

**Titre:** Caractérisation des eaux souterraines du sous-bassin versant  
d'Innisfil Creek : une approche hydrogéochimique et isotopique

**Auteur:** Francis Proteau-Bédard

**Date:** 2020

**Type:** Mémoire ou thèse / Dissertation or Thesis

**Référence:** Proteau-Bédard, F. (2020). Caractérisation des eaux souterraines du sous-bassin versant d'Innisfil Creek : une approche hydrogéochimique et isotopique [Mémoire de maîtrise, Polytechnique Montréal]. PolyPublie.  
Citation: <https://publications.polymtl.ca/5254/>

 **Document en libre accès dans PolyPublie**  
Open Access document in PolyPublie

**URL de PolyPublie:** <https://publications.polymtl.ca/5254/>  
PolyPublie URL:

**Directeurs de recherche:** Paul Baudron  
Advisors:

**Programme:** Génie minéral  
Program:

**POLYTECHNIQUE MONTRÉAL**

affiliée à l'Université de Montréal

**Caractérisation des eaux souterraines du sous-bassin versant d'Innisfil Creek :  
une approche hydrogéochimique et isotopique**

**FRANCIS PROTEAU-BÉDARD**

Département de Génies civil, géologique et des mines

Mémoire présenté en vue de l'obtention du diplôme de Maîtrise ès sciences appliquées  
Génie minéral

Mai 2020

**POLYTECHNIQUE MONTRÉAL**

affiliée à l'Université de Montréal

Ce mémoire intitulé :

**Caractérisation des eaux souterraines du sous-bassin versant d'Innisfil Creek :  
une approche hydrogéochimique et isotopique**

présenté par **Francis PROTEAU-BÉDARD**

en vue de l'obtention du diplôme de Maîtrise ès sciences appliquées

a été dûment accepté par le jury d'examen constitué de :

**Philippe PASQUIER**, président

**Paul BAUDRON**, membre et directeur de recherche

**Éric ROSA**, membre externe

## DÉDICACE

*Pour Lorraine, ma marraine . . .*



## REMERCIEMENTS

J'aimerais commencer par remercier mon directeur de recherche, le professeur Paul Baudron pour m'avoir transmis la passion pour l'hydrogéochimie isotopique. J'ai appris énormément de cette collaboration qui a commencé par un stage à l'été 2016 et qui m'a permis depuis permis d'en apprendre beaucoup sur le milieu scientifique et professionnel. Je lui souhaite de continuer de foncer et de s'impliquer dans les différents projets d'envergure qu'il a su démarrer au courant des dernières années et pour les années à venir. J'aimerais aussi remercier Nicolas Benoit de la Commission Géologique du Canada qui a supervisé une partie importante du projet de recherche et qui a eu une collaboration importante dans les articles scientifiques et dans mes présentations aux différents congrès auxquels j'ai pris part. Son expertise complémentaire a amené des perspectives intéressantes au projet et a permis de pousser plus loin les interprétations finales qui sont présentées dans ce document. Je me considère très chanceux d'avoir pu collaborer avec ces deux chercheurs qui m'ont laissé une grande liberté dans mