwater flux in aquifers in the discontinuous permafrost zone: an application of the finite volume point dilution method in Umiujaq (Nunavik, Canada)*. *Hydrogeology Journal*.
- Lemieux, J.-M., Fortier, R., Murray, R., Dagenais, S., Cochand, M., Delottier, H., et al. (submitted). *Groundwater dynamics within a discontinuous permafrost watershed near Umiujaq (Nunavik, Canada)*. *Hydrogeology Journal*.
- Albers B.M.C., Molson J., & Bense V., Parameter sensitivity analysis of a 2D cryo-

hydrogeological numerical model of degrading permafrost near Umiujaq (Nunavik, Canada), In submission: *Hydrogeology J.*, 2019.

En plus des travaux présentés dans ce document, j'ai également contribué aux articles de Jamin et al. (submitted) et Lemieux et al. (submitted) présentés dans la *Topical Collection*.

B. Réseau Immatsiak

Cette étude se base sur le réseau Immatsiak qui est un sous-réseau pour le Nunavik du réseau de suivi des eaux souterraines au Québec (RSESQ) du MDDELCC. Le réseau Immatsiak, signifiant *eau fraîche* en Inuktitut, est situé à proximité de la communauté d'Umiujaq dans la vallée de Tasiapik (section C). Il a été mis en place en 2012, après une série d'investigations préalables dans différents villages du Nunavik pour identifier un site favorable à l'observation des eaux souterraines en zone de pergélisol (Fortier et al., 2012; Fortier et al., 2011). Le réseau se compose de 7 sites comprenant 3 puits équipés de thermistances permettant de mesurer le profil vertical de la température du sol jusqu'à 35 m de profondeur et de 9 piézomètres de 4,7 à 44,6 m de profondeur pour l'observation des eaux souterraines (Fortier et al., 2013) formant un transect au travers d'un petit bassin versant de 2 km² en zone de pergélisol discontinu. Le site d'étude est décrit dans la section C. La localisation et les caractéristiques du réseau ainsi que les schémas d'installation des puits d'observation sont présentés dans les annexes 2, 3 et 4, respectivement.

C. Présentation de la zone d'étude

Le bassin versant étudié dans ce projet couvre une superficie de 2 km². Il se situe dans la vallée de Tasiapik, à 8 km de la communauté Inuit d'Umiujaq, Nunavik, Québec, Canada, proche de la côte Est de la baie d'Hudson (Figure 1, 56° 33' N, 76° 31' W). Le bassin versant se draine en direction du lac Tasiujaq (anciennement lac Guillaume-Delisle). La Figure 2 présente la couverture des sédiments quaternaires, la localisation des buttes de pergélisol (lithalses), le réseau hydrologique et la topographie du bassin versant étudié.

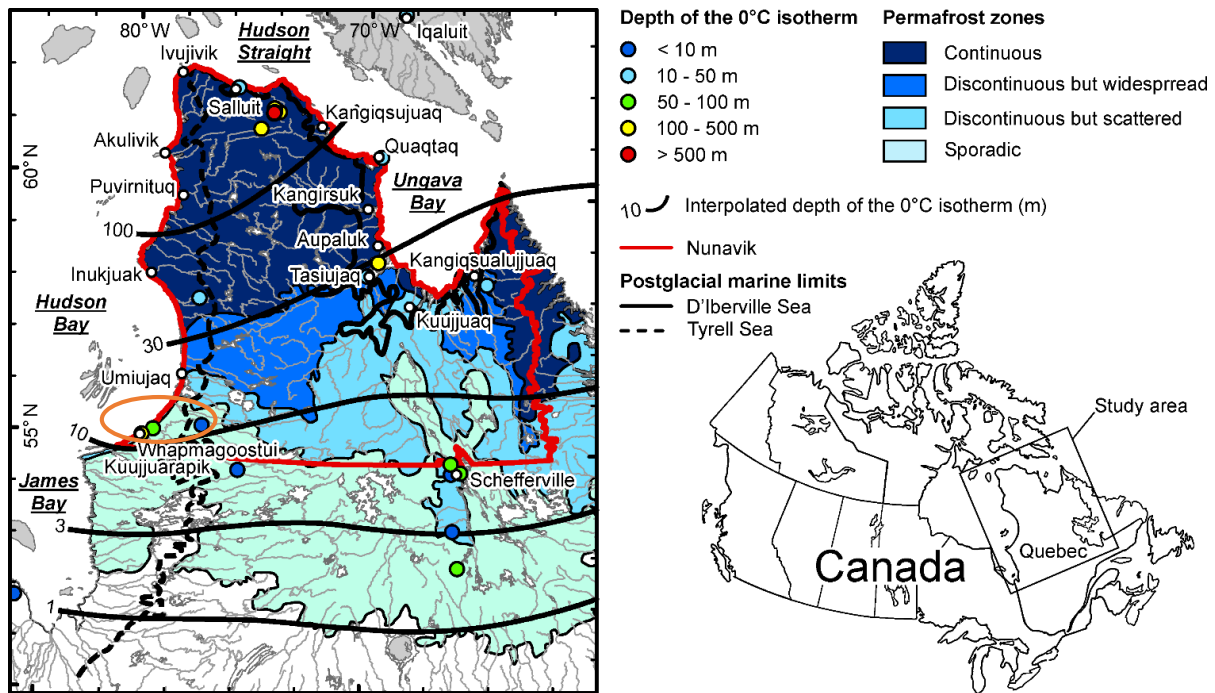


Figure 1- Localisation du Nunavik, des zones de pergélisol ainsi que sa profondeur et les limites des transgressions marines. La zone d'étude est entourée en orange. Figure modifiée d'après Lemieux et al. (2016).

C.1 Contexte climatique

Depuis le milieu des années 1990, une tendance marquée au réchauffement est observée au Nunavik. La moyenne annuelle de l'air a augmenté de 2 à 3°C par rapport à la moyenne établie sur la période 1961-1990 (Figure 3) (Lemieux et al., 2016). Les projections du modèle régional canadien du climat (MRCC) pour le Nunavik pour 2050 font état d'une augmentation de la température annuelle de l'air de respectivement 1.5°C et 3°C, en été et en hiver. Les précipitations devraient également augmenter de 25% (Brown et al., 2012). Le climat de la zone d'étude est, selon la classification de Köppen, de type continental subpolaire (MDDELCC, 2018). En 2012, la température annuelle moyenne de l'air était de -3°C (Lemieux et al., 2016). Les précipitations totales brutes sont de 645 mm/an ce qui correspond en valeurs corrigées pour les effets du vent à 762 mm/an dont 53% (420 mm) tombe sous forme de neige (Lemieux et al., submitted).

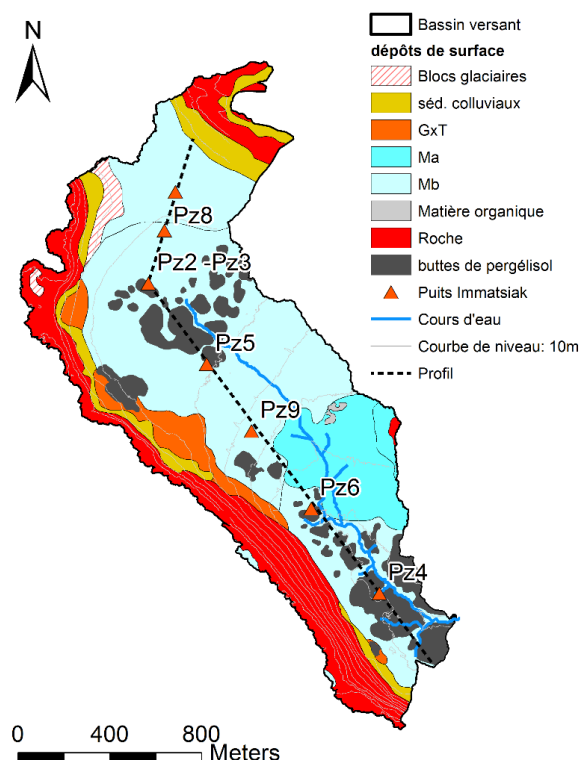


Figure 2 - Carte des dépôts quaternaires pour la vallée de Tasiujik (source des données : Poly-géo (Fortier et al., 2011)). Les codes des dépôts meubles correspondent à la description donnée par Banville (2016) et présentés à la section C.3.

C.2 Contexte géologique

La région d'Umiujaq appartient à la province tectonique de Churchill dont le relief se caractérise par des cuestas culminant à 250 m asl, au front orienté vers l'est et le revers vers l'ouest. Ces cuestas sont associées à l'est à un système en horst et graben. Le lac Tasiujaq est situé dans le graben et les escarpements rocheux à l'est du lac constituent les horsts (ARK, 2007). Le socle rocheux est composé de roches paleoprotozoïques (-2.5 à -1.8 Ga) qui ont subi l'orogénèse Hudsonienne. Les roches des groupes de Nastapoka (coulées basaltiques) et de Richmond Gulf (grès grossiers) forment les cuestas et la colline Umiujaq. D'après la colonne stratigraphique (Figure 4), la formation de Richmond Gulf repose directement sur le socle archéen. Les forages d'installation de piézomètres du réseau Immatsiak ont permis d'échantillonner les roches sous la couverture quaternaire. Il s'agit de la formation de Persillon (coulées basaltiques) dans la partie amont du bassin

versant, et de la formation de Pachi (arénite arkosique) pour la partie avale provenant toutes deux du groupe de Richmond Gulf (Chandler, 1988; Fortier et al., 2014). Le fond de la vallée de Tasiapik est recouvert de dépôts meubles quaternaires (chapitre 1.3.3). La carte de la géologie régionale est présentée à l'annexe 1.

C.2.1 Composition minéralogique du socle

Une analyse minéralogique des roches du socle a été menée sur les échantillons du groupe de Richmond Gulf, formation de Persillon et de Pachi, récoltés dans les forages du réseau Immatsiak (Fortier et al., 2014). Le Tableau 1 présente les données disponibles. La formation de Persillon se situe au-dessus de la formation de Pachi, elle se caractérise par des coulées basaltiques hématisées contenant des veines de calcite et chlorite pouvant atteindre 70 m d'épaisseur. La formation de Pachi est composée d'arénite arkosique contenant des grains de quartz et de feldspath dans une matrice altérée de chlorite, calcite et muscovite.

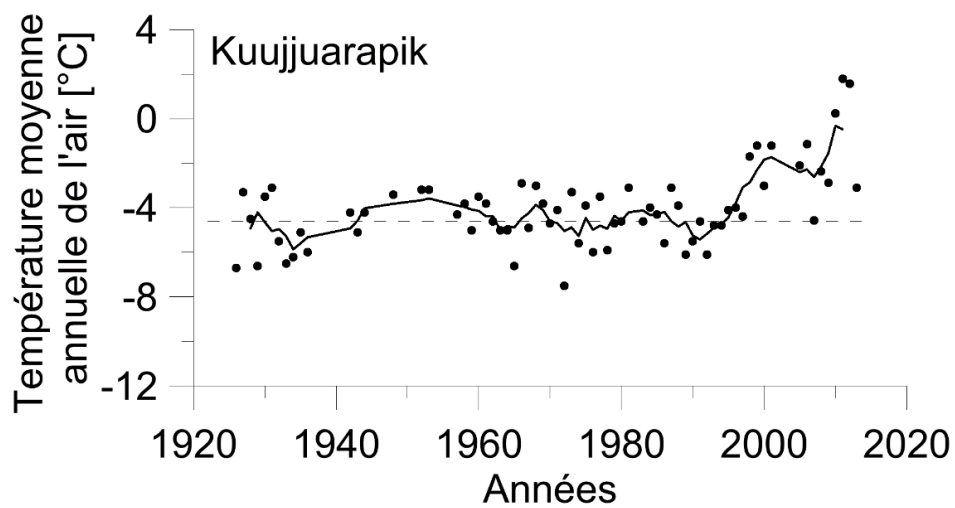
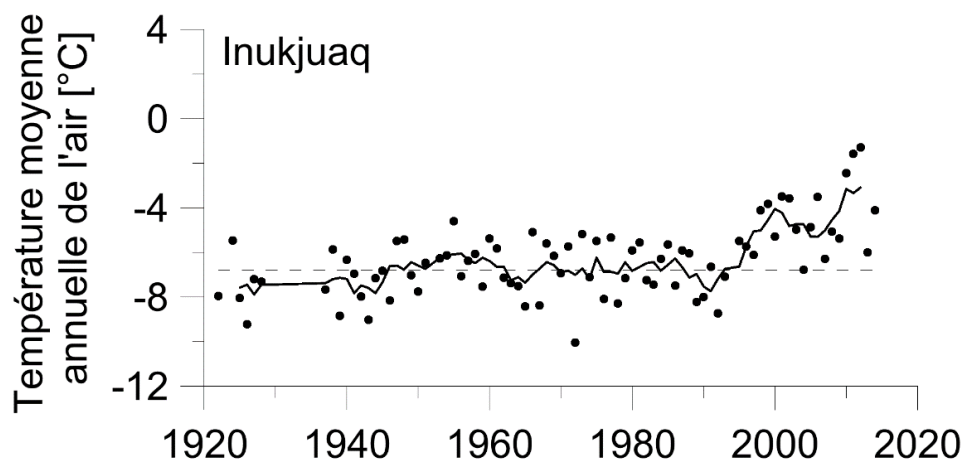


Figure 3 - Températures moyennes annuelles de l'air à Kuujjuarapik et Inukjuaq de 1920 à 2014. La droite en traitillé représente la moyenne pour la période 1960-1990 et la courbe représente une moyenne mobile sur 5 ans. Source des données: Environnement Canada.

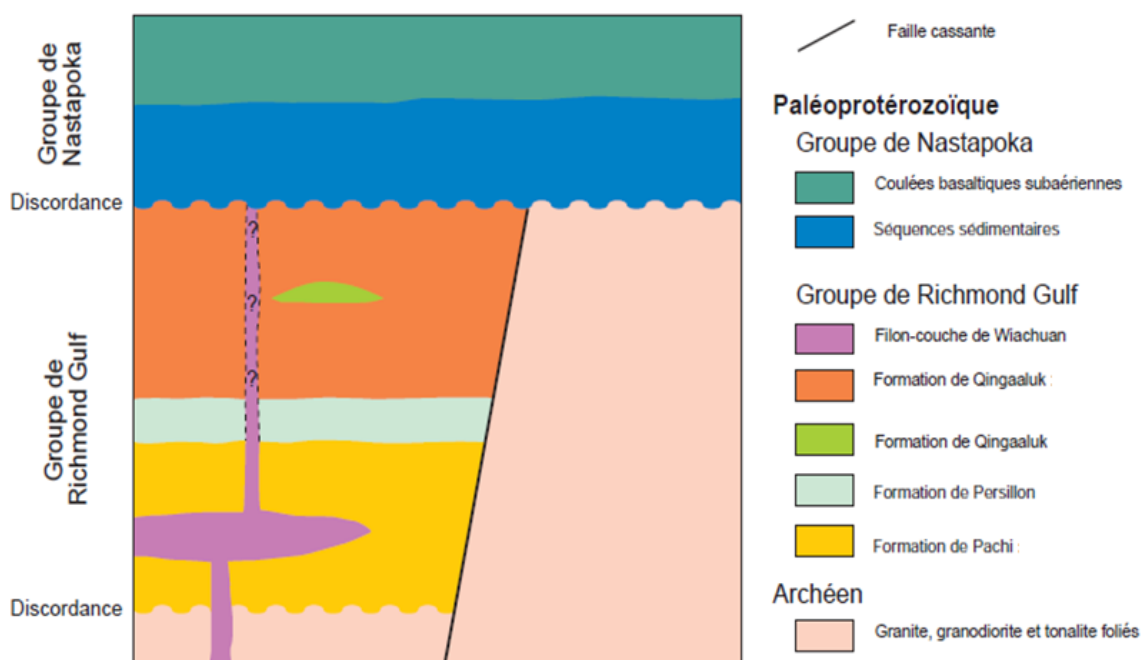


Figure 4 - Coupe stratigraphique schématique de la géologie dans la région du lac Tasiujaq (modifiée d'après ARK 2007). Les formations échantillonnées lors des forages Immatsiak sont encadrées en orange.

C.3 Dépôts quaternaires

La séquence et les processus associés au dépôt des sédiments quaternaires sont décrits en détails par Banville (2016) qui a élaboré un modèle en 3D des dépôts quaternaires dans la vallée de Tasiapik. Le remplissage sédimentaire varie de 21 à 43 mètres dans les forages réalisés pour le réseau Immatsiak (Fortier et al., 2013).

La mise en place et les caractéristiques des principaux géofaciès étudiés dans le cadre du projet CRSNG sont décrites brièvement ci-dessous. La Figure 2 présente les dépôts quaternaires observés en surface. La Figure 5 détaille la stratigraphie des dépôts quaternaires, la localisation des aquifères et des buttes de pergélisol. Ces dépôts sont intimement liés à la glaciation, la déglaciation et la transgression marine qui a suivi au cours de l'Holocène.

L'inlandsis Laurentidien se forme durant le Wisconsinien (80 000 à 10 000 ans BP). La calotte glaciaire recouvrait la région de la côte sud-est de la baie d'Hudson actuelle d'une épaisseur de glace de 2 à 3 km (Fortier et al., 2014). Un important réchauffement climatique au début de l'Holocène (10 000 ans BP) entraîne la fonte de l'inlandsis (Dyke & Prest, 1987).

Tableau 1 - Composition minéralogique du socle d'après les échantillons issus des forages Immatsiak. Les sites font référence au site du réseau Immatsiak tel que présenté dans Fortier et al. (2014).

Site	Minéralogie	Description
1	plagioclases (15%), chlorite (15%), calcite (9%), quartz (9%), epidote (tr.)	Groupe de Richmond Gulf -Formation de Persillon Roche volcanique Coulées basaltiques Matrice hématisée par endroits Cristaux de plagioclase et chlorite Vacuoles, veines de calcites et chlorite Couleur : gris rougeâtre à verdâtre
2	chlorite (70%), feldspaths (10%), oxyde Fe (8%), quartz (5%), calcite (4%)	
4	Roche volcanique : plagioclases (40%), chlorite (20%), verre volcanique (15%), hornblende (1%), minéraux opaque (5%), veine: calcite (20%).	
6	calcite (78%), chlorite (15%), biotite (1%), fragments lithiques (7%).	
7	plagioclases (50%), minéraux opaque (10%), calcite (9%), quartz (6%), chlorite (2%), verre volcanique (2%), épidote (tr.)	
3	quartz (55%), K-feldspath (20%), matrice (25%): muscovite et chlorite.	Groupe de Richmond Gulf - Formation de Pachi Roche sédimentaire Arénite Arkosique, grains de quartz et feldspath Matrice altérée de chlorite, calcite et muscovite Couleur: rose
5	quartz (55%), K-feldspath (30%), plagioclases (10%), chlorite (4%), calcite (1%).	

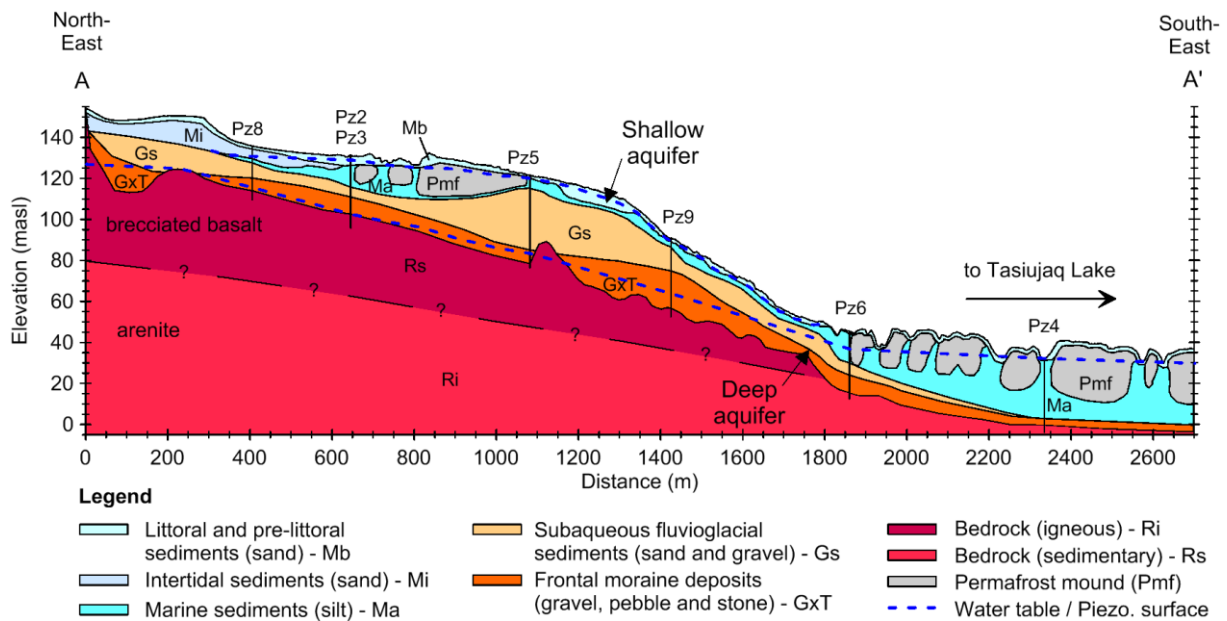


Figure 5 - Coupe cryohydrostratigraphique au travers du bassin versant. Figure modifiée d'après (Lemieux et al., 2016). La localisation de la coupe est présentée à la Figure 2. Exagération verticale 1 :5.

Entre 9000 et 8200 ans BP

La région d'Umiujaq est encore recouverte par la calotte glaciaire qui s'écoule en direction de l'ouest. La calotte est probablement à base tempérée ce qui aura renforcé l'érosion du socle conduisant à la formation de roches moutonnées et au dépôt de blocs erratiques (ARK, 2007; Banville, 2016). Vers 8200 ans BP, les régions d'Umiujaq et de la vallée de Tasiapik se retrouvent submergées par la mer de Tyrrell dont le niveau atteignait 250 m au-dessus du niveau actuel de la mer (Lavoie, 2006).

À cette période, la calotte glaciaire a reculé jusqu'au sommet des crêtes des cuestas et le relèvement isostatique a commencé du fait de l'allègement de la croûte terrestre par la perte du poids de la glace (Banville, 2016). La Figure 6 illustre l'évolution du niveau marin lors du relèvement isostatique et les événements associés dans la vallée de Tasiapik.

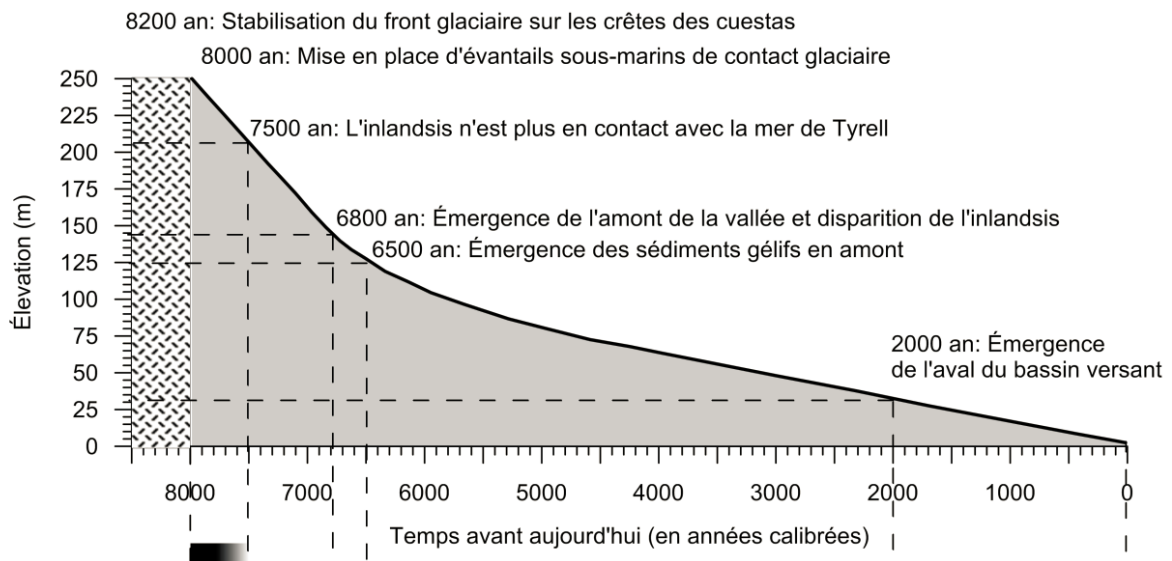


Figure 6 - Évolution du niveau marin en fonction du temps qui met en évidence la chronologie de l'émergence de la vallée de Tasiapik, tiré de Banville (2016).

Entre 8200 et 8000 ans BP

L'inlandsis s'est probablement immobilisé au sommet des cuestas pendant 100 à 200 ans conduisant à la mise en place de divers types de sédiments, till de fonds, dépôts sous-glaciaires et glacio-proximaux, tous associés à la proximité du front glaciaire. Ces dépôts sont regroupés sous l'appellation géofaciès glacio-proximaux (GxT). Ils regroupent une large variété de sédiments, comprenant des blocs erratiques, blocs, clastes, graviers et sables moyens à grossiers composant la matrice. Le géofaciès GxT forme des dépôts morainiques épais sur les bords de la vallée de Tasiapik et un plaquage de 5 à 10 m d'épaisseur dans le fond (Banville, 2016).

Entre 8000 et 7400 ans BP

Le fond de la vallée de Tasiapik se trouve entre 100 et 200 m de profondeur sous la mer de Tyrrell. Le recul de l'inlandsis se poursuit à un taux soutenu, d'environ 120 m par an. L'influence de la proximité du front glaciaire et des courants sous-glaciaires diminue rapidement et la sédimentation est majoritairement influencée par l'apport de sédiments en suspension. Le géofaciès d'épandage proglaciaire (Gs) se dépose dans ces conditions. Sa composition varie de sables grossiers et

graveleux à des sables moyens à fins avec l'alternance de quelques bancs de sable silteux en remontant de la profondeur à la surface (Banville, 2016).

Entre 7400 et 6800 ans BP

À partir de 7400 ans BP, la mer de Tyrrell n'est plus en contact avec le glacier. Elle recouvre toujours la vallée d'environ 50 à 150 m d'eau. La vallée de Tasiapik est alors considérée comme un chenal qui relie la mer de Tyrrell au proto lac Tasiujaq. L'apport de sédiments se fait alors principalement par suspension. Le milieu de dépôt se tranquillise graduellement avec l'émergence de la partie amont de la vallée (vers 6800 ans BP) favorisant alors le dépôt de sédiments d'eau profonde plus fins allant de sables fins silteux à des silts argileux. Le géofaciès de sédiments marins d'eau profonde (Ma) est caractérisé par ces dépôts dont la proportion d'argiles augmente en direction de la surface. Ces sédiments sont absents de la partie amont de la vallée. Ils sont également susceptibles au gel étant donné la présence de sables fins et de silts (Banville, 2016).

Vers 6800 ans BP

La partie amont du bassin versant qui forme un goulet entre la mer de Tyrrell et le proto lac Tasiujaq est recouverte d'une faible épaisseur d'eau et est soumise à l'influence des marées jusqu'à son émergence. Ces forts courants sont à l'origine d'une couche de sable de 5 à 10 m d'épaisseur aux structures sédimentaires inclinées vers le lac Tasiujaq. Ces dépôts forment le géofaciès de sédiments intertidaux (Mi) dans la partie amont de la vallée de Tasiapik située au-dessus de 130 m asl. Cette unité est déposée directement sur le géofaciès Gs (Banville, 2016).

Entre 6800 et 6500 ans BP

L'amont de la vallée Tasiapik a émergé. Elle est maintenant dans un environnement de sédimentation littoral, où l'action des vagues remanie les dépôts affleurants. Une couche de sables littoraux et pré-littoraux se dépose au fur et à mesure de l'émergence de la vallée et de l'avancée des plages. Cette unité forme le géofaciès de sédiments littoraux et pré-littoraux (Mb) qui se compose de sables

homogènes et isotropes. Durant cette période, la partie aval de la vallée est encore submergée dans un environnement de dépôt calme et poursuit la sédimentation du géofaciès Ma (Banville, 2016).

C.4 Pergélisol

Entre 6500 et 2000 ans BP

L'émergence du bassin versant a lieu entre 6500 et 2000 ans BP suite au relèvement isostatique des terres. Des reconstructions climatiques basées sur des pollens estiment que le climat vers 6000 ans BP était légèrement plus froid que le climat actuel (Fallu et al., 2005; Kerwin et al., 2004; Viau & Gajewski, 2009). Ces conditions permettent la formation de pergélisol, défini comme le géofaciès cryogéologique (Pf). Des buttes de pergélisol riche en glace se forment dans les sédiments marins du géofaciès Ma, par formation de glace de ségrégation lors du gel (Figure 7). Les zones entre les buttes sont isolées thermiquement par l'accumulation de neige en hiver et forment des zones non-gelées appelées taliks (chapitre 2.4) (Banville, 2016).

Entre 2000 ans BP et aujourd'hui

Allard et al. (1986) se basent sur des datations au carbone 14 (^{14}C) de la tourbe contenue dans des paises pour identifier deux périodes favorables à la formation de pergélisol au Nunavik, soit entre 1500 et 1050 ans BP et entre 650 et 200 ans BP. Le climat au Nunavik affiche une tendance au réchauffement depuis la fin du Petit Âge glaciaire (PAG; 1300-1860 AD), avec une période de faible refroidissement entre 1940 et 1960 (Banville, 2016). À partir du milieu des années 1990, le réchauffement s'est accéléré pour atteindre +2 à 3°C par rapport à la moyenne établie sur la période 1961-1990 (Lemieux et al., 2016).

Ce réchauffement affecte largement les buttes de pergélisol qui sont des formes périglaciaires sensibles aux fluctuations du climat. Divers signes de dégradations du pergélisol sont visibles sur le terrain (Figure 8) : la formation et l'agrandissement de lacs de thermokarst, des tassements différentiels au dégel, ainsi que des instabilités affectant les sols, les bâtiments et les infrastructures.



Figure 7 - a) et b) glace de ségrégation dans une carotte de forage d'une butte de pergélisol riche en glace. c) Buttes de pergélisol riches en glace. (Photos : Marion Cochand, 2015).

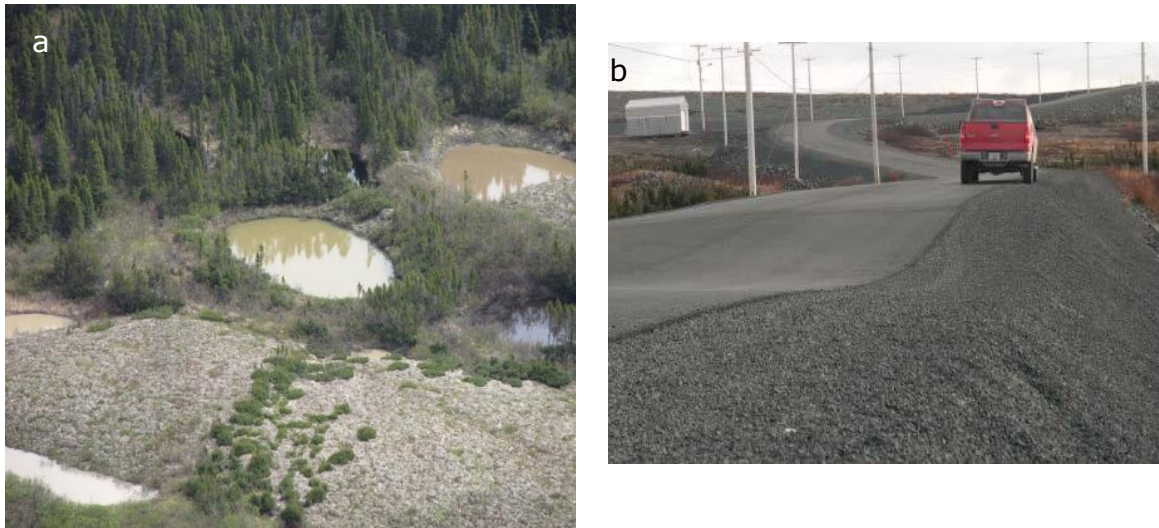


Figure 8 - Effets visibles de la dégradation du pergélisol riche en glace. a) Mares de thermokarst dans la vallée de Tasiapik (Photo : Marion Cochand, 2015). b) route d'accès à l'aéroport d'Umiujaq endommagée par du tassement différentiel au dégel (Photo : Richard Fortier).

C.5 Contexte hydrogéologique

Les travaux de terrain menés lors de l'installation du réseau Immatsiak ont permis de mettre en évidence deux formations aquifères dans le bassin versant.

La première, superficielle, se situe dans les sédiments littoraux, géofaciès Mb, recouvrant la partie amont du bassin versant et dont l'épaisseur atteint 5.94 m au site 6 (annexe 2). La conductivité hydraulique (K) de cette formation a été estimée à 6.4×10^{-4} m/s par slug test et à 5.9×10^{-4} m/s par la granulométrie et la formule de Hazen (Lemieux et al., submitted). Sa base est définie par l'unité de silts marins peu perméables, géofaciès Ma. Le puits Pz2 du réseau immatsiak, ainsi que différents piézomètres implantés sur le plateau amont du bassin versant (annexe 3) ont permis de suivre l'évolution annuelle des eaux souterraines dans l'aquifère superficiel. Le niveau de la nappe phréatique présente des variations annuelles importantes (Figure 9). En période de recharge, principalement lors de la fonte des neiges et parfois lors de pluies estivales, le niveau de la nappe augmente rapidement. Lors de la période hivernale, le niveau piézométrique montre une

récession marquée, indiquant que l'aquifère se vidange (Lemieux et al., submitted).

La seconde formation aquifère se situe en dessous de la couche de silt marin Ma, dans les sédiments d'épandages proglaciaire et glacio-proximaux, les géofaciès Gs et GxT. La conductivité hydraulique du géofaciès Gs est estimée à 2.4×10^{-4} m/s par la formule de Hazen. Celle du géofaciès GxT est estimée à 4.4×10^{-5} m/s par slug test et à 3.4×10^{-4} m/s par la formule de Hazen (Lemieux et al., submitted). Cet aquifère est limité à sa base par le socle ($K=2.2 \times 10^{-7}$ m/s, slug test (Lemieux et al., submitted)). Les puits du réseau Immatsiak (annexe 2) ont permis le suivi de cet aquifère. Dans sa partie amont, la charge hydraulique se situe au niveau du socle. Dans sa partie aval, l'aquifère est semi-captif à cause de la présence d'une couche de silts marins (Ma) et de buttes de pergélisol, ce qui conduit à des pressions artésiennes dans les puits en aval du bassin versant (Pz4 et Pz6) (Fortier et al., 2013). La Figure 9c montre que le signal de recharge est décalé de plusieurs semaines par rapport au début de la fonte des neiges (Lemieux et al., submitted).

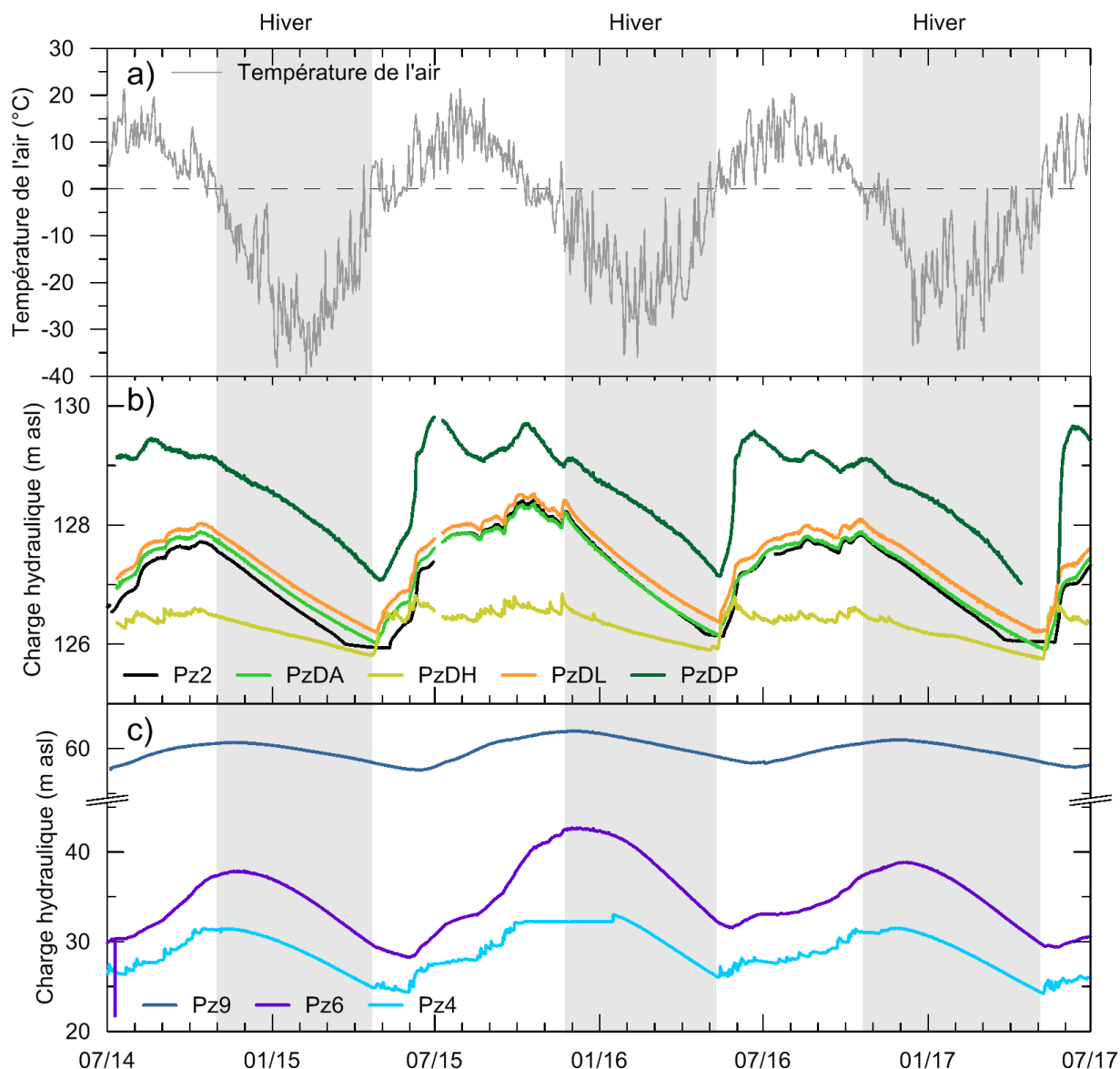


Figure 9 - Évolution de la température de l'air et des charges hydrauliques dans la vallée de Tasiapik: a) la température de l'air mesurée dans la vallée 2014-2017, et b) & c) les niveaux piézométriques observés dans les puits dans l'aquifère superficiel et l'aquifère profond, respectivement. Modifié d'après Lemieux et al. (submitted).

C.6 Caractérisation de la végétation

La vallée de Tasiapik est traversée par la limite des arbres qui sépare la toundra forestière de la toundra arbustive (Truchon-Savard & Payette, 2012). Dans la zone d'étude, la végétation est hétérogène, variant de l'épinette noire au lichen (Lemieux et al., submitted; Provencher-Nolet, 2014). La Figure 10 présente une carte, pour le bassin versant, de la classification de la végétation en quatre

catégories, lichen, arbustes, pessières/épinettes noires et herbes. Toutes les espèces végétales répertoriées dans cette zone ont un cycle photosynthétique de type C3, impliquant une signature $\delta^{13}\text{C}$ pour la végétation d'environ -27‰ (Clark & Fritz, 1997).

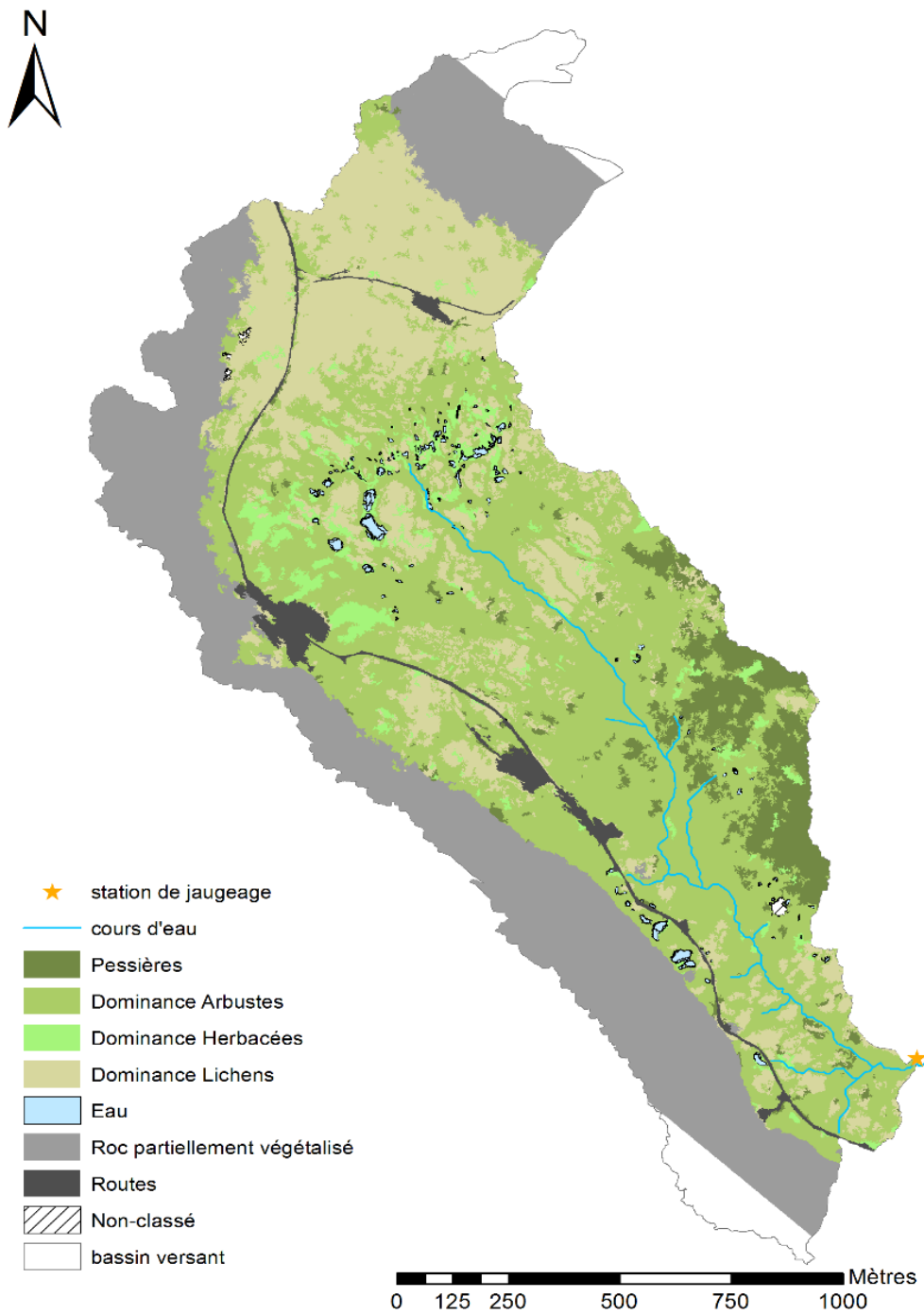


Figure 10 - Carte de la végétation dans la vallée de Tasiapik. Source des données Provencher-Nolet (2014).

D. Traceurs hydrogéochimiques

L'utilisation des données hydrogéochimiques tels que les ions majeurs, éléments traces et les traceurs environnementaux (isotopes stables, isotopes radioactifs et gaz rares) apportent des informations complémentaires aux données hydrauliques des aquifères. Elles permettront notamment de caractériser la recharge, les temps de transit et les réactions hydrogéochimiques ayant lieu dans l'aquifère. Par ailleurs, elles sont essentielles lorsque l'eau souterraine est considérée comme une ressource pour évaluer sa qualité et sa potabilité. Les données hydrogéochimiques peuvent également être utilisées lors de la calibration de modèles hydrogéologiques. Les traceurs utilisés dans le cadre de cette thèse sont présentés ci-dessous.

D.1 Ions majeurs

Les cations majeurs dissous dans l'eau souterraine sont généralement issus des minéraux dominants de la croûte terrestre, soient les silicates (feldspaths, micas, amphiboles et pyroxènes) et les carbonates (calcite et dolomie). Il s'agit notamment de Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+ . Les anions majeurs proviennent principalement de la spéciation des carbonates (HCO_3^- et CO_3^{2-}), et d'origines marine ou évaporitiques (Cl^- et SO_4^{2-}) (Clark, 2015).

Les solides dissous totaux, ou total dissolved solids (TDS), sont la somme des espèces dissoutes (anions, cations et espèces non chargées, ex: SiO_2). Cette mesure permet de caractériser la salinité de l'eau :

eau douce : 0-1000 mg/l TDS

eau saumâtre : 1000-10 000 mg/l TDS

eau salée : 10 000 - 100 000 mg/l TDS

saumures : >100 000 mg/l TDS

Généralement, dans un contexte non-pollué, la concentration en TDS dans les eaux augmente de la façon suivante : précipitations (~ 10 mg /l), eaux de surface (< 500 mg/l), eau souterraine. La concentration en TDS des eaux souterraines dépend fortement des interactions avec la matrice de l'aquifère (Clark, 2015).

Les processus modifiant la signature hydrogéochimique des eaux souterraines incluent les réactions de dissolution/précipitation de minéraux, notamment les carbonates (Cloutier et al., 2008; Omelon et al., 2006), et les silicates (Ortega-Guerrero, 2009), les échanges ioniques (Boyle & Chagnon, 1995; Mondal et al., 2010) et les réactions d'oxydo-réduction (Postma et al., 2007).

Le CO_2 joue un rôle majeur dans ces interactions entre l'eau souterraine et son milieu car les réactions d'altération des carbonates et des silicates sont largement favorisées par l'acidité de l'eau (Appelo & Postma, 2005). La quantité de CO_2 dissous que peut contenir l'eau souterraine est contrainte par le coefficient de la loi de Henry. Celui-ci est proportionnel à la pression partielle de CO_2 . Par conséquent, l'eau souterraine se charge de CO_2 et s'acidifie principalement lors de l'infiltration au travers du sol où la pression partielle de CO_2 est 10 à 100 fois supérieure à la concentration atmosphérique du fait de la dégradation aérobie de la végétation (Clark, 2015).

L'analyse des ions majeurs des eaux souterraines permet de les classer selon le concept de faciès hydrochimiques (Back, 1966) qui décrit l'évolution de la composition chimique de l'eau dans la direction de l'écoulement. La géologie de l'aquifère, le temps de résidence, la température, le pH, le degré d'oxydation et le contenu en gaz dissous sont autant de facteurs qui contrôlent la concentration en ions dissous des eaux souterraines (Back, 1966; Tóth, 1999). La Figure 11 détaille l'évolution de l'eau souterraine entre la zone de recharge et de résurgence. De manière générale, les eaux évoluent suivant la séquence de Chebotarev d'un faciès HCO_3 à Cl en passant par le faciès SO_2 (Chebotarev, 1955).

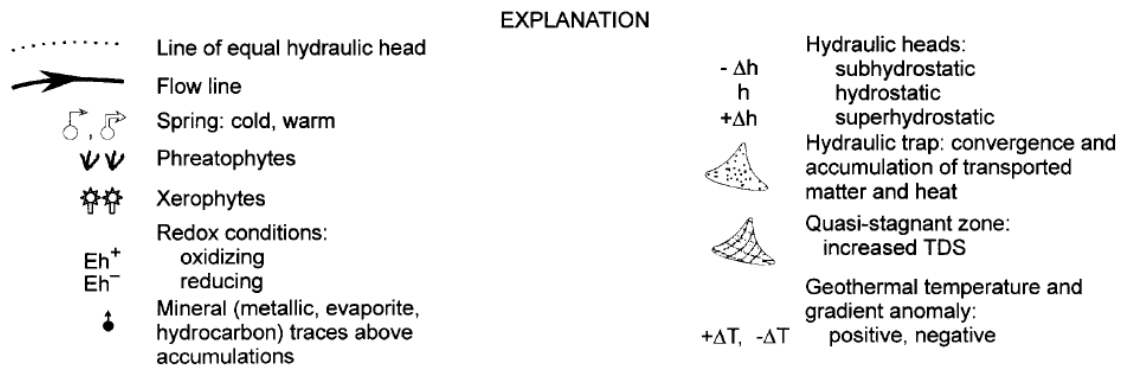
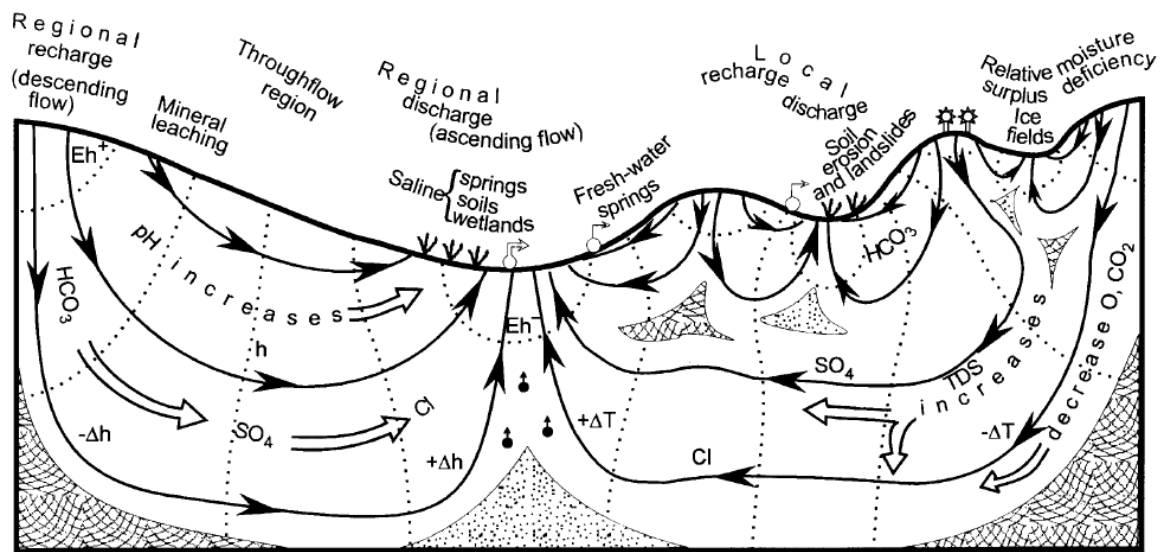


Figure 11- Évolution régionale conceptuel de la qualité hydrogéochimique des eaux souterraines dans un bassin de drainage non-confiné (Tóth, 1999).

D.2 Éléments mineurs et éléments traces

En plus des espèces dissoutes majeures, certains éléments mineurs ou traces ont également leur importance dans la composition des eaux souterraines. Ils permettent de mettre en évidence des modifications des équilibres redox, notamment Mn^{2+} et Fe . D'autres éléments, (par ex : F^-), métaux traces ou nutriments, (par ex : NO_3^-) sont considérés comme des contaminants pour l'eau potable et leur concentration doit être contrôlée (Clark, 2015).

Dans le contexte des eaux souterraines en zone de pergélisol, une attention particulière devrait être portée aux polluants qui y sont stockés sur le long terme dans le pergélisol et qui pourraient être libérés dans l'environnement avec sa dégradation. Par exemple, Schuster et al. (2018) ont mis en évidence l'importante

quantité de mercure (Hg), environ $1,656 \pm 962$ Gg Hg, stockée dans les sols dans les régions de l'hémisphère nord couvertes par le pergélisol.

D.3 Isotopes stables de l'eau

Les isotopes stables de l'eau ($\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$) fournissent des indications sur l'origine de l'eau. En effet, le fractionnement isotopique des précipitations, gouverné par le principe de la distillation de Rayleigh, dépend largement des variations de températures. Cela induit une variation de la signature isotopique des précipitations en fonction de leur nature, du climat, de l'altitude et de la continentalité. Cette signature est préservée lors de la recharge et se retrouve dans l'eau souterraine (Clark, 2015; Clark & Fritz, 1997).

De cette façon, la variation de température saisonnière entraîne un fractionnement différencié des précipitations enrichissant la pluie en isotopes lourds par rapport à la neige (Clark & Fritz, 1997). La droite des eaux météoriques globales, ou *global meteoric water line* (GMWL, Éq.1) définit la relation entre $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations à l'échelle globale (Craig, 1961; Rozanski et al., 1993) :

$$\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10 \quad (1)$$

où $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ sont les ratios isotopiques (Éq.2) définis par rapport au Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW)(Clark & Fritz, 1997).

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{sample}} = \left(\frac{(^{18}\text{O} / ^{16}\text{O})_{\text{sample}}}{(^{18}\text{O} / ^{16}\text{O})_{\text{reference}}} - 1 \right) \cdot 1000 \text{ ‰ VSMOW} \quad (2)$$

Dans le cadre d'une étude locale, il est préférable de définir une droite des eaux météoriques locale ou *Local Meteoric Water Line* (LMWL), car elle est influencée par des facteurs locaux, tels que l'origine des masses d'air et la saisonnalité des précipitations. La LMWL permet de comparer les précipitations, les eaux de surface et souterraine dans la région d'étude (Clark & Fritz, 1997).

D.4 Phases du carbone et leurs isotopes stables

Le carbone qui se retrouve dans les eaux souterraines est soit d'origine organique ou inorganique. Le carbone inorganique dissous ou *dissolved inorganic carbon* (DIC) provient de la dissolution du CO₂ mais également de l'altération des carbonates et silicates.

Le carbone organique, dissous ou particulaire (DOC ou POC), est issu de la matière organique présente dans le sol. La limite entre le DOC et POC est définie par la filtration à 0.45 µm. La matière organique est le produit de décomposition de la biomasse dans le sol par la respiration bactérienne (Clark & Fritz, 1997). Le carbone organique a une grande importance dans les réactions biogéochimiques, notamment d'oxydo-réduction dans les eaux souterraines (Clark, 2015).

Les isotopes stables du carbone inorganique dissous ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) fournissent des informations sur le parcours et les interactions de l'eau dans la zone vadose et l'évolution de l'eau souterraine par les réactions d'altération minérales. Les isotopes stables du carbone organique dissous et particulaire ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DOC}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$) renseignent sur l'évolution de la matière organique lors de l'infiltration et sur les réactions d'oxydo-réduction dans l'eau souterraine (Clark & Fritz, 1997).

D.5 Isotopes radioactifs

Les isotopes radioactifs permettent de dater l'entrée des eaux dans l'aquifère. Ils fonctionnent comme une "horloge" enregistrant le temps passé depuis le dernier contact avec l'atmosphère par désintégration radioactive (Glynn & Plummer, 2005; Kazemi et al., 2006). Dans cette étude nous avons investigué le tritium (³H), le radiocarbone (¹⁴C) et les chlorofluorocarbones (CFCs, section D.6.1) pour dater les eaux souterraines. Cette approche de datation multi-traceur est vivement recommandée, notamment car elle permet d'identifier les mélanges d'eau d'âges différents (Glynn & Plummer, 2005; Kazemi et al., 2006; Plummer & Busenberg, 2000).

Le tritium est l'isotope radioactif de l'hydrogène (³H) qui se décompose en ³He. Il a une demi-vie de 12.43 ans ce qui en fait un bon traceur pour les eaux jeunes.

Une grande quantité de ^3H a été relâchée dans l'atmosphère dans les années 1950-1960, lors des tests de bombes atomiques. Sa concentration a atteint un pic entre 1963 et 1964 (Kazemi et al., 2006). Actuellement, il est recommandé d'utiliser le couple père-fils $^3\text{H}/^3\text{He}$ car le niveau de ^3H dans l'atmosphère n'est plus suffisant (Edmunds & Shand, 2009; Kazemi et al., 2006). Le radiocarbone (^{14}C) a une demi-vie de 5 730 ans ce qui en fait un bon traceur pour la datation d'eaux vieilles (sans ^3H), allant de quelques milliers à 30 000 ans (Clark, 2015; Glynn & Plummer, 2005). Le ^{14}C entre dans l'aquifère par le biais du $^{14}\text{CO}_2$ atmosphérique contenu dans le sol qui se dissout dans l'eau (Clark & Fritz, 1997). Les datations au ^{14}C doivent être corrigées pour tenir compte de la dilution et de la perte de ^{14}C lors de réactions géochimiques (notamment dissolution de la calcite et de la dolomie, des échanges avec la matrice et l'oxydation de vieille matière organique) (Clark & Fritz, 1997).

D.6 Gaz rares

Les gaz rares dissous dans l'eau souterraine, notamment le néon, l'argon, le krypton et le xénon permettent de caractériser les conditions de recharge des eaux souterraines, particulièrement la température. Ces informations sont nécessaires pour caractériser *l'excess air* et ajuster les modèles de datation $^3\text{H}/^3\text{He}$ ou CFC. Elles sont aussi un bon complément aux mesures isotopiques pour préciser l'origine de l'eau souterraine (Aeschbach-Hertig & Solomon, 2013).

D.6.1 Chlorofluorocarbones

Les chlorofluorocarbones (CFCs) sont des gaz artificiels utilisés depuis les années 1950 comme gaz réfrigérants et comme agent propulsant dans les aérosols. Leur concentration dans l'atmosphère a augmenté continuellement jusqu'au début des années 1990, avant la réglementation de leur utilisation car ils constituent un des principaux facteurs de dégradation de la couche d'ozone. Néanmoins, les CFCs peuvent être utilisés comme traceurs pour la datation des eaux souterraines (Plummer & Busenberg, 2006). Leur concentration dans l'eau souterraine dépend de la concentration atmosphérique en équilibre avec l'eau au moment de son infiltration. Connaissant leur signal atmosphérique depuis les années 1950, il est

possible de relier la concentration de CFC de l'échantillon à sa date d'infiltration. Cependant, la solubilité des CFC dans l'eau souterraine, est, comme pour tout autre gaz, également contrôlée par la température et la pression au moment de la recharge (IAEA, 2006).

E. Motivations, problématique et objectifs du projet de recherche

Cette étude a été motivée par le manque d'informations sur les eaux souterraines en région de pergélisol discontinu, les changements environnementaux rapides liés au réchauffement climatique et le potentiel de l'eau souterraine comme ressource en eau potable pour les communautés du Nunavik.

A partir du réseau de puits Immatsiak, la problématique de recherche est la suivante : Quelle est l'influence de la dégradation du pergélisol sur la qualité des eaux souterraines à Umiujaq en particulier et dans les régions circumpolaires en général.

Pour y répondre, l'objectif principal de cette recherche était une meilleure compréhension des écoulements souterrains en région de pergélisol discontinu à l'aide de données hydrogéochimiques. Cette étude s'est effectuée suivant deux approches de recherche décrites ci-dessous :

1. Une revue détaillée de la littérature existante sur l'hydrogéochimie des eaux souterraines en zone de pergélisol afin d'identifier les impacts attendus de la dégradation du pergélisol sur la qualité des eaux souterraines, d'améliorer la compréhension de la dynamique des eaux souterraines et d'identifier les lacunes de recherche dans ce domaine.

2. Une étude de terrain qui a permis la caractérisation des écoulements souterrains à l'aide des données hydrogéochimiques et la réalisation d'un modèle conceptuel des écoulements. L'utilisation des ions majeurs, de traceurs environnementaux et de datations ont apporté des informations sur les interactions entre l'eau souterraine et le sous-sol, le temps de résidence de l'eau dans l'aquifère, les conditions de recharge et l'origine de l'eau souterraine (pluie, neige et/ou pergélisol).

Les résultats de cette étude de terrain ont aussi permis d'affiner le modèle hydrogéologique en trois dimensions du bassin versant réalisé dans le cadre du PhD 2 du projet CRSNG. Il permettra de répondre à l'objectif global du projet qui est d'estimer l'influence de la fonte du pergélisol sur les écoulements souterrains

et d'évaluer le potentiel des eaux souterraines comme ressource en eau potable pour les communautés du Québec nordique dans une optique de développement durable.

E.1 Connaissances novatrices apportées par le projet

Il existe actuellement très peu d'études sur l'hydrogéochimie des eaux souterraines dans les régions de pergélisol. Ce manque de caractérisation des eaux souterraines en région de pergélisol limite notre capacité à prévoir les changements liés au réchauffement climatique (McKenzie & Voss, 2013).

Cette recherche apporte de nouvelles connaissances sur l'hydrogéologie et l'hydrogéochimie en zone de pergélisol discontinu à l'échelle d'un petit bassin versant. Elle s'inscrit dans une approche multidisciplinaire combinant une étude hydrogéophysique, géologique et hydrogéologique de la vallée de Tasiapik. Il s'agit de la première étude hydrogéologique dans la région qui permet une compréhension intégrée des interactions entre le pergélisol, les eaux de surface et les eaux souterraines. De plus, les études existantes se basent principalement sur des zones de sources ou de résurgence d'eau souterraine dans les cours d'eau, limitant ainsi la distribution spatiale des points d'observation des eaux souterraines et la fiabilité de la mesure de certains paramètres hydrogéochimiques sensibles (notamment le pH et conditions redox).

Le dispositif de puits et piézomètres installés dans la vallée de Tasiapik offre une densité de puits rare pour une région nordique, où les frais d'installations sont très élevés. Ce dispositif rend possible l'étude de l'eau souterraine directement dans l'aquifère. Il permet de recueillir des échantillons d'eau spatialement distribués dans la vallée et autour des buttes de pergélisol qui peuvent ainsi renseigner sur la dynamique des écoulements et l'évolution hydrogéochimique.

De plus, l'échantillonnage mensuel des isotopes stables de l'eau des précipitations durant deux ans, a permis d'établir la LMWL pour la région d'Umiujaq.

F. Organisation de la thèse

Cette thèse de doctorat est une thèse par articles. Elle comprend trois chapitres précédé en plus d'une introduction et d'une conclusion.

Le premier chapitre est constitué d'un article intitulé « *Review paper: Groundwater hydrogeochemistry in permafrost regions* » publié dans le journal *Permafrost and Periglacial Processes*. Cet article est une revue de la littérature couvrant le thème de l'hydrogéochimie des eaux souterraines en zone de pergélisol et des impacts attendus de la dégradation du pergélisol sur la qualité des eaux souterraines.

Le deuxième chapitre est composé d'un article intitulé « *Groundwater hydrogeochemistry in a small watershed with discontinuous permafrost near Umiujaq (Nunavik, Canada)*. » soumis pour publication le 2 octobre 2018 au journal *Hydrogeology Journal* comme composante de la *Topical Collection : Hydrogeology of a cold-region watershed in Nunavik (Umiujaq, Canada)*. Cet article présente les résultats des travaux de recherche sur l'hydrogéochimie des eaux souterraines en zone de pergélisol discontinu menés à Umiujaq au Nunavik, Canada.

Le troisième chapitre est la synthèse qui combine les résultats et conclusions présentées dans les deux articles afin de les mettre en parallèle pour illustrer l'évolution hydrogéochimique des eaux souterraines en régions de pergélisol.

Et finalement, la conclusion apporte des perspectives et des recommandations pour de futures études afin d'améliorer notre compréhension de l'évolution de la qualité des eaux souterraines dans les régions affectées par la dégradation du pergélisol.

Chapitre 1 – Groundwater hydrogeochemistry in permafrost regions.

Marion Cochand^{1, 2}, John Molson^{1, 2} & Jean-Michel Lemieux^{1, 2}

¹*Département de Géologie et de Génie géologique, Université Laval, Québec, Québec, Canada G1V 0A6*

²*Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, Québec, Canada G1V 0A6*

Publié dans le journal *Permafrost and Periglacial Processes*

1.1 Résumé

Cet article résume l'état actuel des connaissances de l'hydrogéochimie des eaux souterraines dans les régions affectées par le pergélisol et les impacts potentiels de la dégradation du pergélisol sur la qualité des eaux souterraines. Les caractéristiques hydrogéochimiques des eaux souterraines dans les zones de pergélisol dépendent des mêmes réactions que dans les régions dépourvues de pergélisol. Cependant, le pergélisol agit comme une couche confinante qui peut influencer la chimie des eaux souterraines en limitant la recharge et les échanges entre la surface du sol, les eaux de surfaces et souterraines. ainsi qu'en accroissant le temps de résidence augmentant les interactions eau-roche. Les impacts de changements climatiques sur les eaux souterraines sont probablement associés à la perte de cette couche confinante. Les futures études en lien avec l'hydrogéologie en zone de pergélisol devraient inclure une meilleure caractérisation hydrogéochimique in-situ afin de mieux évaluer le potentiel d'utilisation des eaux souterraines avec le réchauffement climatique.

1.2 Abstract

This review paper provides a summary of the current state of knowledge regarding groundwater hydrogeochemistry in permafrost regions and presents the expected impacts of permafrost degradation on groundwater quality. Using published case studies, the most practical monitoring approaches are reviewed, possible monitoring issues are highlighted, and links between groundwater chemistry signatures and associated flow systems in northern climates are identified. Hydrogeochemical characteristics of groundwater in permafrost regions depend on the same reactions as in non-permafrost regions, however in acting as a confining layer, permafrost can affect groundwater chemistry by restricting recharge and limiting exchange of energy and mass between the ground surface, surface water and groundwater. Rock (mineral)-water interactions can also increase due to longer residence times. Impacts of climate change on groundwater quality in permafrost regions are thought to be linked to the loss of this confining layer. Various studies have already reported significant modifications in shallow and deep groundwater contributions to surface water, marked by a decrease in dissolved organic carbon and an increase in total dissolved solids concentrations in stream water linked to declining permafrost coverage. Future studies related to hydrogeology in permafrost areas should include better in-situ hydrogeochemical characterisation of groundwater

1.3. Introduction

Climate warming and associated permafrost degradation has had significant effects on northern ecosystems, landscapes, ground stability and infrastructure, as well as on local populations and their way of life (Ford, 2009; Kokelj & Jorgenson, 2013; Rowland & Coon, 2016). Whether based on field data or theoretical modelling, permafrost degradation has typically been interpreted assuming only conductive heat transport. The importance of groundwater flow and advective heat transport has only more recently gained attention. (Ghias et al., 2017; Rowland et al., 2011; Sjoberg et al., 2016; Wellman et al., 2013). Since these processes are coupled,

permafrost thaw can also affect groundwater flow systems, for example by increasing recharge, and affecting groundwater chemistry.

Most existing research on northern hydrology has focused on surface water, or shallow active-layer systems with particular reference to the carbon cycle and emission of methane in permafrost-degrading regions (Bastviken et al., 2011; Carey, 2003; Crawford et al., 2013; Frey & McClelland, 2009; Petrone et al., 2006). Less well-known, however, are the effects of climate change and permafrost degradation on groundwater flow systems, and on groundwater quality in particular. As the climate warms, and as development of the north intensifies, groundwater has the potential to become an important and secure long-term resource for many northern communities (Lemieux et al., 2016). Any changes in groundwater quality due to permafrost thaw may therefore become a significant issue.

In most Nordic regions, air temperatures have been increasing since at least the early 1980s (Stocker, 2014). In parts of northern Alaska, for example, air temperatures have increased by about 3°C between the early 1980s and mid 2000s (Wendler et al., 2010), while in Russia they have increased 2°C between 1971 and 2010 (Stocker, 2014). Permafrost degradation associated with these temperature increases has also been well-documented by field observations, remote sensing surveys and numerical modelling (Grosse et al., 2011; Romanovsky et al., 2010; Smith et al., 2010). In Alaska, permafrost temperatures have been documented since the late 1940s and show a clear warming since the late 1980s (Osterkamp, 2003), while projections predict even more severe impacts on permafrost over the coming decades (Stocker, 2014) .

Permafrost degradation has already impacted hydrological and hydrogeological flow systems where significant changes in river base flows and groundwater flow dynamics have been reported (Bense et al., 2009; Boucher & Carey, 2010; Carey et al., 2013; McKenzie & Voss, 2013; Walvoord & Kurylyk, 2016; Walvoord et al., 2012; Woo et al., 2008; Ye et al., 2009). While most of this research has been conducted on hydrological systems, including climate-change induced evolution of stream flow composition and on changes to surface water flow regimes and

groundwater contributions to rivers, much less is known about possible changes to the groundwater systems themselves. This is largely due to the more complicated and expensive access to groundwater research sites in northern regions. While some groundwater research in permafrost areas has been completed, it has usually only been in the context of conceptual models and numerical modelling of hypothetical systems (Bense et al., 2009; Bosson et al., 2013; Evans & Ge, 2017; Frampton et al., 2013; Kurylyk et al., 2014; McKenzie & Voss, 2013; Walvoord et al., 2012; Wellman et al., 2013; Woo et al., 2008). Most existing studies have relied on various indirect sources of groundwater information such as river baseflow, springs, icings, and mine sites, while only a few have used direct observations with piezometers or deep boreholes (Callegary et al., 2013; Carey et al., 2013; Clark & Lauriol, 1997; Clark et al., 2001; Douglas et al., 2013; Michel, 1986; Stotler et al., 2009; Utting et al., 2013).

To account for the complex interactions between groundwater and permafrost under changing climatic conditions, groundwater flow dynamics must be better characterized. To fill this data gap, hydrogeochemical characterisation, including major ions, nutrients, stable isotopes and dating tools, has therefore also been very useful to gain insight into flow systems including residence times and recharge conditions (Lacelle & Vasil'chuk, 2013; Utting et al., 2012; Utting et al., 2013).

The natural hydrogeochemistry in permafrost degrading areas is also of direct interest if the resource is to be used for drinking water or industrial use. In areas where groundwater quality is at risk from development, knowledge of baseline groundwater quality (i.e. pre-development) is especially critical for identifying and evaluating potential future impacts, in particular for distinguishing possible impacts of development from natural transient events or impacts due to climate change, including permafrost degradation.

Faced with increasing exploitation of natural resources and population growth in the north, demand for water has also increased. Better characterisation of groundwater resources in these regions will therefore also be important to evaluate resource potential, sustain water needs, identify groundwater zones at risk, and

to prevent groundwater contamination (Callegary et al., 2013; Cheng & Jin, 2013; Lemieux et al., 2016).

This paper aims to provide an overview of the current state of knowledge regarding groundwater hydrogeochemistry in permafrost regions, and to review the expected impacts of permafrost degradation on groundwater quality. First, a short summary of the potential effect of permafrost and permafrost degradation on groundwater flow systems is presented, followed by a brief review of the possible mechanisms that can affect groundwater quality. Existing studies of groundwater hydrogeochemistry in various permafrost and northern-climate geological settings are then reviewed. Important data gaps and approaches to improve our knowledge are also identified. Finally, the probable impacts of climate change on groundwater quality in permafrost regions and implications for use of groundwater as a source of drinking water will be discussed.

1.4 Effect of permafrost on groundwater

Permafrost, defined as a soil or rock that remains below 0°C for at least two years (Harris, 1988), may contain significant, little or no ground ice (Grosse et al., 2011). Liquid water can also be present in permafrost due to freezing point depression caused by high salinity, adsorption of water to grain surfaces, capillary forces or high pressures (Lacelle & Vasil'chuk, 2013; Van Everdingen, 1990; Walvoord & Kurylyk, 2016). In most cases, permafrost should therefore not be considered impermeable, but rather as a semi-permeable medium, allowing infiltration and water flow within the frozen subsurface (Williams, 1970; Woo, 2012). Ice-rich permafrost, however, may significantly reduce hydraulic conductivity and porosity of the soil or rock, as ice will obstruct pore space thus reducing groundwater recharge and flow rates, as well as reducing storage capacity and exchange with the ground surface, including interaction with surface water (Walvoord & Kurylyk, 2016).

Consequently, active groundwater circulation in permafrost zones occurs mostly in taliks (unfrozen areas within permafrost). In continuous permafrost areas, these zones can be located above, within or below the permafrost, which are referred to,

respectively, as suprapermafrost, intrapermafrost and subpermafrost groundwater zones (Bosson et al., 2013; Lemieux et al., 2016; Tolstikhin & Tolstikhin, 1977; Van Everdingen, 1990). Taliks can be of hydrothermal or hydrochemical origin (Woo, 2012).

With increasing permafrost degradation and changes in its thermal regime, direct controls of permafrost on groundwater circulation may significantly affect groundwater dynamics and flow paths (Bense et al., 2009; Cheng & Jin, 2013; Douglas et al., 2013; Lamontagne-Halle et al., 2018; Walvoord & Striegl, 2007). In turn, these changes are expected to have a direct impact on groundwater hydrochemistry (Cheng & Jin, 2013). To understand permafrost impacts on hydrogeochemistry, the complete groundwater cycle needs to be considered from recharge to discharge zones, including water quality associated with this cycle in permafrost regions. The conceptual model of Figure 1 shows typical water quality evolution within a continuous permafrost environment, the components of which are described below:

(1) *Recharge*: The principal factors influencing recharge are permafrost continuity, context of the aquifer with respect to the permafrost (i.e. confined or unconfined), and water available for infiltration. As explained below, high ground ice fractions may significantly reduce the infiltration capacity of porous media and fractured rock (Woo, 2012). In suprapermafrost aquifers, recharge occurs through the active layer which may become very limited by freezing during winter. Water infiltrating into suprapermafrost aquifers has generally short residence times and high renewal rates, leading to low concentrations of total dissolved solids (TDS) (Ma et al., 2017). Recharge of intra and subpermafrost aquifers and groundwater residence time depends greatly on the permafrost continuity. In discontinuous permafrost settings, recharge may originate from adjacent non-permafrost areas. In continuous permafrost zones, recharge can occur through taliks which are usually found below lakes and large rivers, or are linked to the presence of deep fissures or pipes in soluble rocks (Kane et al., 2013; Watanabe & Mizoguchi, 2002). Recharge can also occur through sinkholes in degrading permafrost (Ma et al., 2017). Finally, groundwater quality and TDS concentration depends on the specific

recharge scenario. In the case of recharge through soluble rock for example, groundwater has been shown to develop high concentrations of TDS (Woo, 2012).

(2) *Flow*: Groundwater flow within permafrost-impacted terrain is governed by the same physical laws as in non-permafrost zones (Woo, 2012). Although suprapermafrost groundwater flow is usually relatively less important in terms of water volume than flow in subpermafrost aquifers, it plays a significant role if connected with the deeper hydrological cycle. Suprapermafrost aquifers also support soil moisture, evapotranspiration and baseflow (Walvoord et al., 2012; Woo, 2012). Processes that can influence the hydrogeochemical evolution of groundwater along a flow path are also similar in permafrost and non-permafrost areas, and include: (1) mineral dissolution and precipitation, (2) oxydo-reduction reactions, (3) ion exchange, and (4) pH change, as reviewed, for example, by Tóth (1999). Ion exclusion can also have an influence on groundwater geochemical evolution along flow paths since it leads to depleted TDS in permafrost ground ice and will thus tend to dilute natural groundwater TDS when melting (Gascoyne, 2000).

(3) *Discharge*: Discharge of groundwater in permafrost areas can take different forms, including springs, seeps, and river baseflow (Kane et al., 2013; Michel, 1986). Other evidence of groundwater exfiltration include (1) open water in otherwise ice-covered rivers or lakes, (2) salt crusts formed by discharge of highly mineralized water, (3) production of icing, and (4) formation of frost mounds (Van Everdingen, 1990). Discharge from suprapermafrost aquifers is generally seasonal due to the confining effect of active-layer freezing. Subpermafrost aquifers usually have a more continuous discharge pattern through taliks which remain unfrozen during winter (McKenzie & Voss, 2013). Water quality in discharge zones is related to groundwater evolution in the aquifer. Direct contact with the atmosphere following discharge to the surface might also affect water hydrochemistry through changes in carbonate equilibrium, pH and oxidation state.

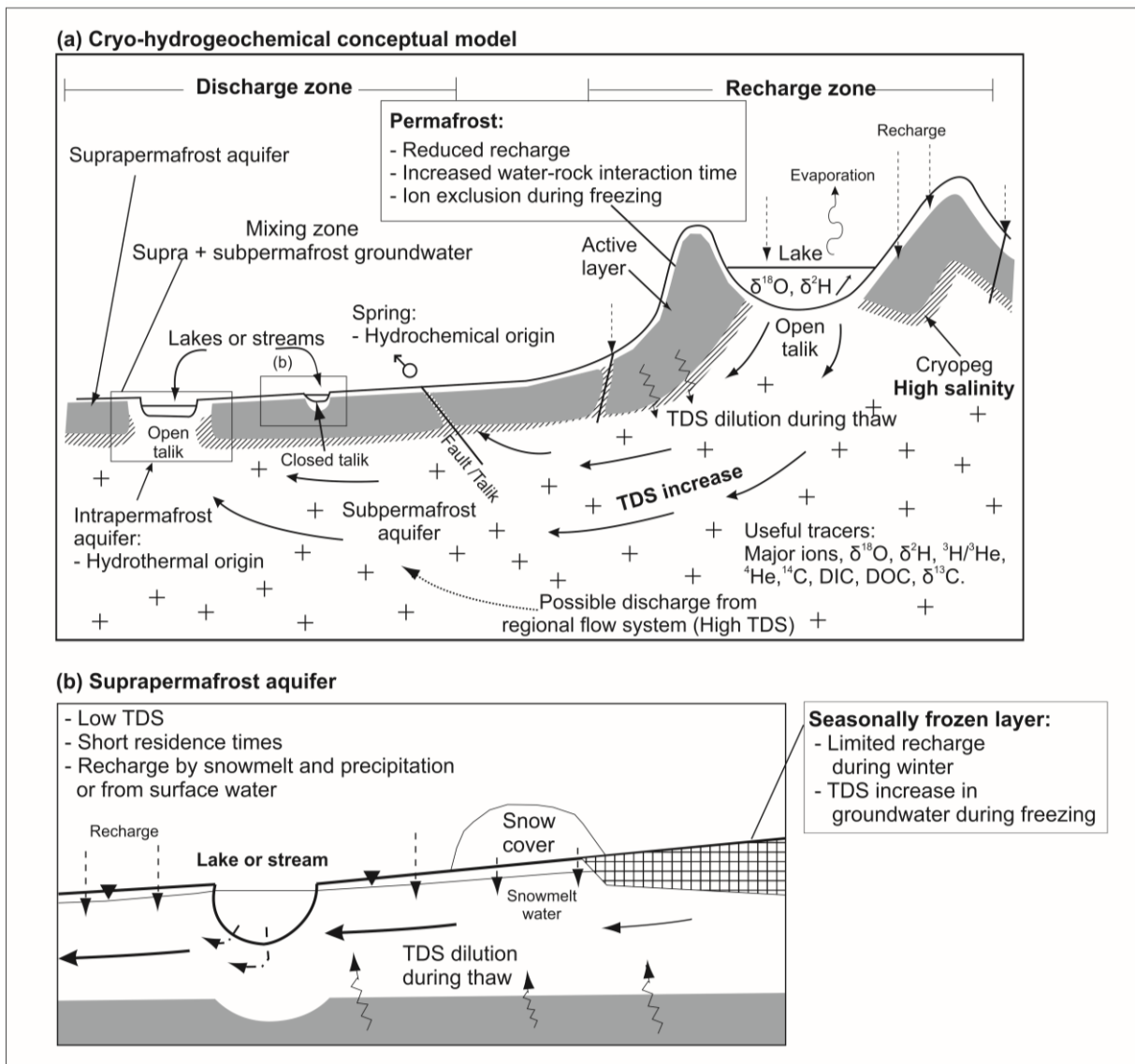


Figure 12 : Conceptual models showing impacts of permafrost on groundwater hydrogeochemistry: (a) subpermafrost aquifer conditions, and (b) within a suprapermafrost aquifer (adapted from (Haldorsen et al., 1996; Lemieux et al., 2016; Van Everdingen, 1990)).

1.5 Influence of temperature on groundwater hydrogeochemistry in permafrost areas.

In addition to restrictions on the flow system, groundwater in permafrost environments is also influenced by cold temperatures which can have impacts on its hydrogeochemical evolution.

(1) *Reaction and dissolution rates:* Thermodynamic laws define how the equilibrium reaction constant depends on temperature. Decreasing temperatures will increase the solubility of carbonates and major atmospheric gases, but will decrease the solubility of most other minerals including silicates (Clark, 2015). For example, in northern Yukon Territory (Canada), Clark and Lauriol (1997) suggested that lower temperatures would increase carbonate dissolution during recharge due to the increased solubility of CO₂ and calcite. In western Siberia, relatively higher solute concentrations were observed in streams located south of the permafrost limit compared with streams located north of this limit. This difference was partially explained by more rapid weathering rates associated with higher temperatures (Frey et al., 2007).

(2) *Ion exclusion:* Freezing preferentially removes dilute fluid as ice and therefore concentrates TDS in the residual water (Gascoyne, 2000). Consequently, in thick continuous permafrost zones, under closed-system conditions, this leads to high salinity fluids (forming a cryopeg) which may inhibit or retard further freezing within or at the base of permafrost (Gascoyne, 2000; Stotler et al., 2011; van Everdingen, 1976).

(3) *Gas hydrates:* Gas hydrates, especially methane hydrate, may form under cold temperature and high pressure conditions in the presence of high gas concentrations. Similar to freezing of groundwater, gas hydrate formation results in ion exclusion and increasing $\delta^{18}\text{O}$ values in the remaining fluid as well as a reduction of hydraulic conductivity at the base of thick permafrost (Hesse & Harrison, 1981; Stotler et al., 2011).

(4) *Groundwater flow conditions:* By reducing recharge, as well as reducing groundwater flow and groundwater discharge rates, the presence of permafrost increases groundwater residence times for intra and subpermafrost aquifers and therefore allows more time for rock(mineral)-water interactions (Van Everdingen, 1990).

1.6 Hydrogeochemistry of groundwater in permafrost regions

As often applied in temperate climates, the use of hydrogeochemical tracers has also contributed to a better understanding of groundwater dynamics and interactions in permafrost environments (Callegary et al., 2013; Lacelle & Vasil'chuk, 2013).

Here, we provide an overview of the state of knowledge on hydrogeochemistry of permafrost-impacted ground and surface water. A summary of the most recent publications on groundwater hydrogeochemistry in permafrost areas is provided in Figure 2, and in Table 1 and 2.

Most studies which have focussed on groundwater quality in permafrost areas have been concentrated in the western Canadian Arctic and in Alaska (60%). This distribution is likely somewhat biased as some Chinese and Russian studies are not directly available due to language barriers (e.g. Chang et al. (2018), Cheng and Jin (2013)). Nevertheless, only 36% of all these published studies directly investigate groundwater through boreholes or piezometers and 14% through springs. The remaining 50% of the papers use surface water investigations to infer groundwater hydrogeochemical characterisation.

1.6.1 Hydrogeochemical tracers to assess groundwater dynamics and interactions in permafrost environments

Hydrogeochemical tracers, either alone or in combination, can offer important insights for developing groundwater conceptual models extending from recharge areas to discharge areas (Kane et al., 2013; Michel, 1986; Utting et al., 2012; Utting et al., 2013). Classical tracers used for such studies include major ions which can provide a first estimate for groundwater circulation, stable isotopes (of carbon and water) which provide insight into the origin of recharge, radioactive isotopes which are used as dating tools, and noble gases which provide information about recharge temperatures (Clark, 2015; Utting et al., 2013). In particular, the combination of carbon phases (Dissolved inorganic carbon, DIC and Dissolved organic carbon, DOC), $\delta^{13}\text{C}$ and ^{14}C , together with major ions, can help

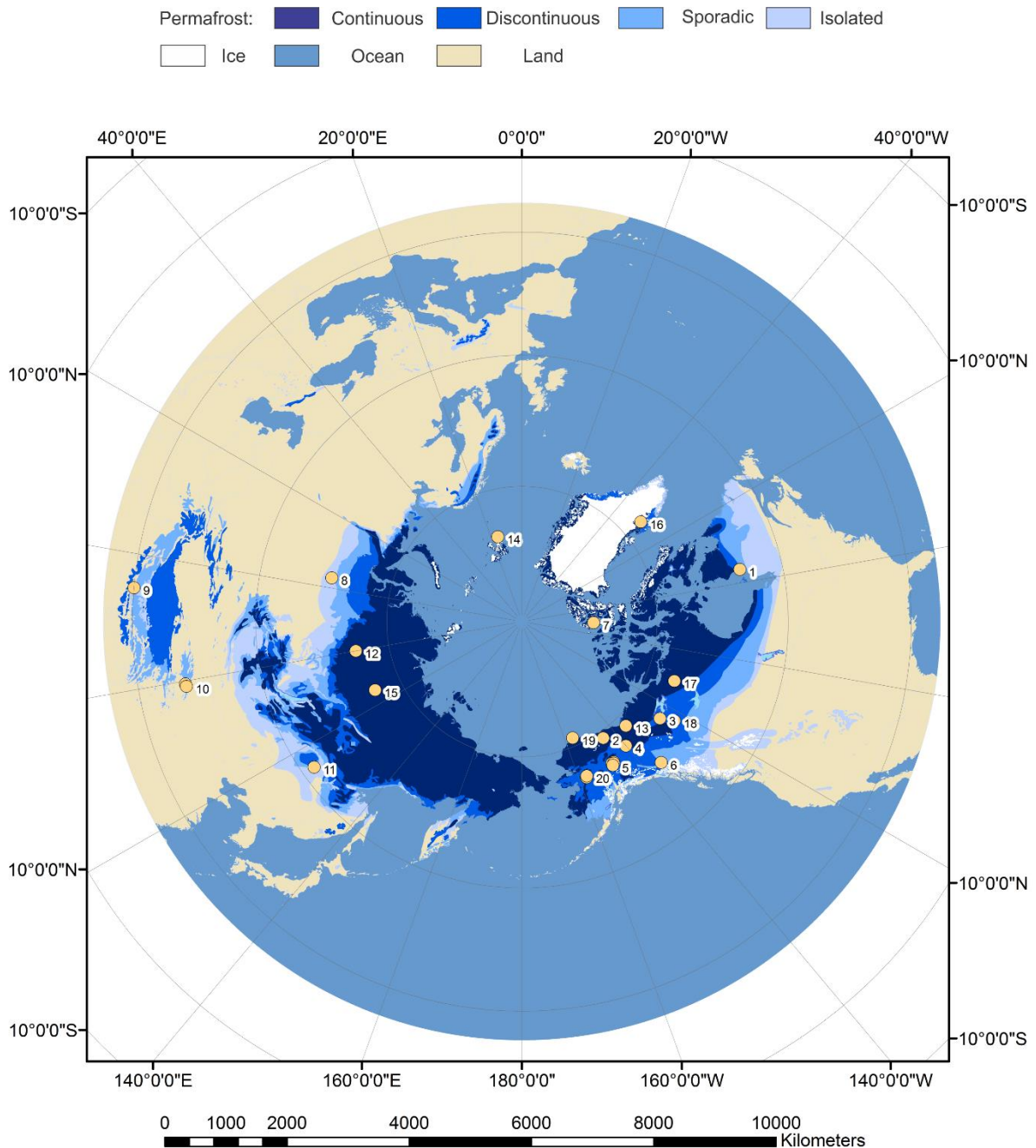


Figure 13 : Global field locations of recently-published studies on groundwater characterization in permafrost zones in the northern hemisphere. Base map of permafrost is adapted after data from Brown et al. (2002). See Table 2 for reference information.

identify weathering processes involved in TDS generation and carbon transfer under warming active-layer conditions (Lapp et al., 2017). Further details on the influence of pCO₂, open and closed-system weathering in TDS generation, as well as associated isotopic reactions, can be found in Clark (2015) and Clark and Fritz (1997). Recent advances combining isotope geochemistry with noble gases have

led to a better characterisation of groundwater recharge and residence times in northern regions (Lacelle & Vasil'chuk, 2013). As in temperate climates, hydrogeochemical tracers are also widely used in northern hydrologic investigations to perform hydrograph separation and to determine groundwater contributions to stream flow (Callegary et al., 2013; Carey et al., 2013). Hydrogeochemical tracers, for example, have been effective for understanding water-permafrost interactions in extreme environments such as hypersaline springs in the high Arctic or in the active layer in the Antarctic (Levy et al., 2012; Omelon et al., 2006; Pollard, 2005). Detailed interpretations involving major ions, water isotopes, DIC, DOC, and carbon isotope reactions together with noble gases for groundwater characterisation in permafrost setting are presented in Utting et al. (2012), (Utting et al., 2013) and Lapp et al. (2017).

1.6.2 Surface water hydrochemistry in permafrost zones

Surface water hydrochemical composition and evolution in permafrost zones has been extensively studied due to its importance in determining solute fluxes to the Arctic Ocean and the high interest in gas emission and carbon cycling in permafrost environments (Carey, 2003; Frey & McClelland, 2009; Spencer et al., 2015). Some of these studies have also inferred groundwater contributions to streams and lakes based on surface water observations. Cations from mineral weathering (Ca^{2+} , Mg^{2+} and Na^+), for example, have been widely used to identify contributions of deeper groundwater to stream flow whereas dissolved organic carbon and potassium concentrations in surface waters are mostly associated with shallow groundwater flow in near-surface organic soils (Boucher & Carey, 2010; Carey et al., 2013; Douglas et al., 2013; Petrone et al., 2006).

Larsen et al. (2017) investigated lake hydrology in Alaska and estimated groundwater input based on major cation concentrations. They found that groundwater has a more significant contribution to lake water-balances in discontinuous permafrost areas where there are good connections between surface water and groundwater.

Table 2 : Summary of major published studies on groundwater hydrogeochemistry in permafrost areas.

Context	Scale	Permafrost conditions	Highlights	Reference (Year)
Daldyn–Alakit region, Yakutian diamond-bearing province, Siberia, Russia.	Basin	Continuous permafrost, subpermafrost GW.	Hydrogeochemical features of the cryolithic zone.	Alexeev and Alexeeva (2003)
Six hydrologic regions of Alaska, USA.	Regional	Ranging from no permafrost to continuous permafrost coverage.	GW-SW interaction for six hydrologic regions. Water quality, contamination and effect of climate change on GW.	Callegary et al. (2013)
Granger Basin headwater catchment, Wolf Creek Basin, Yukon, Canada	Catchment	Discontinuous permafrost	Hydrochemistry of stream water used to study runoff generation processes. Hydrochemical composition of groundwater and its contribution to stream flow.	Carey et al. (2013)
China			Review of research on permafrost hydrogeology in China.	Chang, et al. (2018)
Qinghai-Tibet Plateau and northeast China.	Regional	Continuous and discontinuous permafrost	Studies on permafrost and groundwater in both regions. Impacts of permafrost degradation on hydrogeology; hydrological, environmental and ecological effects.	Cheng and Jin (2013)
Greenland analog project, Kangerlussuaq, Southwest Greenland.	Local	Continuous permafrost, intra and subpermafrost GW.	Characterization of GW at front of Greenland ice sheet using two boreholes and a spring. Water stable isotope signatures of GW: mix of glacial meltwater and lake water. Major ion content confirms glacial origin.	Claesson Liljedahl (2016)
Aufeis of the Firth River Basin, Northern Yukon, Canada	Basin	Continuous permafrost	GW recharge processes based on carbonate geochemistry and stable isotope data. Karstic drainage from carbonates is main contribution to base flow during winter and contributes to aufeis formation. Methanogenic GW is recharged in a suprapermafrost aquifer.	Clark and Lauriol (1997)

Fish Hole area of the Big Fish River catchment, near Aklavik, N.W.T, Canada	Catchment	Continuous permafrost	Geochemical and isotopic characterization of catchment waters; seasonal variations of groundwater contribution to stream base flow.	Clark (2001)
North Slope, northeastern Alaska, USA	Regional	Continuous permafrost	Hydrochemical and isotopic evidence shows that springs in continuous permafrost zones are recharged from permafrost-free areas across the continental divide in Brooks Range. GW flow through deep subpermafrost limestone aquifer. Review of recent progress (2007-2012) on permafrost isotope geochemistry	Kane et al. (2013) Lacelle and Vasil'chuk (2013)
Heihe River, northeastern Qinghai-Tibet Plateau, China.	Catchment	Alpine permafrost, continuous and discontinuous. Supra, intra and subpermafrost GW	Geochemical and isotopic data used to characterize GW recharge and flow paths. Permafrost controls on GW-SW interaction and GW dynamics.	Ma et al. (2017)
Central MacKenzie Valley, N.W.T, Canada	Regional	Discontinuous permafrost	Investigation of groundwater systems: geochemical and isotopic sampling of more than 100 springs, seeps and ponds.	Michel (1986)
Hornsund region, southern Spitsbergen, Norway	Catchment	Continuous permafrost, supra, intra and subpermafrost GW	Hydrochemical characterization of supra, intra and subpermafrost GW	Olichwer et al. (2013)
Expedition Fjord, Axel Heiberg Island, High Arctic, Canada.	Local	Continuous permafrost	Geochemical study of perennial springs and related mineral precipitates in Canadian High Arctic.	Omelon et al. (2006)
Lupin gold mine, Nunavut, Canada	Local	Continuous permafrost, subpermafrost GW	Shield fluid evolution pathways under thick permafrost. Brine pollution due to mining activity.	Stotler et al. (2009)
Canadian and Fennoscandian Shields	Large	Continuous permafrost, subpermafrost GW	Influence of glacial/interglacial cycles on subpermafrost groundwater evolution in a crystalline shield environment.	Stotler et al. (2011)
The Fishing Branch watershed, Yukon, Canada.	Stream	Continuous permafrost	Perennial GW discharge in streams based on geochemical and isotopic data.	Utting et al. (2012)

Central Mackenzie Valley, NWT and The Fishing Branch watershed, Yukon, Canada.

Streams

Extensive discontinuous to continuous permafrost

GW recharge and flow using stable isotopes and noble gases.

Utting et al. (2013)

Table 3: Summary of studies presented in Fig. 2. ID number corresponds to site numbers in Fig. 2. QS: Quaternary sediments, IR: igneous rocks, SR: sedimentary rocks, CR: carbonate rocks, MR: metamorphic rocks, VR and VS: volcanic rocks and sediments.

ID	Research site	Study (Year)	Permafrost state	Geological setting	Study focus	Comment
1	Umiujaq, Nunavik, Canada	Cochand et al. (submitted) (Chapter 3)	discontinuous	QS, IR, VR	groundwater	
2	North Slope of Alaska, USA	Kane, et al (2013)	continuous	SR with CR	springs	
3	Central MacKenzie Valley, NWT, Canada	Michel (1986)	discontinuous	SR with CR	springs	
4	Fishing Branch River, Yukon, Canada	Utting et al. (2012)	continuous	QS, SR with CR, karst	river	
		Callegary et al. (2013)	permafrost-free to continuous	QS, IR, SR	groundwater	6 regions of Alaska
		Douglas et al. (2013)	discontinuous	MR, VR, SR with CR	river	Chena River
5	Alaska, USA	Petrone et al. (2006)	discontinuous	QS, MR	river	
		Larsen et al. (2017)	continuous to sporadic	QS, VS	lakes	7 research sites
		Carlson and Barnes (2011)	discontinuous	QS	groundwater pollution	Fairbanks
6	Wolf Creek, Yukon, Canada	Carey et al. (2013)	discontinuous	QS, SR with CR	river	
		Boucher and Carey (2010)	discontinuous	QS, SR with CR	river	

7	Axel Heiberg Island, Nunavut, Canada	Omelson et al. (2006)	continuous	Evaporite diapirs	springs	
8	Western Siberia Lowland (WSL), Russia	Pokrovsky et al. (2015)	permafrost-free to continuous	QS, peat	river	95 sampling sites
9	Qinghai-Tibet Plateau, China	Cheng and Jin (2013)	discontinuous to continuous	Not provided	groundwater	
10	Northern Qinghai-Tibet Plateau, China	Ma et al. (2017) Mu et al. (2017)	continuous discontinuous	QS, MR, VR Not provided	groundwater river	
11	Northeast China	Cheng and Jin (2013)	discontinuous to continuous	Not provided	groundwater	
12	Yenisey River basin, central Siberia., Russia	Bagard et al. (2011)	continuous	VR, SR with CR and salts	river	
13	Big Fish River, NWT, Canada	Clark et al. (2001)	continuous	SR with CR	river	
14	Hornsund Fjord, Svalbard, Norway	Olichwer et al. (2013)	continuous	MR and SR with CR	springs	
15	Daldyn-Alakit region, Russia	Alexeev and Alexeeva (2003)	continuous	SR with CR, VR, MR	groundwater	
16	Kangerlussuaq, Greenland	Claesson Liljedahl (2016)	continuous	MR	groundwater	
17	Lupin Gold Mine, Nunavut, Canada	Stotler et al. (2009)	continuous	MR, gold deposit	groundwater	
18	Central MacKenzie Valley, NWT, Canada	Utting et al. (2013)	discontinuous	CR and evaporates, karst	river	
19	Barrow Alaska, USA	Braddock and McCarthy (1996)	continuous	QS	groundwater pollution	
		Toohey et al. (2016)	discontinuous	QS, IR, MR, SR	river	4 research sites in YRB 5 research sites in YRB 21 research sites in YRB
20	Yukon River Basin (YRB), Canada and USA	Striegl et al. (2005)	discontinuous	QS, IR, MR, SR	river	
		Walvoord and Striegl (2007)	discontinuous	QS, IR, MR, SR	river	

Woo et al. (2008) reviewed advances in permafrost hydrology between 2000 and 2008. They highlighted the contribution of several studies that identified groundwater and its contribution to river baseflow through hydrochemical characterisation of stream water. They concluded that groundwater appears to largely sustain river baseflow outside the snowmelt period.

In the Wolf Creek Research Basin, Yukon Territory, Canada, Boucher and Carey (2010) used a hydrograph separation approach based on $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$, and major ion contributions, to differentiate pathways and contributions to stream flow in a discontinuous permafrost environment. In the Wolf Creek basin, groundwater appears to be a major contributor to stream flow throughout the year, however their approach was subject to significant uncertainty associated with error propagation in the hydrograph separation as well as in the annual variation of groundwater signatures (Rademacher et al., 2005).

Douglas et al. (2013) developed a conceptual model to illustrate seasonal variations of the groundwater contribution to the Chena River, Alaska, in an area of discontinuous permafrost. Deep groundwater flow was characterised by a carbonate weathering signal whereas shallow groundwater flow had a silicate weathering signal with a higher organic matter content (DOC and total dissolved nitrogen). Winter low-flow in the Chena River was a mixture between shallow and deep flow. During snowmelt, stream flow was dominated by shallow flow. Summer was characterised by an increasing contribution of deep flow, which became dominant during fall baseflow.

Permafrost has also been shown to control the composition of groundwater discharge from the active layer. Watersheds with more extensive permafrost coverage, for example, have shown higher DOC and lower dissolved ion fluxes than watersheds with less permafrost (Petroni et al., 2006). This trend was also observed in Siberia, where Pokrovsky et al. (2015) suggested high DOC and low TDS is associated with a northward decrease in groundwater contributions to stream flow.

Groundwater characterisation using surface water thus appears to have been mainly focussed on identifying its contribution to stream flow. Detailed hydrochemical characterisation should consequently rely more on direct sampling and measurements.

1.6.3 Groundwater hydrogeochemistry in discontinuous permafrost zones

Although not fully confining, discontinuous permafrost can still have important effects on groundwater flow. Indeed, the study of groundwater in discontinuous permafrost areas might be of particular interest as discontinuous permafrost will likely degrade more rapidly under the influence of climate change (Douglas et al., 2013).

In the extensive discontinuous permafrost zone of the Northwest Territories, Canada, the central Mackenzie Valley has been one of the most well-studied areas. Michel (1986), for example, investigated effects of discontinuous permafrost on a groundwater flow system by sampling over 100 springs, seeps and mineralized ponds within the valley. Using hydrogeochemical tracers including $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, major ions, and radioisotopes (Tritium, ^3H and radiocarbon, ^{14}C), they differentiated three types of groundwater, evolving with increasing mineralization, from Ca/Mg-HCO_3 , to Ca-SO_4 and finally to Na-Cl , consistent with the conceptual hydrogeochemical model outlined by Tòth⁵⁴. Groundwater composition and evolution could be explained by the mineralogical composition of the geological units present in the study area, by the influence of calcite precipitation, as well as by cation exchange in shale and clay units. Water stable isotopes from their field sites indicated that groundwater was being recharged locally by modern precipitation. They suggested that the contrast between high ^3H concentrations suggesting modern recharge, and old ^{14}C ages, might have been a sign of mixing of water from different flow systems. Where permafrost was present, a higher percentage of surface runoff was observed which limited recharge to unfrozen, fractured or karstic areas of the watershed.

Utting et al. (2013) used stable isotopes (carbon and water) together with noble gases to study groundwater recharge and flow conditions in discontinuous (and

continuous) permafrost areas within karstic systems. They concluded that the more extensive the permafrost, the more intensive the flow within the secondary porosity of carbonate and evaporitic bedrock. Recharge water had the isotopic signature of a mixture of annual precipitation, snow and rain, which was probably occurring through organic-rich soils. Recharge temperature estimates using noble gases were close to 0°C. Groundwater age estimations based on $^3\text{H}/^3\text{He}$ measurements were about 20 to 30 years which indicated significant water storage and long flow paths.

These two studies have pointed out the similarities in recharge processes between permafrost-impacted and non-permafrost catchments. While permafrost can limit recharge, it does not necessarily preclude it. In more extensive permafrost areas, recharge and groundwater flow will be more concentrated in macro-porosity and along fracture flow paths (Michel, 1986; Utting et al., 2013).

1.6.4 Suprapermafrost groundwater hydrogeochemistry

Suprapermafrost groundwater is located above permafrost and includes water within the active layer (seasonally frozen soil). Consequently, suprapermafrost groundwater is subject to seasonal freeze and thaw (Van Everdingen, 1990). In China, investigations on the Qinghai-Tibet Plateau (QTP) focused on suprapermafrost groundwater which reflected a simple hydrogeochemistry with low mineralisation and relatively poorly-evolved water types (Ca-HCO_3 , $\text{Ca}\cdot\text{Mg-HCO}_3$, and Na-HCO_3) (Chang et al., 2018; Cheng & Jin, 2013; Ma et al., 2017). In some flatland areas, mineralized suprapermafrost groundwater with more Cl and SO_4 appeared to be fed by discharge of subpermafrost groundwater (Chang et al., 2018). Groundwater mineralization also varied with changes in geomorphology and lithology, and increased from recharge to discharge areas. Using ^3H , groundwater residence times in suprapermafrost aquifers were estimated to be between 1 and 4 years (Cheng & Jin, 2013). Observations of major ions, tritium and radiocarbon by Ma et al. (2017) also supported a short residence time and modern recharge of suprapermafrost groundwater.

Based on major and trace ion concentrations together with Sr and U isotope ratios, Bagard et al. (2011) describe suprapermafrost water from the active layer in the Yenisey River basin, central Siberia. At their field site, suprapermafrost groundwater was dominant in river hydrographs during summer, and its hydrogeochemical composition was mainly controlled by interactions with relatively deeper mineral soil horizons within the active layer.

In a study by Clark et al. (2001), suprapermafrost drainage contributing to the Big Fish River, NWT, Canada, had a Ca-HCO₃ facies with negligible Na, Cl and SO₄, and low salinity. Drainage water originated from precipitation, snowmelt and active-layer drainage. Contributions of suprapermafrost drainage to river discharge was seasonally variable, being maximum and forming the dominant component of discharge during spring melt.

Suprapermafrost groundwaters have also been studied in the region of the Hornsund Fjord, Spitzbergen, Norway, using springs and shallow piezometers (Olichwer et al., 2013). Suprapermafrost groundwater was interpreted in their study to have recharged through glaciated as well as non-glaciated areas. In non-glaciated areas of the fjord, TDS concentrations generally varied between 20 and 150 mg/l, but reached as high as 200 mg/l attributed mainly to groundwater flow through carbonate rocks. In non-carbonate areas, suprapermafrost groundwater had a TDS concentration of around 40 to 50 mg/l with HCO₃-Cl-Ca and Cl-HCO₃-Ca as the dominant water types. In carbonate areas, TDS increased to 100-150 mg/l with a dominant HCO₃-Ca – type water. In addition to geology, groundwater composition was also controlled by the initial chemical composition of precipitation, which was of type Cl-HCO₃-Na. In glaciated areas, subglacial groundwater composition was controlled by carbonate dissolution and sulphide oxidation, thereby producing a dominant water type of HCO₃-SO₄-Ca.

Lacelle et al. (2008) investigated the geochemical evolution of active layer water with depth and distance from the recharge zone in a continuous permafrost zone (Devon Island, Nunavut). Groundwater was characterised by a Ca-Mg-HCO₃ hydrogeochemical facies and showed an increase in TDS (up to 400 mg/l) from the source (snowbank) associated with carbonate dissolution in the active layer.

Moreover, groundwater appeared to have higher TDS concentrations at the base of the active layer.

In summary, suprapermafrost groundwater appears to have low levels of mineralisation and short residence times. The most important factors affecting suprapermafrost groundwater hydrogeochemistry are mineralogical composition of the aquifer and precipitation composition, as well as distance from recharge to discharge areas - or the residence time in the aquifer. Suprapermafrost groundwater appears to have an important effect on river discharge and its geochemical composition.

1.6.5 Intrapermafrost groundwater hydrogeochemistry

Intrapermafrost groundwater is found in taliks which can extend through the entire thickness of permafrost, connecting supra and subpermafrost groundwater (Van Everdingen, 1990; Woo, 2012). Unfrozen water can also exist within permafrost if the fluid is highly saline which can lower its freezing point below the ambient permafrost temperature (Lacelle & Vasil'chuk, 2013; Woo, 2012). Bing and Ma (2011) show how the groundwater freezing temperature depends not only on temperature, but on salinity, ion type, soil characteristics and water content. They show, for example, that at low water content, NaCl salinities on the order of 2000 mg/l can depress the freezing point by about 3°C compared to dilute water.

An example of intrapermafrost fluids which were prevented from freezing due to high salinity (forming a cryopeg) was given by Alexeev and Alexeeva (2003). Using borehole data from exploratory drilling for diamonds in the central part of the Yakutian diamond-bearing province, eastern Russia, they identified two cryopeg zones in deep permafrost. Salinity varied from 35 to 400 g/l, increasing with depth. The chemical composition of the fluids was mainly of type Cl-Mg-Ca.

In the region of the Hornsund Fjord, Spitzbergen, Olichwer et al. (2013) studied the chemical composition of intrapermafrost groundwater. Since intrapermafrost groundwater occurred mainly in a karstic zone, dissolution of carbonates appeared to be the dominant control on groundwater composition. However, as the water

sampled at springs was a mixture between sea water and groundwater, it was not possible to determine the exact chemical composition of the intrapermafrost groundwater (Olichwer et al., 2013).

In the Qinghai-Tibet Plateau, China, Ma et al. (2017) describe a hydrochemical talik, where water temperatures are close to 0°C but the groundwater remains unfrozen due to its high TDS content (> 1000 mg/l). Water isotopes were close to the local meteoric water line suggesting a modern meteoric recharge. Other taliks were observed below rivers with low mineralisation (< 1000 mg/l) and relatively poorly-evolved water types (HCO₃-Ca, HCO₃-Ca·Mg, and HCO₃-Na)(Chang et al., 2018).

Claesson Liljedahl (2016) describes a through-talik under a lake. Groundwater is fresh, being a Ca-Na-SO₄ type water with low concentrations of Cl. The presence of Fe (II) and Mn together with anaerobic bacteria suggested an anoxic environment. Water isotopes indicated recharge under cold-climate conditions with signs of evaporation that suggested mixing with water from a nearby lake.

These studies detailing the hydrogeochemistry of intrapermafrost groundwater show that groundwater quality in this context is mainly influenced by the origin of the talik. Intrapermafrost groundwater found in hydrothermal taliks associated with lakes or rivers have logically less mineralization than intrapermafrost groundwater found hydrochemical taliks.

1.6.6 Subpermafrost groundwater hydrogeochemistry

Subpermafrost groundwater includes a large suite of different geological contexts and groundwater chemistry. Lacelle and Vasil'chuk (2013) reviewed papers published between 2007 and 2012 on geochemistry and water movement in deep permafrost. They highlighted the need for hydrogeochemical characterisation in the context of increasing mining activities and development of deep geological repositories for nuclear waste. According to these studies, the main factors controlling groundwater flow are the salinity of the fluids, the fracture network properties and the temperature of the bedrock (Alexeev & Alexeeva, 2003; Clark

et al., 2000; Lacelle & Vasil'chuk, 2013; Stotler et al., 2009). Water samples from subpermafrost mines within the Canadian Shield show a clear trend of increasing TDS with depth (Frape & Fritz, 1987; Golder Associates, 2014). Other studies detailed below give an overview of the diversity of subpermafrost groundwater systems.

In the Qinghai-Tibet Plateau, China, Cheng and Jin (2013) investigated subpermafrost groundwater with 18 deep boreholes which showed an increase in mineralization and a decrease in water quality with increasing depth. Dominant water types were Na-Cl and Na-Ca-Cl-HCO₃ with TDS ranging from 300 to 5000 mg/l. Groundwater residence time was determined using tritium, which suggested cycling times of around 30 years or more, depending on the groundwater depth (Wang et al. (1990), as cited in Cheng and Jin (2013)).

At a field site in Spitzbergen, Norway, Olichwer et al. (2013) described links between subpermafrost groundwater and tectonic fracture zones. This groundwater was classified as thermal with temperature measurements at springs ranging from 10°C to 25°C. TDS ranged from 200 to 350 mg/l with a dominant Cl-HCO₃-Na-Ca-Mg water type.

In Greenland, an analog study for groundwater conditions during glaciation was conducted in the context of nuclear waste management. This study showed interesting characteristics of subpermafrost groundwater (Claesson Liljedahl, 2016). At depths between 400 and 650 meters, the groundwater type was Ca-Na-SO₄-Cl with a salinity of 171 mg/l Cl. Conditions were anoxic and tritium concentrations were below the limit of detection. An age estimate based on dissolved He suggested residence times exceeding hundreds of thousands of years.

At the Con Mine (Yellowknife, Canada), in the Canadian Shield, deep brines are characterised by high salinity (up to 182 g/l Cl) with a Ca-Cl water type and significant deuterium-excess. Based on mixing calculations, deep brines appear to be composed of hypersaline shield brines (68%) and glacial meltwater (32%). Noble gas concentrations also provide clues for origin and residence time of the

shield brines, suggesting they originate from hypersaline fluids formed by the evaporation of Paleozoic seas (Douglas et al., 2000; Greene et al., 2008).

Hydrogeochemical characteristics of groundwater feeding springs on the North Slope of Alaska were used by Kane et al. (2013) to determine recharge zones of the system. As the North Slope is covered by continuous permafrost, the authors proposed that recharge is occurring on the south side of the mountain range through limestone formations. A combination of major ions, water isotopes and radiocarbon dating was used to confirm their hypothesis. First, major ion signatures were mainly Ca-HCO₃, which is consistent with flow paths through carbonate aquifers. Water isotope signatures of spring water and precipitation on the south side were also similar. Furthermore, low levels of ¹⁴C in groundwater at the springs were compatible with a long travel time from the southern side recharge area to the northern side springs (Kane et al., 2013).

Bagard et al. (2011) studied the contribution of deep groundwater to winter baseflow in two central Siberian rivers. Discharging groundwater was composed of Na-Cl and Ca-Cl brines with TDS ranging from 10,000 mg/l to 500,000 mg/l, originating from dissolution of deep evaporates which had a strong influence on river water chemistry.

Clark et al. (2001) describe thermal groundwater discharging from fault zones in the Big Fish River, NWT, Canada. High groundwater temperatures suggested deep subpermafrost flow paths. These waters had a TDS of around 3200 mg/l with a Na-Cl-(SO₄) water type. Depleted water stable isotopes indicated recharge from higher elevations. A low activity of ¹⁴C together with a thermal signature of groundwater suggested a long residence time in the subsurface.

Other exceptional systems exist in the high arctic, Nunavut, Canada, where permafrost thickness is greater than 400 m. On Axel Heiberg Island, for example, perennial springs are discharging highly saline and anoxic NaCl brines with temperatures of 5-6 °C, suggesting deep circulation in evaporites (Omelon et al., 2006; Pollard, 2005).

Based on this review, subpermafrost groundwater appears to cover a wide range of groundwater types depending on the geological context and depth of permafrost and groundwater. However, subpermafrost groundwater usually has a higher salinity and more evolved hydrogeochemical signatures than suprapermafrost groundwater, which is likely due to longer residence times and more confined flow paths due to permafrost coverage.

1.7 Impacts of climate change on groundwater quality in permafrost regions

In cold regions, changes in temperature can directly influence water quality by affecting reaction rates, including microbial activity and mineral precipitation/dissolution reactions, and indirectly by the effect of temperature on permafrost degradation–induced changes in recharge or flow system dynamics and geometry. As these cold-region temperatures increase due to climate change, additional changes in water quality can be expected.

As already hypothesised by Williams (1970), groundwater quality in permafrost regions seems to depend on the same weathering reactions that occur under temperate climates. The main difference in groundwater chemistry between these climate conditions seems to be due to the confining effect of permafrost on recharge and on groundwater flow paths.

The principal impacts of climate change on groundwater quality in permafrost regions will therefore be primarily linked to the reduction or loss of the confining layer, including impacts such as deepening suprapermafrost groundwater flow paths, increased rock-water interactions, more direct groundwater-surface water interactions and increased groundwater vulnerability to contamination (Callegary et al., 2013; Carey et al., 2013; Douglas et al., 2013; Frampton & Destouni, 2015; Toohey et al., 2016).

Many authors have reported that decreases in the extent of permafrost and associated increases of the active layer thickness in a catchment are marked by a decrease in DOC concentrations and an increase in solute concentrations in stream

water. This seems to indicate deeper groundwater flow paths with longer residence and weathering times (Callegary et al., 2013; Carey et al., 2013; Douglas et al., 2013; Frampton & Destouni, 2015; Mu et al., 2017; Petrone et al., 2006; Striegl et al., 2005; Toohey et al., 2016; Walvoord & Striegl, 2007). However, Raudina et al. (2017) nuance these observations. They predict a general decrease of DOC, DIC, major cations and metals in porewater in the continuous permafrost zone with degradation of permafrost in frozen peat lands probably due to the leaching capacities of the peat and the shorter water residence time in the peat pores.

Variations in permafrost extent were used by Bagard et al. (2011) to explain important differences in hydrogeochemical parameters observed in river water between two catchments in Siberia. They found that seasonal variations of hydrogeochemistry in river water were less extreme within catchments with thinner permafrost coverage, which could be explained by a better connection between suprapermfrost and subpermafrost aquifers. Consequently, climate change may induce important changes in shallow and deep groundwater contributions to rivers in northern regions (Bagard et al., 2011), with concomitant changes in their aqueous chemistry.

Douglas et al. (2013) also highlighted the fragility of discontinuous permafrost which will likely be more quickly and strongly affected by climate change which in turn might impact flow paths, residence times and groundwater interactions with soils and bedrock. At a discontinuous permafrost site in Fairbanks, Alaska, Carlson and Barnes (2011) reported the influence of permafrost configuration on the behavior and migration of a TCE plume within a shallow aquifer. In the continuous permafrost zone, near Barrow, Alaska, Braddock and McCarthy (1996) also recognized the confining effect of permafrost and restricted recharge for a suprapermfrost aquifer contaminated by petroleum hydrocarbons.

Based on field observations in Alaska, Schuster et al. (2018) suggested that permafrost contains a huge store of mercury which would be released during permafrost degradation, with possible significant impacts on ecosystems and water quality. As mercury mobility is significantly influenced by chemical conditions (i.e pH and redox state) in the soil and water (Barringer et al., 2012), characterisation

of the hydrogeochemical conditions in potential aquifers is critical to ensure good drinking water quality.

Consequently, in addition to affecting the groundwater flow field and the natural background geochemistry, permafrost degradation is likely to also affect contaminant migration which would have implications for site characterization, risk assessment and contaminant remediation strategies in northern areas.

There is thus a need for more geochemical monitoring of Arctic watersheds to provide reference baselines to assess future impacts of climate change on northern region hydrology and hydrogeology (Clark et al., 2001), including impacts on contaminant fate and migration. Climate change and permafrost thaw might indeed lead to improved groundwater availability to sustain drinking water needs of northern communities (Lemieux et al., 2016).

1.8 Recommendations

Based on this review, several recommendations are provided on ways to improve hydrogeochemical monitoring and related field work in permafrost areas.

Monitoring and interpreting groundwater geochemistry in permafrost-impacted areas is challenging in several respects, including the need for specialized equipment, access to research sites and electrical power, dealing with frozen wells and frozen ground, and adapting to short field seasons. Therefore we recommend to carefully develop an efficient monitoring plan which should consider limited seasonal sampling opportunities especially when investigating active layer water. Unique processes and flow system behaviour, compared with non-permafrost conditions, such as shorter flow paths, the presence of an active layer, as well as ion exclusion during freezing and the effect of freezing on residual water should also be considered.

To efficiently monitor the evolution of groundwater quality, we recommend direct groundwater sampling using monitoring wells, piezometers or springs. Although monitoring surface water to infer the evolution of groundwater quality can be economical, it cannot replace direct groundwater sampling. which provides more

accurate and representative in-situ hydrochemical characterisation and physico-chemical parameters including temperature, pH, oxidation state, carbonate equilibrium, and gas partial pressure, which are susceptible to rapid changes once in contact with surface water or the atmosphere.

Based on this review, the most useful natural tracers for monitoring groundwater quality and evolution in permafrost areas are: (1) Major ions, (2) Water stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$), (3) Dating tracers ($^3\text{H}/^3\text{He}$, ^4He , and ^{14}C), and (4) Dissolved carbon phases and their stable isotopes (DIC, DOC and $\delta^{13}\text{C}$). Physicochemical parameters such as temperature, EC, pH and dissolved oxygen are also critical for groundwater characterization.

1.9 Perspectives

In light of this review, research into groundwater hydrogeochemistry in permafrost areas clearly needs more effort. To date, most research associated with permafrost degradation and groundwater has focused on physical processes or modelling. Most studies on groundwater hydrogeochemistry have focussed on stream water and provided little or no insight into flow dynamics within the subsurface (see Figure 2, Table 1 and 2). Only a few studies have directly addressed groundwater hydrogeochemical characterisation. There is thus a critical need for better characterisation of groundwater hydrogeochemistry as permafrost degradation will likely have an impact on groundwater quality. Such characterisation will be challenging, however, due to the coupled influence of permafrost and geological context on groundwater hydrogeochemistry. Additional information can be gained from technical reports, including hydrogeological baselines prepared in the context of mine site development in permafrost regions (e.g. Golder Associates Ltd (Golder Associates, 2014)). Furthermore, studies have shown the importance of groundwater on baseflow of arctic rivers (Bagard et al., 2011; Carey et al., 2013; Clark et al., 2001; Douglas et al., 2013; Pokrovsky et al., 2015; Utting et al., 2012; Utting et al., 2013). Impacts of groundwater quality on river water quality should therefore also continue to be investigated.

Another growing concern is water supply for remote communities in arctic and subarctic regions. Water needs are indeed likely to increase as a result of population growth and economic development of these regions. Groundwater is likely to become a more important drinking water source as permafrost degradation may enhance recharge (Lemieux et al., 2016). Groundwater quality evolution should therefore be assessed for future use.

As highlighted by Walvoord and Kurylyk (2016), only a few recent studies in permafrost areas have included direct field measurements in groundwater flow models (Atchley et al., 2015; Dagenais et al., 2017; Ghias et al., 2017; Kurylyk et al., 2016; Sjoberg et al., 2016). To our knowledge there are no studies combining hydrogeochemistry field data and groundwater flow modelling. This gap is likely due to scarce field data and complexity of models linking groundwater flow, reactive transport and permafrost (Walvoord & Kurylyk, 2016). Integrating groundwater flow models with geochemical evolution will lead to a better understanding of the impact of permafrost degradation on groundwater.

1.10 Conclusions

Permafrost degradation is one consequence of climate change that will likely impact groundwater flow dynamics as well as groundwater chemistry and quality in northern regions. Nevertheless, most existing hydrological research on in permafrost environments has focussed on surface water with particular attention to solute fluxes, the carbon cycle and gas emissions (i.e mainly methane and CO₂).

Investigation of groundwater hydrogeochemistry using surface water baseflow can be problematic since physico-chemical conditions can change significantly between groundwater and shallow surface water, especially if surface water is sampled away from groundwater discharge zones. Detailed hydrogeochemical characterisation should consequently rely more on direct sampling and measurements.

This review on groundwater hydrogeochemistry in permafrost regions covers a wide range of different groundwater settings and hydrogeochemical signatures.

The two main controlling factors of groundwater hydrogeochemistry are the geology and the groundwater residence time. Permafrost extent and the cryo-hydrogeological context of the aquifer (i.e supra, intra or subpermafrost) also have important impacts on hydrogeochemistry. These factors can limit exchange of energy and water between the ground surface, surface water and groundwater, and can therefore have an effect on groundwater residence time. Despite some differences, the general hydrogeochemical characteristics of groundwater in permafrost regions depend on the same reactions and processes as in non-permafrost regions. However, in acting as a confining layer, permafrost can restrict recharge and limit exchange with the ground surface and surface water which increases rock-water interactions due to longer residence times in the aquifers.

Impacts of climate change on groundwater quality in permafrost regions are thought to be linked to the loss of this confining layer. Various studies have reported significant modifications in shallow and deep groundwater contributions to rivers, marked by a decrease in DOC and an increase in TDS concentrations in stream water linked to declining permafrost coverage.

Groundwater contributes to river baseflow, and is a potential resource for water supplies of remote communities in arctic and subarctic regions. Future studies related to hydrogeology in permafrost areas should therefore include better hydrogeochemical characterisation of groundwater in order to assess its potential for future use as the climate warms. Combining hydrogeochemical data with groundwater flow and thermal modelling will help to improve our understanding of hydrogeological interactions in degrading permafrost environments.

Chapitre 2 - Groundwater hydrogeochemistry in a small watershed with discontinuous permafrost near Umiujaq (Nunavik, Canada)

Marion Cochand^{1,2}, John Molson^{1,2}, Johannes A. C. Barth³, Robert van Geldern³, Jean-Michel Lemieux^{1,2}, Richard Fortier^{1,2}, René Therrien^{1,2}.

¹Département de Géologie et de Génie géologique, Université Laval, Québec, Québec, Canada G1V 0A6

²Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, Québec, Canada G1V 0A6

³Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Department Geographie und Geowissenschaften, GeoZentrum Nordbayern, Erlangen, Germany

Soumis pour publication à Hydrogeology Journal

2.1 Résumé

L'hydrogéochimie est utilisée comme un outil pour mieux comprendre la dynamique de la recharge et développer un modèle conceptuel pour l'écoulement des eaux souterraines dans un petit bassin versant en zone de pergélisol discontinu. Cet article se base sur l'analyse d'échantillons de précipitations, d'eau souterraine, de glace issue des buttes de pergélisol et également de lacs de thermokarst et de cours d'eau. L'hydrogéochimie des eaux souterraines dans le bassin versant est typique d'eaux jeunes, avec une faible minéralisation. Cela implique des circulations et des temps

de résidence relativement courts. La vulnérabilité de ce type de système hydrogéologique devrait généralement augmenter du fait de la dynamique de recharge rapide associée à la perte de l'effet confinant du pergélisol. Ce jeu de données hydrogéochimiques pourra servir de référence pour documenter les impacts des changements climatiques sur le système hydrogéologique et permettra de mieux comprendre la dynamique d'aquifères situés en régions froides.

2.2 Abstract

Groundwater hydrogeochemistry data are used to better understand recharge dynamics and to support the development of a conceptual model for groundwater flow in a 2 km² watershed in a discontinuous permafrost zone in Nunavik, Canada. The watershed contains a surficial and deep aquifer within Quaternary deposits, respectively above and below a marine silt layer containing ice-rich permafrost mounds. The analysis is based on water samples from precipitation, groundwater monitoring wells, ground ice in permafrost mounds, and also from thermokarst lakes and a perennial stream. Groundwater geochemistry in the watershed reflects young waters, with mainly Ca-HCO₃ water types and low mineralisation ranging from 11 to 115 mg/l total dissolved solids, implying relatively short pathways and rapid travel times. Even where permafrost-free, the marine silt unit has a strong confining effect and plays a greater role on recharge dynamics than the discontinuous permafrost. Nevertheless, the vulnerability of these types of hydrogeological aquifer systems is in general expected to increase due to rapid recharge dynamics associated with the gradual loss of the confining effect of permafrost. Within three of the ice-rich permafrost mounds, ground ice in the uppermost 5m has water isotope values within the range of modern local precipitation. Hydraulic gradients and capillary forces induced from warming-cooling cycles in shallow permafrost may have promoted water mixing and could explain these isotope values. This hydrogeochemical data set will be useful as a baseline to document impacts of permafrost degradation on the hydrogeological system and to better understand groundwater dynamics in similar cold-region aquifers.

2.3 Introduction

The impacts of climate change have been significant in northern environments. Increases in air temperature, for example, have already resulted in extensive permafrost degradation on a global scale (Grosse et al., 2011; Romanovsky et al., 2010), affecting northern ecosystems, landscapes, ground stability and infrastructure, as well as native populations and their way of life (Ford, 2009; Kokelj & Jorgenson, 2013; Rowland & Coon, 2016). Moreover, permafrost degradation will likely continue over the coming decades. Future climate change simulations, for example, have predicted that global permafrost surface area will decrease between 37 % and 81% by the end of the century (Stocker, 2014).

In addition to the impacts of climate change, northern communities in Nunavik, Canada, and elsewhere in arctic and subarctic areas, also face another challenge: ensuring good quality drinking water for sustainable growth and economic development (Messier et al., 2007). In this perspective, groundwater may become an interesting resource as water trapped in permafrost ice will be released and may become available for pumping. Furthermore, the loss of frozen confining layers will likely increase groundwater recharge (Lemieux et al., 2016). However, the impact of permafrost degradation on groundwater quality and availability is still poorly documented (Cochand et al., 2019).

The impacts of permafrost degradation on the hydrosphere will be significant, particularly on river baseflow and groundwater flow systems (Bense et al., 2009; Boucher & Carey, 2010; Carey et al., 2013; McKenzie & Voss, 2013; Walvoord & Kurylyk, 2016; Walvoord et al., 2012; Woo et al., 2008; Ye et al., 2009). However, most impact studies have focused only on surface water. Only a few have considered groundwater flow systems and even fewer have included groundwater geochemistry, mostly due to the high costs and challenges of accessing northern groundwater research sites (Cochand et al., 2019). Most groundwater studies in permafrost environments have therefore relied either on numerical modelling (Bense et al.,

2009; Bosson et al., 2013; Evans & Ge, 2017; Frampton et al., 2013; Kurylyk et al., 2016; McKenzie & Voss, 2013; Walvoord et al., 2012; Wellman et al., 2013; Woo et al., 2008), or on indirect groundwater monitoring such as river base flow, springs, icings and mine infiltration waters (Callegary et al., 2013; Carey et al., 2013; Clark & Lauriol, 1997; Clark et al., 2001; Douglas et al., 2013; Michel, 1986; Utting et al., 2013). While discontinuous permafrost is more sensitive to climate warming and will degrade more rapidly than continuous permafrost (Douglas et al., 2013), only few studies have directly investigated groundwater via wells or piezometers, most of which are located in the continuous permafrost zone (Alexeev & Alexeeva, 2003; Cheng & Jin, 2013; Claesson Liljedahl, 2016; Ma et al., 2017; Stotler et al., 2011; Stotler et al., 2009). These previous studies have shown that geology, residence time and permafrost coverage can have significant effects on groundwater hydrogeochemistry.

In this context, the interpretation of various natural groundwater tracers including major ions, dissolved inorganic and organic carbon (DIC, DOC, and their stable and radio isotopes), as well as noble gases, can provide valuable information on groundwater recharge dynamics, flow paths and residence times in degrading permafrost environments (Callegary et al., 2013; Lacelle & Vasil'chuk, 2013; Utting et al., 2013).

Based on a groundwater monitoring network installed in collaboration with the Quebec Ministry of Environment (Fortier et al. 2017), this study aims to explore how natural groundwater tracers can help infer groundwater flow and recharge behavior in a small watershed within the discontinuous permafrost zone in Nunavik, Quebec, Canada. This study will also support the development of a conceptual model for groundwater flow in the complex multi-layer aquifer system of the watershed (Lemieux et al., submitted). Surface water, shallow and deep groundwater, as well as ground ice in permafrost mounds are investigated to show how these compartments are connected and how they may be affected by climate warming. Finally, these results are used to evaluate if groundwater, in similar hydrogeological

contexts, could become a suitable resource for high-quality drinking water in northern communities.

2.4 Study area

The study area is a 2 km² watershed (Figure 14) located in the Tasiapik Valley, close to the Inuit community of Umiujaq (Inuktitut: ᐅᐱᐅᐱᓂᓂ, Nunavik, Canada) along the eastern shore of Hudson Bay (56° 33' N, 76° 31' W). The site lies at the margin between shrub tundra (birch, willow and alder) and forest tundra (black spruce, *Picea mariana*) with lichens covering the topographical highs (Provencher-Nolet, 2014; Truchon-Savard & Payette, 2012). All vegetation is composed of C3-type plants. The climate is subarctic and the mean annual air temperature measured in 2012 was -3°C (Lemieux et al., 2016). The total annual precipitation is approximately 793 mm, of which 53% falls as snow (Lemieux et al., submitted).

The impacts of climate change can already be observed in Nunavik as mean annual air temperatures have increased by about 2 to 3 °C since the mid-1990s compared with the 1961-1990 reference period (Lemieux et al., 2016). Projections for Nunavik from the Canadian Regional Climate model (CRCM) indicate that, by 2050, the mean annual temperature will increase by 3°C and 1.5°C in winter and summer, respectively, and that annual precipitation will increase by 25% (Brown et al., 2012).

The watershed is in a discontinuous permafrost zone, with permafrost located in mounds formed within a marine silt unit (see next section). After the retreat of the Tyrrell Sea between 7000 and 2000 years BP, this silt unit was exposed to cold temperatures, which led to aggradation of ice-rich permafrost (Fortier et al., submitted). Previous studies have shown that permafrost in the watershed is currently degrading due to climate warming (Beck et al., 2015; Chouinard et al., 2007; Fortier & Aubé-Maurice, 2008).

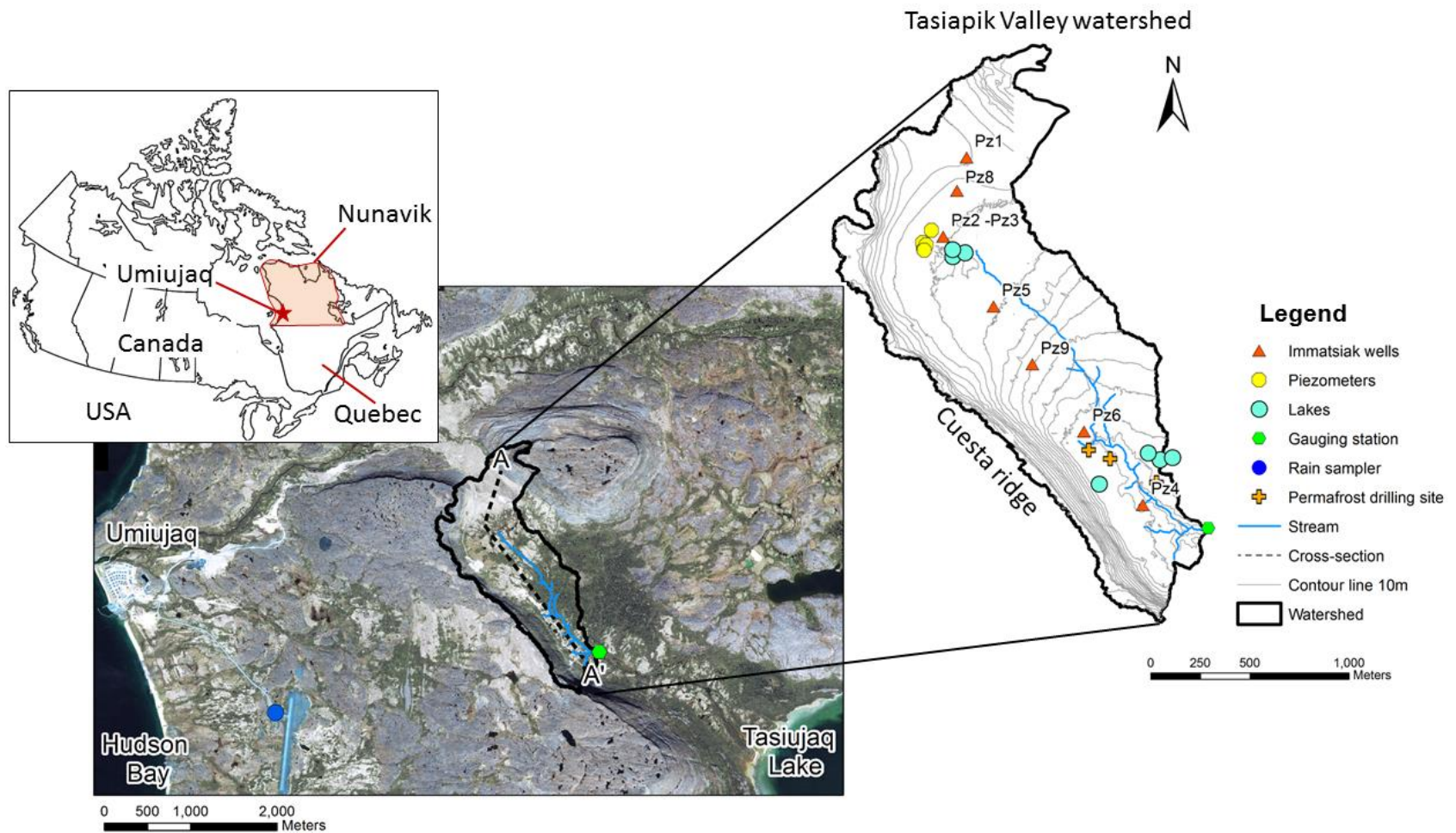


Figure 14 - Location of the study site close to the Inuit community of Umiujaq, Nunavik, Canada. The dashed line A-A' refers to the cross-section presented in Figure 5.

To investigate the impact of climate change on groundwater in northern regions, the *Immatsiak* monitoring network was installed in the watershed, as part of the Quebec provincial groundwater monitoring network (RSESQ). The *Immatsiak* network consists of nine groundwater wells and three ground temperature monitoring boreholes distributed over seven stations (Fortier et al., 2017; Lemieux et al., 2016). Four shallow groundwater piezometers and a stream-flow gauging station have also been installed at the watershed outlet (Figure 14).

The geology in the watershed consists of Quaternary deposits overlying bedrock. A 3D cryo-hydrogeological model of the Quaternary deposits has been developed based on geophysical surveys (Banville, 2016), geological mapping, and borehole logs (Fortier et al., submitted). A vertical cross-section illustrating the distribution of the cryo-hydrogeological units is shown in Figure 5. From bottom to top, the Quaternary deposits are composed of frontal moraine deposits (gravel, pebble and stone) (GxT), fluvio-glacial sediments (sand and gravel) (Gs), marine silts (Ma) that contain the permafrost mounds, and intertidal (Mi) and littoral sands (Mb). These Quaternary deposits are underlain by bedrock consisting of basalts and arenite. Further details on the Quaternary geology can be found in Fortier et al. (submitted), Lemieux et al. (2016), and Banville (2016).

The watershed is bounded to the west by the cuesta cliffs (Fortier et al., submitted) and to the east by the Umiujaq Hill. Two aquifers have been identified within the watershed (Figure 5). A thin surficial aquifer, in the upper part of the Quaternary sequence, is located in sands (Mi and Mb formations) and is underlain by marine silts (Ma formation). The extent of this aquifer is limited to the upper part of the valley, approximately between groundwater monitoring wells Pz8 and Pz9 (Figure 5). At well Pz2, this surficial aquifer is 4.5 m thick. A deeper aquifer is located in sand and gravels (GxT and Gs formations), below the marine silt unit. This aquifer is unconfined in the upper part of the watershed between wells Pz1 to Pz8. In the lower part of the

watershed, the aquifer is confined by the overlying marine silt unit and the permafrost mounds (Figure 5). The thickness of the deep aquifer varies between 5 and 30 m (Figure 5). The marine silt unit (Ma), which varies in thickness from 0-30 m, also acts as a confining layer between the surficial and deeper aquifer in the upper part of the watershed downstream of well Pz8 (Dagenais et al., submitted). A perennial stream drains the watershed in the lower part of the watershed towards Tasiujaq Lake (Lemieux et al., submitted), while thermokarst lakes are present throughout the watershed, providing evidence of permafrost degradation (Beck et al., 2015).

Water infiltrating in the upper (northern) part and in the western portion of the watershed (through the highly fractured cuesta ridge) recharges the deep aquifer through deep percolation (Lemieux et al., submitted). However, for the remaining part of the watershed where the silt layer confines the deep aquifer, the infiltrating water either recharges the surficial aquifer or flows directly to the stream through surface runoff (Figure 5). Moreover, the thick unsaturated zone beneath the silt layer in the upper part of the valley (Figure 5) likely acts as a capillary barrier preventing vertical drainage of the surficial aquifer. Groundwater in the deep aquifer below the silt layer leaves the watershed under confined conditions. Artesian conditions in the deep aquifer were observed at well Pz4 during winter, indicating vertical upward flow toward the stream in this area. A detailed analysis of the stream and piezometer hydrographs shows that the deep aquifer significantly contributes to stream baseflow in winter, but much less in summer (Lemieux et al., submitted). A detailed water budget and the seasonal variation of groundwater levels are presented in Lemieux et al. (submitted).

2.5 Materials and methods

2.5.1 Sampling campaign

Four summer field campaigns were conducted at the Umiujaq research site between 2013 and 2016, usually between the end of June and the middle of July. Water samples were taken from precipitation, from groundwater in the surficial and deeper

aquifers, from the stream and lakes, as well as from ground ice in several permafrost mounds. The samples were analysed for natural water tracers including major ions (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , total alkalinity, Br^- , Cl^- , F^- , NO_3^- , NO_2^- and SO_4^{2-}), nutrients (NH_4^+ and total inorganic P), trace elements (Al, Sb, Ag, As, Ba, Be, Bi, B, Cd, Cr, Co, Cu, Sn, Fe, Li, Mn, Mo, Ni, Pb, Se, Si, Sr, Ti, U, V and Zn), water stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$), carbon phases (DIC and DOC) and their stable isotope ratios ($\delta^{13}\text{C}$), as well as $^3\text{H}/^3\text{He}$ for dating groundwater. Physico-chemical parameters including pH, electrical conductivity (EC), water temperature, dissolved oxygen (DO) and redox potential (ORP) were measured in the field using a multi-parameter probe (YSI Pro Plus). Duplicates and field blanks, respectively 10% and 1% of the samples, were taken to verify procedure quality.

Samples were collected following standard protocols (Blanchette et al., 2010). Major ions, nutrients, trace elements, DIC and DOC were filtered at $0.45\ \mu\text{m}$. In addition, major cations and trace elements were acidified using HNO_3 . Nutrients were acidified using H_2SO_4 , while DIC and DOC samples were preserved using HgCl_2 . Samples for major ions, nutrients, trace elements and water stable isotopes were stored in polyethylene vials, while DIC and DOC samples were stored in US Environmental Protection Agency (EPA) glass vials. Vials free of preservative agents were rinsed three times with the sampled water before sample collection. Vials containing preservative agent were filled to the brim without overflowing. All vials were carefully closed and secured using Parafilm and stored at 4°C until analysed.

Precipitation samples were collected monthly at the Umiujaq airport with a rain sampler (Palmex RS1) to establish the local meteoric water line (LMWL) for water isotopes. In addition, during the 2015 and 2016 field campaigns, event-driven sampling of precipitation for major ions and water isotopes was conducted within the watershed using a buried HDPE bottle connected to the surface via a funnel and tubing located close to well Pz2 (Figure 1; Figure 14).

Groundwater from the surficial aquifer (Figure 5) was sampled at well Pz2 and at four piezometers (Pz1405, Pz1404b, Pz1402 and PzDP), while groundwater from the deeper aquifer was sampled at wells Pz3, Pz4, Pz5, Pz6, Pz8 and Pz9. Groundwater sampling was based on a minimal drawdown (low flow) procedure (Puls & Barcelona, 1996) using a bladder pump (Solinst model 407 SS). Drawdown was monitored during purging and sampling to ensure that it did not exceed 10 cm. Purging was considered complete when the primary physico-chemical parameters (pH, EC, temperature, DO and ORP) had stabilised for at least three measurements, which were taken every five minutes. Stabilisation criteria were set to ± 0.2 for pH, ± 0.2 °C for temperature, $\pm 4\%$ for EC, ± 20 mv for ORP, and ± 0.4 mg/l for DO (Blanchette et al., 2010).

Stream water was sampled every year at the gauging station (at the outlet of the watershed) for major ions, nutrients, trace elements, water isotopes, as well as for DIC, DOC and their $\delta^{13}\text{C}$ isotope ratios.

During the 2016 sampling campaign, a more detailed study of the upstream part of the stream was also completed. In order to monitor groundwater exfiltration, samples and physico-chemical parameters were recorded at 25 points along the stream, extending 1.9 km upstream of the gauging station. All physico-chemical parameters and samples were collected in the middle of the stream. To highlight changes in discharge along the stream, several stream gauging measurements were carried out on July 10, 2016 using the salt dilution slug-injection method (Moore, 2004).

Among the many small lakes and ponds found within the studied watershed, 16 were sampled for water isotopes. Physico-chemical parameters and samples were collected one meter from the shore in the middle of the water column.

In order to measure water isotopes of ground ice in the permafrost mounds, a STIHL™ 08 S gasoline-powered auger (Calmels et al., 2005) was used to drill to a depth of 5 meters within three ice-rich permafrost mounds (Figure 14). To prevent contamination of the isotope ratios in the permafrost core, drilling was performed

without any water or other drilling fluid. Samples were carefully wrapped in airtight plastic bags and stored in a portable freezer for transport to the laboratory where they were stored in a chest freezer. Core surfaces were scraped clean to avoid contamination and then melted in airtight boxes. Melted water was then sampled for water stable isotopes.

Tracers for groundwater dating were also sampled in wells Pz2, Pz4, Pz6, Pz8, and Pz9 (Figure 14). $^3\text{H}/^3\text{He}$ samples were collected during field campaigns in 2013 and 2015 using 1000 ml HDPE bottles for ^3H and diffusion samplers for ^3He . Concentrations of pCO_2 in water were calculated using PHREEQC (Parkhurst & Appelo, 1999), based on alkalinity, temperature, and pH.

2.5.2 Hydrogeochemical analysis and data quality

Major ions, nutrients, and trace elements were analysed at Maxxam Analytics Inc. in Quebec City. Water stable isotopes, carbon phases and isotopes were sent to a laboratory at the Geozentrum Nordbayern at the Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg (Erlangen, Germany) for analysis. Water stable isotopes were analysed for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ by an isotope ratio infrared spectroscopy analyzer (L 1102/ICRDS, Picarro Inc., Santa Clara, CA, USA). Raw data and sample-to-sample memory as well as instrument drift were corrected according to Van Geldern and Barth (2012). Results are presented herein as δ -values relative to the Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW) in per mil (‰). The sample standard deviations (1σ) were less than 0.1 ‰ and 1.0 ‰ for $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$, respectively.

DIC and DOC and their $\delta^{13}\text{C}$ ratios were analysed with a OI Analytical Aurora 1030W TIC-TOC analyzer (OI Analytical, College Station, Texas) coupled to a Thermo Scientific Delta V Plus isotope ratio mass spectrometer (IRMS) (Thermo Fisher Scientific, Bremen, Germany). The standard deviations for the DIC and DOC concentration measurements were each less than 0.03 mmol/l, while the 1σ precision of the DIC and DOC isotope measurements was better than 0.3 ‰. Details of coupling the OI analyzer to the IRMS are described in St-Jean (2003) and van Geldern

et al. (2013). $\delta^{13}\text{C}$ ratios are presented herein as δ -values relative to Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) in ‰.

$^3\text{H}/^3\text{He}$ samples were sent to the Noble Gas Lab at the University of Utah (Salt Lake City, USA) for analysis. The measurements were made by helium ingrowth and analysed by a Mass Analyzers Products – Model 215-50 Magnetic Sector Mass Spectrometer; uncertainty on ^3H was ± 0.3 TU.

Duplicates and blanks showed no major variations or signs of contamination. The quality of the major ion analysis was verified with ionic balances (Hounslow, 1995). Due to the low concentrations of dissolved solids, an error in the ionic balance of less than 10% was considered acceptable. Five samples with an error over 10% were discarded (Hounslow, 1995) and not included in the remainder of the study. Samples from wells Pz3 and Pz5 were also discarded as these wells did not seem connected to the groundwater flow system.

2.6 Results

2.6.1 Major ions

Graphical representation and interpretation of major ions are based on Piper and Stiff diagrams (Piper, 1944; Stiff, 1951). Major ion hydrochemistry is particularly helpful to distinguish the different water types present within a watershed (Back, 1966).

Results of the major ion hydrochemistry are presented in Table 4. All samples from the deeper aquifer have a Ca-HCO_3 water type with total dissolved solids (TDS) concentrations ranging from 66 to 116 mg/l. Stream water samples also present a Ca-HCO_3 water type, with TDS concentrations increasing from 20 to 96 mg/l from upstream to downstream.

Table 4 - Summary of the collected hydrogeochemical data

Location	Date	pH	EC	T	Depth to GW	TDS	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻ (TAC)	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Si	δ ¹⁸ O	δ ² H	DI C	δ ¹³ C _{DIC}	DOC	δ ¹³ C _{DOC}	log pCO ₂	³ H		
Deep aquifer			μS/cm	°C	m	concentrations in mg/l											‰	‰	mg/l C	‰	mg/l C	‰	TU		
																VSMOW		/l C	VPDB	/l C	VPDB				
Pz4	22/07/2013	7.7		2.8	4.89	143.77	22.00	5.30	1.90	9.10	70.67	10.00	0.4	21	3.8	14.64	103.7					-2.2	8.4		
Pz4	09/07/2014	8.0		5.9	5.84	157.94	22.00	5.80	11.00	1.90	78.84	11.00	0.5	24	3.40	14.95	107.1					-3.2			
Pz4	10/07/2015	7.3	216	6.8	4.60	141.08	22.00	5.70	11.00	1.10	71.98	12.00	0.4	25	3.30	16.00	114.7	9.5	-	13.37	0.9	-	25.29	-2.5	8.4
Pz4	29/06/2016	7.2	203		4.04	124.95	20.00	4.80	9.30	0.95	59.00	9.10	0.4	19	2.80	15.89	114.0	13.5	-12.0	1.2	-28.2	-2.5			
Pz6	12/07/2013	7.2		9	15.63	106.85	13.00	3.80	6.00	2.30	64.55	5.90	0.2	7	4.3	14.48	102.6					-2.5	8.6		
Pz6	09/07/2014	7.5		7.4	16.01	101.53	13.00	3.80	6.20	1.80	59.63	6.70	0.3	6	4.40	15.24	108.6					-2.9			
Pz6	10/07/2015	7.4	125	11.1	15.29	87.45	13.00	3.60	6.50	0.87	53.68	6.20	0.2	6	4.10	15.74	112.5	10.2	-	17.18	2.7	-30.2	-2.8		
Pz6	30/06/2016	6.8	129	1.37	13.33	80.13	12.00	3.50	6.40	0.83	42.00	5.20	0.23	7	3.10	15.30	109.2	10.6	-14.8	1.3	-28.2	-2.3			
Pz8	17/07/2013	8.8		2.8	21.65	105.30	17.00	3.80	5.80	2.20	64.50	3.90	0.3	5	3.1	13.23	-						8.8		
Pz8	25/06/2014			4.3	21.58	116.41	17.00	3.90	5.70	8.20	62.61	4.70	0.4	12	2.30	13.69	-								
Pz8	08/07/2015	7.4	132	4.8	21.27	91.92	14.00	3.50	7.00	1.10	62.22	3.90	0.6	4	3.20	14.80	106.4	12.4	-7.82	1.2	-	25.95	-2.7		

Pz8	01/07/20 16	8.0	121	0.5	21.0	76.80	12.0	2.9	5.90	1.0	46.0	2.80	0.3	3	3.3	14.9	106.	10.	-10.8	1.4	-27.8	-3.5
Pz9	10/07/20 14	7.5		10.5	33.2	90.90	12.0	4.0	5.20	0.9	58.4	6.40	0.2	< 3	3.9	15.1	107.					-2.8
Pz9	10/07/20 15	7.5	115	7.2	33.1	80.56	12.0	3.9	4.30	0.6	54.9	5.60	0.2	< 3	3.5	15.5	110.	11.	-	1.1	-	8.
Pz9	06/07/20 16	6.6	108	2.0	32.7	66.05	10.0	3.2	4.00	0.5	38.0	4.60	0.1	2.3	3.4	15.1	106.	10.	-13.2	1.6	-28.5	-2.2
Surficial aquifer																						
Pz2	15/07/20 13	6.5	21	9.4	3.74	32.30	3.80	1.1	3.50	0.7	14.6	5.30	0.1	< 3	3.2	15.7	111.					8.
Pz2	27/06/20 14	6.7	12	21.4	4.57	53.62	6.00	1.4	4.10	0.7	25.5	4.10	< 0.1	8	3.7	14.5	102.					-
Pz2	09/07/20 15	5.8	40	<1	3.59	23.62	2.80	0.8	3.50	0.3	13.4	3.30	0.1	< 3	2.9	16.7	116.		-	1.4	-	8.
Pz2	02/07/20 16	6.1	51	0.4	3.72	24.79	3.60	1.0	3.50	0.3	7.00	5.90	0.1	1	2.3	16.3	116.		4.6	-21.5	2.1	-2.4
Pz1405	11/07/20 15	6.7	52	1.1	1.74	26.42	3.60	1.1	4.30	0.4	12.2	6.30	0.1	< 3	2.8	18.9	133.		-	2.1	-	
Pz1405	07/07/20 16	5.9	36	2.8	2.06	17.92	2.00	0.5	2.70	0.2	6.00	3.10	0.0	0.9	2.4	18.8	135.		2.8	-20.5	2.2	-2.3
Locati on	Date	pH	EC	T	Dept h to GW	TDS	Ca²⁺	Mg²⁺	Na⁺	K⁺	HCO₃⁻ (TAC)	Cl⁻	NO₃	SO₄²⁻	Si	δ¹⁸O	δ²H	DI C	δ¹³C_D IC	DO C	δ¹³C_D oc	log pCO₂
Pz1404 b	12/07/20 15	7.5	38	4.1	3.36	21.08	2.70	0.7	3.10	0.4	9.76	4.00	0.1	< 3	3.5	16.9	120.		1.9	15.74	1.0	-3.6
Pz1404 b	07/07/20 16	6.5	35	5.9	3.48	20.33	2.60	0.6	2.30	0.3	8.00	2.20	0.0	1	3.2	17.6	126.		2.3	-17.4	1.2	-2.7

Pz1402	12/07/20	5.						0.6		0.4			<		1.9	19.2	135.					
	15	2	33	6.1	1.49	14.06	1.20	8	2.90	2	3.66	6.20	0.1	< 3	0	6	6	3.5	-25.9	1.5	28.56	
Pz1402	06/07/20	5.						0.3		0.2			<		1.5	17.1	123.					
	16	5	21	4.8	1.64	11.06	0.61	2	1.80	3	3.00	2.10	0.0	2	0	5	6	2.4	-24.7	2.3	-28.3	-2.1
PzDP	13/07/20	6.						0.7		0.3	10.9		<		2.0	19.3	135.					
	15	1	38	2.3	3.43	20.61	2.90	1	2.80	2	8	3.70	0.1	< 3	0	0	9	3.1	19.36	1.2	28.19	
PzDP	07/07/20	6.						0.6		0.2			0.1		1.9	18.4	132.					
	16	2	40	6	3.94	19.34	2.60	0	2.30	4	6.00	4.70	5	1	0	7	4					-2.5
<u>Stream</u>																						
Outlet	10/07/14	7.						9.50	3.5	5.30	1.1	36.4	6.70	<	11	3.5	16.9	121.				
		6	17	7.1		77.09		0	0	0	0	9		0.1		0	1	5				
Outlet	12/07/20	8.						2.9		1.0	26.8		<		3.0	17.3	124.					
	15	7	94	4.8		57.34	8.20	0	4.70	0	4	5.40	0.1	10	0	5	9	4.9	11.73	2.9	28.44	-4.4
Outlet	05/07/20	7.						11.0	3.9	1.4	30.0		0.0		3.8	15.9	115.					
	16	6	134	3.6		74.90	0	0	5.40	0	0	5.40	6	14	0	6	3					-3.2
Outlet	09/07/20	7.						15.0	4.8	1.5	41.0		0.0		4.1	15.9	115.	10.				
	16	4	165	6.2		96.00	0	0	5.70	0	0	5.90	8	18	0	6	6	2	-11.1	3.0	-28.7	-2.9

Water samples from the surficial aquifer have lower mineralisation (11 to 54 mg/l TDS) and show water-types varying from Ca-HCO₃ (4 samples), Na-HCO₃ (4 samples), Ca-Cl (2 samples) and Na-Cl (2 samples). The hydrogeochemical signatures of the stream water, deeper groundwater, and surficial groundwater are shown in the Piper diagram of Figure 15a. Most notably, variations in hydrogeochemical composition are greater for surficial groundwater than for stream water and deeper groundwater. The Piper diagram suggests that groundwater in the deeper aquifer can be divided into two groups. The first group corresponds to upstream wells Pz8, Pz9, Pz6, which plot together in the Ca-HCO₃ area, while the second group is for downstream well Pz4, which plots in the same area as stream water with generally higher SO₄²⁻ and Cl⁻ compared to the other wells. Further similarities and differences between the hydrogeochemistry of the deeper aquifer and stream water can be noted from their Stiff diagrams (Figure15b).

Based on the Piper and Stiff diagrams, four water types can be identified:

- (1) Very low TDS groundwater in the surficial aquifer with significant inter-annual variability.
- (2) Water from wells Pz8, Pz9 and Pz6, with little inter-annual variability.
- (3) Water from well Pz4, which is more mineralized than upgradient groundwater samples.
- (4) Stream water.

Trace elements (identified in Chapter 3.5.1) were also analysed to assess the water quality for potential use as drinking water. Within the scope of our analysis, no samples exceeded the Canadian drinking water standard (Health Canada, 2017).

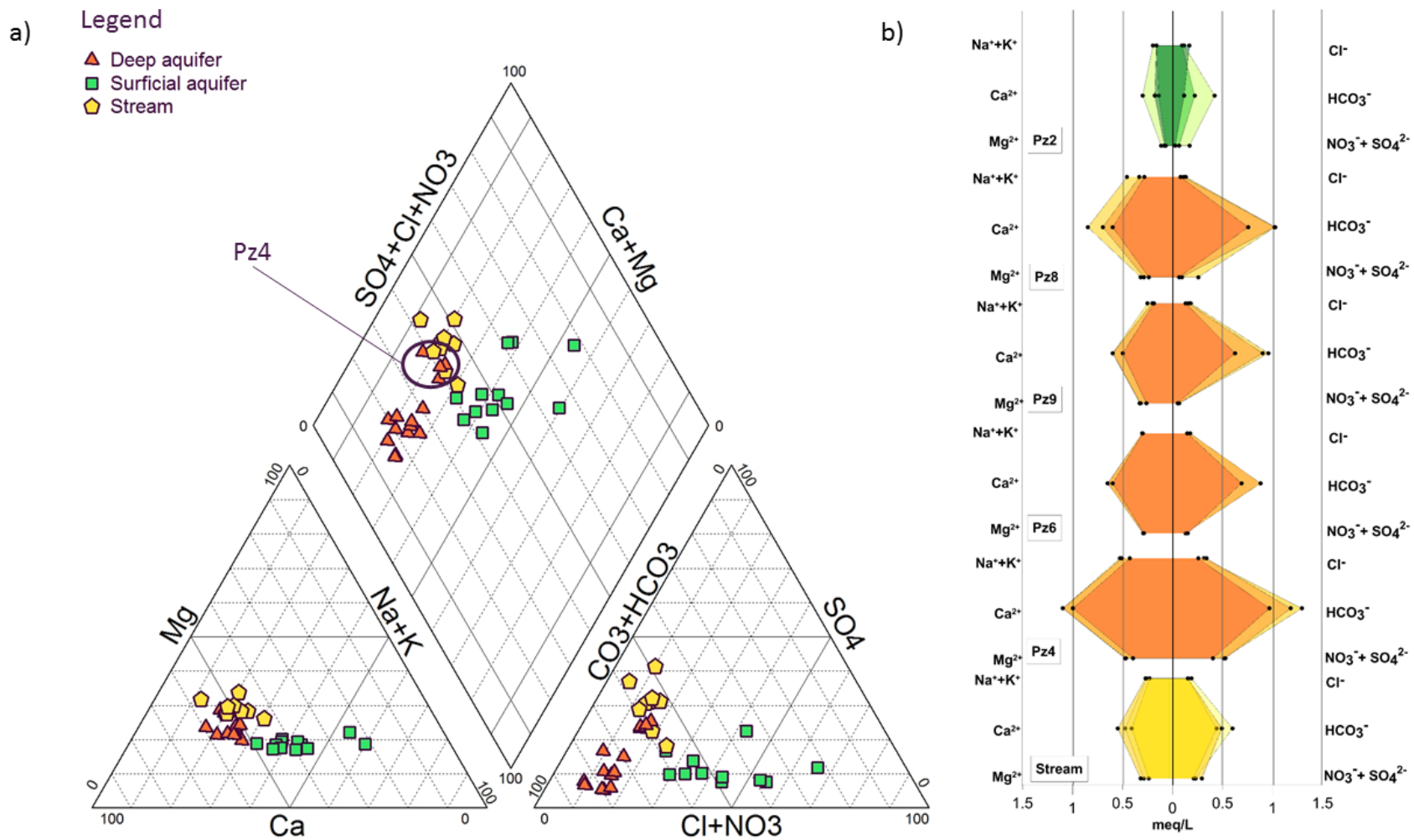


Figure 15 - Hydrogeochemical data of the Tasiapik Valley watershed at Umiujaq: a) Piper diagram of groundwater from the surficial and deep aquifers as well as from stream water of the watershed, and b) Stiff diagrams for water samples taken in 2014, 2015, and 2016 from lightest to darkest color, respectively.

2.6.2 Water isotopes

To develop a framework for comparison of water isotope data within the watershed (Table 1), the local meteoric water line (LMWL) was first established based on two years of monthly sampling of precipitation (rain and snow) at the Umiujaq airport. Eight samples were discarded due to signs of evaporation during and after sampling. The isotope dataset of precipitation ranges from a maximum $\delta^{18}\text{O}$ value of -10.4‰ and a maximum $\delta^2\text{H}$ value of -70.3‰ (rain, September 2015) to a minimum $\delta^{18}\text{O}$ value of -30.7‰ and a minimum $\delta^2\text{H}$ value of -235.8‰ (snow, December 2015). The linear regression for assessing the LMWL at Umiujaq, based on 15 samples with a coefficient of determination R^2 of 0.998, is expressed as :

$$\delta^2\text{H} = 8.03 \delta^{18}\text{O} + 10.35 \quad (1)$$

which is close to the global meteoric water line, GMWL (Craig, 1961; Rozanski et al., 1993).

Except for water from the lakes, all samples are located along the LMWL (Figure 16). Snow is the most isotopically depleted component ranging from -30.7‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-235.8‰ $\delta^2\text{H}$) to -18.8‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-141.2‰ $\delta^2\text{H}$) with an average of -22.9‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-149.8‰ $\delta^2\text{H}$). Isotopes of snow samples taken directly from the snow cover within the watershed in March 2015 and April 2016 are slightly above the LMWL. This enrichment in ^2H is currently difficult to explain but may be due to post-depositional processes affecting the isotope ratio, mainly sublimation of snow and evaporation of meltwater (Christner et al., 2017). Nevertheless, these small shifts do not affect the overall conclusions drawn from the isotope data set.

Measured δ -values in water samples taken from lakes in the Tasiapik Valley watershed vary from -17.8‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-129.7‰ $\delta^2\text{H}$) to -9.44‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-81.5‰ $\delta^2\text{H}$) with an average of -12.8‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-99.7‰ $\delta^2\text{H}$) (Fig. 4b). A Local Evaporative Line (LEL) was defined from a linear regression through the previous measured δ -values

The crossover point between this LEL and the LMWL has a value of -15.4 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ (-113.3 ‰ $\delta^2\text{H}$) and represents the isotopically-weighted average of annual precipitation (Wolfe et al., 2007).

Rain isotope ratios vary between -17.3 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-134.2‰ $\delta^2\text{H}$) and -8.7 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-65.2‰ $\delta^2\text{H}$) with an average of -12.6‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-92.0‰ $\delta^2\text{H}$). Stream water has an isotope ratio varying from -17.4‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-125.6‰ $\delta^2\text{H}$) to -15.4‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-111.0‰ $\delta^2\text{H}$) with an average of -16.4 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-118.2‰ $\delta^2\text{H}$) (Figure 16b,c).

Groundwater samples fall in the range of local rain variations, ranging from -19.3‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-135.9‰ $\delta^2\text{H}$) to -14.5‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-102.4‰ $\delta^2\text{H}$) with an average of -17.5 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-124.0 ‰ $\delta^2\text{H}$) in the surficial aquifer, and from -16.00‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-114.7‰ $\delta^2\text{H}$) to -13.23‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-95.3‰ $\delta^2\text{H}$) with an average of -15 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-106.9 ‰ $\delta^2\text{H}$) in the deeper aquifer (Figure 16c,d).

Ground ice in two of the permafrost mounds at a depth of 5 m below the active layer has isotope values between -15.4 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-111.2‰ $\delta^2\text{H}$) and -12.9 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-91.1‰ $\delta^2\text{H}$) with an average of -14.4 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ (-103.0 ‰ $\delta^2\text{H}$) (Figure 16c). These δ -values are similar to other isotope measurements in ground ice from the wider Umiujaq area (Calmels et al., 2008; Narancic et al., 2017).

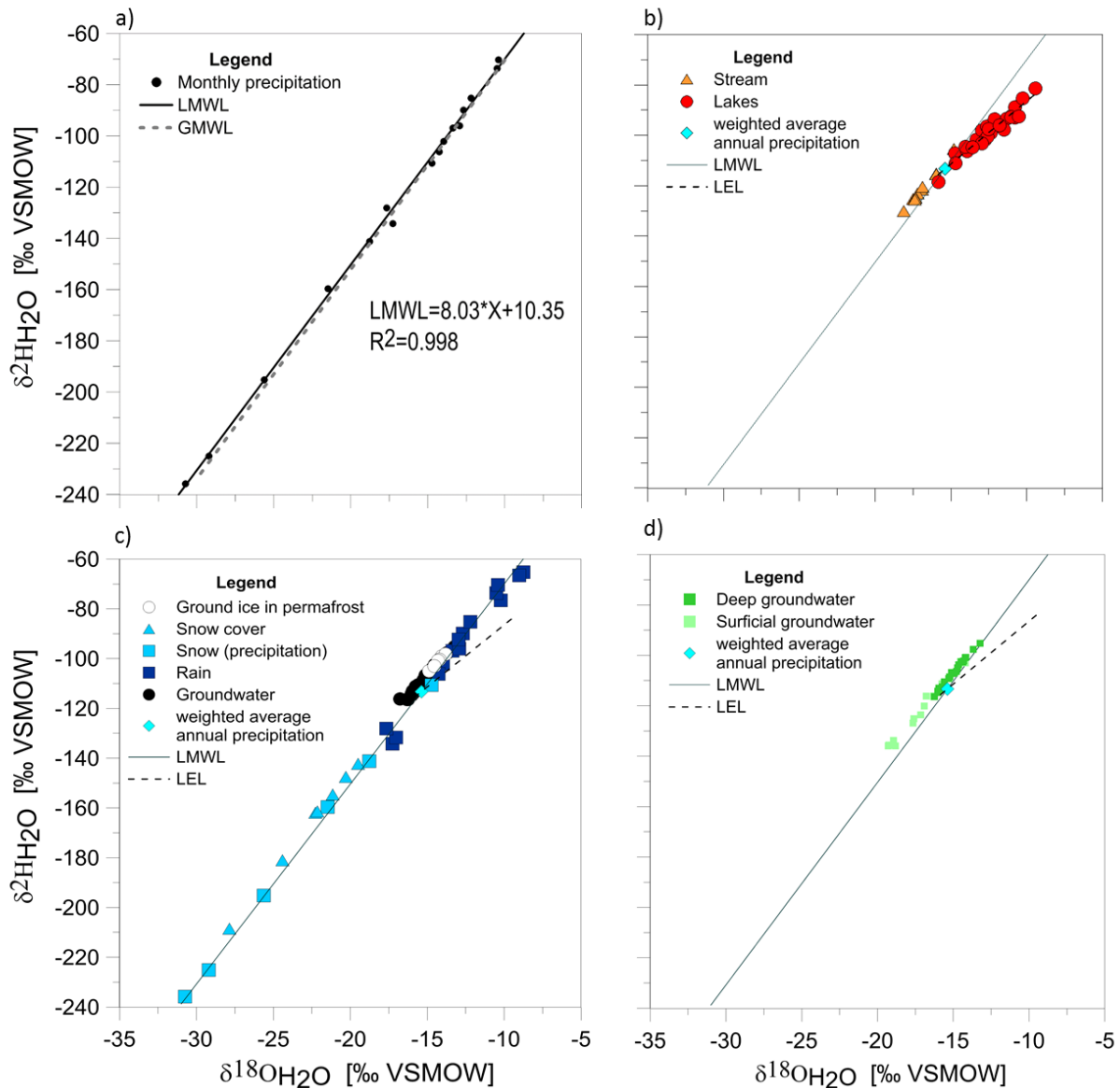


Figure 16 - Stable isotopes measured in water samples from different sources in the Tasiapik Valley watershed at Umiujaq: a) monthly precipitation data, b) stream data, c) combined precipitation, groundwater, and ground ice in permafrost, and d) groundwater. Each figure includes the local meteoric water line (LMWL) for Umiujaq assessed from monthly precipitation sampling at the Umiujaq airport from July 2014 to July 2016. The black dashed line represents the local evaporative line (LEL) assessed from isotopes measured in water samples taken from lakes within the watershed. The grey dashed line represents the global meteoric water line (GMWL), according to Craig (1961) and Rozanski et al. (1993).

2.6.3 DIC, DOC, $\delta^{13}\text{C}$ and pCO_2

Characterising the carbon species in a watershed is useful for interpreting recharge and weathering processes. DIC and DOC concentrations in the watershed as well as

their $\delta^{13}\text{C}$ isotopic signatures in the stream, and in the deep and shallow groundwater, are presented in Figure 17.

DOC concentrations in groundwater vary from 0.9 to 3.4 mg/l C. Measured DOC is higher in the stream, ranging from 1.78 to 5.45 mg/l C, and decreases from the upstream part of the stream to the outlet. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{DOC}}$ isotope ratio, however, remains stable in both the stream and groundwater, with an average ratio of -28.1 ‰ VPDB, which can be attributed to the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DOC}}$ value of soil in a C3-type vegetation environment.

DIC concentrations are more variable within and between the different water compartments. Groundwater in the surficial aquifer has the lowest DIC concentrations, ranging from 1.9 to 4.7 mg/l C, while DIC concentrations vary from 9.6 to 13.5 mg/l C in the deep aquifer (Figure 17a). In the stream, DIC concentrations vary between 4.9 and 10.2 mg/l C.

The shallow groundwater $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ratios range from -15.7 to -25.9 ‰ VPDB while deep groundwater has $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ratios between -7.8 and -17.2 ‰ VPDB. The stream water $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ratio is within the range of deep groundwater, with values from -11.1 to -14.2 ‰ VPDB. Mean pCO_2 values for shallow and deeper groundwater are $10^{-2.6}$ atm (Table 1), which is in the range of dry and low organic soils (Clark, 2015) and consistent with the values presented by Kessler and Harvey (2001) for soils of northern regions. The mean stream water pCO_2 is $10^{-3.4}$ atm, which appears to be in equilibrium with atmospheric values (Clark, 2015). pH values in groundwater range from 6.6 to 8.8 in the deep aquifer and from 5.2 to 7.5 in the surficial aquifer. Figure 17b shows the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ and pH values of groundwater samples and the PHREEQC-calculated pCO_2 equilibration lines for an open system.

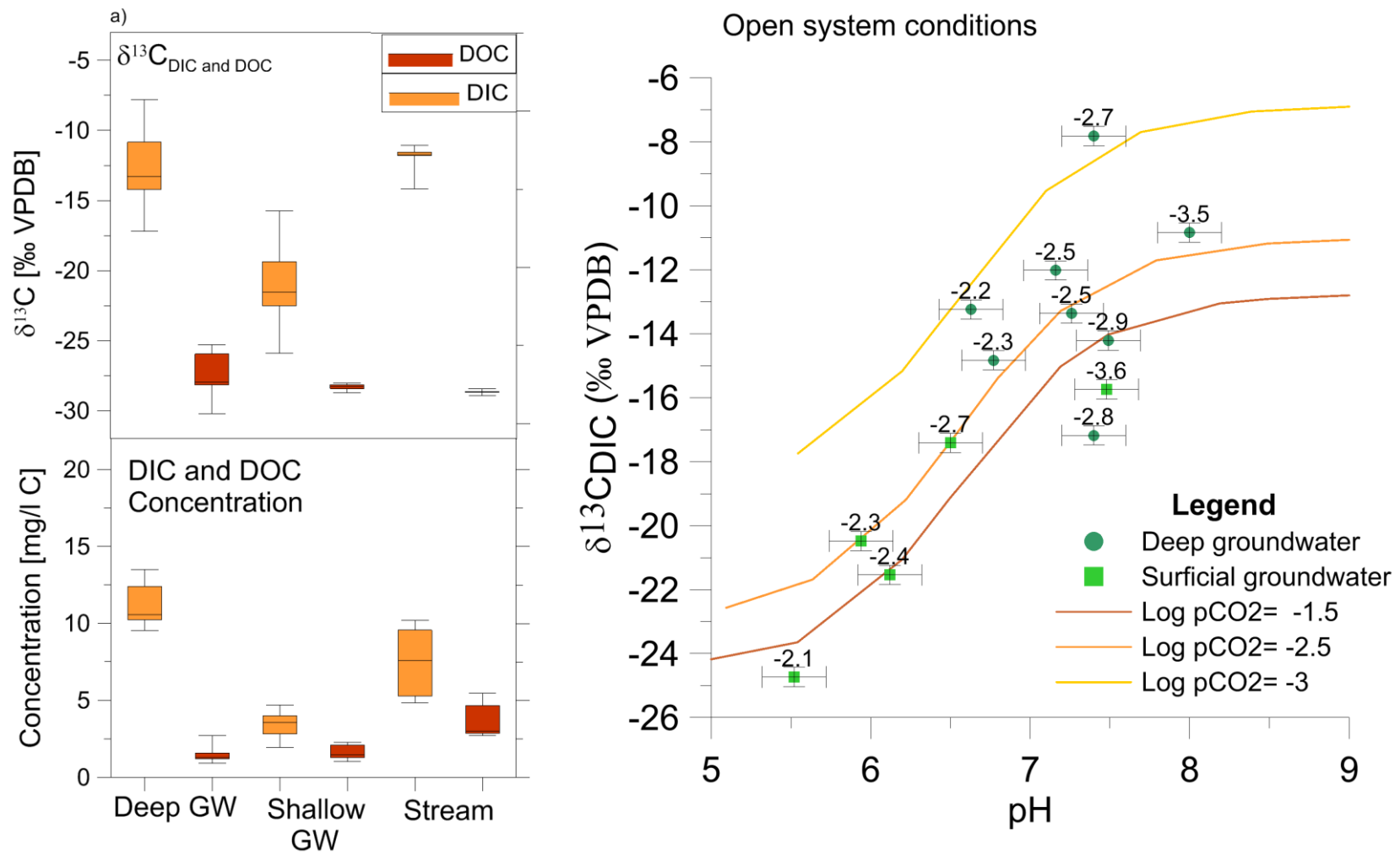


Figure 17 - Carbon chemistry of water samples at Umiujaq: a) Carbon phases, DOC, DIC and their $\delta^{13}\text{C}$ ratios, and b) observed $\delta^{13}\text{C}$ as a function of pH with theoretical $p\text{CO}_2$ evolution in an open system. Calculated $p\text{CO}_2$ values are presented above each data point.

2.6.4 Dating

The $^3\text{H}/^3\text{He}$ age dating method was used to estimate groundwater residence times in the aquifers. Unfortunately, reliable tritiogenic ^3He concentrations could not be obtained because of significant excess air in the samples, which suggests rapid recharge. Nevertheless, since groundwater in the watershed has ^3H concentrations ranging from 8.4 ± 0.3 to 8.8 ± 0.3 TU, it was concluded that groundwater is indeed recharged by modern water (Clark & Fritz, 1997).

2.7 Discussion

2.7.1 Hydrogeochemical conceptual model

A conceptual hydrogeochemical model of the Tasiapik Valley watershed at Umiujaq, including groundwater recharge and infiltration, geochemical evolution and groundwater discharge, was developed based on detailed field observations including a chemical analysis of precipitation, groundwater, surface water and permafrost (Figure 18). This conceptual model is described below.

3. 7.1.1 Surficial groundwater

In the upper part of the watershed, groundwater in the surficial aquifer has very low TDS concentrations and shows significant variations, both in terms of hydrogeochemical water types over time and between different piezometers (Table 4 and Figure 15). The low TDS concentrations can be explained by the short travel times within this aquifer, while the proximity of the watershed to Hudson Bay could explain the water-type variations. Hudson Bay is a saltwater inland sea that provides a source of Na and Cl, in aerosol form, for local precipitation in the watershed.

Groundwater becomes enriched in CO_2 during recharge through soils (Utting et al., 2013). For the surficial groundwater, pCO_2 values are around $10^{-2.6}$ atm, which is higher than atmospheric pressure and surface water pCO_2 ($10^{-3.4}$ atm).

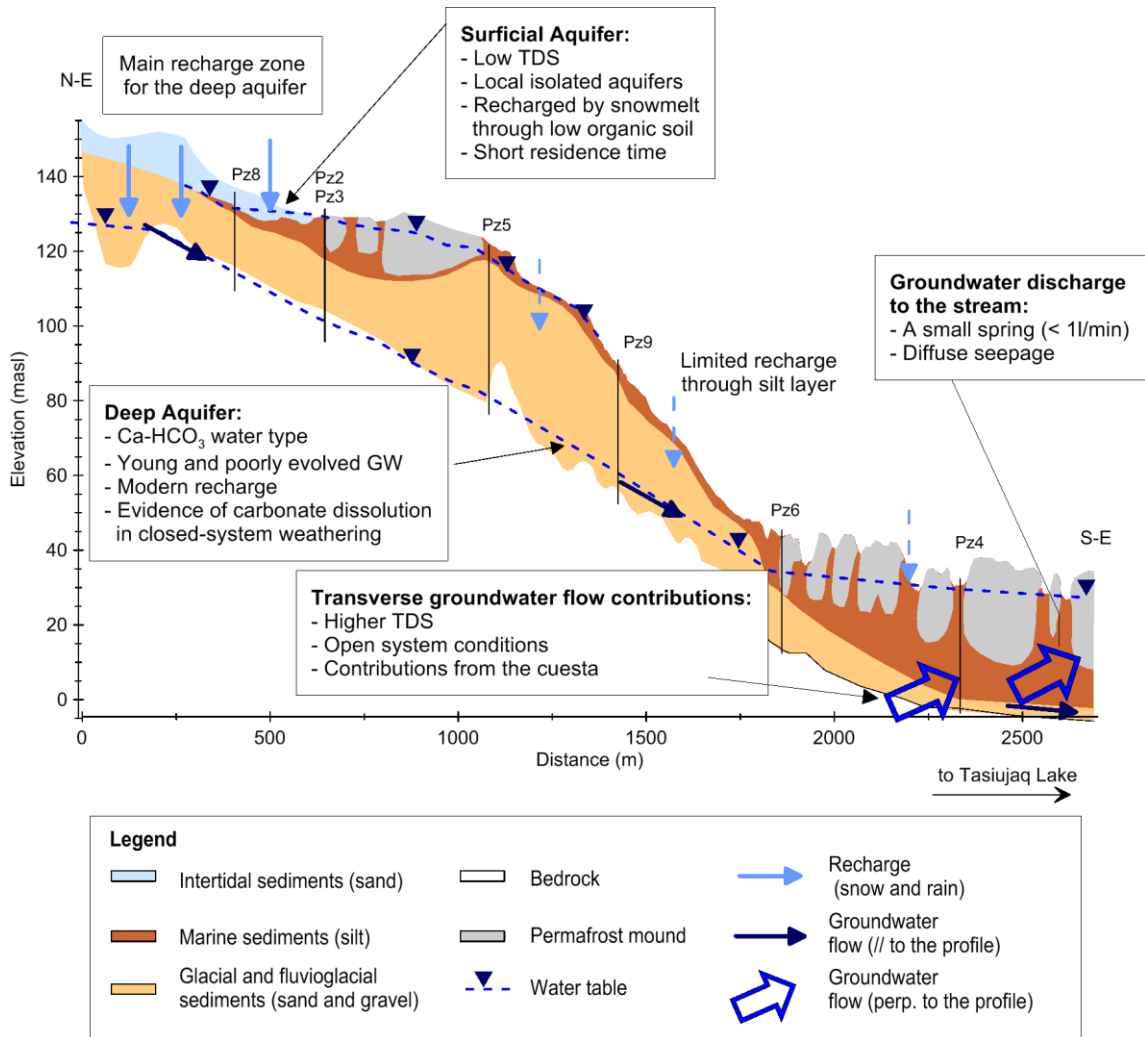


Figure 18 - Conceptual hydrogeochemical cross-section of the Tasiapik Valley watershed at Umiujaq. Vertical exaggeration is 1:10.

According to Clark (2015), these pCO₂ values are typical for dry and low-organic soils. Measured δ¹³C_{DOC} values (Figure 17) also confirm the soil influence as its signature is related to C3 vegetation (Clark & Fritz, 1997) .

DIC concentrations in the surficial aquifer are lower than in the deep aquifer, while δ¹³C_{DIC} values while δ¹³C_{DIC} values (Figure 17) reflect that the soil CO₂ is dominated by C3-type vegetation (Vogel, 1993). Moreover, water stable isotope values in the surficial aquifer are more influenced by snowmelt water than in the deep aquifer (

Figure 16).

The tritium concentration of 8.6 TU measured in the surficial aquifer can be considered as an indication of modern recharge (Clark & Fritz, 1997), which is also consistent with the seasonal water level variations observed in the surficial aquifer piezometers (Lemieux et al., submitted). Higher groundwater levels during the snowmelt period (May to July) indicate recharge while lower groundwater levels during the frozen period (October to May) are associated with depletion of stored groundwater in the absence of recharge. Well hydrographs in the superficial aquifer show that it dries up almost completely in winter. The observed data, including seasonal variations in the well hydrographs, low TDS concentrations, variations in the hydrogeochemical facies, as well as the water stable isotope data, suggest a complete renewal of surficial groundwater every year. Recharge seems to originate mainly from snowmelt water infiltrating into low organic content soil. Variations in hydrogeochemical water types between piezometers suggest a heterogeneous aquifer with possible small discontinuous aquifer units of littoral sand (Mb) located within depressions of the marine silt (Ma) (Figure 5). There is no evidence of a direct connection between the surficial and deeper aquifers, which is expected since the surficial aquifer is underlain by the marine silt unit (Ma) and by a thick unsaturated zone that likely acts as a capillary barrier between these aquifers.

3.7.1.2 Deep groundwater

The deeper aquifer is generally unconfined in the upper part of the watershed and confined in the lower part, with seasonal artesian conditions at well Pz4 (Figure 5). Lemieux et al. (submitted) show that the hydrographs for wells Pz6 and Pz4 in the confined deep aquifer in the lower part of the watershed show significant seasonal variations between the maximum (December-January) and minimum (May-June) water levels. These variations result from the aquifer confinement and proximity of these wells to the watershed discharge zone, which leads to a funnel effect for incoming groundwater flowing from the upper part of the valley and transversely from the cuesta. The dominant hydrogeochemical

water type for all wells in the deep aquifer is Ca-HCO₃ and the TDS content ranges from 66 mg/l to 157 mg/l. Variations in the groundwater hydrogeochemical composition are less in the downstream part of the watershed (Figure 15) compared to the upper part of the watershed at well Pz8.

Measured pCO₂ and δ¹³C_{DOC} values also confirm recharge through soils with low organic matter contents that are composed of C3 organic matter. Increases in DIC concentrations, and δ¹³C_{DIC} values more positive than -17‰ (Figure 17a), can be interpreted as the deeper groundwater representing a closed-system weathering of carbonate (Utting et al., 2013). This interpretation is confirmed by the data shown in Fig. 5b where only well Pz4 appears to be in an open system, at pCO₂ = 10^{-2.5} atm, and where calculated pCO₂ and equilibration lines appear to be in good agreement. All other samples in the deep aquifer do not seem to correspond to open-system equilibration lines (Figure 17b) and therefore likely belong to a closed system. These data were also compared under closed-system conditions involving dissolution of carbonates. Although some carbonates are likely present either diffusely in veins and fractures or in formations south of the watershed, no value for a carbon isotope end-member in carbonate could be determined. Therefore, a closed system scenario remains likely for the deeper aquifer, but clear isotope values could not be associated with the calculated model. The apparent open system for well Pz4 is surprising since it lies at the end of a groundwater flow path and should carry a closed-system history as in the other groundwater samples; its signature may indicate admixture of groundwater fluxes from other sources.

Water stable isotopes of deeper groundwater scatter close to the weighted average of annual average of annual precipitation (

Figure 16). Tritium concentrations vary between 8.4 ±0.3 and 8.8 ±0.3 TU, which is an indication of modern recharge (Clark & Fritz, 1997). Measured seasonal variations in piezometric levels also suggest modern recharge with a

six-month delay between the peak recharge season during snowmelt and the higher piezometric levels measured in wells Pz6 and Pz4 in winter. Based on these observations, groundwater in the deep aquifer appears to be recharged by modern precipitation. Groundwater sampled in the area can be considered as young with a poorly evolved hydrogeochemical composition and low mineralisation. No evidence of meltwater infiltration into the deeper aquifer from degradation of permafrost ground ice was found within the framework of this study. This finding is consistent with the conceptual model presented by Lemieux et al. (submitted), which indicates that in the upper part of the valley where the permafrost-rich silt unit is present, downward groundwater flow toward the deep aquifer is restricted by the capillary barrier effect of the thick unsaturated zone. In the lower part of the valley, where the deep aquifer is confined, groundwater flows upward across the permafrost-rich silt unit, from the deep aquifer toward the stream. Meltwater from ground ice is therefore not flowing toward the deep aquifer, but rather toward the stream.

Observed differences in groundwater hydrogeochemistry and increases in TDS between wells Pz6 and Pz4 are interpreted, together with open-system weathering conditions and a more irregular well hydrograph at well Pz4 (Lemieux et al., submitted), as indications of mixing between the deep groundwater and another groundwater source in the lower part of the watershed. One hypothesis for this contribution is water infiltration through the highly fractured surface of the cuesta with a significant recharge peak during snowmelt that also enables rapid CO₂ exchange. This is also compatible with the conceptual model of Lemieux et al. (submitted) which suggests that groundwater from the cuesta ridge flows toward the deep aquifer. In their 2D numerical model, Dagenais et al. (submitted) also assume that flow occurs primarily within the transverse direction toward the central stream

and includes the cuesta ridge as an important recharge zone for the deeper aquifer. This hypothesis could be confirmed in the future with a tracer test at the edge of the cuesta.

3.7.1.3 Stream water

Since the hydrogeochemical composition of the stream and groundwater at well Pz4 is similar, with slight differences that seem primarily linked to dilution, the electrical conductivity was measured along the stream to verify if groundwater from the deep aquifer contributes significantly to the stream discharge. The measured EC along the 630-m long profile increases from 39 to 165 $\mu\text{S}/\text{cm}$, from upstream to the downstream watershed outlet (

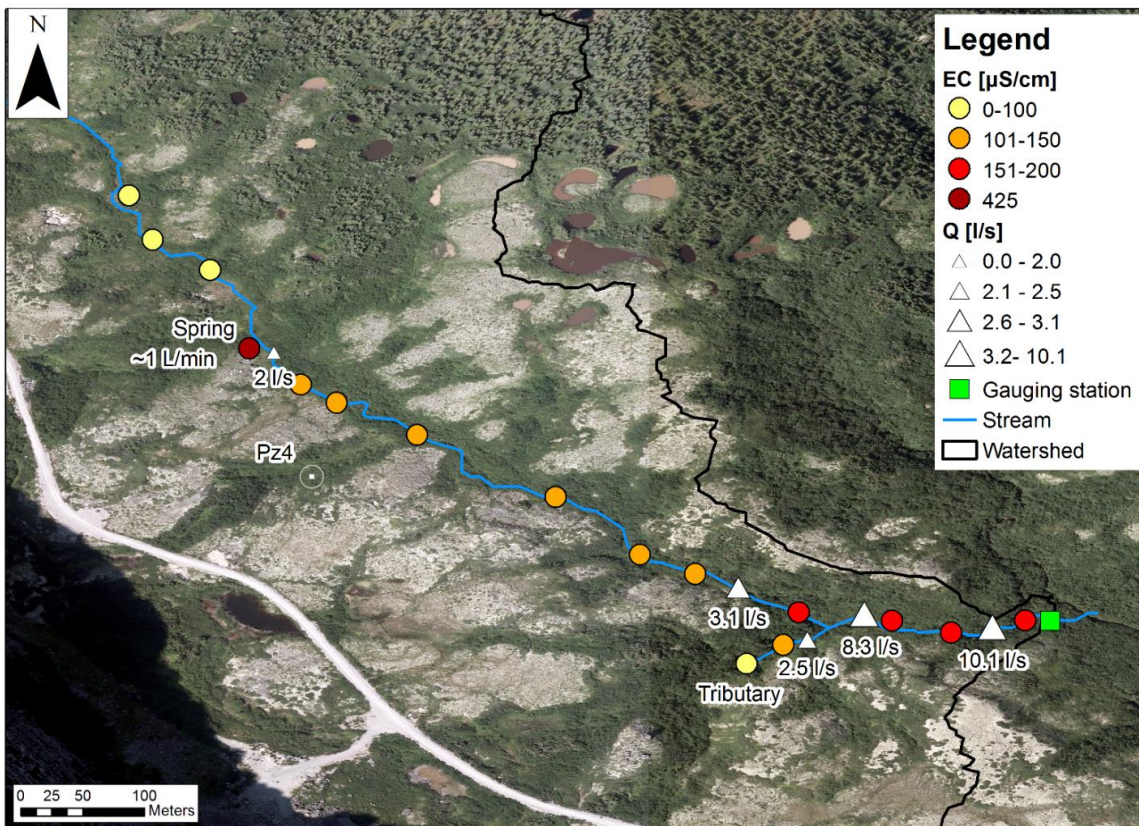


Figure 19). The measured EC profile is influenced by a small spring that discharges into the stream, at approximately 1 litre per minute. The spring has

a Ca-HCO₃ water type, 266 mg/l TDS and an EC of 425 μS/cm. The stream EC increased from 70 μS/cm at a distance of 50 m upstream of the intersection with the spring (shown in

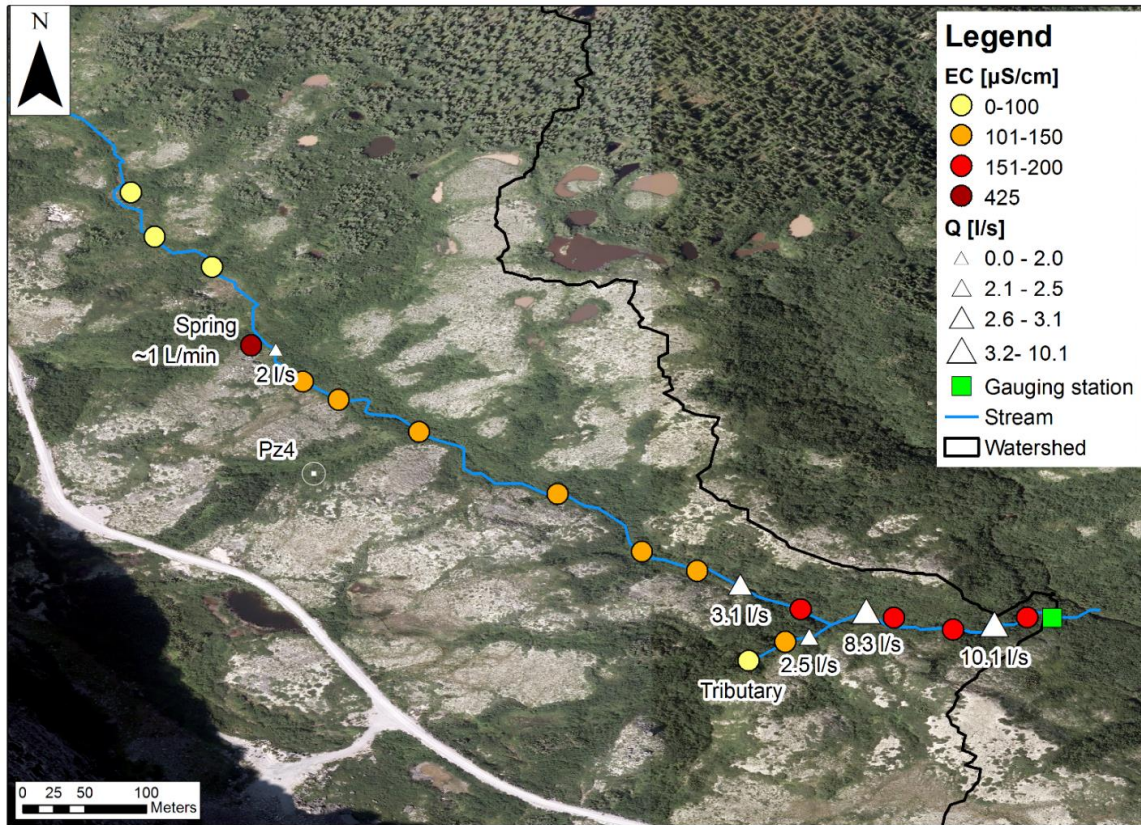


Figure 19) to 110 μS/cm about 50 m downstream of the intersection.

The salt dilution tests showed that discharge increases by a factor of 5 along the stream, from 2 l/s upstream to 10.1 l/s at the watershed outlet (

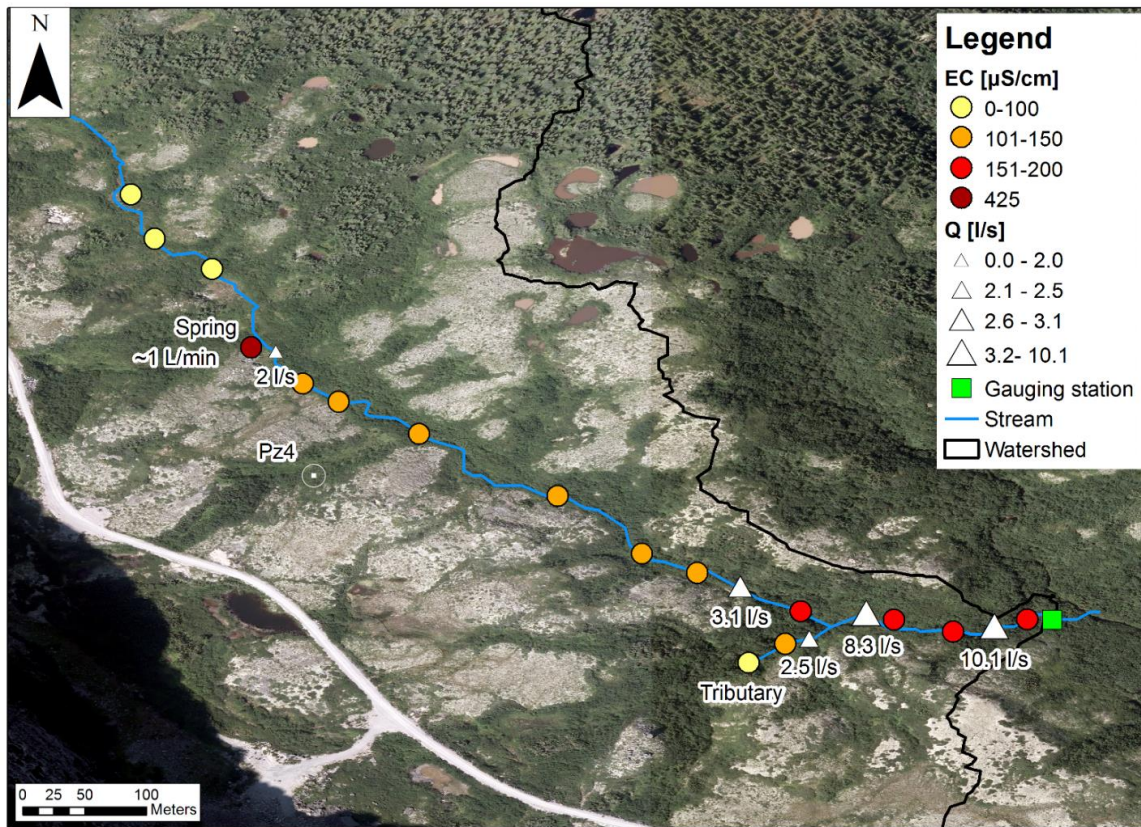


Figure 19). A small tributary that originates at the foot of the permafrost mounds contributes about 2.5 l/s to the total discharge. This gradual increase in stream discharge provides further evidence that it is mainly fed by groundwater from the deep confined aquifer. This is also compatible with the findings of Lemieux et al. (submitted) who showed that a significant contribution of groundwater baseflow from the deep aquifer contributes to the stream discharge.

2.7.2 Ground ice isotope signatures in permafrost mounds

Isotope ratios of ground ice in two permafrost mounds were analysed to provide insight into insight into permafrost aggradation and to find a possible tracer for meltwater of ground ice. of ground ice. Ground ice at depths ranging from 1.5 to 5 m within the permafrost mounds has permafrost mounds has $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ ratios within the range of modern water (rain and (rain and groundwater) on the LMWL (

Figure 16). Calmels et al., (2008) and Narancic et al., (2017) observed similar values for ground ice at another study site located 16 km east of the watershed, in the Sheldrake River valley. Their site is also located in discontinuous permafrost where seasonal or historically-recent freeze-thaw events affecting the shallow permafrost below the active layer can induce water mixing between recently recharged groundwater and permafrost water. Having aggraded under colder-climate conditions, shallow permafrost with originally depleted $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values can therefore become isotopically enriched by such groundwater mixing (Banville, 2016; Calmels et al., 2008; Fallu et al., 2005; Kerwin et al., 2004).

Modern water infiltration into near-surface permafrost could have been more clearly identified using ^3H signatures but such analyses were not carried out in the present study. However, measured ^3H values down to a depth of 5 m in a lithalsa (a permafrost mound without peat cover) near the Umiujaq watershed range from 2.5 ± 0.6 TU to 1.9 ± 0.5 TU, which clearly indicates modern water infiltration into the superficial permafrost layer (Calmels et al., 2008). Modern water infiltration into permafrost was attributed to seasonal water movement affecting near-surface permafrost (Kokelj & Burn, 2003), including temperature-induced downward moisture migration (Burn & Michel, 1988; Cheng, 1983). Moreover, the recent marked trend to climate warming is also inducing an increase in the unfrozen water content in permafrost (Calmels et al., 2008).

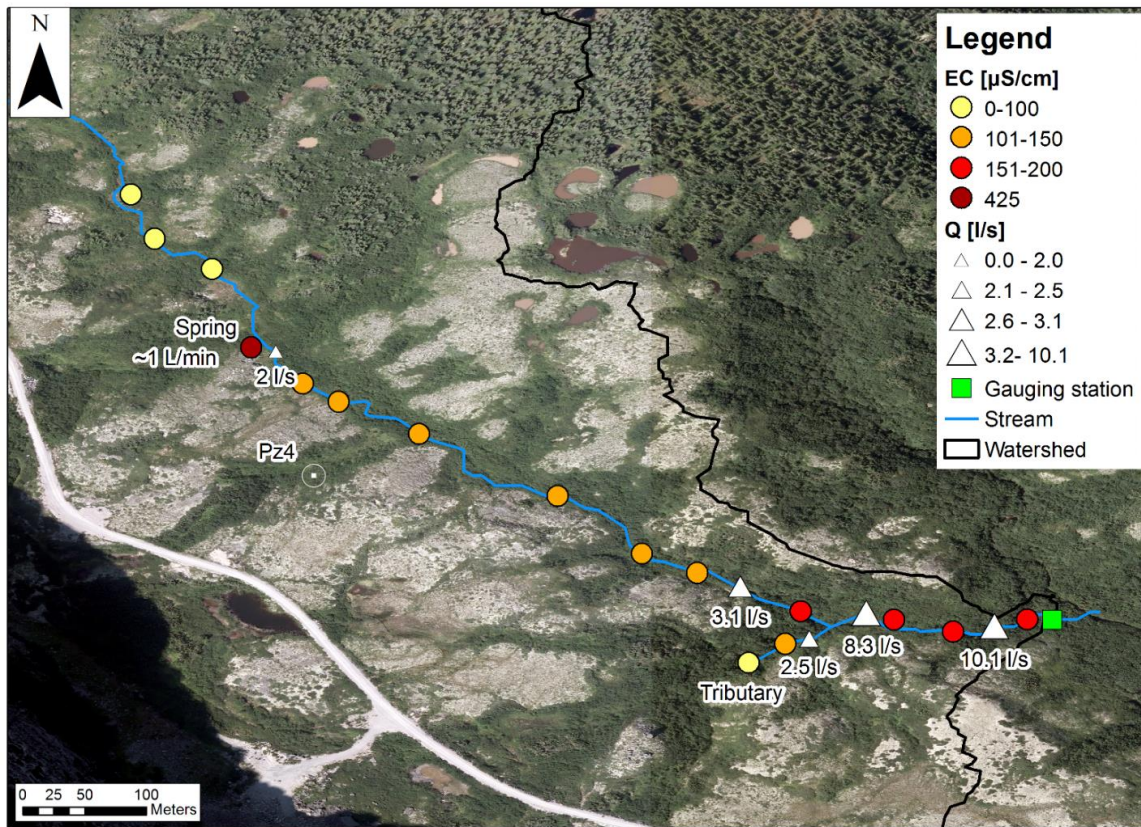


Figure 19 - EC-profile and discharge measurements along the stream in the Tasiapik Valley watershed at Umiujaq. The gauging station is located at the watershed outlet.

2.7.3 Implications for drinking water

The evolution of groundwater quality in degrading permafrost environments is a growing concern, as the expected development of northern regions will likely increase the need for new drinking water supplies (Cochand et al., 2019). Within the framework of this study, hydrogeochemical evolution and weathering processes were found to be similar to those in non-permafrost environments. Results were also consistent with other studies on groundwater quality in permafrost areas (ARK, 2007; Utting et al., 2013; Williams, 1970). The groundwater system in the watershed at Umiujaq shows dynamic recharge and high renewal rates. Significant groundwater flow rates in the surficial and deep

aquifer have been measured, for example, by Jamin et al. (2019) using the finite volume point dilution method. Moreover, groundwater meets the Canadian quality standards for drinking water (Health Canada, 2017). However, even if permafrost is currently degrading in this watershed, recharge into the deep aquifer will probably not increase significantly due to the presence of the confining marine silt unit (Ma). This particular site might therefore not be suitable as a water supply. Another issue also concerns the cost of transporting water from the watershed, which is about 8 km from the Inuit community of Umiujaq (Figure 14).

Nevertheless, these preliminary results are promising for locating water sources in similar hydrogeological contexts in other communities, in that their groundwater resources will likely be of similar excellent quality and potentially good sources of drinking water. However, in this context, particular attention should be paid to the vulnerability of shallow groundwater systems as rapid recharge dynamics associated with thin soil layers and the loss of the permafrost confining layer may increase the risk of groundwater to potential contamination.

2.8 Conclusions and perspectives

The use of various environmental tracers, including major ions, DIC, DOC, water and carbon stable isotopes and ^3H , has allowed a detailed characterisation of groundwater flow behavior and quality in a watershed within a discontinuous permafrost zone in Nunavik (Québec), Canada. Shallow groundwater located in small isolated depressions filled with sand, forming an unconfined aquifer, is young and poorly evolved. This unconfined aquifer appears to be renewed every year and is mainly recharged by snowmelt infiltration through low-organic soil. Deeper groundwater that is partially confined by a marine silt unit which has been partially invaded by permafrost, is also recharged by modern precipitation and is also considered young.

Carbon isotope data show evidence of carbonate dissolution in a closed system. Only the downstream piezometer Pz4 shows open-system conditions, which are associated with changes in hydrogeochemistry and piezometry. These changes are interpreted as contributions from other groundwater sources in the aquifer, possibly including infiltration through the highly-fractured cuesta ridge.

Within the framework of this study, due to the absence of a unique isotope signature within the shallow permafrost zone, and in part because of the short time scale of the study, it was not possible to identify the contributions of meltwater to the deeper aquifer from degradation of permafrost ground ice.

Close to the watershed outlet, hydrogeochemical data and discharge measurements show evidence of a significant contribution of deep groundwater to the stream, originating from the confined aquifer below the permafrost mounds. These results are consistent with the conceptual model of Lemieux et al. (submitted) and the coupled groundwater flow – heat transfer model of Dagenais et al. (submitted), which showed significant groundwater flow in the confined aquifer below one of the downgradient permafrost mounds, and discharge to the stream.

The local meteoric water line for Umiujaq was determined based on two years of monthly precipitation sampling and is close to the global meteoric water line. Although ground ice sampled in the first 5 m in ice-rich permafrost mounds has water $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ ratios within the range of modern precipitation, further investigations based on ice ^3H content are needed to confirm modern infiltration of water into these permafrost mounds.

Although groundwater in the deeper aquifer meets the Canadian quality standards for drinking water, groundwater from this particular site might not be suitable as a water supply due to the confining silt layer which limits recharge, due to limited available volumes, and the significant distance to the Inuit community of Umiujaq. Nonetheless, in the current context of permafrost

degradation due to climate warming as observed throughout Nunavik (Québec) and elsewhere in the circumpolar world, the use of groundwater in degrading permafrost areas should be considered for supplying drinking water to users such as northern communities and mining companies. In this perspective, particular attention to the release of toxic elements such as mercury, which has been associated with permafrost degradation (Schuster et al., 2018), should also be considered in further studies. In addition, vulnerability of this resource should be carefully evaluated, and suitable protection areas, accounting for possible recharge through discontinuous permafrost, will need to be delimited for associated water supply wells, as they are in southern regions.

Processes associated with hydrogeochemical evolution of groundwater and weathering within the Tasiapik Valley watershed are similar to those in non-permafrost environments. At this particular site, the discontinuous permafrost does not have a strong confining effect. Further studies should include annual surveys of groundwater quality evolution. The hydrogeochemical data set from this study will be very useful as a baseline for comparison with future studies at Umiujaq and in similar regions to document climate-change induced impacts of permafrost degradation on hydrogeological systems.

Chapitre 3 – Synthèse

Ce chapitre a pour but de mettre en perspective les résultats de la revue de littérature (Chapitre 2) et l'étude de terrain dans la vallée de Tasiapik (Chapitre 3). De plus, ce chapitre présente une réflexion sur les limitations de cette étude et une liste de recommandations pour de futures études qui permettront d'améliorer les travaux de recherche touchant à l'hydrogéochimie des eaux souterraines en zone de pergélisol, notamment dans une perspective de ressource en eau.

3.1 Les effets du pergélisol sur la qualité des eaux souterraines

Les sections 1.4 et 1.5 présentent une révision des études publiées sur les effets du pergélisol sur la qualité des eaux souterraines de la zone de recharge à l'exutoire. Le pergélisol est considéré comme une couche semi-perméable à peu perméable en fonction de sa teneur en glace (Walvoord & Kurylyk, 2016; Williams, 1970; Woo et al., 2008). Par conséquent, sa présence limite les écoulements d'eau souterraine aux zones non gelées, incluant les taliks. La continuité du pergélisol et la saisonnalité (gel de la couche active en hiver) influence largement la recharge.

L'évolution hydrogéochimique des eaux souterraines dépend des mêmes réactions d'altération qu'en l'absence de pergélisol (par ex. Tóth, 1999). Néanmoins, ces réactions sont influencées par la température. En effet, la dissolution des phases minérales dépend du produit de solubilité (K_{sp}) qui est une fonction de l'enthalpie de réaction et de la température (Clark, 2015). Par exemple, la diminution de la température de 25°C à 0°C augmente la solubilité des carbonates (Calcite: $\log K_{sp} 25^\circ\text{C} = -8.48$ et $\log K_{sp} 0^\circ\text{C} = -8.33$) mais diminue la solubilité des silicates (Quartz : $\log K_{sp} 25^\circ\text{C} = -3.98$ et $\log K_{sp} 0^\circ\text{C} = -4.38$). De plus, dans le cas d'aquifères sub-pergélisols, le temps de résidence augmente, favorisant ainsi les interactions eau-roche. Deux phénomènes typiques des

régions froides peuvent également modifier la qualité des eaux souterraines en zone de pergélisol continu : (1) L'exclusion d'ions lors du gel qui est à l'origine de la formation d'une zone de forte salinité à la base de pergélisol épais appelé cryopeg et (2) La formation d'hydrates de gaz, tel que les hydrates de méthane, qui conduit également à l'exclusion d'ions. Les hydrates de gaz, lorsque présents à la base du pergélisol réduisent également la conductivité hydraulique. La section 1.6 présente l'évolution de la qualité des eaux souterraines associées au pergélisol.

Dans la vallée de Tasiapik, le pergélisol n'a pas un effet significatif sur la qualité des eaux souterraines puisqu'il est discontinu. De plus, comme relevé dans le section 2.7.1 et par Lemieux et al. (submitted), la couche de silts marins où sont localisées les buttes de pergélisol riche en glace a également un rôle confinant pour la recharge. Dans cette vallée, il n'y a pas d'indication de présence d'hydrates de méthane ou de cryopeg à la base du pergélisol.

3.2 Caractérisation hydrogéochimique des eaux souterraines en zone de pergélisol discontinu

En zone de pergélisol discontinu, même si le pergélisol ne confine pas totalement les eaux souterraines, il modifie généralement la dynamique des écoulements. Par ailleurs, la caractérisation hydrogéochimique des eaux souterraines en zone de pergélisol discontinu présente un intérêt particulier, car le pergélisol discontinu se dégradera plus rapidement sous l'effet des changements climatiques (Douglas et al., 2013).

Les différents cas présentés dans la revue de littérature (Chapitre 2.6) couvrent des contextes géologiques variés. En zone de pergélisol (continu et discontinu), tout comme dans les régions tempérées, il apparaît que deux facteurs principaux contrôlent l'hydrogéochimie des eaux souterraines : la géologie et le temps de résidence dans l'aquifère. Même si les signatures hydrogéochimiques diffèrent

d'une étude à l'autre, les eaux souterraines étudiées montrent l'influence des précipitations actuelles pour la recharge des aquifères en zone de pergélisol discontinu.

À Umiujaq aussi, les eaux souterraines ont une évolution hydrogéochimique similaire aux régions tempérées. Les eaux de l'aquifère superficiel semblent être renouvelées annuellement et rechargées par l'infiltration de l'eau de fonte des neiges à travers un sol pauvre en matière organique. Les eaux de l'aquifère profond sont partiellement confinées par la couche de silts marins et de pergélisol riche en glace, elles sont également rechargées par les précipitations modernes et ont une signature hydrogéochimique d'eau jeune (Type Ca-HCO₃ ; faible TDS et présence de ³H). Cependant, suite aux problèmes présentés au chapitre 3.6.4, il n'a pas été possible d'évaluer précisément le temps de résidence de l'eau souterraine dans cet l'aquifère à partir des données de ³H/³He.

3.2.1 Modèle conceptuel d'écoulement des eaux dans la vallée de Tasiapik, Umiujaq, Nunavik.

La mise en parallèle des résultats de l'étude hydrogéochimique et des autres travaux de terrains réalisés dans la vallée de Tasiapik (Dagenais et al., submitted; Jamin et al., 2019; Lemieux et al., submitted; Murray, 2016) permet de vérifier la validité du modèle présenté à la section 2.7.1.

Le ruisseau prend sa source dans la partie amont du bassin versant. Il est alimenté par des sources saisonnières dans la partie médiane de la rupture de pente, et par des exfiltrations d'eau souterraines diffuses dans la partie aval. Ces exfiltrations sont mises en évidence par l'augmentation de la minéralisation de l'eau et du débit du ruisseau en directions de l'exutoire du bassin versant ainsi que par le comportement artésien de l'aquifère inférieur dans la partie aval du bassin versant en hiver (figure 9)

D'après les variations piézométriques (figure 9) et de la signature hydrogéochimiques (figure 15), l'origine de l'eau dans l'aquifère inférieur est double: 1) un écoulement parallèle à la vallée et 2) un écoulement perpendiculaire provenant de la cuesta dans la partie aval du bassin versant. L'observation de zones de suintements dans les falaises de la cuesta permet de corroborer cette hypothèse.

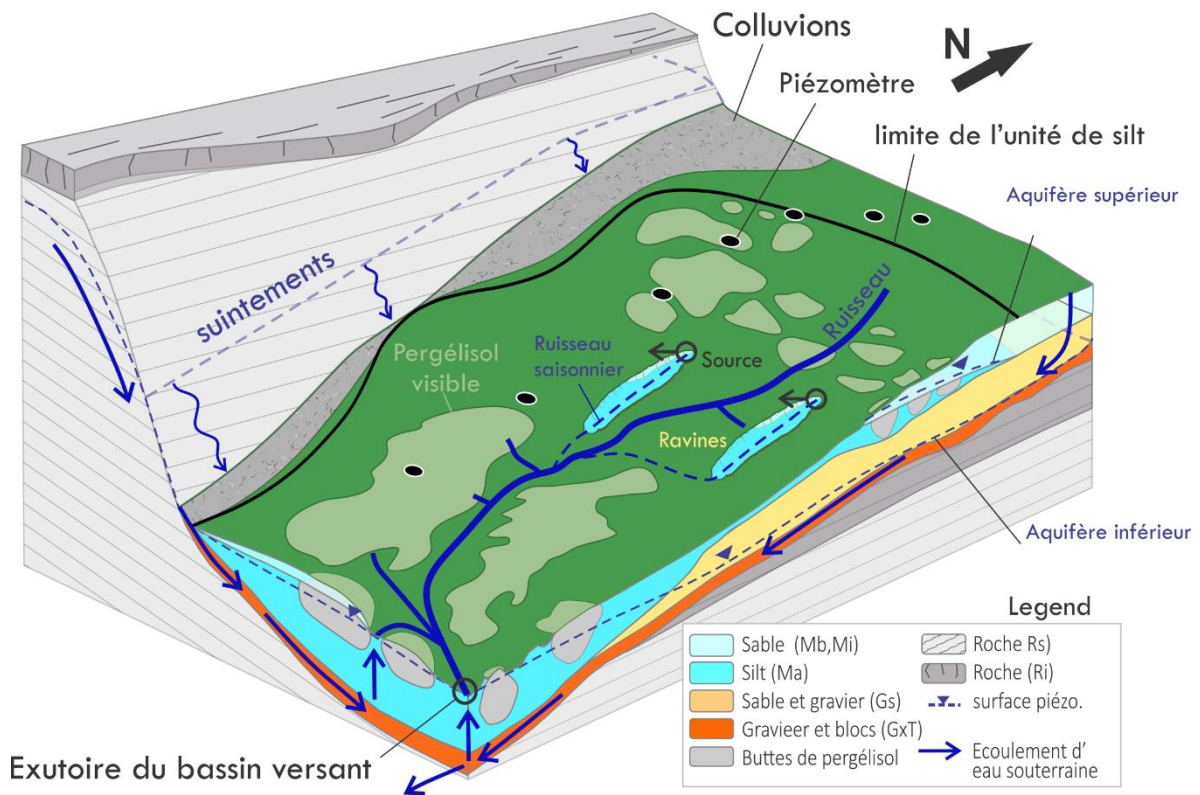


Figure 20 : Modèle en trois dimensions des écoulements d'eau souterraine et de surface dans la vallée de Tasiapik, Umiujaq, Nunavik. Modifié d'après Lemieux et al. (submitted).

3.3 Impacts des changements climatiques sur la qualité des eaux souterraines en zone de pergélisol

Les effets des changements climatiques sur la qualité des eaux souterraines en zone de pergélisol seront principalement associés à la perte de l'effet confinant du pergélisol. Les impacts présentés dans la littérature (section 1.7) comprennent notamment : 1) l'épaississement de la couche active entraînant l'approfondissement des écoulements supra-pergélisol, 2) l'augmentation des interactions roche-eau, 3) l'augmentation des interactions entre les eaux souterraines et les eaux de surface, et 4) une plus grande vulnérabilité des aquifères à la contamination (Callegary et al., 2013; Carey et al., 2013; Douglas et al., 2013; Frampton & Destouni, 2015; Toohey et al., 2016). La migration de contaminants peut également être affectée par la modification de la couverture spatiale du pergélisol (Carlson & Barnes, 2011).

À Umiujaq, la durée de cette étude, (trois ans) n'a pas permis d'observer de modifications significatives de la qualité des eaux souterraines associées à la dégradation du pergélisol. Néanmoins, il a été que le pergélisol dans la région a déjà été fortement affecté par le réchauffement climatique (Fortier & Aubé-Maurice, 2008).

3.4 Potentiel pour l'approvisionnement en eau potable

Avec le développement économique des régions nordiques, l'approvisionnement en eau potable va devenir une préoccupation grandissante (Lemieux et al., 2016). Cependant, encore peu d'études se sont intéressées au potentiel des eaux souterraines comme ressources dans le nord. La dégradation du pergélisol va probablement, entre autres, favoriser la recharge des eaux souterraines et les dynamiques du cycle de l'eau. Néanmoins, en plus de l'aspect quantitatif, l'évolution de la qualité des eaux souterraines devrait être suivie dans la perspective d'une utilisation future de la ressource.

Pour la vallée de Tasiapik, les eaux souterraines répondent aux standards de qualité (potabilité et critères esthétiques) canadiens et québécois de l'eau potable. Cependant, même si cette ressource pourrait s'avérer intéressante qualitativement et quantitativement (Murray, 2016), la distance du bassin versant de la communauté d'Umiujaq, rendent ce site peu adapté comme ressource en eau. De plus, même en l'absence de pergélisol, l'effet confinant de la couche de silt limite la recharge.

Toutefois, ces résultats ouvrent la perspective d'une possible utilisation de l'eau souterraine comme ressource pour d'autres communautés dans des contextes hydrogéologiques comparables. Cependant, dans un environnement où la recharge des aquifères superficiels est rapide et les sols fins, la perte de l'effet confinant de la couche de pergélisol entraîne une augmentation de la vulnérabilité des eaux souterraines. C'est pourquoi des mesures de protection adaptées devront être mises en place parallèlement à l'exploitation de la ressource.

3.5 Limitations et hypothèses

Les résultats présentés dans le cadre de cette thèse de doctorat doivent être considérés avec les limitations suivantes.

3.5.1 Échelle temporelle

La durée de l'échantillonnage couvre une période de 3 ans, de juin 2013 à juillet 2016 avec 4 campagnes estivales d'échantillonnage. Comme cela a été mentionné à la section 3.3, il est bien entendu impossible de prétendre mettre en lumière des effets des changements climatiques sur les eaux souterraines sur une période aussi courte. Néanmoins, cette étude pourra servir de référence pour de futures études. D'après Dagenais (2018) et Dagenais et al. (submitted), les buttes de pergélisol à la base du bassin versant pourraient disparaître d'ici 2040, sous les effets couplés du réchauffement climatique, de la conduction

thermique, et de l'advection de chaleur à la base ces buttes de pergélisol engendrée par l'écoulement de eaux souterraines. À partir des résultats de cette modélisation, le suivi hydrogéochimique des eaux souterraines aux horizons 2020, 2030 et 2040 devrait permettre d'illustrer l'effet de la dégradation du pergélisol sur la qualité des eaux souterraines.

De plus, il est difficile, voire impossible de décrire toute la complexité des interactions hydrogéochimiques dont les changements saisonniers avec une seule campagne d'échantillonnage par année (en été). Cette contrainte est imposée par les coûts de déplacement et la logistique compliquée des travaux de terrain à en région nordique. Pour pallier à cette lacune, l'évolution annuelle de la conductivité électrique a été suivie dans les puits Immatsiak à l'aide de sondes. Malheureusement ces sondes n'ont pas fonctionné correctement car elles n'étaient pas adaptées à un environnement aussi froid, où la température de l'aquifère profond ne dépasse pas 0.5°C.

Pour une future étude plus exhaustive de l'hydrogéochimie des eaux souterraines, plusieurs campagnes d'échantillonnage devraient être réalisées au cours d'une année. Au minimum, il faudrait cibler chaque période clé du cycle hydrologique. D'après l'observation de la dynamique des eaux souterraines présentées par Lemieux et al. (submitted), ces périodes correspondraient à : l'étiage à la fin de l'hiver (avril); la fonte des neiges (mai-juin); la période estivale (août); et le début de l'étiage en automne (octobre-novembre).

3.5.2 Profils verticaux

Une des limitations de la caractérisation des eaux souterraines est qu'il n'a pas été possible d'établir des profils hydrogéochimiques verticaux dans les puits lors de l'échantillonnage. Par conséquent, les analyses présentées représentent la qualité de l'eau intégrée sur toute la longueur de la crépine (entre 1.5 et 6 m de longueur). En cas d'intérêt pour des caractérisations plus ciblées, on pourrait

préconiser l'utilisation de packer ou des piézomètres multi-niveaux afin d'isoler une partie de l'aquifère.

3.5.3 Échec d'approches

Différentes approches ont été testées dans le cadre de la caractérisation hydrogéochimique des eaux souterraines à Umiujaq. Deux d'entre-elles n'ont pas eu le succès escompté.

Premièrement, l'approche multi-traceurs de datations des eaux souterraines n'a pas pu être appliquée telle que présentée à la section D. Tout d'abord, la datation au ^{14}C ne semble pas convenir aux eaux échantillonnées. En effet, selon Clark (2015), la datation au ^{14}C n'est pas valide en présence de ^3H , ce qui est le cas dans tous les échantillons. Ensuite, la forte influence de l'*excess air* sur les échantillons rend les résultats de ^3He et de CFC non exploitables à des fins de datation. Ce fort effet de l'*excess air* serait à mettre en lien avec un pic de recharge très important au printemps lors de la fonte des neiges (A. Rigby, Noble Gas Lab, University of Utah, communication personnelle). Cependant, toutes les données de datation non exploitables sont présentées dans l'annexe 6 en cas d'intérêt pour des recherches ultérieures.

Deuxièmement, lors de la rédaction du projet de recherche, l'une des idées avancées était la possibilité de mettre en évidence la présence d'eau de fonte de la glace contenue dans le pergélisol dans les eaux souterraines à l'aide des isotopes stables de l'eau. Cependant, comme le montre la section 2.7.2, les échantillons des cinq premiers mètres de pergélisol riche en glace, prélevés sur trois buttes différentes, montrent tous un signal isotopique dans la gamme des eaux souterraines et des précipitations actuelles. Il n'est donc pas possible de distinguer la signature de l'eau de fonte du pergélisol sur la base des isotopes stables de l'eau.

3.6 Recommandations pour de futures études

D'après notre expérience acquise sur le terrain à Umiujaq, plusieurs aspects doivent être considérés lors de la planification de campagnes de terrain pour le suivi et l'échantillonnage des eaux souterraines en zone de pergélisol.

- (1) Logistique : Le forage de piézomètres peut être coûteux et compliqué selon la difficulté d'accès du site. L'éloignement peut également représenter un défi pour la planification du travail sur le terrain, l'expédition du matériel, de l'équipement et des pièces de rechange. Les pannes et les réparations peuvent être particulièrement problématiques dans ces régions éloignées. De plus, les conditions météorologiques changeantes peuvent compliquer les déplacements des équipes et des équipements. Concernant l'échantillonnage, les méthodes de conservation des échantillons doivent être prises en compte lors de la planification d'une longue saison sur le terrain (annexe 5).
- (2) Équipement : Les équipements de terrain, en particulier les sondes et les enregistreurs de données, doivent être robustes et adaptés à un environnement froid. Une double vérification des spécifications et des plages de fonctionnement des équipements est vivement recommandée avant l'installation sur le terrain.
- (3) Climat froid : Comme les saisons estivales sur le terrain sont courtes, il est difficile d'obtenir des séries de données annuelles pour l'hydrochimie des eaux souterraines. De plus, suivant les conditions hydrogéologiques, les piézomètres peuvent être bloqués par la glace même au début de l'été. Pour résoudre ce problème, l'utilisation de sondes spécifiques à l'hydrogéochimie pourrait fournir des séries de données plus longues.

À partir des chapitres 2 et 3, les traceurs naturels les plus utiles pour le suivi de la qualité des eaux souterraines en zone de pergélisol en voie de dégradation sont les suivants :

- (1) les ions majeurs et mineurs
- (2) les isotopes stables de l'eau
- (3) les traceurs permettant la datation
- (4) le carbone dissous (DIC, DOC) et ses isotopes stables

De plus, une bonne caractérisation des paramètres physico-chimiques (Température, pH, conductivité électrique, oxygène dissous, potentiel redox) est essentielle pour le suivi hydrogéochimique des eaux souterraines.

Dans la perspective d'alimentation en eau potable, l'effet de couches confinantes tels que les sédiments marins dans la vallée de Tasiapik sur la recharge et la dynamique des eaux souterraines devrait être mieux caractérisé. Il est en effet probable de retrouver du pergélisol ailleurs dans ce type de sédiments gélifs.

Dans l'optique de l'évaluation de la qualité de la ressource en eau, une attention particulière devrait être portée au rejet d'éléments toxiques associés à la dégradation du pergélisol tel que le mercure (Schuster et al., 2018).

Finalement, un autre facteur pouvant affecter la qualité de la ressource est la présence de bactéries pathogènes. Lors de cette recherche, quelques prélèvements ont été faits dans la Rivière Umiujaq, en amont du village et dans un petit ruisseau s'écoulant entre le bassin de rétention des eaux usées du village et la décharge municipale. Tous les échantillons présentent des problèmes de qualité microbiologique, notamment la présence de bactéries *E. coli* (annexe 7). Pour des questions de logistique (durée de conservation des échantillons), il n'a pas été possible d'investiguer la qualité microbiologique des eaux souterraines. Cependant, considérant les résultats obtenus dans les eaux

de surface, cette caractérisation serait nécessaire avant l'exploitation des eaux souterraines pour l'approvisionnement en eau potable.

Conclusions

Cette thèse a été réalisée dans le cadre du projet CRSNG Stratégique « Évolution de la ressource en eaux souterraines dans un environnement pergélisolé en voie de dégradation » dont l'objectif était d'évaluer l'influence de la fonte du pergélisol sur la ressource en eaux souterraines et son potentiel d'utilisation comme source d'alimentation en eau potable pour les communautés du Nunavik, Québec.

L'objectif principal de cette thèse était d'améliorer la compréhension de la dynamique et de l'évolution hydrogéochimique des écoulements souterrains en région de pergélisol. Pour y parvenir, suivant l'approche proposée à la section E, une revue de littérature sur l'hydrogéochimie des eaux souterraines en zone de pergélisol et une étude de terrain ont été réalisées dans un petit bassin versant en zone de pergélisol discontinu.

Synthèse des résultats

La revue de littérature a révélé que la plupart des études sur l'hydrosphère en zone de pergélisol se concentrent sur les eaux de surface notamment sur le cycle du carbone, les émissions de gaz à effet de serre et le transport de solutés. Il est important de souligner que l'étude hydrogéochimique des eaux souterraines par le biais des eaux de surface pose des problèmes pour la caractérisation des paramètres physico-chimiques.

À partir de la littérature existante, il apparaît que l'évolution hydrogéochimique des eaux souterraines en zone de pergélisol dépend des mêmes réactions que celle des régions tempérées. Néanmoins, la couche de pergélisol a un effet confinant qui peut limiter la recharge et les échanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface, augmentant ainsi le temps de résidence et les interactions eau-roche dans l'aquifère. L'impact de la dégradation du pergélisol sur la qualité des eaux souterraines est principalement associé à la perte de cette couche

confinante. Plusieurs études rapportent des modifications de l'apport des eaux souterraines aux rivières associées à la diminution de couverture du pergélisol.

Les travaux de terrain ont permis de caractériser l'évolution hydrogéochimique des eaux souterraines et de réaliser un modèle conceptuel des écoulements dans la vallée de Tasiapik proche de la communauté Inuit d'Umiujaq au Nunavik. Les deux aquifères de la vallée sont rechargés par des précipitations récentes; la qualité de l'eau est bonne, généralement peu minéralisée et de type Ca-HCO₃.

L'aquifère superficiel est à nappe libre et semble être renouvelé chaque année par l'eau de fonte des neiges qui s'infiltré à travers un sol pauvre en matières organiques. L'aquifère profond est semi-captif dû à la couche de silt marin, qui contient de plus le pergélisol riche en glace. La partie aval de l'aquifère profond semble également être alimentée par une autre source qui pourrait vraisemblablement être la cuesta fortement fracturée. De plus, les résultats hydrogéochimiques montrent que l'aquifère profond contribue au débit de base du cours d'eau situé dans la partie aval de la vallée.

Dans le cadre de cette étude, il n'a toutefois pas été possible d'obtenir de datations précises de l'âge des eaux souterraines du fait de l'effet important de l'*excess air* sur les traceurs, ni de mettre en évidence la présence d'eau de fonte du pergélisol dans les eaux souterraines à l'aide des isotopes stables de l'eau.

L'eau souterraine de l'aquifère profond répond aux normes de qualité (potabilité et critères esthétiques) canadiennes et québécoises pour l'eau potable. Cependant, la distance entre la vallée et la communauté rendent le site peu propice pour l'alimentation en eau d'Umiujaq. Ces résultats sont encourageants pour l'utilisation d'eau souterraine comme ressource ailleurs au Nunavik et dans les régions circumpolaires. La vulnérabilité de cette ressource doit néanmoins être considérée et la création de zones de protection considérant l'état du pergélisol doit être envisagée pour éviter toute contamination de cet environnement fragile.

Contributions à la science

Cette recherche apporte des connaissances supplémentaires pour la caractérisation des eaux souterraines en zone de pergélisol discontinu. Plus spécifiquement, la revue de littérature a permis de résumer l'état des connaissances et d'identifier les lacunes de la recherche actuelle. L'étude de terrain dans la vallée de Tasiapik se base sur un réseau dense de puits d'observation des eaux souterraines. Ce genre de dispositif est rare dans la zone circumpolaire. La caractérisation hydrogéochimique porte sur l'ensemble des composantes du cycle de l'eau, ce qui a permis d'acquérir une compréhension globale de la dynamique des écoulements et des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines dans le bassin versant. Il s'agit, à notre connaissance, de la première caractérisation de ce type au Nunavik.

Ce jeu de données pourra servir de base à de futures études pour mettre en évidence les impacts de la dégradation du pergélisol sur le système hydrogéologique et sur la qualité des eaux souterraines.

Finalement, la première ligne météorologique locale des précipitations publiée pour la région d'Umiujaq a pu être établie dans le cadre de l'étude de terrain.

Perspectives

Plusieurs questions restent ouvertes à la fin de cette thèse qui pourraient servir de base à de futures études.

Premièrement, la compréhension de l'évolution du ratio isotopique de la glace des buttes de pergélisol et des mécanismes impliqués dans cette évolution reste à améliorer. Une datation de la glace par ^3H pourrait permettre de répondre à une partie de cette question.

Deuxièmement, l'origine de la contribution d'eau souterraine transversale à la vallée observée dans l'aquifère profond vers l'exutoire du bassin versant reste à déterminer. Un essai de traçage à partir des fractures de la cuesta permettrait de confirmer l'hypothèse émise dans cette recherche (Section 2.7) et dans les travaux de Dagenais et al. (submitted) et Lemieux et al. (submitted) selon laquelle l'écoulement transversal provient de la cuesta.

Finalement, la combinaison des données hydrogéochimiques avec des modèles hydrogéologiques et thermiques permettra de mieux comprendre les interactions entre les eaux souterraines et le pergélisol dans un environnement vulnérable soumis à la pression du développement économique et subissant d'importantes modifications climatiques.

Bibliographie

- Alexeev, S., & Alexeeva, L. (2003). Hydrogeochemistry of the permafrost zone in the central part of the Yakutian diamond-bearing province, Russia. *Hydrogeology Journal*, 11(5), 574-581. 10.1007/s10040-003-0270-8
- Allard, M., Calmels, F., Fortier, D., Laurent, C., L'Hérault, E., & Vinet, F. (2007). *Cartographie des conditions de pergélisol dans les communautés du Nunavik en vue de l'adaptation au réchauffement climatique*. Québec.
- Allard, M., Seguin, M.-K., & Levesque, R. (1986). *Palsas and mineral permafrost mounds in Northern Québec*. Paper presented at the 1st International Conference on Geomorphology, Manchester, UK.
- Appelo, T., & Postma, D. (2005). *Geochemistry, Ground Water and Pollution*. CRC Press
- ARK. (2007). *Projet de parc national des Lacs-Guillaume-Delisle-et-à-l'Eau-Claire. État des connaissances*. Kuujuaq, Québec.
- Atchley, A. L., Painter, S. L., Harp, D. R., Coon, E. T., Wilson, C. J., Liljedahl, A. K., & Romanovsky, V. E. (2015). Using field observations to inform thermal hydrology models of permafrost dynamics with ATS (v0.83). *Geoscientific Model Development*, 8(9), 2701-2722. 10.5194/gmd-8-2701-2015
- Back, W. (1966). *Hydrochemical facies and ground-water flow patterns in northern part of Atlantic Coastal Plain*. (2330-7102). in US Government Printing Office, Washington, D.C.
- Bagard, M.-L., Chabaux, F., Pokrovsky, O. S., Viers, J., Prokushkin, A. S., Stille, P., et al. (2011). Seasonal variability of element fluxes in two Central Siberian rivers draining high latitude permafrost dominated areas. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 75(12), 3335-3357. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2011.03.024>
- Banville, D.-R. (2016). *Modélisation cryohydrogéologique tridimensionnelle d'un bassin versant pergélisolé, une étude cryohydrogéophysique de proche surface en zone de pergélisol discontinu à Umiujaq au Québec Nordique (Three-dimensional cryohydrogeological modeling of a permafrost watershed. A near-surface cryohydrogeophysical study in a discontinuous permafrost zone in Umiujaq, Northern Quebec)*. (Mémoire (M.Sc.)), Université Laval., Québec.
- Barringer, J. L., Szabo, Z., & Reilly, P. A. (2012). Occurrence and mobility of mercury in groundwater. In P. Bradley (Ed.), *Current Perspectives in Contaminant Hydrology and Water Resources Sustainability*: USGS.
- Bastviken, D., Tranvik, L. J., Downing, J. A., Crill, P. M., & Enrich-Prast, A. (2011). Freshwater methane emissions offset the continental carbon sink. *Science*, 331(6013), 50-50. 10.1126/science.1196808
- Beck, I., Ludwig, R., Bernier, M., Levesque, E., & Boike, J. (2015). Assessing Permafrost Degradation and Land Cover Changes (1986-2009) using Remote Sensing Data over Umiujaq, Sub-Arctic Quebec. *Permafr. Periglac. Process.*, 26(2), 129-141. 10.1002/ppp.1839
- Bense, V. F., Ferguson, G., & Kooi, H. (2009). Evolution of shallow groundwater flow systems in areas of degrading permafrost. *Geophys. Res. Lett.*, 36(22). 10.1029/2009GL039225
- Bing, H., & Ma, W. (2011). Laboratory investigation of the freezing point of saline soil. *Cold Regions Science and Technology*, 67(1), 79-88. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2011.02.008>
- Blanchette, D., Cloutier, V., Roy, M., Audet-Gagnon, F., Castelli, S., & Beaudry, C. (2010). *Protocole d'échantillonnage des eaux souterraines-Programme*

d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines au Québec (PACES) (Groundwater Sampling Protocol- Groundwater Knowledge Acquisition Program in Quebec).

- Bosson, E., Selroos, J.-O., Stigsson, M., Gustafsson, L.-G., & Destouni, G. (2013). Exchange and pathways of deep and shallow groundwater in different climate and permafrost conditions using the Forsmark site, Sweden, as an example catchment. *Hydrogeology Journal*, 21(1), 225-237. 10.1007/s10040-012-0906-7
- Boucher, J. L., & Carey, S. K. (2010). Exploring runoff processes using chemical, isotopic and hydrometric data in a discontinuous permafrost catchment. *Hydrology Research*, 41(6), 508-519. 10.2166/nh.2010.146
- Boyle, D. R., & Chagnon, M. (1995). An incidence of skeletal fluorosis associated with groundwaters of the maritime carboniferous basin, gaspe region, quebec, canada. *Environmental Geochemistry and Health*, 17(1), 5-12.
- Braddock, J. F., & McCarthy, K. A. (1996). Hydrologic and microbiological factors affecting persistence and migration of petroleum hydrocarbons spilled in a continuous-permafrost region. *Environmental Science & Technology*, 30(8), 2626-2633. 10.1021/es960070z
- Brown, J., Ferrians, O., Heginbottom, J. A., & Melnikov, E. (2002). Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground-Ice Conditions, Version 2. Boulder, Colorado USA: NSIDC: National Snow and Ice Data Center
- Brown, R., Lemay, M., Allard, M., E Barrand, N., Barrette, C., Bégin, Y., et al. (2012), *Climate variability and change in the Canadian Eastern Subarctic IRIS region (Nunavik and Nunatsiavut)*, 57-93 pp.
- Burn, C. R., & Michel, F. A. (1988). Evidence for recent temperature-induced water migration into permafrost from the tritium content of ground ice near Mayo, Yukon Territory, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25(6), 909-915. 10.1139/e88-087
- Callegary, J., Kikuchi, C., Koch, J., Lilly, M., & Leake, S. (2013). Review: Groundwater in Alaska (USA). *Hydrogeology Journal*, 21(1), 25-39. 10.1007/s10040-012-0940-5
- Calmels, F., Delisle, G., & Allard, M. (2008). Internal structure and the thermal and hydrological regime of a typical lithalsa: significance for permafrost growth and decay. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 45(1), 31-43. 10.1139/e07-068
- Calmels, F., Gagnon, O., & Allard, M. (2005). A portable earth-drill system for permafrost studies. *Permafr. Periglac. Process.*, 16(3), 311-315. 10.1002/ppp.529
- Carey, S., Boucher, J., & Duarte, C. (2013). Inferring groundwater contributions and pathways to streamflow during snowmelt over multiple years in a discontinuous permafrost subarctic environment (Yukon, Canada). *Hydrogeology Journal*, 21(1), 67-77. 10.1007/s10040-012-0920-9
- Carey, S. K. (2003). Dissolved organic carbon fluxes in a discontinuous permafrost subarctic alpine catchment. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(2), 161-171. doi:10.1002/ppp.444
- Carlson, A. E., & Barnes, D. L. (2011). Movement of trichloroethene in a discontinuous permafrost zone. *Journal of Contaminant Hydrology*, 124(1-4), 1-13. 10.1016/j.jconhyd.2010.11.002
- Chandler, F. W. (1988), *The early Proterozoic Richmond Gulf Graben, East Coast of Hudson Bay, Quebec*, Geological Survey of Canada.
- Chang, J., Ye, R., & Wang, G. (2018). Review: Progress in permafrost hydrogeology in China. *Hydrogeology Journal*. 10.1007/s10040-018-1802-6

- Chebotarev, I. I. (1955). Metamorphism of natural waters in the crust of weathering—1. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 8(1), 22-48. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(55\)90015-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(55)90015-6)
- Cheng, G. (1983). The mechanism of repeated-segregation for the formation of thick layered ground ice *Cold Regions Science and Technology*, 8(1), 57-66. 10.1016/0165-232X(83)90017-4
- Cheng, G., & Jin, H. (2013). Permafrost and groundwater on the Qinghai-Tibet Plateau and in northeast China. *Hydrogeology Journal*, 21(1), 5-23. 10.1007/s10040-012-0927-2
- Chouinard, C., Fortier, R., & Mareschal, J. C. (2007). Recent climate variations in the subarctic inferred from three borehole temperature profiles in northern Quebec, Canada. *Earth and Planetary Science Letters*, 263(3-4), 355-369. 10.1016/j.epsl.2007.09.017
- Christner, E., Kohler, M., & Schneider, M. (2017). The influence of snow sublimation and meltwater evaporation on delta D of water vapor in the atmospheric boundary layer of central Europe. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(2), 1207-1225. 10.5194/acp-17-1207-2017
- Claesson Liljedahl, L., Kontula, A., Harper, J., Näslund, J-O., Selroos, J-O., Pitkänen, P., Puigdomenech, I., Hobbs, M., Follin, S., Hirschorn, S., Jansson, P., Kennell, L., Marcos, N., Ruskeenieni, T., Tullborg, E-L., Vidstrand, P. (2016). *The Greenland Analogue Project: Final report*. Stockholm.
- Clark, I. D. (2015), *Groundwater Geochemistry and Isotopes*, CRC Press.
- Clark, I. D., Douglas, M., Raven, K., & Bottomley, D. (2000). Recharge and preservation of Laurentide glacial melt water in the Canadian Shield. *Ground Water*, 38(5), 735-742. 10.1111/j.1745-6584.2000.tb02709.x
- Clark, I. D., & Fritz, P. (1997), *Environmental Isotopes in Hydrogeology*, CRC press.
- Clark, I. D., & Lauriol, B. (1997). Aufeis of the Firth River Basin, Northern Yukon, Canada: Insights into permafrost hydrogeology and karst. *Arctic and Alpine Research*, 29(2), 240-252. 10.2307/1552053
- Clark, I. D., Lauriol, B., Harwood, L., & Marschner, M. (2001). Groundwater contributions to discharge in a permafrost setting, Big Fish River, N.W.T., Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 33(1), 62-69. 10.2307/1552278
- Cloutier, V., Lefebvre, R., Therrien, R., & Savard, M. M. (2008). Multivariate statistical analysis of geochemical data as indicative of the hydrogeochemical evolution of groundwater in a sedimentary rock aquifer system. *Journal of Hydrology*, 353(3-4), 294-313. 10.1016/j.jhydrol.2008.02.015
- Cochand, M., Molson, J., Barth, J. A. C., van Geldern, R., Lemieux, J.-M., Fortier, R., & Therrien, R. (submitted). Groundwater hydrogeochemistry in a small watershed with discontinuous permafrost near Umiujaq, Nunavik, Canada. *Hydrogeology Journal*.
- Cochand, M., Molson, J., & Lemieux, J.-M. (2019). Groundwater hydrogeochemistry in permafrost regions. *Permafrost and Periglacial Processes*.
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465), 1702-1703. 10.1126/science.133.3465.1702
- Crawford, J. T., Striegl, R. G., Wickland, K. P., Dornblaser, M. M., & Stanley, E. H. (2013). Emissions of carbon dioxide and methane from a headwater stream network of interior Alaska. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 118(2), 482-494. 10.1002/jgrg.20034
- Dagenais, S. (2018). *Coupled cryo-hydrogeological modelling of permafrost dynamics at Umiujaq, Quebec, Canada*. MSc. Thesis, Université Laval,

- Dagenais, S., Molson, J., Lemieux, J.-M., Fortier, R., & Therrien, R. (submitted). *Coupled cryo-hydrogeological modelling of permafrost degradation at Umiujaq, Quebec, Canada*. journal article. Hydrogeology Journal.
- Dagenais, S., Molson, J., Lemieux, J. M., Fortier, R., & Therrien, R. (2017). *Coupled cryo-hydrogeological modelling of permafrost degradation at Umiujaq, Quebec, Canada*. Paper presented at the GeoOttawa 2017, 12th Joint CGS/IAH-CNC Groundwater Conference, Ottawa, Canada.
- Delpla, I., Jung, A. V., Baures, E., Clement, M., & Thomas, O. (2009). Impacts of climate change on surface water quality in relation to drinking water production. *Environment International*, 35(8), 1225-1233. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2009.07.001>
- Douglas, M., Clark, I. D., Raven, K., & Bottomley, D. (2000). Groundwater mixing dynamics at a Canadian Shield mine. *Journal of Hydrology*, 235(1-2), 88-103. 10.1016/S0022-1694(00)00265-1
- Douglas, T. A., Blum, J. D., Guo, L., Keller, K., & Gleason, J. D. (2013). Hydrogeochemistry of seasonal flow regimes in the Chena River, a subarctic watershed draining discontinuous permafrost in interior Alaska (USA). *Chemical Geology*, 335, 48-62. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.10.045>
- Dyke, A., & Prest, V. (1987). Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(2), 237-263.
- Edmunds, W. M., & Shand, P. (2009), *Natural Groundwater Quality*, John Wiley & Sons.
- Evans, S. G., & Ge, S. (2017). Contrasting hydrogeologic responses to warming in permafrost and seasonally frozen ground hillslopes. *Geophysical Research Letters*, 44(4), 1803-1813. 10.1002/2016GL072009
- Fallu, M.-A., Pienitz, R., Walker, I. R., & Lavoie, M. (2005). Paleolimnology of a shrub-tundra lake and response of aquatic and terrestrial indicators to climatic change in arctic Québec, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 215(3), 183-203. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.07.006>
- Ford, J. D. (2009). Dangerous climate change and the importance of adaptation for the Arctic's Inuit population. *Environmental Research Letters*, 4(2), 024006.
- Fortier, R., Allard, M., Lemieux, J.-M., Molson, J., & Therrien, R. (2013). *Rapport de la phase III du projet de déploiement du réseau Immatsiak : Campagne de forages pour l'installation de puits d'observation des eaux souterraines dans un petit bassin versant pergélisolé à Umiujaq*. Québec.
- Fortier, R., Allard, M., Lemieux, J.-M., Therrien, R., & Molson, J. (2012). *Rapport de synthèse de la Phase II du projet de déploiement du réseau Immatsiak : Campagne de levés géophysiques pour des informations complémentaires aux sites des villages nordiques de Whapmagoostui-Kuujuuarapik, Umiujaq, Kuujuaq et Salluit*. Québec; Soumis au MELCC.
- Fortier, R., Allard, M., Lemieux, J.-M., Therrien, R., Molson, J., & Fortier, D. (2011). *Rapport de synthèse de la Phase I Stratégie de déploiement du réseau Immatsiak : Cartographie des dépôts quaternaires et des formes périglaciaires, et compilation des informations disponibles des villages nordiques de Whapmagoostui-Kuujuuarapik, Umiujaq, Salluit et Kuujuaq*. Québec.
- Fortier, R., & Aubé-Maurice, B. (2008). *Fast permafrost degradation near Umiujaq in Nunavik (Canada) since 1957 assessed from time-lapse aerial and satellite photographs*. Paper presented at the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, AK.
- Fortier, R., Banville, D. R., Lévesque, R., Lemieux, J.-M., Molson, J., Therrien, R., & Ouellet, M. (submitted). *Development of a 3D cryohydrogeological model of a*

- small watershed in a degrading permafrost environment in Umiujaq, Nunavik, Canada.* Hydrogeology Journal. Université Laval.
- Fortier, R., Lemieux, J.-M., Talbot Poulin, M.-C., Banville, D.-R., Levesque, R., Molson, J., & Therrien, R. (2014). *Rapport de la phase IIIb du déploiement du réseau Immatsiak: Hydrogéologie d'un bassin versant dans une vallée près d'Umiujaq.* Québec. Québec.
- Fortier, R., Lemieux, J.-M., Therrien, R., Molson, J., & Cochand, M. (2017). *Rapport de synthèse sur le déploiement du réseau Immatsiak à Umiujaq au Québec nordique pour le suivi des eaux souterraines en régions froides (Synthesis report on the deployment of the Immatsiak network in Umiujaq, northern Quebec for groundwater monitoring in cold regions).* Université Laval.,
- Frampton, A., & Destouni, G. (2015). Impact of degrading permafrost on subsurface solute transport pathways and travel times. *Water Resources Research*, 51(9), 7680-7701. doi:10.1002/2014WR016689
- Frampton, A., Painter, S. L., & Destouni, G. (2013). Permafrost degradation and subsurface-flow changes caused by surface warming trends. *Hydrogeology Journal*, 21(1), 271-280. 10.1007/s10040-012-0938-z
- Frape, S., & Fritz, P. (1987). Geochemical trends for groundwaters from the Canadian Shield. In *Saline water and gases in crystalline rocks* (Vol. 33, pp. 19-38): Ottawa: Geological Association of Canada.
- Frey, K., & McClelland, J. (2009). Impacts of permafrost degradation on arctic river biogeochemistry. *Hydrological Processes*, 23(1), 169-182. 10.1002/hyp.7196
- Frey, K., Siegel, D., & Smith, L. (2007). Geochemistry of west Siberian streams and their potential response to permafrost degradation. *Water Resources Research*, 43(3). doi:10.1029/2006WR004902
- Gascoyne, M. (2000). *A review of published literature on the effects of permafrost on the hydrogeochemistry of bedrock.* Posiva OY Helsinki.
- Ghias, M. S., Therrien, R., Molson, J., & Lemieux, J. M. (2017). Controls on permafrost thaw in a coupled groundwater-flow and heat-transport system: Iqaluit Airport, Nunavut, Canada. *Hydrogeology Journal*, 25(3), 657-673. 10.1007/s10040-016-1515-7
- Glynn, P. D., & Plummer, L. N. (2005). Geochemistry and the understanding of groundwater systems. *Hydrogeology Journal*, 13(1), 263-287. 10.1007/s10040-004-0429-y
- Golder Associates, L. t. d. (2014). *Hydrogeology baseline report for the Jay project.*
- Greene, S., Battye, N., Clark, I., Kotzer, T., & Bottomley, D. (2008). Canadian Shield brine from the Con Mine, Yellowknife, NT, Canada: Noble gas evidence for an evaporated Palaeozoic seawater origin mixed with glacial meltwater and Holocene recharge. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 72(16), 4008-4019. 10.1016/j.gca.2008.05.058
- Grosse, G., Goetz, S., McGuire, A. D., Romanovsky, V. E., & Schuur, E. A. (2016). Changing permafrost in a warming world and feedbacks to the Earth system. *Environmental Research Letters*, 11(4), 040201.
- Grosse, G., Romanovsky, V., Jorgenson, T., Anthony, K. W., Brown, J., & Overduin, P. P. (2011). Vulnerability and feedbacks of permafrost to climate change. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 92(9), 73-74. 10.1029/2011EO090001
- Haldorsen, S., Heim, M., & Lauritzen, S. E. (1996). Subpermafrost Groundwater, Western Svalbard: Paper presented at the 10th Northern Res.Basin Symposium

- (Svalbard, Norway – 28 Aug./3 Sept. 1994). *Hydrology Research*, 27(1-2), 57-68. 10.2166/nh.1996.0019
- Harris, S. A., French, H.M., Heginbottom, J.A., Johnston, G.H., Ladanyi, B., Segó, D.C., van Everdingen, R.O. . (1988). Glossary of permafrost and related ground-ice terms. In P. Subcommittee (Ed.): National Research Council of Canada.
- Health Canada. (2017). *Guidelines for Canadian Drinking Water Quality - Summary Table*.
- Hesse, R., & Harrison, W. E. (1981). Gas hydrates (clathrates) causing pore-water freshening and oxygen isotope fractionation in deep-water sedimentary sections of terrigenous continental margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 55(3), 453-462. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90172-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90172-2)
- Hounslow, A. (1995), *Water quality data: analysis and interpretation*, CRC press.
- IAEA (2006), *Use of chlorofluorocarbons in hydrology: a guidebook*, International Atomic Energy Agency.
- ISQ. (2017). *Le bilan démographique du Québec*. Québec.
- Jamin, P., Cochand, M., Dagenais, S., Lemieux, J.-M., Fortier, R., Molson, J., & Brouyère, S. (2019). *Direct measurement of groundwater flux in aquifers in the discontinuous permafrost zone: an application of the finite volume point dilution method in Umiujaq (Nunavik, Canada)*. *Hydrogeology Journal*.
- Kane, D. L., Yoshikawa, K., & McNamara, J. P. (2013). Regional groundwater flow in an area mapped as continuous permafrost, NE Alaska (USA). *Hydrogeology Journal*, 21(1), 41-52.
- Kazemi, G. A., Lehr, J. H., & Perrochet, P. (2006), *Groundwater Age*, John Wiley & Sons.
- Kerwin, M. W., Overpeck, J. T., Webb, R. S., & Anderson, K. H. (2004). Pollen-based summer temperature reconstructions for the eastern Canadian boreal forest, subarctic, and Arctic. *Quaternary Science Reviews*, 23(18), 1901-1924. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.03.013>
- Kessler, T. J., & Harvey, C. F. (2001). Global flux of carbon dioxide into groundwater. *Geophysical Research Letters*, 28(2), 279-282. 10.1029/2000GL011505
- Kokelj, S. V., & Burn, C. R. (2003). Ground ice and soluble cations in near-surface permafrost, Inuvik, Northwest Territories, Canada. *Permafr. Periglac. Process.*, 14(3), 275-289. 10.1002/ppp.458
- Kokelj, S. V., & Jorgenson, M. T. (2013). Advances in thermokarst research. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(2), 108-119. 10.1002/ppp.1779
- Kurylyk, B. L., Hayashi, M., Quinton, W. L., McKenzie, J. M., & Voss, C. I. (2016). Influence of vertical and lateral heat transfer on permafrost thaw, peatland landscape transition, and groundwater flow. *Water Resources Research*, 52(2), 1286-1305. 10.1002/2015wr018057
- Kurylyk, B. L., MacQuarrie, K. T. B., & Voss, C. I. (2014). Climate change impacts on the temperature and magnitude of groundwater discharge from shallow, unconfined aquifers. *Water Resources Research*, 50(4), 3253-3274. 10.1002/2013WR014588
- Lacelle, D., Juneau, V., Pellerin, A., Lauriol, B., & Clark, I. D. (2008). Weathering regime and geochemical conditions in a polar desert environment, Haughton impact structure region, Devon Island, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 45(10), 1139-1157. 10.1139/e08-063
- Lacelle, D., & Vasil'chuk, Y. K. (2013). Recent progress (2007–2012) in permafrost isotope geochemistry. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(2), 138-145. 10.1002/ppp.1768

- Lamontagne-Halle, P., McKenzie, J. M., Kurylyk, B. L., & Zipper, S. C. (2018). Changing groundwater discharge dynamics in permafrost regions. *Environmental Research Letters*, 13(8). 10.1088/1748-9326/aad404
- Lapp, A., Clark, I., Macumber, A., & Patterson, T. (2017). Hydrology of the North Klondike River: carbon export, water balance and inter-annual climate influences within a sub-alpine permafrost catchment. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 53(5), 500-517. 10.1080/10256016.2017.1355795
- Larsen, A. S., O'Donnell, J. A., Schmidt, J. H., Kristenson, H. J., & Swanson, D. K. (2017). Physical and chemical characteristics of lakes across heterogeneous landscapes in arctic and subarctic Alaska. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 122(4), 989-1008. 10.1002/2016jg003729
- Lavoie, C. (2006). Géomorphologie et Quaternaire du lac Guillaume-Delisle (Nunavik), Canada. Université Laval, Québec.
- Lemieux, J.-M., Fortier, R., Murray, R., Dagenais, S., Cochand, M., Delottier, H., et al. (submitted). *Groundwater dynamics within a discontinuous permafrost watershed, Umiujaq, Nunavik, Canada.* journal article. Hydrogeology Journal.
- Lemieux, J.-M., Fortier, R., Talbot-Poulin, M.-C., Molson, J., Therrien, R., Ouellet, M., et al. (2016). Groundwater occurrence in cold environments: examples from Nunavik, Canada. *Hydrogeology Journal*, 24(6), 1497-1513. 10.1007/s10040-016-1411-1
- Levy, J. S., Fountain, A. G., Welch, K. A., & Lyons, W. B. (2012). Hypersaline "wet patches" in Taylor Valley, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 39(5).
- Ma, R., Sun, Z. Y., Hu, Y. L., Chang, Q. X., Wang, S., Xing, W. L., & Ge, M. Y. (2017). Hydrological connectivity from glaciers to rivers in the Qinghai-Tibet Plateau: roles of suprapermafrost and subpermafrost groundwater. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(9), 4803-4823. 10.5194/hess-21-4803-2017
- Martin, D., Belanger, D., Gosselin, P., Brazeau, J., Furgal, C., & Dery, S. (2007). Drinking water and potential threats to human health in Nunavik: Adaptation strategies under climate change conditions. *Arctic*, 60(2), 195-202.
- McKenzie, J. M., & Voss, C. I. (2013). Permafrost thaw in a nested groundwater-flow system. *Hydrogeology Journal*, 21(1), 299-316. 10.1007/s10040-012-0942-3
- MDDELCC. (2018). Normales climatiques 1981-2010. Retrieved from <http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/climat/normales/climat-qc.htm>
- Messier, V., Levesque, B., Proulx, J., Ward, B., Libman, M., Couillard, M., et al. (2007), *Zoonotic diseases, drinking water and gastroenteritis in Nunavik: a brief portrait*, Gouvernement du Quebec, Ministeres des Communications, Quebec, Canada.
- Michel, F. A. (1986). Hydrogeology of the central Mackenzie Valley. *Journal of Hydrology*, 85(3), 379-405. [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90068-5](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(86)90068-5)
- Mondal, N. C., Singh, V. P., Singh, V. S., & Saxena, V. K. (2010). Determining the interaction between groundwater and saline water through groundwater major ions chemistry. *Journal of Hydrology*, 388(1-2), 100-111. 10.1016/j.jhydrol.2010.04.032
- Moore, R. (2004). Introduction to salt dilution gauging for streamflow measurement: Part 1. *Streamline Watershed Management Bulletin*, 7(4), 20-23.
- Mu, C. C., Abbott, B. W., Wu, X. D., Zhao, Q., Wang, H. J., Su, H., et al. (2017). Thaw depth determines dissolved organic carbon concentration and biodegradability on the Northern Qinghai-Tibetan Plateau. *Geophysical Research Letters*, 44(18), 9389-9399. doi:10.1002/2017GL075067
- Murray, R. (2016). *Bilan hydrologique d'un bassin versant dans la région d'Umiujaq au Québec nordique.* (Maîtrise), Université Laval, Québec.

- Narancic, B., Wolfe, B. B., Pienitz, R., Meyer, H., & Lamhonwah, D. (2017). Landscape-gradient assessment of thermokarst lake hydrology using water isotope tracers. *J. Hydrol.*, *545*, 327-338. 10.1016/j.jhydrol.2016.11.028
- Olichwer, T., Tarka, R., & Modelska, M. (2013). Chemical composition of groundwaters in the Hornsund region, southern Spitsbergen. *Hydrology Research*, *44*(1), 117-130.
- Omelon, C. R., Pollard, W. H., & Andersen, D. T. (2006). A geochemical evaluation of perennial spring activity and associated mineral precipitates at Expedition Fjord, Axel Heiberg Island, Canadian High Arctic. *Applied Geochemistry*, *21*(1), 1-15. <http://dx.doi.org/10.1016/j.apgeochem.2005.08.004>
- Ortega-Guerrero, M. A. (2009). Occurrence, distribution, hydrochemistry and origin of arsenic, fluoride and other trace elements dissolved in groundwater at basin scale in central Mexico. *Revista Mexicana De Ciencias Geologicas*, *26*(1), 143-161.
- Osterkamp, T. (2003). *A thermal history of permafrost in Alaska*. Paper presented at the Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost.
- Parkhurst, D. L., & Appelo, C. (1999). Description of input and examples for PHREEQC version 3--A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. USGS.
- Petrone, K. C., Jones, J. B., Hinzman, L. D., & Boone, R. D. (2006). Seasonal export of carbon, nitrogen, and major solutes from Alaskan catchments with discontinuous permafrost. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, *111*(G2), n/a-n/a. 10.1029/2005JG000055
- Piper, A. M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Eos*, *25*, 914-923. 10.1029/TR025i006p00914
- Plummer, L. N., & Busenberg, E. (2000). Chlorofluorocarbons. In *Environmental tracers in subsurface hydrology* (pp. 441-478): Springer.
- Pokrovsky, O. S., Manasypov, R. M., Loiko, S., Shirokova, L. S., Krickov, I. A., Pokrovsky, B. G., et al. (2015). Permafrost coverage, watershed area and season control of dissolved carbon and major elements in western Siberian rivers. *Biogeosciences*, *12*(21), 6301-6320. 10.5194/bg-12-6301-2015
- Pollard, W. H. (2005). Icing processes associated with high Arctic perennial springs, Axel Heiberg Island, Nunavut, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, *16*(1), 51-68. 10.1002/ppp.515
- Postma, D., Larsen, F., Hue, N. T. M., Duc, M. T., Viet, P. H., Nhan, P. Q., & Jessen, S. (2007). Arsenic in groundwater of the Red River floodplain, Vietnam: Controlling geochemical processes and reactive transport modeling. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, *71*(21), 5054-5071. 10.1016/j.gca.2007.08.020
- Provencher-Nolet, L. (2014). *Détection de changement à court terme de la toundra arbustive à partir de photographies aériennes, région d'Umiujaq, Nunavik (Québec, Canada)*. Université du Québec,
- Puls, R. W., & Barcelona, M. J. (1996). *Low-flow (minimal drawdown) ground-water sampling procedures*, US Environmental Protection Agency, Office of Research and Development, Office of Solid Waste and Emergency Response.
- Rademacher, L. K., Clark, J. F., Clow, D. W., & Hudson, G. B. (2005). Old groundwater influence on stream hydrochemistry and catchment response times in a small Sierra Nevada catchment: Sagehen Creek, California. *Water Resources Research*, *41*(2). 10.1029/2003wr002805
- Raudina, T. V., Loiko, S. V., Lim, A. G., Krickov, I. V., Shirokova, L. S., Istigechev, G. I., et al. (2017). Dissolved organic carbon and major and trace elements in peat

- porewater of sporadic, discontinuous, and continuous permafrost zones of western Siberia. *Biogeosciences*, 14(14), 3561-3584. 10.5194/bg-14-3561-2017
- Romanovsky, V. E., Smith, S. L., & Christiansen, H. H. (2010). Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the international polar year 2007–2009: a synthesis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(2), 106-116. 10.1002/ppp.689
- Rowland, J. C., & Coon, E. T. (2016). From documentation to prediction: raising the bar for thermokarst research. *Hydrogeology Journal*, 24(3), 645-648. 10.1007/s10040-015-1331-5
- Rowland, J. C., Travis, B. J., & Wilson, C. J. (2011). The role of advective heat transport in talik development beneath lakes and ponds in discontinuous permafrost. *Geophysical Research Letters*, 38(17). doi:10.1029/2011GL048497
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., & Gonfiantini, R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. In *Climate change in continental isotopic records* (pp. 1-36). Washington, DC. : American Geophysical Union.
- Schuster, P. F., Schaefer, K. M., Aiken, G. R., Antweiler, R. C., Dewild, J. F., Gryziec, J. D., et al. (2018). Permafrost Stores a Globally Significant Amount of Mercury. *Geophysical Research Letters*, 45(3), 1463-1471. 10.1002/2017gl075571
- Sjoberg, Y., Coon, E., Sannel, A. B. K., Pannetier, R., Harp, D., Frampton, A., et al. (2016). Thermal effects of groundwater flow through subarctic fens: A case study based on field observations and numerical modeling. *Water Resources Research*, 52(3), 1591-1606. 10.1002/2015wr017571
- Smith, S. L., Romanovsky, V. E., Lewkowicz, A. G., Burn, C. R., Allard, M., Clow, G. D., et al. (2010). Thermal state of permafrost in North America: a contribution to the international polar year. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(2), 117-135. 10.1002/ppp.690
- Spencer, R. G. M., Mann, P. J., Dittmar, T., Eglinton, T. I., McIntyre, C., Holmes, R. M., et al. (2015). Detecting the signature of permafrost thaw in Arctic rivers. *Geophysical Research Letters*, 42(8), 2830-2835. 10.1002/2015gl063498
- St-Jean, G. (2003). Automated quantitative and isotopic (¹³C) analysis of dissolved inorganic carbon and dissolved organic carbon in continuous-flow using a total organic carbon analyser. *Rapid Commun. Mass Spectrom.*, 17(5), 419-428. 10.1002/rcm.926
- Stiff, H. A. (1951). The interpretation of chemical water analysis by means of patterns. *J. of Petroleum Technol.*, 192, 376-378. 10.2118/951376-G
- Stocker, T. (2014), *Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press.
- Stotler, R. L., Frape, S. K., Freifeld, B. M., Holden, B., Onstott, T. C., Ruskeeniemi, T., & Chan, E. (2011). Hydrogeology, chemical and microbial activity measurement through deep permafrost. *Ground Water*, 49(3), 348-364. 10.1111/j.1745-6584.2010.00724.x
- Stotler, R. L., Frape, S. K., Ruskeeniemi, T., Ahonen, L., Onstott, T. C., & Hobbs, M. Y. (2009). Hydrogeochemistry of groundwaters in and below the base of thick permafrost at Lupin, Nunavut, Canada. *Journal of Hydrology*, 373(1-2), 80-95. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.04.013>
- Striegl, R., Aiken, G. R., Dornblaser, M. M., Raymond, P. A., & Wickland, K. P. (2005). A decrease in discharge-normalized DOC export by the Yukon River during summer through autumn. *Geophysical Research Letters*, 32(21), n/a-n/a. 10.1029/2005GL024413

- Sushama, L., Laprise, R., & Allard, M. (2006). Modeled current and future soil thermal regime for northeast Canada. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D18). doi:10.1029/2005JD007027
- Tolstikhin, N., & Tolstikhin, O. N. (1977). Groundwater and surface water in the permafrost region. *Water Resources Branch, Inland Waters Directorate, Fisheries and Environment Canada, Ottawa, Canada Technical Bulletin(97)*, 11.
- Toohey, R. C., Herman-Mercer, N. M., Schuster, P. F., Mutter, E. A., & Koch, J. C. (2016). Multidecadal increases in the Yukon River Basin of chemical fluxes as indicators of changing flowpaths, groundwater, and permafrost. *Geophysical Research Letters*, 43(23), 12120-12130. 10.1002/2016gl070817
- Tóth, J. (1999). Groundwater as a geologic agent: an overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal*, 7(1), 1-14.
- Truchon-Savard, A., & Payette, S. (2012). *Black spruce colonization of forest-tundra snow patches of eastern Canada* Paper presented at the 42nd International Arctic workshop, Winter Park, Colorado.
- Utting, N., Clark, I., Lauriol, B., Wieser, M., & Aeschbach-Hertig, W. (2012). Origin and flow dynamics of perennial groundwater in continuous permafrost terrain using isotopes and noble gases: Case study of the Fishing Branch River, Northern Yukon, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23(2), 91-106. 10.1002/ppp.1732
- Utting, N., Lauriol, B., Mochnacz, N., Aeschbach-Hertig, W., & Clark, I. (2013). Noble gas and isotope geochemistry in western Canadian Arctic watersheds: tracing groundwater recharge in permafrost terrain. *Hydrogeology Journal*, 21(1), 79-91.
- van Everdingen, R. (1976). Geocryological terminology. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13(6), 862-867. 10.1139/e76-089
- Van Everdingen, R. (1990). Ground-water hydrology. *Northern Hydrology: Canadian Perspectives*, 77-101.
- Van Geldern, R., & Barth, J. A. C. (2012). Optimization of instrument setup and post-run corrections for oxygen and hydrogen stable isotope measurements of water by isotope ratio infrared spectroscopy (IRIS). *Limnol. Oceanogr. Methods*, 10(DECEMBER), 1024-1036. 10.4319/lom.2012.10.1024
- van Geldern, R., Verma, M. P., Carvalho, M. C., Grassa, F., Delgado-Huertas, A., Monvoisin, G., & Barth, J. A. (2013). Stable carbon isotope analysis of dissolved inorganic carbon (DIC) and dissolved organic carbon (DOC) in natural waters—Results from a worldwide proficiency test. *Rapid Commun. Mass Spectrom.*, 27(18), 2099-2107. 10.1002/rcm.6665
- Viau, A. E., & Gajewski, K. (2009). Reconstructing Millennial-Scale, Regional Paleoclimates of Boreal Canada during the Holocene. *Journal of Climate*, 22(2), 316-330. 10.1175/2008JCLI2342.1
- Vogel, J. C. (1993). 4 - Variability of Carbon Isotope Fractionation during Photosynthesis In A. E. Hall & G. D. Farquhar (Eds.), *Stable Isotopes and Plant Carbon-water Relations* (pp. 29-46). San Diego: Academic Press.
- Walvoord, M. A., & Kurylyk, B. L. (2016). Hydrologic impacts of thawing permafrost— a review. *Vadose Zone Journal*, 15(6), 20. 10.2136/vzj2016.01.0010
- Walvoord, M. A., & Striegl, R. G. (2007). Increased groundwater to stream discharge from permafrost thawing in the Yukon River basin: Potential impacts on lateral export of carbon and nitrogen. *Geophysical Research Letters*, 34(12), n/a-n/a. 10.1029/2007GL030216

- Walvoord, M. A., Voss, C. I., & Wellman, T. P. (2012). Influence of permafrost distribution on groundwater flow in the context of climate-driven permafrost thaw: Example from Yukon Flats Basin, Alaska, United States. *Water Resources Research*, 48(7). 10.1029/2011WR011595
- Wang, S., Li, Z., Liu, J., & Liang, Z. (1990). Study on the tritium (T) isotopes in the surface and ground waters on eastern Qinghai-Tibet Plateau. *Environ Sci*, 11(1), 24-27.
- Watanabe, K., & Mizoguchi, M. (2002). Amount of unfrozen water in frozen porous media saturated with solution. *Cold Regions Science and Technology*, 34(2), 103-110. 10.1016/s0165-232x(01)00063-5
- Wellman, T. P., Voss, C. I., & Walvoord, M. A. (2013). Impacts of climate, lake size, and supra- and sub-permafrost groundwater flow on lake-talik evolution, Yukon Flats, Alaska (USA). *Hydrogeology Journal*, 21(1), 281-298. 10.1007/s10040-012-0941-4
- Wendler, G., Shulski, M., & Moore, B. (2010). Changes in the climate of the Alaskan North Slope and the ice concentration of the adjacent Beaufort Sea. *Theoretical and Applied Climatology*, 99(1-2), 67-74. 10.1007/s00704-009-0127-8
- Williams, J. R. (1970), *Ground water in the permafrost regions of Alaska*, US Government Printing Office.
- Wolfe, B. B., Karst-Riddoch, T. L., Hall, R. I., Edwards, T. W. D., English, M. C., Palmieri, R., et al. (2007). Classification of hydrological regimes of northern floodplain basins (Peace -Athabasca Delta, Canada) from analysis of stable isotopes (delta O-18, delta H-2) and water chemistry. *Hydrological Processes*, 21(2), 151-168. 10.1002/hyp.6229
- Woo, M.-K. (2012). Permafrost hydrology. In. Berlin: Springer. Retrieved from {Haldorsen, 1996 #85} <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-23462-0>
- Woo, M.-K., Kane, D. L., Carey, S. K., & Yang, D. (2008). Progress in permafrost hydrology in the new millennium. *Permafr. Periglac. Process.*, 19(2), 237-254. 10.1002/ppp.613
- Ye, B., Yang, D., Zhang, Z., & Kane, D. L. (2009). Variation of hydrological regime with permafrost coverage over Lena Basin in Siberia. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D7). 10.1029/2008JD010537

Annexe 1 - Carte géologique

Annexe 2 - Localisation des puits Immatsiak

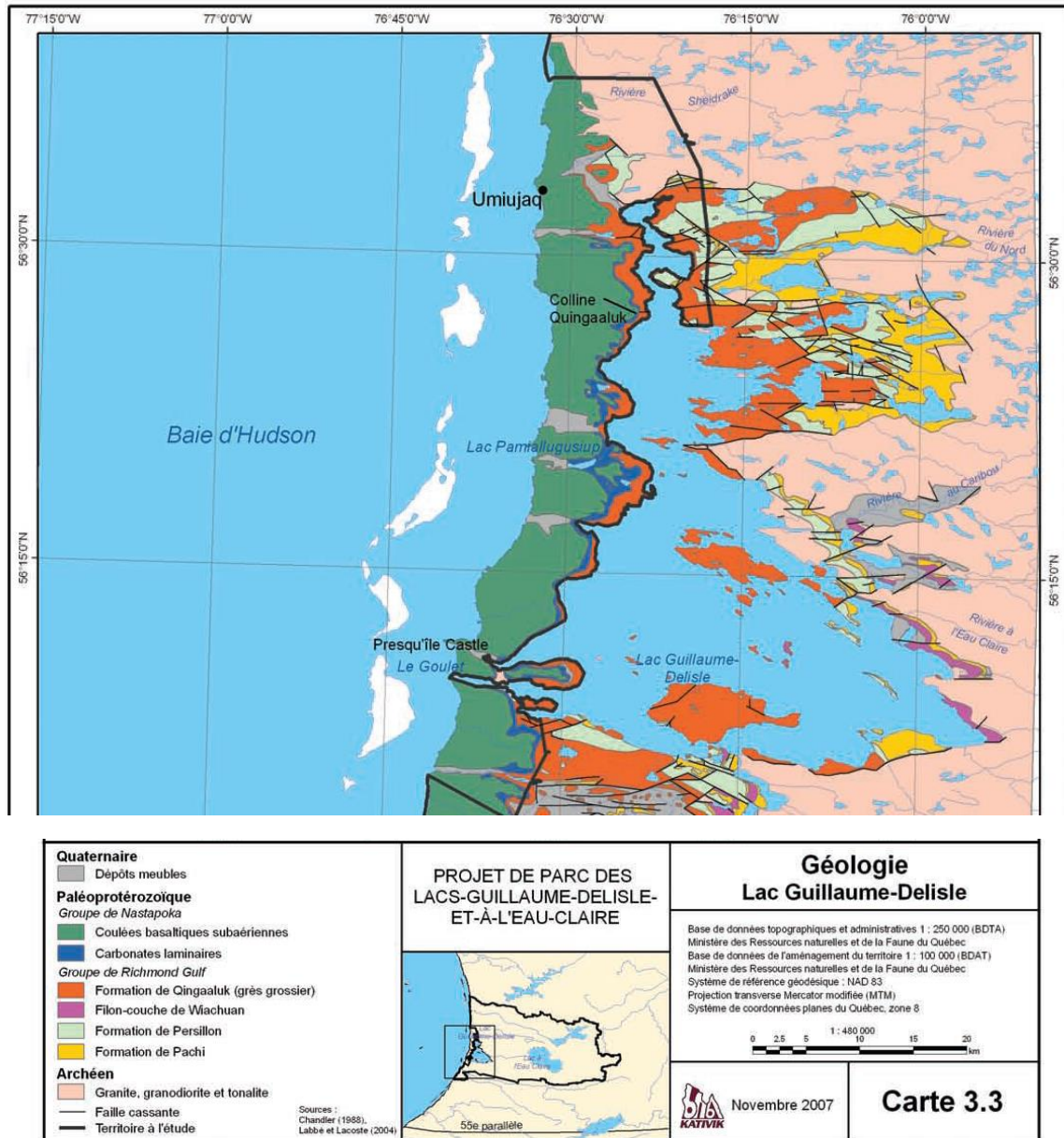


Figure 21 - Carte géologique de la région d'Umiujaq. D'après (ARK, 2007)

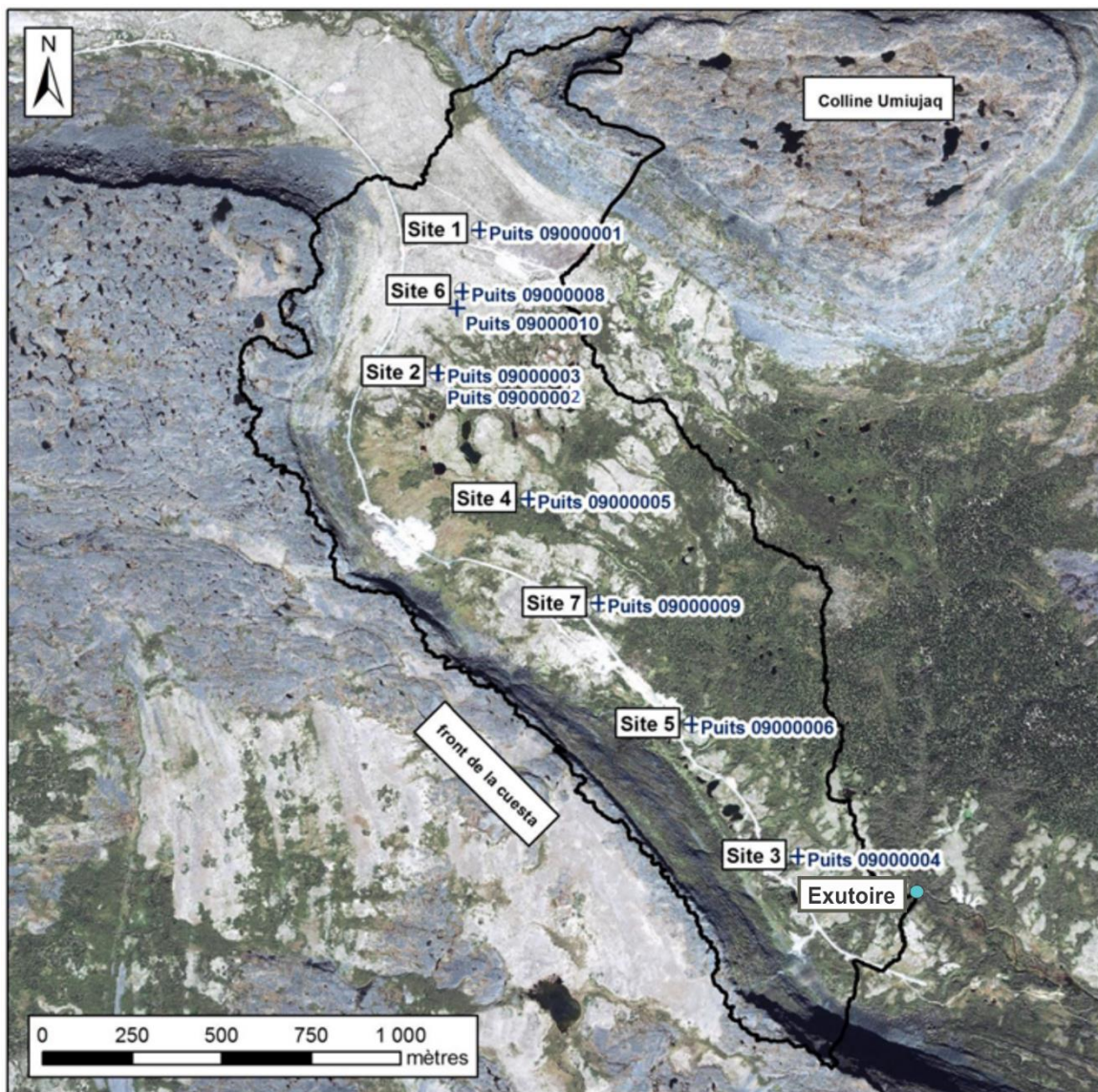


Figure 22 – Puits du réseau Immatsiak. Les puits sont nommés d’après leur identifiant du MDDELCC. Au chapitre 3, Pz1 correspond à Puits 09000001, Pz2 à puits 09000002, Pz3 à puits 09000003, Pz4 à puits 09000004, Pz5 correspond à Puits 09000005, Pz6 correspond à Puits 09000006, Pz8 correspond à Puits 09000008, Pz9 correspond à Puits 09000009, Pz10 correspond à Puits 09000010.

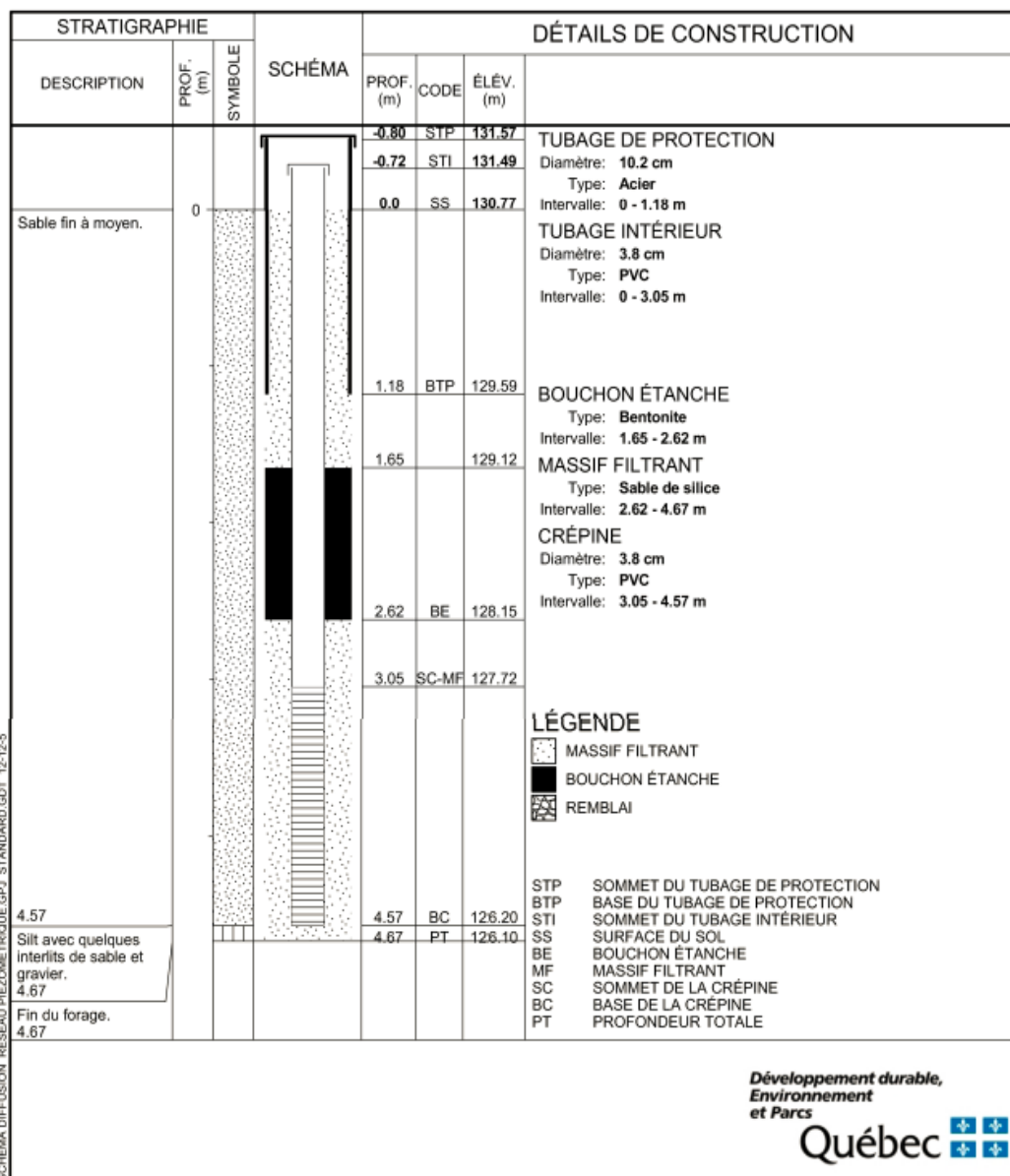
Annexe 3 – Piézomètres de l'aquifère superficiel



Figure 23 - Localisation des piézomètres dans l'aquifère superficiel. Dans le chapitre 3, Pz1405, Pz1404b, Pz1402 and PzDP correspondent à respectivement PBS1405, PBS1404b, PBS1402 et PDP. Les schémas d'aménagement de ces puits sont présentés dans l'annexe 4 à la suite des puits Immatsiak.

SCHEMA DU PIÉZOMÈTRE No. 09000002 (Site 2)

MUNICIPALITÉ: Umiujaq
 LONGITUDE: -76.48078
 LATITUDE: 56.5589
 NAD: 83
 ALTITUDE DU SOL (m): 130.77



SCHEMA DU PIÉZOMÈTRE No. 0900003 (Site 2)

MUNICIPALITÉ: **Umiujaq**
 LONGITUDE: **-76.48075**
 LATITUDE: **56.5589**
 NAD: **83**
 ALTITUDE DU SOL (m): **130.63**

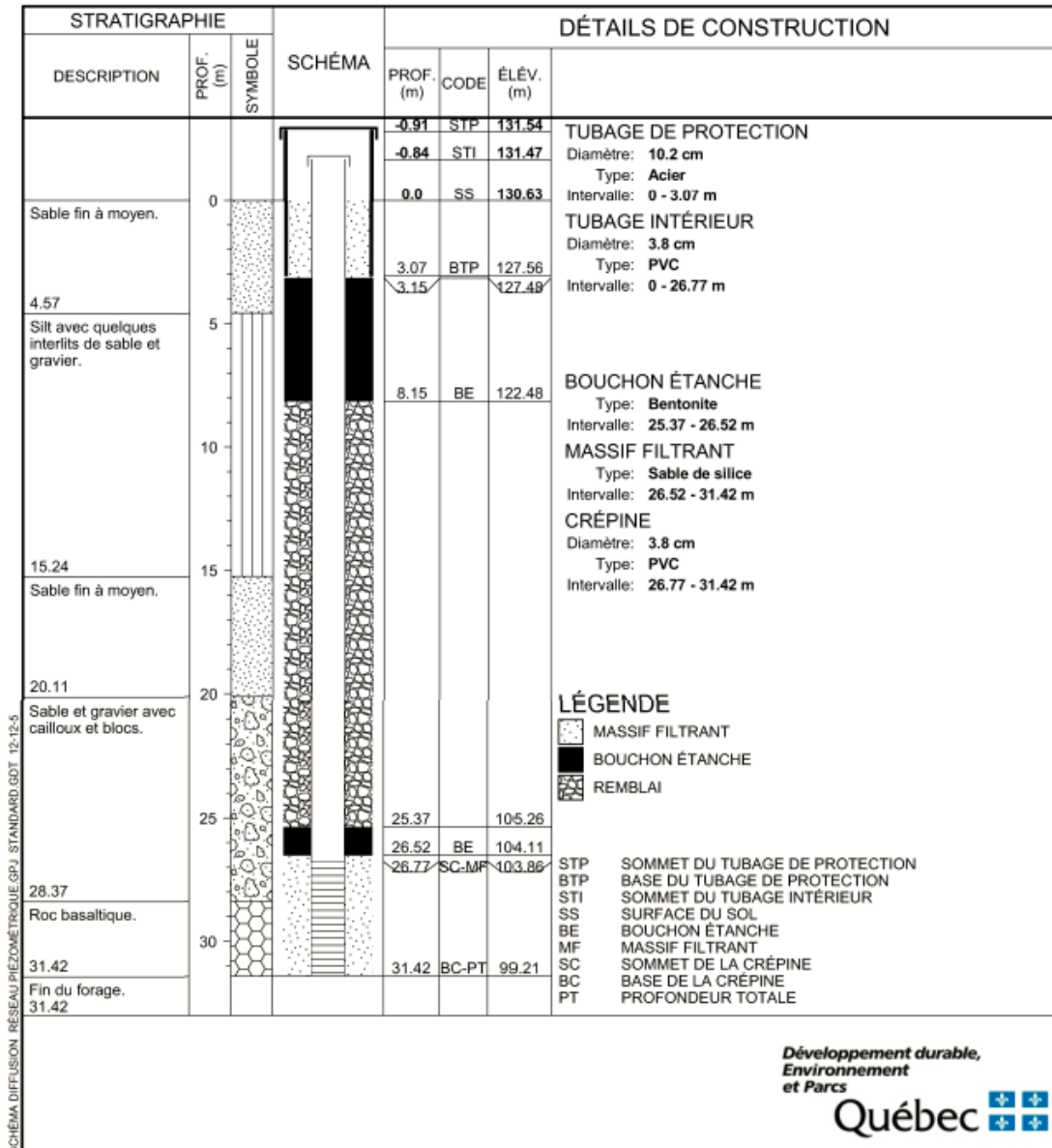


SCHÉMA DU PIÉZOMÈTRE No. 09000004 (Site 3)

MUNICIPALITÉ: Umiujaq
 LONGITUDE: -76.46442
 LATITUDE: 56.54676
 NAD: 83
 ALTITUDE DU SOL (m): 31.56

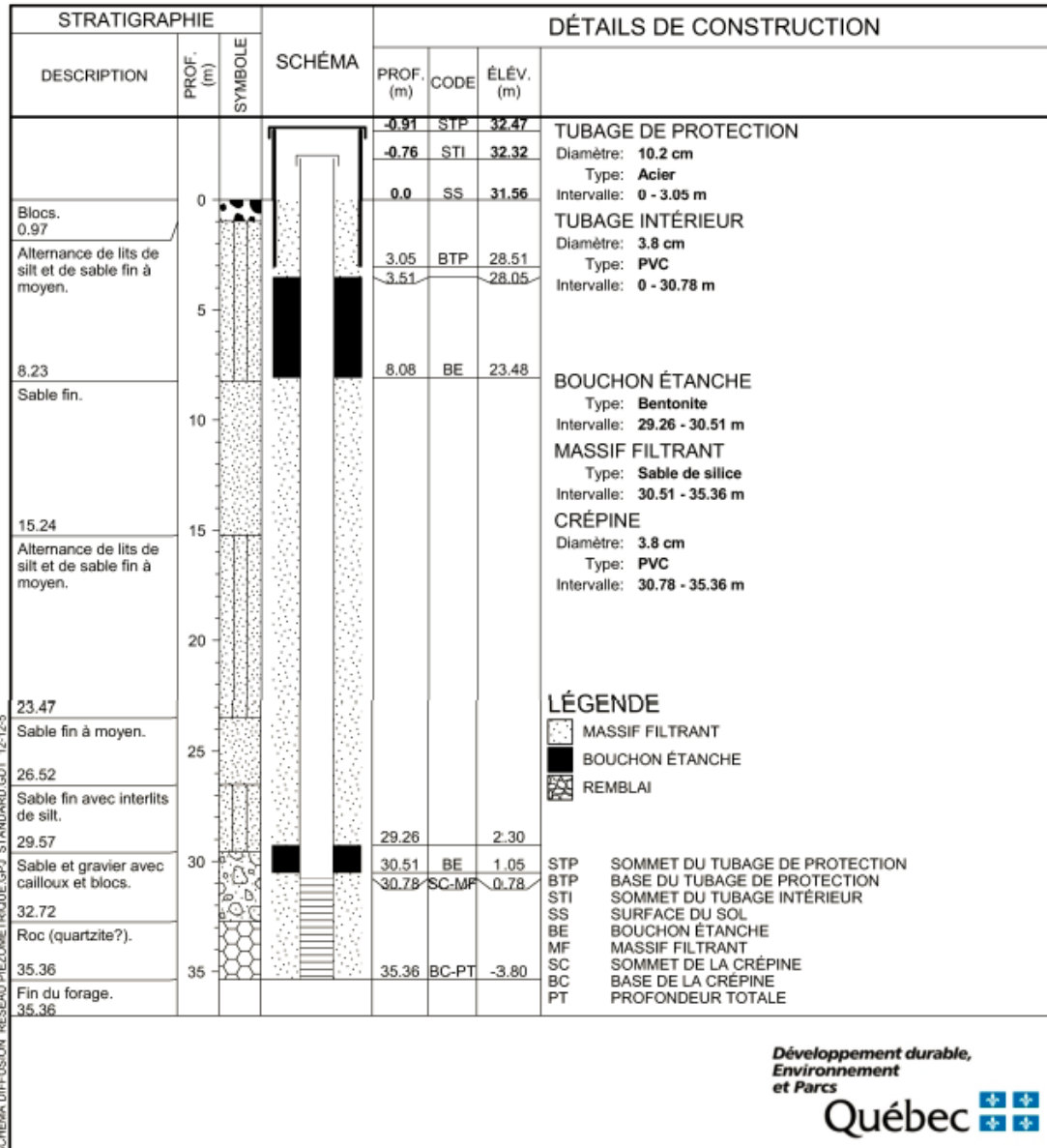


SCHÉMA DU PIÉZOMÈTRE No. 09000005 (Site 4)

MUNICIPALITÉ: **Umiujaq**
 LONGITUDE: **-76.47665**
 LATITUDE: **56.55574**
 NAD: **83**
 ALTITUDE DU SOL (m): **120.99**

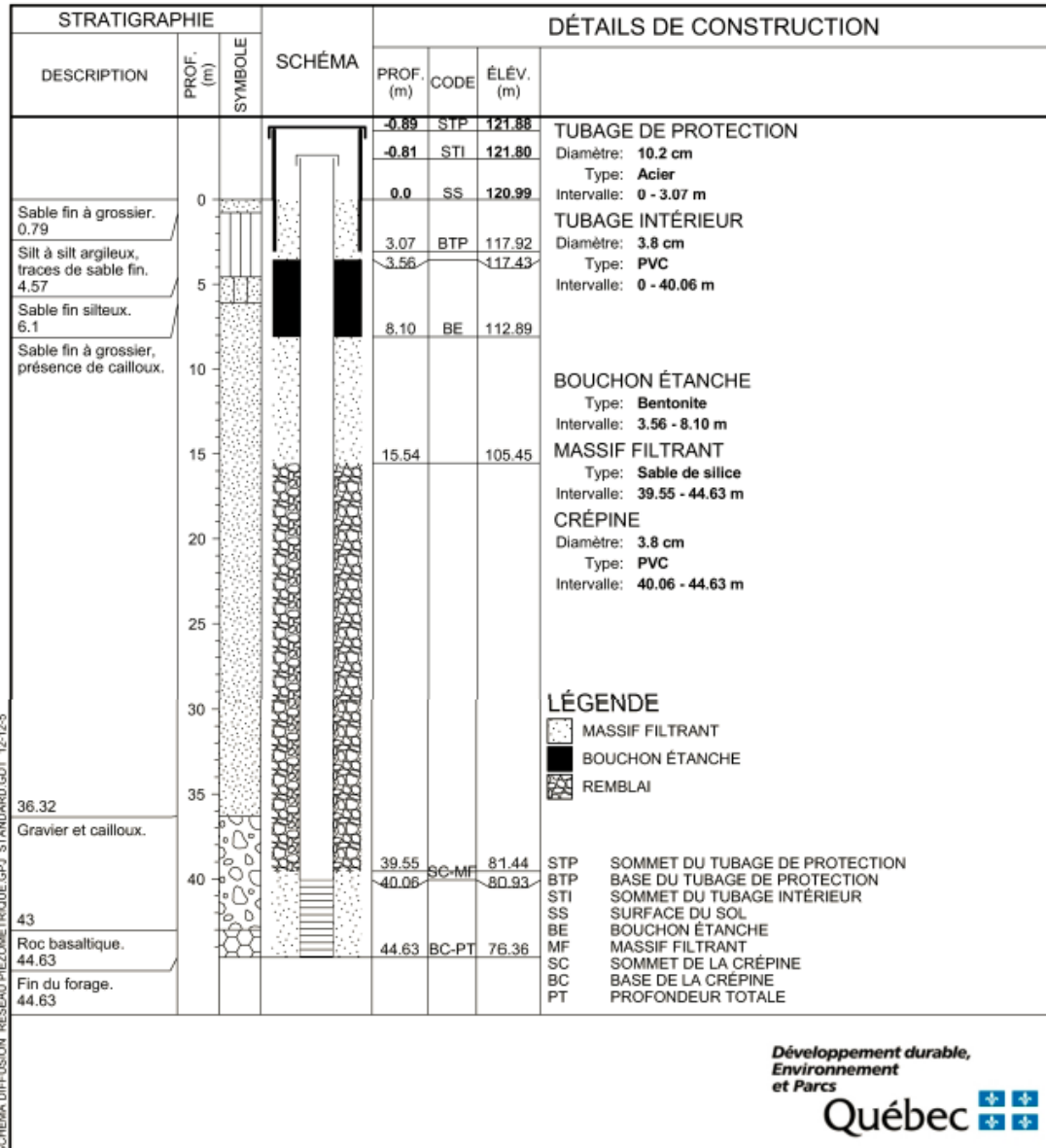


SCHÉMA DU PIÉZOMÈTRE No. 09000006 (Site 5)

MUNICIPALITÉ: **Umiujaq**
 LONGITUDE: **-76.46924**
 LATITUDE: **56.55008**
 NAD: **83**
 ALTITUDE DU SOL (m): **45.77**

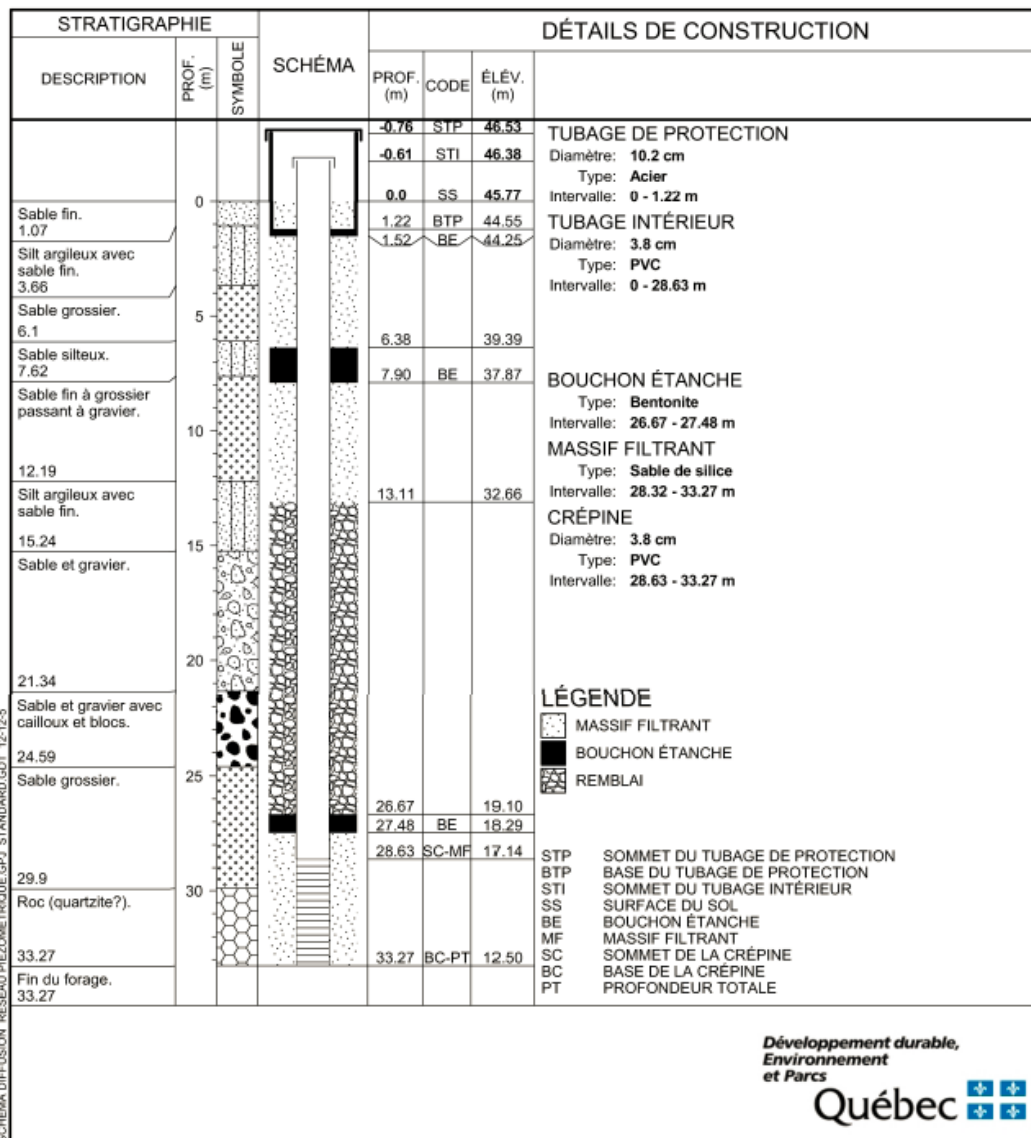


SCHÉMA DU PIÉZOMÈTRE No. 0900008 (Site 6)

MUNICIPALITÉ: **Umiujaq**
 LONGITUDE: **-76.47964**
 LATITUDE: **56.56094**
 NAD: **83**
 ALTITUDE DU SOL (m): **135.34**

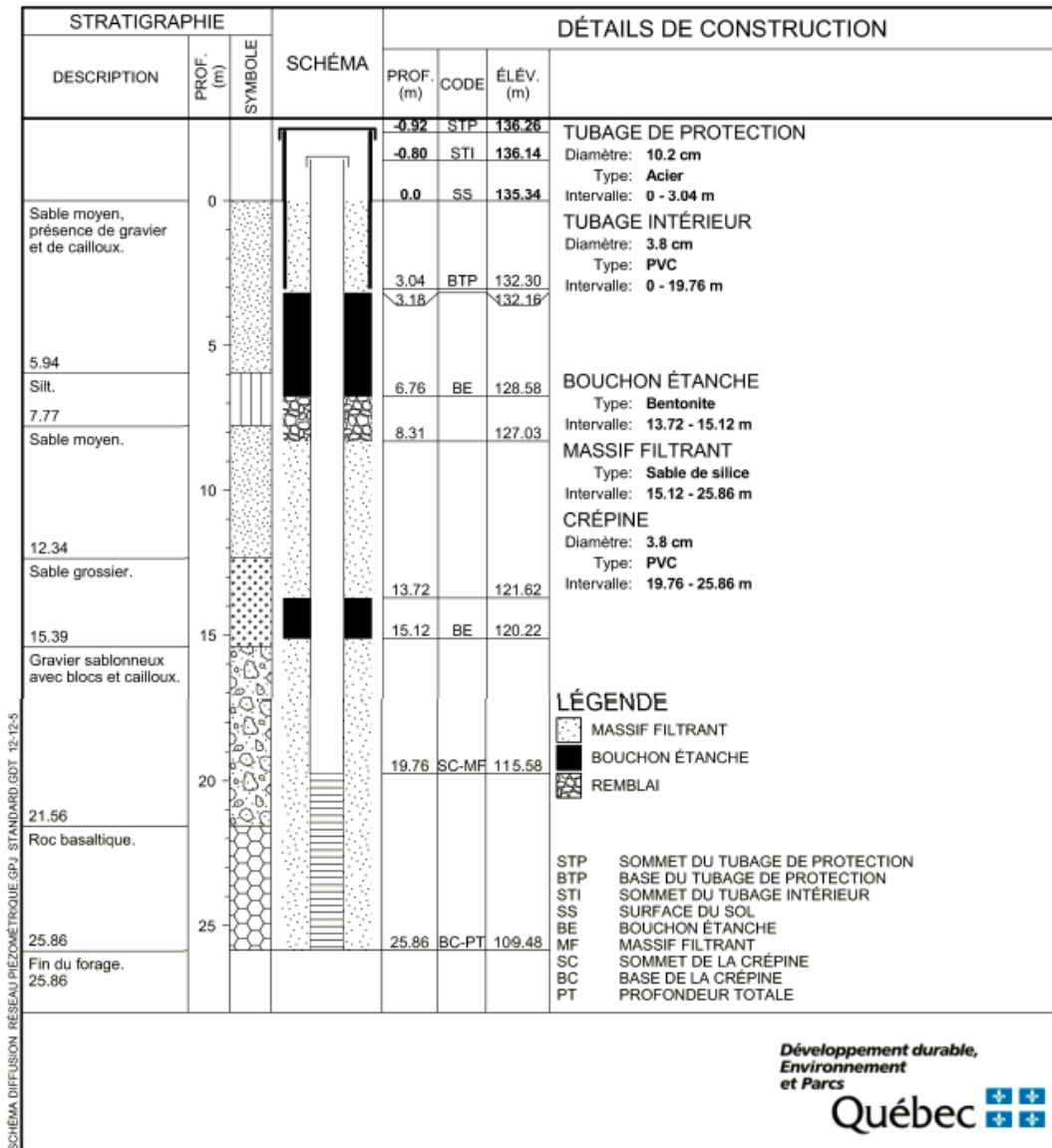


SCHÉMA DU PIÉZOMÈTRE No. 0900009 (Site 7)

MUNICIPALITÉ: **Umiujaq**
 LONGITUDE: **-76.47347**
 LATITUDE: **56.55312**
 NAD: **83**
 ALTITUDE DU SOL (m): **90.74**

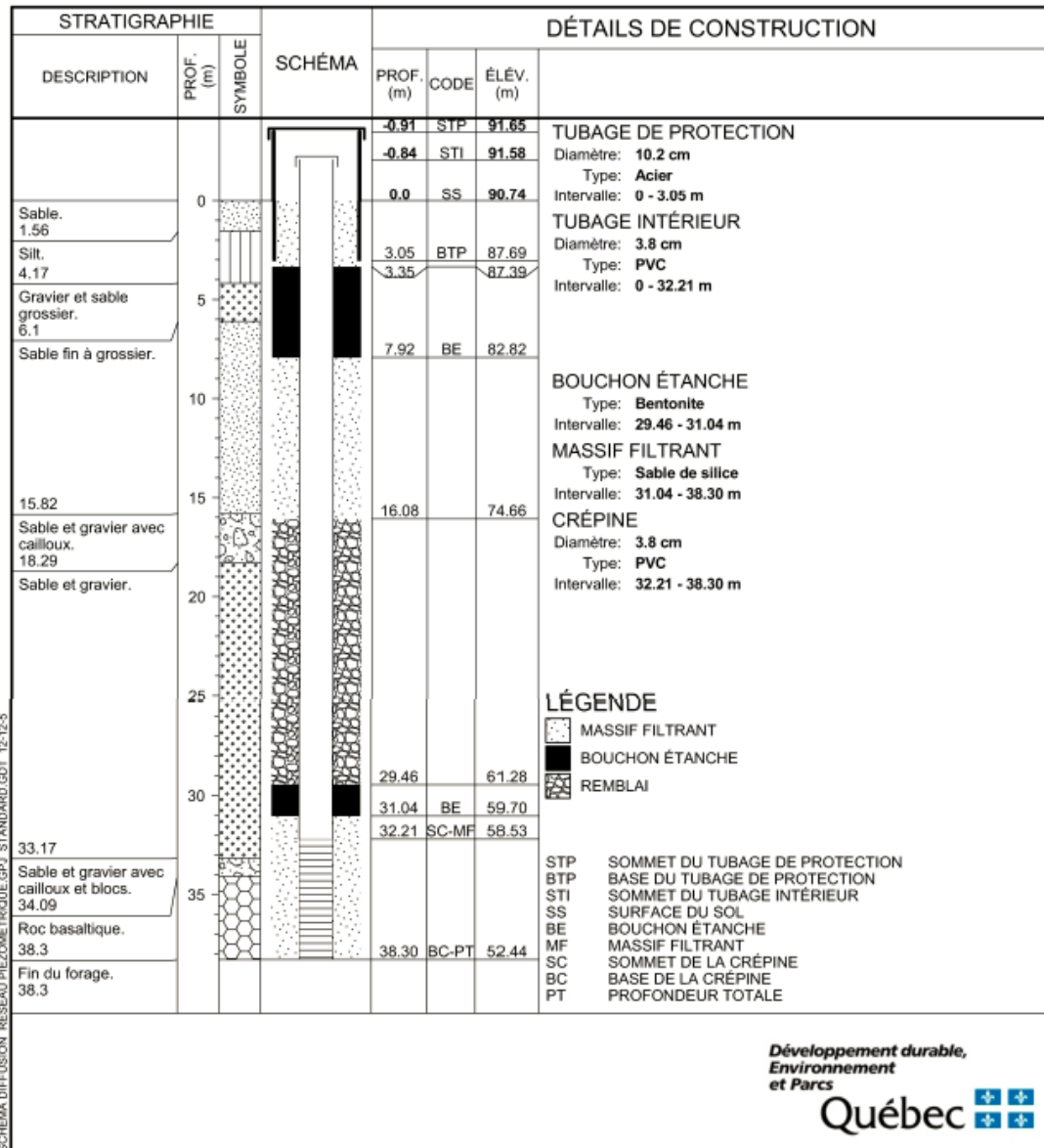


Schéma d'aménagement du puits d'observation PDP

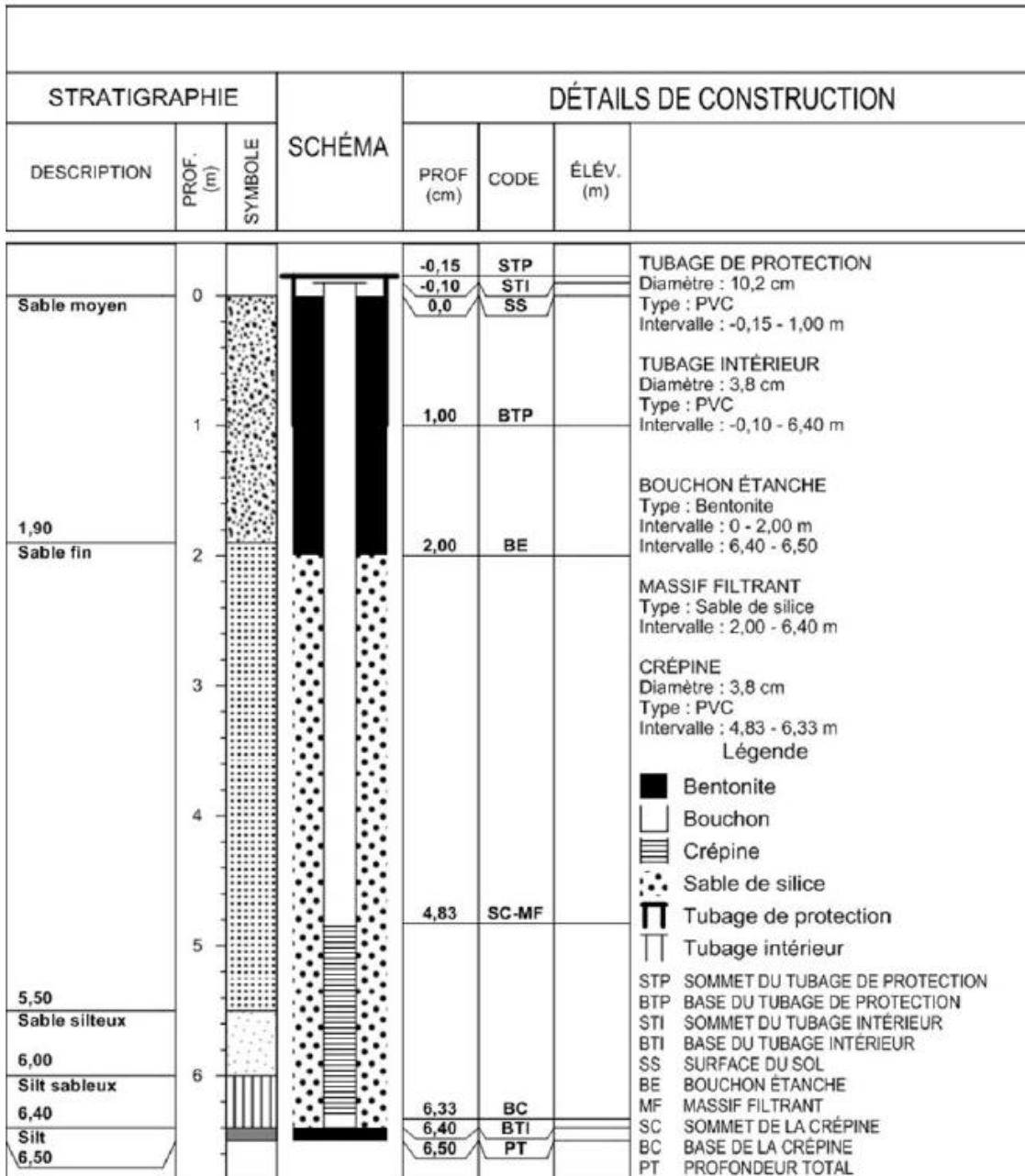
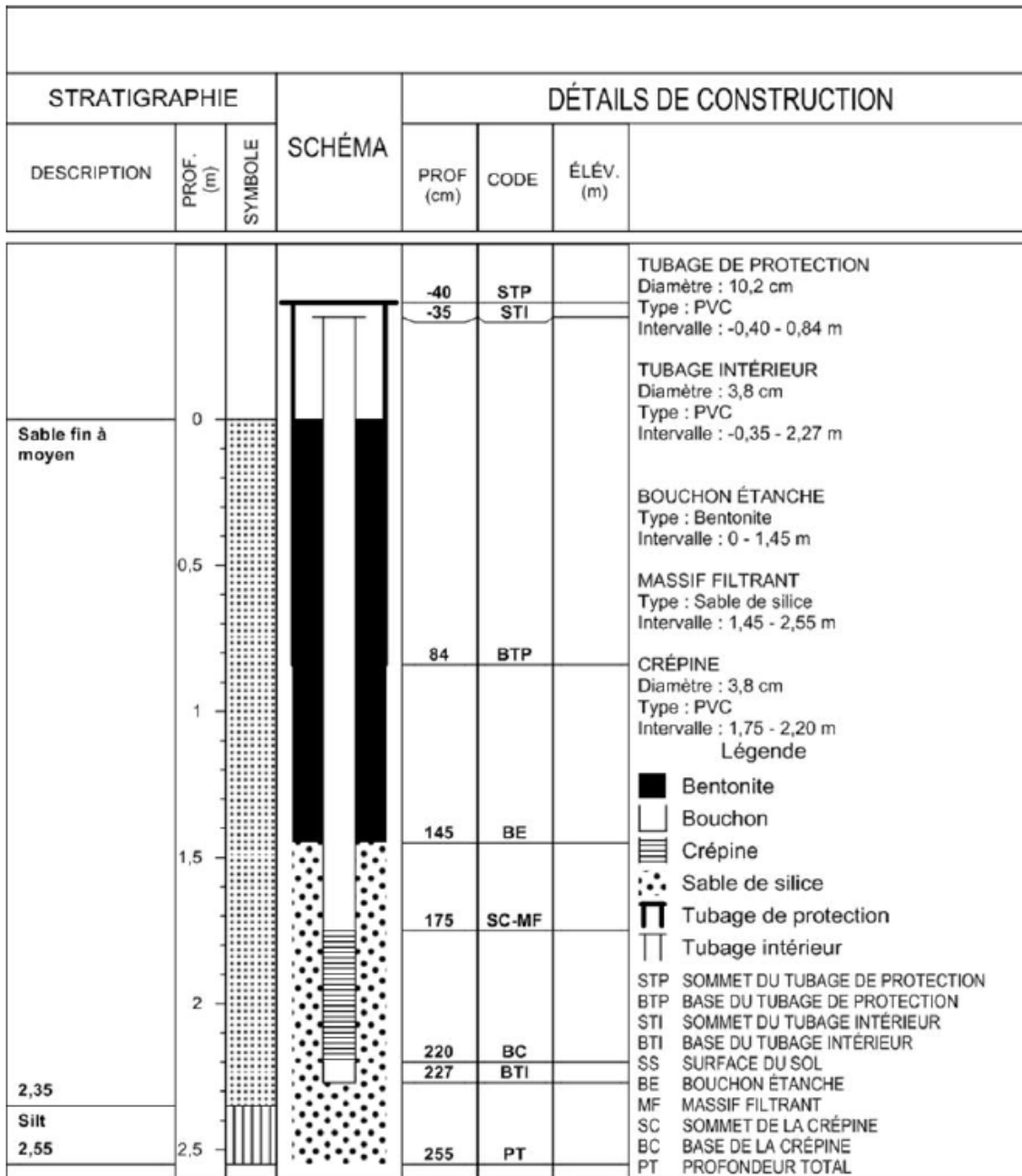


Schéma d'aménagement du puits d'observation PDH



Caractéristique des piézomètres installés sur la butte sableuse. Proche du site 2.

Site	Nom de l'installation (P: piézomètre ou PF: pointe filtrante)	Coordonnées NAD83 SCRS		Profondeur Piézomètre ou pointe filtrante* (m)	Profondeur Sonde* (m)	Numéro de série de la sonde (003200 -)
		Est (m)	Nord (m)			
BS	PBS 1401	305881,50	6270122,36	3,48	3,41	9766
BS	PBS 1402	305886,17	6270099,37	3,05	2,97	1378
BS	PBS 1403	305885,40	6270105,83	3,86	3,78	1386
BS	PBS 1404 A	305882,60	6270114,96	5,62	5,54	1405
BS	PBS 1404 B	305882,61	6270115,01	4,10	4,02	1413
BS	PBS 1405	305879,25	6270136,54	4,03	3,90	1364
BS	PBS 1406	305881,14	6270122,27	4,83	4,75	1422
BS	PBS 1407	305896,89	6270125,27	4,36	4,24	1377
BS	PBS 1408 A	305879,66	6270129,65	4,83	4,75	9787
BS	PBS 1408 B	305879,62	6270129,68	3,65	3,57	10144
BS	PBS 1409	305866,97	6270136,51	3,78	3,66	1350
BS	PF BS A	305896,41	6270099,225	9,50 (10,94)**	-	-
BS	PF BS B	305896,80	6270099,271	7,13 (7,38)**	-	-
SB	PF SB A	306772,26	6269053,905	11,47 (11,06)**	-	-
SB	PF SB B	306772,50	6269053,895	7,70 (7,38)**	-	-

* Profondeur mesurée depuis la margelle du puits.

** Profondeur effective (Profondeur du tubage).

Annexe 5 – Protocoles d'échantillonnage

Protocole d'installation de la pompe à vessie

Ce type de pompe fonctionne à un très faible débit. Il est par conséquent normal que l'échantillonnage soit lent. Ne rien brancher sur la génératrice avant qu'elle ne soit démarrée. S'assurer que tout est bien installé avant de commencer l'échantillonnage. Apporter la documentation pertinente sur le terrain. Une fois l'échantillonnage terminé, bien essuyer le matériel avec les torchons. La figure de la page suivante montre l'installation du dispositif.

Matériel:

- Génératrice + rallonges électriques
- Compresseur + tubage
- Pompe à vessie + câble d'acier
- Contrôleur Solinst + drive line
- Tubage Solinst (bobine Solinst)
- Cinq (5) tubes flexibles du type Tygon de 2 pieds de longueur chacun
- Filtres
- La sonde YSI et son kit de calibration
- Eau distillée
- Cellule de mesure pour la sonde YSI
- Torchons
- Équipement de protection (gants et lunettes)
- Pistolet à air comprimé

Méthode d'installation de la pompe à vessie:

- 1) Positionner la génératrice loin du site d'échantillonnage et vérifier l'essence et l'huile
- 2) Positionner le compresseur entre la génératrice et le site d'échantillonnage

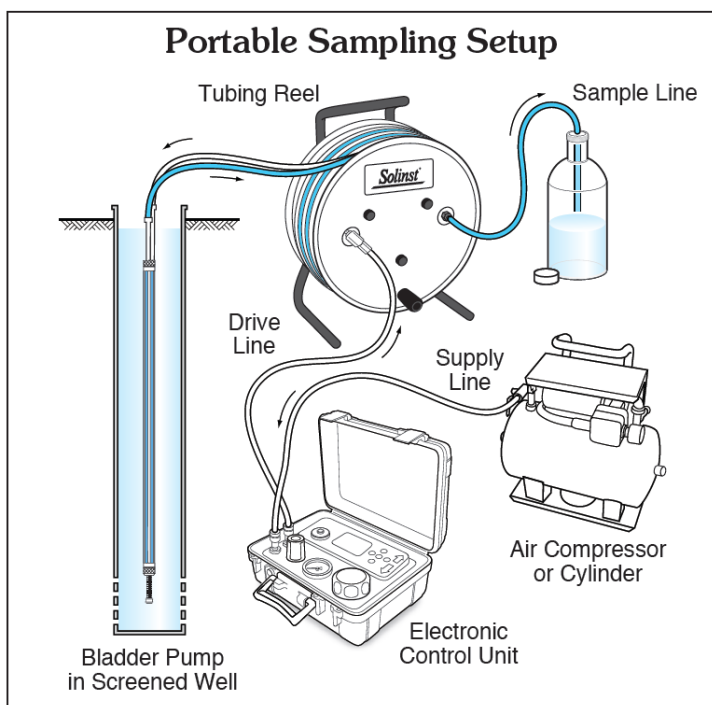
- 3) Brancher le compresseur sur une rallonge électrique reliant le compresseur et la génératrice
- 4) Brancher le tubage sur le compresseur et sur le contrôleur Solinst.
- 5) Brancher le double tubage (bobine Solinst) à la pompe Solinst (utiliser des petits collets).
- 6) Attacher la pompe à vessie sur le câble d'acier gradué
- 7) Descendre la pompe à vessie dans le puits.
- 8) Fixer cette dernière pour qu'elle soit stable.
- 9) Brancher le tubage (drive line) au contrôleur Solinst
- 10) Étalonner la sonde YSI.
- 11) Mettre la sonde dans la cellule de mesure.
- 12) Raccorder la cellule de mesure au tubage Solinst avec un tube du type Tygon.
Une extrémité va dans le raccordement inférieur du petit réservoir et l'autre dans la sortie d'eau du tubage.
- 13) Démarrer la génératrice.
- 14) Brancher la rallonge électrique reliant la génératrice et le compresseur
- 15) Mesurer le niveau d'eau initial
- 16) Démarrer l'échantillonnage à l'aide du contrôleur. Il faut ajuster les paramètres drive (l'eau est pompée) et vent (la vessie se gonfle) de façon à maintenir le rabattement en dessous de 10 cm et de remplir la pompe entièrement à chaque cycle. Le tableau ci-dessous donne des indications pour des réglages des temps de drive et vent :

Débit	Drive	Vent
petit	50 secondes	25 secondes
moyen	10 secondes	8 secondes
grand	3 secondes	3 secondes

Avant d'échantillonner, débrancher la cellule de mesure.

- 1) Fixer le filtre sur la sample line.
- 2) Échantillonner.
- 3) Bien essuyer le matériel avec les torchons à la fin de l'échantillonnage.

Vider le tubage d'échantillonnage (bobine solinst) en soufflant de l'air comprimé à l'intérieur avec le pistolet à air comprimé à brancher sur la supply line.



Protocole d'échantillonnage de l'eau souterraine pour l'analyse des paramètres inorganiques par le laboratoire Maxxam

Cette technique permet d'échantillonner l'eau souterraine pour analyser les anions, les nutriments et les métaux.

Matériel:

- Carnet de terrain et crayon
- Lunettes de protection
- Gants de latex sans poudre
- Contenant en polyéthylène fourni par Maxxam.
- Filtre « inline disponible 0.45 micron filter model FHT-45 » avec tubage et raccord si nécessaire
- Crayon indélébile
- Étiquette imperméable
- Glacière et ice pack
- Bécher

Méthode d'échantillonnage (adaptée de Blanchette *et al.*, 2010):

- 1) Mesure le niveau d'eau initiale
- 2) Purger l'eau souterraine jusqu'à que les critères de stabilité des paramètres physico-chimiques de **température, conductivité électrique, pH, oxygène dissous et oxydo-réduction** mesurés à l'aide d'une sonde multiparamétrique YSI Professional Plus **soient atteints durant une période de 15 minutes**, les trois (3) lectures prises aux 5 minutes soient semblables selon les critères de stabilité présentés au tableau A9.1. **ATTENTION À NE PAS DÉPASSER 10 cm DE RABATEMENT!**
- 3) Noter les paramètres une fois la stabilité atteinte, l'heure et la profondeur de la pompe et le niveau d'eau dans le puits.
- 4) Déconnecter la cellule YSI de la ligne d'échantillonnage.
- 5) Prendre trois (3) échantillons dans l'ordre suivant:
 - Anions (agent de conservation: aucun) / pas de filtration requise
 - Brancher le filtre sur la ligne d'échantillonnage.
 - Nutriments (agent de conservation: H₂SO₄).
 - Métaux (agent de conservation: HNO₃).

Les paramètres analysés sont fournis au tableau A9.2

- 6) Remplir complètement la bouteille:
 - Avec agent de conservation: remplir sans déborder.
 - Au besoin utiliser un béccher préalablement rincé trois fois avec l'eau d'échantillonnage.
- 7) Inscrive sur les étiquettes:
 - Nom de l'échantillon (numéros du site, du forage et du puits).
 - Date et heure de la prise de l'échantillon.
 - Initiale de l'équipe.
 - Numéro de l'échantillon sur chaque bouchon.

Technique de conservation:

- Conserver à 4 °C et à l'obscurité jusqu'à l'analyse.
- Regrouper les bouteilles qui composent un échantillon dans un même sac de plastique.
- Remplir le formulaire de demande d'analyse.
- Emballer les échantillons pour éviter qu'ils ne se fracassent.
- Sceller les glacières.

Tableau: Paramètres physico-chimiques mesurés sur le terrain à l'aide d'une sonde multiparamétrique YSI Professional Plus et critères de stabilité. (modifié de Blanchette *et al.*, 2010)

Paramètres physico-chimiques	Précision	Critères de stabilité
Température (°C)	± 0,1	± 0,2
pH (unité de pH)	± 0,1	± 0,2
Conductivité électrique spécifique (µS/cm)	± 2%	± 4%
Oxygène dissous (mg/L)	± 0,2	± 0,4
Potentiel d'oxydoréduction (mV)	± 10	± 20
Turbidité	Couleur et opacité homogènes (observation visuelle)	

Tableau: Paramètres analysés. (modifié de Blanchette *et al.*, 2010)

Contenant	Paramètres	Ordre de remplissage	Agent de conservation	Filtration sur le terrain	
Anions (bouteille en polyéthylène de 250 ml)	Alcalinité totale	1	Aucun	Aucune	
	Bromures (Br)				
	Chlorures (Cl)				
	Nitrites+Nitrates (NO ₂ +NO ₃)				
	Sulfates (SO ₄)				
Nutriments (bouteille en polyéthylène de 250 ml)	Azote ammoniacal (NH ₄)	2	H ₂ SO ₄	0,45 µm	
	P total inorganique (P)				
Métaux (bouteille en polyéthylène de 250 ml)	Aluminium (Al)	Lithium (Li)	3	HNO ₃	0,45 µm
	Antimoine (Sb)	Magnésium (Mg)			
	Argent (Ag)	Manganèse (Mn)			
	Arsenic (As)	Molybdène (Mo)			
	Baryum (Ba)	Nickel (Ni)			
	Béryllium (Be)	Potassium (K)			
	Bismuth (Bi)	Plomb (Pb)			
	Bore (B)	Sélénium (Se)			
	Calcium (Ca)	Silicium (Si)			
	Cadmium (Cd)	Sodium (Na)			
	Chrome (Cr)	Strontium (Sr)			
	Cobalt (Co)	Titane (Ti)			
	Cuivre (Cu)	Uranium (U)			
	Étain (Sn)	Vanadium (V)			
	Fer (Fe)	Zinc (Zn)			

Protocole d'échantillonnage pour les analyses des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène effectuées à l'Université Erlangen en Allemagne

La procédure requiert la prise de deux échantillons par puits (deux bouteilles de plastique).

Matériel:

- Bouteilles de plastique HPDE de 60ml qui ne contiennent pas d'agent de conservation
- Parafilm
- Stylo indélébile
- Petits sacs de plastique Ziploc
- Crayon et post-it
- Gants de caoutchouc
- papier collant scotch

Technique d'échantillonnage:

- 1) Rincer les bouteilles à trois (3) reprises avec de l'eau d'échantillonnage.
- 2) Remplir en laissant un vide (~5%) pour accommoder le gel éventuel de l'échantillon lors du transport par avion.
- 3) Mettre le bouchon, bien serrer et enrrouler le parafilm autour de ce dernier.

Technique de conservation:

- Essuyer l'extérieur des bouteilles.
- Écrire le nom et la date de l'échantillon sur la bouteille.
- Recouvrir l'écriture avec du scotch transparent.
- Mettre dans un sac de plastique.
- Mettre le nom de l'échantillon et la date sur un « post it » et le mettre dans le sac.
- Écrire le nom de l'échantillon et la date sur le sac.
- Fermer le sac et l'entreposer dans un endroit frais, sec et noir (la réfrigération est préférable mais non obligatoire).

Protocole d'échantillonnage pour les analyses DIC, DOC et isotopes du carbone effectuées à l'Université Erlangen en Allemagne

La procédure requiert la prise de trois échantillons par puits

Matériel:

- Bouteille en verre EPA de 40ml contenant du HgCl_2 (*!!TOXIQUE!!*)
- Filtres 0.45um
- Seringue
- Parafilm
- Petits sacs de plastique Ziploc
- Crayon et post-it
- papier collant scotch
- *Gants de caoutchouc et lunettes de protection*

Technique pour les bouteilles:

- 1) En cas de filtration avec la ligne d'échantillonnage (voir protocole 2) passer directement à l'étape 5. En cas de filtration avec la seringue suivre toutes les étapes.
- 2) Rincer une fois le volume de la seringue avec l'eau de l'échantillon.
- 3) Remplir la seringue
- 4) Visser le filtre sur la seringue et faire couler un peu d'eau au travers du filtre avant d'échantillonner.
- 5) Remplir trois bouteilles en verre (un échantillon = 3 bouteilles!) à rebord jusqu'à la formation d'un ménisque positif. Ne pas déborder!
- 6) Mettre le bouchon, bien serrer et enrouler de la paraffine autour de ce dernier.

Technique de conservation:

- Essuyer l'extérieur des bouteilles.
- Écrire le nom et la date de l'échantillon sur la bouteille.
- Recouvrir l'écriture avec du scotch transparent.
- Mettre dans un sac de plastique.

- Mettre le nom de l'échantillon et la date sur un « post it » et le mettre dans le sac.
- Écrire le nom de l'échantillon et la date sur le sac.
- Fermer le sac.
- Entreposer le sac dans un endroit froid, sec et noir (Réfrigération obligatoire)–
NE PAS CONGELER!!!.

Protocole d'échantillonnage de l'hélium

Matériel :

- Advance diffusion sampler assembly (constituer de deux parties : le « sampler body » et le « sample tip »
- Advance diffusion sampler clamp
- Adapter union with Schrader valve
- Extra ferrules and nuts for tube connections
- Pompe manuelle
- Stabilization track for clamping
- 1000 pieds de tube de diamètre extérieur ¼" semi-rigide

Assemblage :

- 1) Visser le « sample tip » sur le « sampler body » et vérifier que c'est très bien visser.
- 2) Vérifier que le sampler est en position « load »
- 3) Attacher le tuyau sur le sommet du « sampler assembly » à l'aide des « extra ferrules and nuts »

Technique de mise en place :

- 1) Le « sampler » est normalement est installer au centre de la crépine ou le plus près possible de du « spring orifice » as possible.
- 2) Dans tous les cas, le « sampler » doit être installé au moins 30 cm sous le niveau d'eau.

- 3) Pour des puits de 2 pouces et plus, le temps d'équilibre est de 24 h à 48 h
Pour des puits de moins de 2 pouces, appeler le laboratoire (801-585-5214)

La membrane du « sampler » est délicate : garder propre et faire attention

Technique d'échantillonnage :

- 1) Attacher le « adapter union with Schrader valve » à la partie libre du tube qui est attaché au « sampler »
- 2) Utiliser la pompe manuelle pour pressuriser le tube et atteindre 60 psis.
- 3) Lorsque le « sampler assembly » est de retour à la surface, déposer ce dernier sur la « stabilisation track » et sceller le « sample tip » à l'aide du « sample clamp » à l'endroit où le « sample tip » est pré-sertie.
- 4) Serrer le « sampler clamp » le plus possible pour éviter les pertes. Ce dernier ne devrait pas avoir d'espace au point de contact.

Protocole d'échantillonnage des carottes de pergélisol

Matériel:

- Ziploc
- Stylo indélébile
- Carnet de terrain et crayon
- Gants en plastique
- Galon à mesurer
- Appareil photo
- Congélateur portable
- Post-it
- Bac de fonte
- Balance

Sur le terrain:

Une fois la carotte de pergélisol sortie du carottier :

- 1) Mesurer la carotte et consigner sa provenance (profondeur) et sa longueur

- 2) Photographier la carotte
- 3) La mettre dans un sac ziploc et bien vider l'air à l'intérieur avant de le fermer
- 4) Identifier le sac
- 5) Mettre dans le congélateur portable.

À la maison du CEN:

- Stocker les carottes en dessous de 0°C avant la fonte
- Peser la carotte.
- Faire fondre la carotte à température ambiante, dans un bac prévu à cet effet, fermé d'un couvercle hermétique.
- Identifier le bac à l'aide d'un post-it.
- Une fois la carotte fondue, échantillonner pour les isotopes stables de l'eau, le DIC, le DOC, et les éléments inorganiques en respectant les protocoles relatifs à ces échantillonnages (voir protocoles 2,3,4 et 5).
- Faire sécher le résidu solide.
- Peser la masse sèche.

Annexe 6 - Données hydrogéochimiques brutes

Isotopes stables de l'eau

Umiujaq/ 2013-2015

Année	identifiant échantillon	d2H /permil VSMOW	d18O /permil VSMOW	Source	Remarques
2013	Lake 1	-93.1	-10.78	lake	
2013	Lake 2	-93.7	-12.13	lake	
2013	Lake 3	-106.4	-13.93	lake	
2013	Lake 4	-104.5	-14.05	lake	
2013	Lake 5	-93.4	-11.33	lake	
2013	Lake 6	-81.5	-9.44	lake	
2013	Lake 7	-88.9	-10.77	lake	
2013	Lake 8	-85.3	-10.26	lake	
2013	Well 2	-111.2	-15.76	well	
2013	Well 3	-105.0	-14.72	well	
2013	Well 4	-103.7	-14.64	well	
2013	Well 6	-102.6	-14.48	well	
2013	Well 7	-100.9	-14.22	well	
2013	Well 8	-95.3	-13.23	well	
2013	stream 1	-112.0	-15.66	stream	
2013	Stream 1 source region A	-111.3	-15.49	stream	
2013	Stream 1 source region B	-100.4	-13.68	stream	
2013	Hudson Bay	-38.4	-5.10	sea	

Jul-14	9000002	-102.4	-14.52	well
Jul-14	9000003	-113.0	-15.96	well
Jul-14	9000004	-107.1	-14.95	well
Jul-14	9000005	-100.8	-14.18	well
Jul-14	9000006- A	-108.6	-15.24	well
Jul-14	9000006-B	-108.6	-15.22	well
Jul-14	9000008	-97.6	-13.69	well
Jul-14	9000009	-107.3	-15.10	well
Jul-14	Lac A	-94.9	-11.99	lake
Jul-14	Lac B	-101.8	-13.31	lake
Jul-14	Lac C	-98.0	-12.95	lake
Jul-14	Lac D	-128.3	-17.56	lake
Jul-14	Lac E	-92.3	-10.98	lake
Jul-14	Lac F	-107.1	-14.73	lake
Jul-14	Lac G	-96.5	-12.63	lake
Jul-14	Lac H	-99.1	-12.38	lake
Jul-14	Ruisseau I	-145.2	-20.17	stream
Jul-14	Canal 7/4/2014	-121.5	-16.91	stream
Jul-14	Canal 7/10/2014	-123.2	-17.21	stream
Jul-14	Canal 7/15/2014	-120.5	-16.87	stream
Jul-14	Umi-july 2014	-102.2	-13.97	rain
Nov-14	P2-09000002	-92.8	-13.02	GW
Nov-14	P3-09000003	-113.4	-16.01	GW
Nov-14	P3 2/11	-112.7	-15.90	GW
Nov-14	P4-09000004	-103.8	-14.74	GW
Nov-14	P9-09000009	-105.4	-14.77	GW
Nov-14	Canal - CJ	-105.4	-14.82	Surface
Nov-14	Lac A	-87.1	-11.27	Surface
Nov-14	Lac B	-95.7	-13.14	Surface

Nov-14	Lac C	-98.9	-13.70	Surface
Nov-14	Lac D	-97.4	-13.41	Surface
Nov-14	aéroport	-100.7	-13.43	Surface
Nov-14	station pompage	-100.6	-13.45	Surface
Nov-14	PG1	-99.1	-14.05	Permafrost
Nov-14	PG2	-98.2	-13.82	Permafrost
Nov-14	PG3a	-100.4	-14.22	Permafrost
Nov-14	PG4a	-100.9	-14.30	Permafrost
Nov-14	PG5	-105.0	-14.89	Permafrost
Nov-14	PG6	-103.0	-14.54	Permafrost
	aout-14	-96.9	-13.36	précipitations
	Sep-14	-89.9	-12.68	précipitations
	Oct-14	-85.3	-12.19	précipitations
	14-Nov	(-51.25)	(-3.31)	précipitations
	December 2014	(-74.56)	(6.28)	précipitations
2015	umi_jan15	-173.7	-17.04	Rain and snow
2015	umi_feb15 snow	-235.8	-30.74	Rain and snow
2015	umi_march	-195.2	-25.62	Rain and snow
2015	umi_avril 2015	-101.2	-10.13	Rain and snow
2015	umi_may15	-106.2	-14.26	Rain and snow
2015	umi_june15	-134.2	-17.26	Rain and snow
2015	neige u31	-159.2	-21.92	Rain and snow
2015	neige u 29	-129.8	-18.97	Rain and snow
2015	u28 bas	-187.1	-25.79	Rain and snow
2015	u27	-143.8	-21.01	Rain and snow
2015	neige u28 haut	-113.6	-17.51	Rain and snow
2015	snow site 3	-97.4	-14.62	Rain and snow
2015	pluie 1	-76.6	-10.22	Rain and snow
2015	pluie 2	-131.6	-17.03	Rain and snow

2015	M4	-91.1	-12.87	permafrost
2015	M5	-99.0	-13.95	permafrost
2015	M6	-100.4	-14.10	permafrost
2015	M7	-100.9	-14.16	permafrost
2015	M8 M9	-100.7	-14.07	permafrost
2015	M11	-97.1	-13.49	permafrost
2015	M12	-98.8	-13.87	permafrost
2015	M13b	-98.8	-13.83	permafrost
2015	M14 M15	-99.2	-13.85	permafrost
2015	M17	-99.8	-13.99	permafrost
2015	M19	-96.6	-13.49	permafrost
2015	M21	-97.9	-13.67	permafrost
2015	F21	-104.0	-14.26	permafrost
2015	F28	-111.2	-15.43	permafrost
2015	F25	-99.1	-13.66	permafrost
2015	F26	-110.2	-15.34	permafrost
2015	F4	-101.4	-14.14	permafrost
2015	F6 F7	-110.1	-15.31	permafrost
2015	F23 24	-105.7	-14.64	permafrost
2015	F13 F16	-106.5	-14.66	permafrost
2015	F27	-111.4	-15.38	permafrost
2015	F5 F8	-110.0	-15.24	permafrost
2015	F20	-105.6	-14.60	permafrost
2015	F10 F12	-107.5	-14.85	permafrost
2015	F29 F30	-111.4	-15.37	permafrost
2015	F9 F11	-107.8	-14.97	permafrost
2015	F17 F18	-105.3	-14.49	permafrost
2015	F14	-108.2	-14.86	permafrost
2015	F19	-100.6	-13.78	permafrost

2015	P2	-116.2	-16.78	Wells
2015	P3	-114.2	-16.02	Wells
2015	P4	-114.7	-16.00	Wells
2015	P5	-102.7	-14.38	Wells
2015	P6	-112.5	-15.74	Wells
2015	Puits 8	-106.4	-14.80	Wells
2015	P9	-110.5	-15.59	Wells
2015	PDP	-135.9	-19.30	Wells
2015	PBS 1404	-116.0	-16.30	Wells
2015	PBS 1402	-135.6	-19.26	Wells
2015	PBS 1405	-133.8	-18.94	Wells
2015	PBS 1407	-103.0	-14.21	Wells
2015	PBS 1404b	-120.1	-16.92	Wells
2015	PDH	-111.6	-15.65	Wells
2015	Lac E	-92.8	-11.04	Surface
2015	C 3	-125.3	-17.48	Surface
2015	C1	-124.6	-17.34	Surface
2015	C4	-124.9	-17.35	Surface
2015	C0	-130.1	-18.11	Surface
2015	Lac B	-111.2	-14.70	Surface
2015	Lac D	-129.7	-17.81	Surface
2015	Lac H	-101.7	-12.72	Surface
2015	C8	-125.5	-17.40	Surface
2015	F22	-104.9	-14.45	permafrost
2015	UMI_July 2015 rain	-96.0	-12.92	Rain
2015	UMI_Aug 2015 rain	-73.7	-10.50	Rain
2015	UMI_Sept 2015 rain	-70.3	-10.40	Rain
2015	UMI_Oct 2015 rain	-128.1	-17.66	Rain
2015	Umi Dec 15 rain	-225.0	-29.21	snow

2016	Snow Umiujaq February 2016	-159.7	-21.48	snow	
2016	Snow Umiujaq March 2016	-141.2	-18.77	snow	
2016	Umi April 16	-110.6	-14.72	snow	
2016	Snow Umiujaq 17.04.16 Site1	-208.5	-27.86	snow	
2016	Snow Umiujaq 17.04.16 Site2	-161.9	-22.28	snow	
2016	Snow Umiujaq 17.04.16 Site3	-154.6	-21.14	snow	
2016	Snow Umiujaq 17.04.16 Site4	-161.4	-22.14	snow	
2016	Snow Umiujaq 17.04.16 Site5	-142.3	-19.49	snow	
2016	Snow Umiujaq 17.04.16 Site6	-181.1	-24.42	snow	
2016	Snow Umiujaq 17.04.16 Site7	-147.5	-20.30	snow	
2016	UMI_May 2016 rain	(-63.32)	(-3.42)	rain	!! Évaporation!!
2016	pluie 01.07.2016	-92.4	-12.96	rain	
2016	pluie ap	-65.2	-8.74	rain	
2016	pluie ta	-66.6	-9.03	rain	
2016	P2	-116.4	-16.32	Wells	
2016	P3	-116.4	-16.25	Wells	
2016	P4	-114.0	-15.89	Wells	
2016	P5	-102.2	-14.32	Wells	
2016	P6	-109.2	-15.30	Wells	
2016	P8	-106.9	-14.92	Wells	
2016	P9	-106.8	-15.11	Wells	
2016	PDP	-132.4	-18.47	Wells	
2016	PBS 1404b	-126.9	-17.66	Wells	
2016	PBS 1402	-123.6	-17.15	Wells	
2016	PBS 1405	-135.9	-18.82	Wells	
2016	PBS 1407	-88.7	-12.60	Wells	
2016	PDH	-125.1	-17.60	Wells	
2016	Lac A	-100.7	-12.60	Surface	
2016	Lac B	-103.3	-12.97	Surface	

2016	Lac C	-97.7	-12.52	Surface
2016	Lac D	-118.7	-15.84	Surface
2016	Lac E	-104.8	-13.57	Surface
2016	Lac F	-97.9	-11.49	Surface
2016	Lac G	-92.5	-10.51	Surface
2016	Lac H	-96.0	-11.79	Surface
2016	Canal 01	-115.3	-15.96	Surface
2016	045R	-111.0	-15.40	Surface
2016	039	-114.8	-15.89	Surface
2016	Canal 02	-115.6	-15.96	Surface
2016	Source 045	-111.2	-15.53	Spring
2016	033 affl.	-120.0	-16.64	Surface
2016	033 amont	-114.4	-15.79	Surface
2016	038	-125.6	-17.38	Surface
2016	033 aval	-116.6	-16.12	Surface
2016	045 L	-126.8	-17.34	Surface

Paramètres physico-chimiques, ions majeurs et éléments traces

Umiujaq Juillet 2013	Date	pH	Conductivité [μS/cm]	Température [°C]	O2 [mg/l]	Eh [V]	Profondeur nappe* [m]	Balance Ionique	TDS
Piézomètres		± 0,2	± 4%	± 0,2	± 0,4	± 0.02	-		mg/L
9000002	15/07/13	6.52	21	9.4	13.09	0.515	3.74	3.41%	32.30
9000003	16/07/13	8.02	194	22.5	4.08	0.1262	29.87	25.52%	625.29
9000004	11/07/13	8.86	73	3.5	13.37	0.0724	-	2.54%	144.92
9000004b	22/07/13	7.7	73	2.8	15.68	0.091	4.89	-0.71%	143.77
9000006b	12/07/13	7.23	48	9	11.92	-0.0252	15.63	-3.33%	106.85
9000008	17/07/13	8.76	51	2.8	16.97	0.192	21.65	4.50%	105.30
9000009b	23/07/13	8.42	139	3.6	17.57	0.765	32.98	-13.14%	223.35
Surface									
Lake 1	15/07/2013	6.68	15	15,6	8,62	0.0048	-	35.79%	11.62
Lake 2	15/07/2013	7.38	25	17,2	12,49	0.2735	-	17.37%	19.81
Lake special		-	-	-	-	-	-	-4.02%	10.23
Canal 1	13/07/2013	8.12	48	6,9	13,02	-0.0178	-	31.09%	62.89
River mouth 2		-	-	-	-	-	-	2.44%	108.67
Head source		-	-	-	-	-	-	2.52%	20.67

Umiujaq Juillet 2013	Li ⁺	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Sr ²⁺	Si	Al	Sb
Piézomètres	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
9000002	<0.01	3.5	0.77	1.1	3.8	0.022	3.2	0.023	<0.001
9000003	0.03	100	6.4	8.5	31	2.2	7	0.033	0.001
9000004	<0.01	9	4.6	5.1	22	0.072	3.7	<0.01	<0.001
9000004b	<0.01	1.9	9.1	5.3	22	0.075	3.8	<0.01	<0.001
9000006b	<0.01	6	2.3	3.8	13	0.049	4.3	<0.01	<0.001
9000008	<0.01	5.8	2.2	3.8	17	0.063	3.1	0.010	<0.001
9000009b	<0.01	42	1.3	3.6	12	0.043	4.1	<0.01	<0.001
Surface									
Lake 1	<0.01	3.8	0.5	0.89	1	0.0065	0.19	0.093	<0.001
Lake 2	<0.01	2.2	0.55	1.4	2.9	0.015	0.2	0.023	<0.001
Lake special	<0.01	3.4	<0.1	0.42	<0.3	0.003	<0.1	0.027	<0.001
Canal 1	<0.01	5.5	1.5	4.2	12	0.058	4.3	0.043	<0.001
River mouth 2	<0.01	6.1	1.7	5.1	15	0.071	4.9	0.078	<0.001
Head source	<0.01	3.5	0.11	0.9	1.5	0.01	1.9	0.046	<0.001

Umiujaq Juillet 2013	HCO ₃ ⁻ (TAC)	CO ₃ ²⁻ (TAC)	Cl ⁻	F	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻
Piézomètres	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
9000002	14.63	0.00	5.3	<0.1	0.1	<0.03	<3
9000003	157.39	0.55	290	0.1	<0.1	<0.03	25
9000004	67.46	1.60	11	<0.1	0.4	0.06	22
9000004b	70.67	0.02	10	<0.1	0.4	<0.03	21
9000006b	64.55	0.04	5.9	<0.1	0.2	<0.03	7
9000008	64.50	1.26	3.9	<0.1	0.3	<0.03	5
9000009b	80.35	0.66	76	<0.1	0.2	<0.03	4
Surface							
Lake 1	2.44	0.00	2.8	<0.1	0.4	<0.03	<3
Lake 2	3.66	0.00	1.9	<0.1	<0.1	<0.03	7
Lake special	0.61	0.00	5.8	<0.1	<0.1	<0.03	<3
Canal 1	25.59	0.01	2.8	<0.1	0.3	<0.03	7
River mouth 2	49.97	0.02	7.9	<0.1	0.1	<0.03	18
Head source	3.66	0.00	5.1	<0.1	<0.1	<0.03	4

Umiujaq/ juillet 2013	Ag	Ba	B	Cr	Cu	Sn	Fe	Mn	Mo	Ni	Pb	U	Zn
Piézomètres	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
9000002	<0.0001	0.016	<0.02	<0.0005	0.002	<0.001	<0.01	0.025	<0.0005	0.002	0.000	<0.001	0.092
9000003	<0.0001	0.051	0.061	0.022	0.014	0.004	<0.01	0.052	0.010	0.008	0.001	0.002	0.410
9000004	<0.0001	0.055	<0.02	<0.0005	0.002	<0.001	<0.01	0.002	<0.0005	0.001	<0.0001	<0.001	0.041
9000004b	<0.0001	0.055	<0.02	<0.0005	0.001	<0.001	<0.01	0.002	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.001	0.011
9000006b	<0.0001	0.035	<0.02	<0.0005	<0.0005	<0.001	<0.01	0.001	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.001	0.007
9000008	<0.0001	0.037	<0.02	0.001	0.001	<0.001	<0.01	0.001	0.001	<0.001	0.000	<0.001	0.016
9000009b	0.001	0.032	<0.02	0.008	0.001	<0.001	<0.01	0.001	0.003	<0.001	<0.0001	<0.001	0.013
Surface													
Lake 1	<0.0001	0.005	<0.02	0.001	0.001	<0.001	0.650	0.025	<0.0005	<0.001	0.000	<0.001	0.022
Lake 2	<0.0001	0.007	<0.02	<0.0005	<0.0005	<0.001	<0.01	0.003	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.001	<0.005
Lake special	<0.0001	<0.002	<0.02	<0.0005	<0.0005	<0.001	<0.01	0.003	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.001	0.008
Canal 1	<0.0001	0.006	<0.02	0.001	0.001	<0.001	0.170	0.024	<0.0005	<0.001	0.000	<0.001	0.006
River mouth 2	<0.0001	0.009	<0.02	<0.0005	<0.0005	<0.001	0.300	0.025	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.001	0.013
Head source	<0.0001	0.004	<0.02	<0.0005	<0.0005	<0.001	<0.01	0.000	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.001	0.019

Juin-Juillet 2014	Date	pH	Conductivité [μS/cm]	température [°C]	O2 [mg/l]	Eh [V]	profondeur nappe* [m]	BI	TDS
Piézomètres		± 0,2	± 4%	± 0,2	± 0,4	± 0.02			mg/L
9000002	27/06/14	6.69	12	21.4	4.77	0.0512	4.57	-6.62%	53.62
9000003	08/07/14	7.81	70	23	4.89	0.0264	29.85	2.05%	300.49
9000004	09/07/14	7.96	34	5.9	15.52	0.0985	5.84	-0.31%	157.94
9000005	24/06/14	7.91	38.9	12.9	12.33	09/0	43.82	6.95%	238.71
9000006	09/07/14	7.51	21	7.4	15.12	0.0155	16.01	-0.87%	101.53
9000008	25/06/14	9.22	16.8	4.3	16.48	0.0562	21.58	3.80%	116.41
9000009	10/07/14	7.49	19	10.5	14.73	0.0895	33.23	1.50%	90.90
Surface									
Canal	10/07/14	7.6	17	7.1	15.22	0.0894	-	0.41%	77.09

Juin-Juillet 2014	HCO ₃ ⁻ (TAC)	CO ₃ ²⁻ (TAC)	Cl ⁻	F	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻
Piézomètres							
9000002	25.59	0.00	4.1	<0.1	<0.1	<0.03	8
9000003	157.59	0.45	30	0.1	<0.1	0.05	21
9000004	78.84	0.20	11	<0.1	0.5	<0.03	24
9000005	118.81	0.34	6.7	0.1	0.3	0.05	34
9000006	59.63	0.06	6.7	<0.1	0.3	<0.03	6
9000008	62.61	2.79	4.7	0.1	0.4	<0.03	12
9000009	58.41	0.06	6.4	<0.1	0.2	<0.03	<3
Surface							
Canal	36.49	0.04	6.7	<0.1	<0.1	<0.03	11

Juin-Juillet 2014	Li ⁺	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Sr ²⁺	Si	Al	Ag
Piézomètres	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
9000002	<0.01	4.10	0.73	1.40	6.00	0.03	3.70	0.024	<0.0001
9000003	<0.01	25.00	17.00	10.00	33.00	2.10	6.90	0.100	0.0004
9000004	<0.01	11.00	1.90	5.80	22.00	0.08	3.40	<0.010	0.0001
9000005	<0.01	8.60	26.00	9.60	29.00	0.30	6.00	<0.010	0.0045
9000006	<0.01	6.20	1.80	3.80	13.00	0.05	4.40	<0.010	<0.0001
9000008	<0.01	5.70	8.20	3.90	17.00	0.08	2.30	<0.010	0.0008
9000009	<0.01	5.20	0.99	4.00	12.00	0.05	3.90	<0.010	<0.0001
Surface									
Canal	<0.01	5.30	1.10	3.50	9.50	0.05	3.50	0.097	<0.0001

Juin-Juillet 2014	Ba	B	Cr	Co	Cu	Sn	Fe	Mn	Mo	Ni	Pb	U	Zn
Piézomètres	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
9000002	0.018	<0.02	<0.0005	0.001	0.004	<0.001	<0.1	0.017	<0.0005	0.001	0.120	<0.001	0.008
9000003	0.043	0.130	0.0013	0.001	0.013	0.004	0.200	0.092	0.010	0.009	0.660	0.003	0.040
9000004	0.053	0.020	<0.0005	0.001	0.001	<0.001	<0.1	0.003	<0.0005	0.003	<0.10	<0.001	0.083
9000005	0.038	0.022	<0.0005	<0.0005	0.017	<0.001	<0.1	0.001	0.002	<0.001	0.930	0.001	0.056
9000006	0.033	<0.02	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.001	<0.1	0.001	<0.0005	0.002	<0.10	<0.001	0.240
9000008	0.034	<0.02	<0.0005	<0.0005	0.004	<0.001	<0.1	0.019	0.002	<0.001	0.160	<0.001	0.021
9000009	0.033	<0.02	0.0006	0.001	0.001	<0.001	<0.1	0.001	0.001	0.003	<0.10	<0.001	0.140
Surface													
Canal	0.005	<0.02	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.001	0.210	0.017	<0.0005	0.003	0.110	<0.001	<0.005

Juin-Juillet 2015	Date	Heure	pH	Conductivité [µS/cm]	Température [°C]	O2 [mg/l]	Eh [V]	Profondeur nappe* [m]	BI	TDS	PCO2 (log)
			± 0,2	± 4%	± 0,2	± 0,4	± 0.02			mg/L	atm
Puits											
9000002	09.07.2015	12:30	5.82	40	<10	0.31	181.7		3.39%	23.62	-1.8
9000003	09.07.2015	16:30	7.78	462	13.1	0.57	102.8		6.03%	274.13	-2.75
9000004	10.07.2015	17:00	7.26	216	6.8	0.7	14.7		0.73%	141.08	-2.53
9000005	11.07.2015		7.35	271	7.5	1.96	120		-0.36%	198.84	-2.45
9000006	10.07.2015		7.4	125	11.1	1.82	144		2.80%	87.45	-2.79
9000008	08.07.2015	15h00	7.4	132	4.8	2.6	46		3.85%	91.92	-2.72
9000009	10.07.2015		7.49	115	7.2	1.56	85.1		1.46%	80.56	-2.87
Piézomètres											
PBS 1407	12/07/2015	18:15	5.5	36	4.1	0.82	176.3		12.76%	16.32	
PBS 1405	11/07/2015		6.73	52	1.1	2.14	181		6.59%	26.42	-2.76
PBS 1404b	12/07/2015	11:50	7.48	38	4.1	2.68	150.8		5.06%	21.08	-3.61
PBS 1403	12.07.2015		6.79	73	5.4	1.55	165.6		4.57%	41.51	-2.61
PBS1402	12/07/2015	15:15	5.2	33	6.1	0.96	202.6		-2.73%	14.06	-1.7
PDH	13/07/2015	10:30	6.55	49	4.5	2.17	157.3		10.02%	21.71	-2.73
PDP	13/07/2015	13:30	6.13	38	2.3	2.2	182.3		2.76%	20.61	
Surface											
Canal	12/07/2015	10:00	8.65	94	4.8	1.18	162.1		4.66%	57.34	-4.35
Lac E	14/07/2015	14:45	6.77	52	15.1	1.04	130.2		5.69%	30.70	
Lac B	13/07/2015	15:45	4.77	25	13.1	1.08	215.3		9.82%	10.16	-1.15
Pluie	15/07/2015	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pergélisol											
F23-30	12/07/2015								-0.64%	112.32	
F milieu	14/07/2015								-1.77%	89.94	

Juin-Juillet 2015	HCO ₃ ⁻ (TAC)	Alk (CaCO ₃)	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻	Si
Puits	mg/L	mg/l	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
9000002	13.42	11.00	3.3	0.1	<0.02	<3	2.90
9000003	146.40	120.00	50	0.2	0.02	22	5.90
9000004	71.98	59.00	12	0.4	<0.02	25	3.30
9000005	106.14	87.00	5.8	0.3	0.03	39	6.50
9000006	53.68	44.00	6.2	0.2	<0.02	6	4.10
9000008	62.22	51.00	3.9	0.6	<0.02	4	3.20
9000009	54.90	45.00	5.6	0.2	<0.02	<3	3.50
Piézomètres							
PBS 1407	9.76	8	0.77	0.05	<0.02	<0.5	2.60
PBS 1405	12.20	10	6.3	0.10	<0.02	<3	2.80
PBS 1404b	9.76	8	4	0.10	<0.02	<3	3.50
PBS 1403	19.52	16	8.7	0.10	<0.02	<3	4.50
PBS1402	3.66	3	6.2	<0.1	0.03	<3	1.90
PDH	8.54	7	6.1	0.10	<0.02	<3	2.10
PDP	10.98	9	3.7	<0.1	<0.02	<3	2.00
Surface							
Canal	26.84	22	5.4	<0.1	<0.02	10	3.00
Lac E	18.30	15	4.7	<0.1	<0.03	<3	1.10
Lac B	3.66	3	3.2	<0.1	<0.03	<3	0.67
Pluie	-	-	0.7	<0.2	-	<5	-
Pergélisol	0.00						
F23-30	74.42	61	8.1	<0.1	-	9	4.9
F milieu	57.34	47	5.5	<0.1	-	7	4.8

Juin-Juillet 2015	Li ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Sr ²⁺	Al	Ag	Ba	B	Cr
Puits	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
9000002	<0.01	0.37	0.83	2.80	0.02	0.025	<0.0001	0.010	<0.02	<0.0005
9000003	0.025	6.80	12.00	31.00	2.80	<0.010	<0.0001	0.048	0.14	0.074
9000004	<0.01	1.10	5.70	22.00	0.08	<0.010	<0.0001	0.054	0.021	<0.0005
9000005	<0.01	2.40	10.00	29.00	0.21	<0.010	<0.0001	0.045	<0.02	<0.0005
9000006	<0.01	0.87	3.60	13.00	0.05	<0.010	<0.0001	0.032	<0.02	<0.0005
9000008	<0.01	1.10	3.50	14.00	0.06	<0.010	<0.0001	0.034	<0.02	<0.0005
9000009	<0.01	0.66	3.90	12.00	0.04	<0.010	<0.0001	0.031	<0.02	<0.0005
Piézomètres										
PBS 1407	<0.01	0.31	0.58	2.30	0.01	0.013	<0.001	<0.002	<0.02	<0.0005
PBS 1405	<0.01	0.42	1.10	3.60	0.02	0.022	<0.001	<0.002	<0.02	<0.0005
PBS 1404b	<0.01	0.42	0.70	2.70	0.01	0.022	<0.001	<0.002	<0.02	<0.0005
PBS 1403	<0.01	0.89	1.30	6.60	0.03	<0.010	<0.001	0.0023	<0.02	<0.0005
PBS1402	<0.01	0.42	0.68	1.20	0.01	0.095	<0.001	0.011	<0.02	<0.0005
PDH	<0.01	0.22	0.95	3.80	0.01	0.014	<0.001	0.007	<0.02	<0.0005
PDP	<0.01	0.32	0.71	2.90	0.01	<0.01	<0.001	<0.002	<0.02	<0.0005
Surface										
Canal	<0.01	1.00	2.90	8.20	0.04	0.069	<0.001	0.004	<0.02	<0.0005
Lac E	<0.01	1.60	2.50	2.50	0.02	0.270	<0.001	0.004	<0.02	<0.0005
Lac B	<0.01	1.20	0.58	0.85	0.00	0.110	<0.001	0.002	0.034	0.71
Pluie	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pergélisol										
F23-30	<0.01	10	3.3	2.6	0.025	0.094	<0.001	0.0025	0.12	<0.0005
F milieu		8.7	3.8	2.8	0.026	0.14	<0.001	0.0024	0.1	<0.0005

Juin-Juillet 2015	Co	Cu	Sn	Fe	Mn	Mo	Ni	Pb	U	Zn
Puits	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
9000002	<0.0005	0.003	<0.001	<0.1	0.004	<0.0005	<0.001	0.000	<0.001	0.019
9000003	<0.0005	0.065	<0.001	<0.1	0.110	0.010	0.004	0.000	0.003	0.097
9000004	<0.0005	0.001	<0.001	<0.1	0.002	<0.0005	<0.001	0.000	<0.001	0.059
9000005	<0.0005	0.007	<0.001	<0.1	0.001	0.002	<0.001	0.000	0.002	0.083
9000006	<0.0005	0.001	<0.001	<0.1	2.200	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.001	0.062
9000008	<0.0005	0.002	<0.001	<0.1	0.003	0.001	<0.001	0.000	0.002	0.015
9000009	<0.0005	0.001	<0.001	<0.1	0.730	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.001	0.018
Piézomètres										
PBS 1407	<0.0005	0.001	<0.001	<0.1	0.005	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.001	0.076
PBS 1405	<0.0005	0.002	<0.001	<0.1	0.001	<0.0005	<0.001	0.001	<0.001	0.009
PBS 1404b	<0.0005	0.001	<0.001	<0.1	0.001	<0.0005	<0.001	0.000	<0.001	<0.005
PBS 1403	<0.0005	0.001	<0.001	<0.1	0.001	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.001	0.0066
PBS1402	<0.0005	0.001	<0.001	<0.1	0.005	<0.0005	<0.001	0.003	<0.001	<0.005
PDH	<0.0005	0.002	<0.001	<0.1	0.001	<0.0005	<0.001	0.000	<0.001	0.006
PDP	<0.0005	0.001	<0.001	<0.1	<0.0004	<0.0005	<0.001	<0.00010	<0.001	<0.005
Surface										
Canal	<0.0005	0.001	<0.001	0.14	0.014	<0.0005	<0.001	0.00011	<0.001	0.0093
Lac E	<0.0005	0.001	<0.001	0.58	0.025	<0.0005	<0.001	0.00023	<0.001	<0.005
Lac B	<0.0005	0.001	<0.001	0.39	0.022	<0.0005	<0.001	0.00023	<0.001	0.011
Pluie	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pergélisol										
F23-30	0.0006	0.00076	<0.001	<0.1	0.0038	0.013	<0.001	0.00018	<0.001	0.0054
F milieu	0.0006	0.0014	<0.001	<0.1	0.0059	0.0078	<0.001	0.00027	<0.001	<0.005

Juin-Juillet 2016	Date	Heure	pH	CE [μS/cm]	T[°C]	O2 [mg/l]	Eh [mV]	profondeur	BI	TDS
Puits			± 0,2	± 4%	± 0,2	± 0,4	± 20	nappe* [m]		mg/L
puits 4	29.06.2016	15:30	7.16	203		3.25	213	4.04	3.00%	124.95
puits 6	30.06.2016	10:00	6.77	129	1.37	1.77	218.9	13.33	5.00%	80.13
puits 8	01.07.2016	12:30	8	121	0.52	5.07	207	21.05	5.00%	76.80
puits 2	02.07.2016	12:00	6.12	51	0.41	2.84	236.2	3.72	6.00%	24.79
puits 3	02.07.2016	17:00	8.17	261	0.85	1.3	241.9	29.69	10.00%	167.90
puits 5	05.07.2016	15:20	6.77	268	0.38	1.29	292.8	43.68	7.00%	159.60
puits 9	06.07.2016	9:50	6.63	108	2.07	1.67	242	32.70	2.00%	66.05
Piézomètres										
PDP	07.07.2016	15:30	6.15	40	6	12.82	254.9	3.94	-4.00%	19.34
PBS 1405	07.07.2016	11:00	5.94	36	2.8	14.59	275.2	2.06	1.00%	17.92
PBS 1407	07.07.2016	12:00	6.07	40	4.3	12.68	275.5	1.62	-4.00%	20.21
PBS 1404b	07.07.2016	13:30	6.5	35	5.9	12.6	260	3.48	1.00%	20.33
PDH	07.07.2016	17:00	6.15	40	6	12.82	254.9	3.94	5.00%	22.61
PBS 1402	06/01/1900	18:00	5.52	21	4.8	3.27	246.8	1.635	-9.00%	11.06
Surface										
Canal 01	05/07/2016	8:50	7.6	134	3.6	1.47	131.1	-	4.00%	74.90
Source potable	05/07/2016	9:10	7.06	36	9.6	0.8	211.6	-	-57.00%	52.40
Rivière am décharge	05/07/2016	10:20	7.19	47	9.2	0.96	228.7	-	17.00%	24.37
Rivière av décharge	05/07/2016		7.32	49	12.5	8.9	174.2	-	14.00%	26.60
Ruisseau décharge	05/07/2016		6.66	180	10.3	11.05	162	-	8.00%	105.60
045 R	10.07.2016	18:25	7.29	96	11.7	10.09	129.6		-3.00%	61.70
045 L	10.07.2016	18:55	7.1	39	10.4	8.8	147.8		8.00%	20.33
039	10.07.2016	16:50	7.75	149	9.5	11.25	140.1		-5.00%	98.00
Canal 02	09.07.2016	12:48	7.41	165	6.2	11.68	158		3.00%	96.00
038	10.07.2016	16:00	7.39	60	8.6	11.89	163.2		3.00%	34.04
033 aval	10.07.2016	12:30	8.33	155	6.4	12.01	72.8		1.00%	91.30
033 affluent	10.07.2016		7.8	128	6.2	11.29	83		1.00%	72.10

033 amont	10.07.2016	13:10	8.3	165	7.6	12.41	130.3	1.00%	95.90
045 (source)	10.07.2016	17:55	7.29	406	3.8	4.64	147.1	4.00%	266.20
Pluie	01/07/2016	-	-	-	-	-	-		

Jun-Juillet 2016	HCO ₃ ⁻ (TAC)	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻	Si
Puits	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
puits 4	59.00	9.1	0.4	<0.02	19	2.80
puits 6	42.00	5.2	0.23	0.02	7	3.10
puits 8	46.00	2.8	0.3	<0.02	3	3.30
puits 2	7.00	5.9	0.1	0.03	1	2.30
puits 3	84.00	7.2	0.3	<0.02	19	6.50
puits 5	80.00	4,9	0.2	<0.02	27	6.00
puits 9	38.00	4.6	0.1	<0.02	2.3	3.40
Piézomètres						
PDP	6.00	4.7	0.15	<0.03	1	1.90
PBS 1405	6.00	3.1	0.08	<0.03	0.9	2.40
PBS 1407	6.00	4.3	0.12	<0.03	1.2	2.60
PBS 1404b	8.00	2.2	0.08	<0.03	1	3.20
PDH	8.00	4.2	0.09	<0.03	1.4	2.00
PBS 1402	3.00	2.1	<0.02	<0.03	1.5	1.50
Surface						
Canal 01	30.00	5.4	0.06	0.05	14	3.80
Source potable	4.00	40	0.09	<0.03	1.3	0.46

Rivière am décharge	9.00	2.9	<0.02	<0.03	2.4	1.30
Rivière av décharge	10.00	3.2	0.06	<0.03	2.8	1.30
Ruisseau décharge	38.00	15	3.00	<0.03	15	2.00
045 R	32.00	5	<0.02	<0.03	4.4	4.80
045 L	10.00	2.7	<0.02	<0.03	0.7	0.88
039	39.00	4.7	<0.02	<0.03	26	4.20
Canal 02	41.00	5.9	0.08	<0.03	18	4.10
038	15.00	3.7	0.02	<0.03	3.7	1.90
033 aval	40.00	5.3	0.05	<0.03	17	4.20
033 affluent	30.00	4.5	0.02	<0.03	14	3.70
033 amont	44.00	5.3	0.05	<0.03	17	3.80
045 (source)	120.00	6.9	<0.02	<0.03	61	6.60
Pluie		0.51	0.04	-	<0.5	<0.1

Juin-Juillet 2016	Li ⁺	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Sr ²⁺	Al	Ag	As	Ba	B
Puits	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L		mg/L	mg/L
puits 4	<0.01	9.30	0.95	4.80	20.00	0.07	<0.010	<0.0001	<0.001	0.047	0.022
puits 6	<0.01	6.40	0.83	3.50	12.00	0.04	<0.010	<0.0001	<0.001	0.030	<0.02
puits 8	<0.01	5.90	1.00	2.90	12.00	0.05	<0.010	<0.0001	<0.001	0.035	<0.02
puits 2	<0.01	3.50	0.39	1.00	3.60	0.02	0.011	<0.0001	<0.001	0.010	<0.02
puits 3	<0.01	13.00	5.30	9.90	23.00	1.30	<0.010	<0.0001	<0.001	0.026	0.089
puits 5	<0.01	7.50	2.00	9.10	28.00	0.21	<0.010	<0.0001	<0.001	0.036	<0.02
puits 9	<0.01	4.00	0.55	3.20	10.00	0.04	<0.010	<0.0001	<0.001	0.026	<0.02
Piézomètres											
PDP	<0.01	2.30	0.24	0.60	2.60	0.01	0.030	<0.0001	<0.001	<0.002	<0.02
PBS 1405	<0.01	2.70	0.25	0.57	2.00	0.01	0.050	<0.0001	<0.001	<0.002	<0.02

PBS 1407	<0.01	3.10	0.25	0.56	2.20	0.01	0.028	<0.0001	<0.001	<0.002	<0.02
PBS 1404b	<0.01	2.30	0.37	0.66	2.60	0.01	0.160	<0.0001	<0.001	0.0026	<0.02
PDH	<0.01	2.90	0.14	0.77	3.20	0.01	0.200	<0.0001	<0.001	0.005	<0.02
PBS 1402	<0.01	1.80	0.23	0.32	0.61	0.01	0.091	<0.0001	<0.001	0.005	<0.02
Surface											
Canal 01	<0.01	5.40	1.40	3.90	11.00	0.05	0.065	<0.0001	<0.001	0.0046	<0.02
Source potable	<0.01	3.20	0.21	0.73	2.50	0.01	0.028	<0.0001	<0.001	0.0021	<0.02
Rivière am décharge	<0.01	3.10	0.47	1.10	4.10	0.02	0.047	<0.0001	<0.001	0.003	<0.02
Rivière av décharge	<0.01	3.40	0.50	1.10	4.30	0.02	0.044	<0.0001	<0.001	0.0032	<0.02
Ruisseau décharge	<0.01	16.00	2.30	2.30	15.00	0.05	0.039	<0.0001	<0.001	0.018	0.036
045 R	<0.01	5.10	1.10	3.40	5.90	0.04	0.073	<0.0001	<0.001	0.006	<0.02
045 L	<0.01	2.60	0.26	0.99	2.20	0.01	0.076	<0.0001	<0.001	0.003	<0.02
039	<0.01	4.90	1.90	5.30	12.00	0.07	0.053	<0.0001	<0.001	0.006	<0.02
Canal 02	<0.01	5.70	1.50	4.80	15.00	0.07	0.031	<0.0001	<0.001	0.005	<0.02
038	<0.01	3.30	0.44	1.60	4.40	0.02	0.051	<0.0001	<0.001	0.003	<0.02
033 aval	<0.01	5.40	1.60	4.80	13.00	0.06	0.040	<0.0001	<0.001	0.005	<0.02
033 affluent	<0.01	4.20	1.20	3.50	11.00	0.05	0.030	<0.0001	<0.001	0.003	<0.02
033 amont	<0.01	5.20	1.70	4.90	14.00	0.07	0.049	<0.0001	<0.001	0.005	<0.02
045 (source)	0.011	7.50	5.20	15.00	44.00	0.25	<0.010	<0.0001	<0.001	0.010	<0.02
Pluie	<0.01	0.58	0.18	<0.1	1.3	0.0023	0.04	<0.0001	<0.001	0.0023	<0.02

Juin-Juillet 2016	Cr	Co	Cu	Sn	Fe	Mn	Mo	Ni	Pb	Se	U	Zn
Puits	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
puits 4	<0.0005	<0.0005	0.001	<0.001	<0.1	0.0005	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.001	<0.001	0.014
puits 6	0.00059	<0.0005	0.001	<0.001	<0.1	<0.0004	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.001	<0.001	0.008
puits 8	0.00081	<0.0005	0.001	<0.001	<0.1	0.001	0.001	<0.001	<0.0001	<0.001	0.001	0.022
puits 2	<0.0005	<0.0005	0.002	<0.001	<0.1	0.002	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.001	<0.001	0.024
puits 3	0.00067	<0.0005	0.010	<0.001	<0.1	0.010	0.006	0.001	<0.0001	0.002	0.002	0.120
puits 5	<0.0005	<0.0005	0.004	<0.001	<0.1	<0.0004	0.002	<0.001	<0.0001	<0.001	0.001	0.065
puits 9	<0.0005	<0.0005	0.002	<0.001	<0.1	<0.0004	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.0001	<0.001	0.034
Piézomètres												
PDP	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.001	<0.1	0.001	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.001	<0.001	<0.005
PBS 1405	<0.0005	<0.0005	0.001	<0.001	<0.1	0.005	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.001	<0.001	<0.005
PBS 1407	<0.0005	<0.0005	0.004	<0.001	<0.1	0.002	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.001	<0.001	0.015
PBS 1404b	0.0006	<0.0005	0.004	<0.001	0.160	0.003	<0.0005	<0.001	0.000	<0.001	<0.001	<0.005
PDH	<0.0005	<0.0005	0.001	0.001	<0.1	0.001	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.001	<0.001	<0.005
PBS 1402	<0.0005	<0.0005	0.001	<0.001	<0.1	0.002	<0.0005	<0.001	0.000	<0.001	<0.001	<0.005
Surface												
Canal 01	<0.0005	<0.0005	0.001	<0.001	0.19	0.023	<0.0005	<0.001	<0.0001	1.8	<0.001	<0.005
Source potable	<0.0005	<0.0005	0.002	<0.001	<0.1	<0.0004	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.0001	<0.001	0.0062
Rivière am décharge	<0.0005	<0.0005	0.001	<0.001	0.17	0.005	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.0001	<0.001	<0.005
Rivière av décharge	<0.0005	<0.0005	0.001	<0.001	0.16	0.003	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.0001	<0.001	0.0077
Ruisseau décharge	0.00053	0.00071	0.003	<0.001	0.72	0.110	<0.0005	0.002	0.00031	<0.0001	<0.001	0.005
045 R	0.00059	<0.0005	0.001	<0.001	0.67	0.067	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.0001	<0.001	<0.005
045 L	<0.0005	<0.0005	0.001	<0.001	0.4	0.014	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.0001	<0.001	<0.005
039	0.00054	<0.0005	0.001	<0.001	0.36	0.052	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.0001	<0.001	<0.005
Canal 02	<0.0005	<0.0005	0.001	<0.001	0.15	0.024	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.0001	<0.001	<0.005
038	<0.0005	<0.0005	0.001	<0.001	0.11	0.003	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.0001	<0.001	<0.005
033 aval	0.00051	<0.0005	0.001	<0.001	0.2	0.032	<0.0005	0.002	<0.0001	<0.0001	<0.001	<0.005
033 affluent	<0.0005	<0.0005	0.001	<0.001	0.18	0.031	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.0001	<0.001	<0.005
033 amont	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.001	0.23	0.033	<0.0005	<0.001	<0.0001	<0.0001	<0.001	<0.005
045 (source)	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.001	0.35	0.150	0.001	<0.001	<0.0001	<0.0001	<0.001	<0.005
Pluie	<0.0005	<0.0005	0.0034	<0.001	<0.1	0.0032	<0.0005	0.0028	0.00038	<0.001	<0.001	0.036

DIC, DOC et $\delta^{13}\text{C}$

2015	D13C DIC ‰ VPDB	c(DIC) mmol L ⁻¹	d13C-DOC ‰ VPDB	c(DOC) mmol L ⁻¹	Origine
F23-F30	-18.95	1.14	-28.86	0.848	pergélisol
F top	-18.83	1.36	-25.9	0.524	pergélisol
F19	-18.03	0.24	-26.17	0.128	pergélisol
F milieu	-19.17	0.70	-25.76	0.318	pergélisol
P2	-22.4	0.39	-28.33	0.12	Piézomètre
P4	-13.37	0.80	-25.29	0.076	Piézomètre
P5	-16.38	1.00	-26.4	0.111	Piézomètre
P6	-17.18	0.85	-30.2	0.226	Piézomètre
Puits 8	-7.82	1.03	-25.95	0.103	Piézomètre
P9	-14.21	0.94	-26.83	0.0955	Piézomètre
PDP	-19.36	0.26	-28.19	0.1	Piézomètre
PBS 1404	-16.49	0.33	-27.96	0.16	Piézomètre
PBS 1402	-25.9	0.30	-28.56	0.121	Piézomètre
PBS 1405	-22.52	0.31	-28.73	0.173	Piézomètre
PBS 1407	-21.47	0.26	-27.93	0.107	Piézomètre
PBS 1404b	-15.74	0.16	-28.03	0.084	Piézomètre
PDH	-21.39	0.31	-28.03	0.115	Piézomètre
Lac E	-3.76	0.29	-28.18	0.736	Lac
C 3	-11.73	0.40	-28.44	0.238	Ruisseau
Lac B	-10.8	0.093	-28.96	0.358	Lac
2016					
P2	-21.5	0.38	-28.4	0.18	Piézomètre
P3	-9.2	1.87	-29.3	0.28	Piézomètre
P4	-12.0	1.12	-28.2	0.10	Piézomètre
P6	-14.8	0.88	-28.2	0.11	Piézomètre
P8	-10.8	0.88	-27.8	0.12	Piézomètre
P9	-13.2	0.84	-28.5	0.13	Piézomètre
PBS 1404b	-17.4	0.19	-28.0	0.10	Piézomètre
PBS 1402	-24.7	0.20	-28.3	0.19	Piézomètre
PBS 1405	-20.5	0.23	-28.3	0.18	Piézomètre
PDH	-21.3	0.36	-28.2	0.15	Piézomètre
039	-11.6	0.80	-28.7	0.39	Ruisseau
Canal 02	-11.1	0.85	-28.7	0.25	Ruisseau
Source 045	-14.1	2.84	-28.4	0.15	Source
045M	-14.2	0.44	-28.9	0.45	Ruisseau
033 affl.	-11.8	0.63	-28.6	0.23	Ruisseau

Carbone 14
Umiujaq 2013

Sample	¹⁴ C		RCAge		HCO ₃	CaCO ₃
	pmC	1s error	BP	1s error	mg/L	
Puits 2	90.41	0.27	810	24	14.64	12
Puits 3	42.85	0.18	6808	35	158.44	130
Puits 4	60.59	0.19	4025	25	70.41	58
Puits 6	72.00	0.25	2639	28	64.50	53
Puits 8	60.78	0.21	3999	28	65.38	55
Puits 9	67.48	0.35	3160	42	36.60	67

Rapport d'analyse CFC et SF6



Laboratoire de géochimie des ressources en eaux

Nom du (de la) responsable du projet : Marion Cochand / John Molson

Échantillons : Tubes cuivre avec échantillon en phase gazeuse (V=0.014L), 13 échantillons

Type d'analyse : SF6 et CFC's

Équipement : GC-Agilent Technologies 7890B

Les échantillons originaux sont transférés à l'aide de gaz porteur hélium ultrapur (5.5) dans le GC-ECD. La calibration a été réalisée au moyen de trois standards (STD 101, SDT 404 et STD 808)

Site	Date analyse	SF6, ppt ± 0.4	CFC12 ± 49.0	CFC11 ± 40.0	CFC13 ± 5.0
Série 1					
P4	13.11.2017	9	287	305	25
P4	13.11.2017	23	285	313	23
P8	13.11.2017	BDL	BDL	BDL	BDL
P8	13.11.2017	46	318	390	27
P6	14.11.2017	BDL	BDL	BDL	BDL
P6	14.11.2017	BDL	BDL	BDL	BDL
P2	14.11.2017	BDL	BDL	BDL	BDL
P2	14.11.2017	BDL	BDL	BDL	BDL
P9	14.11.2017	50	334	371	47
P9	14.11.2017	9	246	192	BDL
Série 2					
P6	21.11.1017	27	285	288	22
P8	21.11.1017	18	285	313	23
P9	21.11.1017	37	287	305	25

Vérifié par la responsable analytique, Marina Tcaci MSc.

24.05.2018

**University of Utah - Dissolved and Noble Gas Lab -
Preliminary Results
Umiujaq
2013**

Sample I.D.	Ar total (ccSTP/g)	Ne total (ccSTP/g)	Kr total (ccSTP/g)	Xe total (ccSTP/g)	He4 (ccSTP/g)	R/Ra	Tritium (TU)	Tritium (error +/-)	Age - using Ne only (yrs)	Error +/- (Ne only)	Age - using CE model (yrs)	Error +/- (CE model)	Rterr - assumed	Recharge Temp °C	Tot Dis Gas (atm)	Rech Elev (m)	Water Temp °C	ΔNe (%)	Notes
Puits 2	4.77E-04	2.11E-07	1.07E-07	1.74E-08	4.5E-08	1.000	8.6	0.3	-0.47	1.01	-3.12	0.58	2.77E-08	1.36	0.94	130	0.5	-3.08	Appears modern; gas stripping
Puits 3	5.56E-04	2.89E-07	1.07E-07	1.74E-08	6.5E-08	0.929	8.6	0.3	±	±	±	±	2.77E-08	±	0.96	130	-1.1	39.12	Poor gas model fit; Excess He4
Puits 4	4.41E-04	1.94E-07	1.03E-07	1.58E-08	4.4E-08	0.943	8.4	0.3	-0.87	0.95	-9.75	0.87	2.77E-08	4.86	0.88	32	0.2	-8.59	Some gas stripping
Puits 6	4.89E-04	2.46E-07	1.05E-07	1.66E-08	8.9E-08	0.645	8.6	0.3	-2.04	1.66	1.06	0.99	2.77E-08	5.47	1.00	46	1.5	17.06	Excess He4
Puits 8	4.50E-04	2.46E-07	8.11E-08	1.59E-08	2.6E-07	0.199	8.8	0.3	±	±	±	±	2.77E-08	±	0.91	135	0.3	22.03	Poor gas model fit; Excess He4
Puits 9	4.14E-04	2.11E-07	7.25E-08	1.41E-08	5.9E-08	0.801	8.8	0.3	-3.10	1.22	-3.53	0.72	2.77E-08	10.14	1.00	90	1.5	5.82	Excess He4
Umiujaq 2015																			

Puits 2	5.22E- 04	2.48E- 07	1.36E- 07	1.95E- 08	5.05E- 08	0.9 69	- 11. 76	-7.11	2.77E- 08	0.00	1.12 5	131	0.5	11. 81	
Puits 4	4.91E- 04	2.77E- 07	1.20E- 07	1.73E- 08	6.41E- 08	0.9 05	- 15. 82	11.76	2.77E- 08	2.70	1.07 5	31. 6	0.6	27. 62	
Puits 6	4.41E- 04	2.26E- 07	1.12E- 07	1.71E- 08	-	-			2.77E- 08	4.21	0.90 8	45. 8	0.7	6.2 1	No helium values
Puits 8	4.98E- 04	2.54E- 07	1.22E- 07	1.97E- 08	-	-			2.77E- 08	0.30	0.90 9	135	0.7	15. 23	No helium values
Puits 9	4.79E- 04	2.43E- 07	1.15E- 07	1.84E- 08	5.32E- 08	0.9 35	- 8.9 2	-7.56	2.77E- 08	1.81	0.90 8	90. 7	0.7	11. 67	

Annexe 7 - Données de microbiologie

Échantillonnage pour la microbiologie des eaux de surface dans la région d'Umiujaq - 5 juillet 2016

Eau surface	Localisation	Microbiologie				Potabilité
		Escherichia coli	Coliformes totaux	Bactéries atypiques	Entérocoques fécaux	
		UFC /100ml	UFC /100ml	/ membrane	UFC /100ml	
Canal 01	Canal de jaugeage	3	N/A	>200	0	Non
Source potable	Source proche de la route qui mène à la vallée	0	N/A	>200	0	Non
Rivière amont décharge	Rivière Umiujaq en amont de la décharge et du bassin de rétention	5	N/A	>200	0	Non
Rivière aval décharge	Rivière Umiujaq en aval de la décharge et du bassin de rétention	7	N/A	>200	2	Non
Ruisseau décharge	Ruisseau entre le bassin de rétention et la décharge	1	N/A	>200	13	Non
CEN	Maison du CEN	0	0	0	0	Oui
POMPE	Station de pompage	0	0	0	0	Oui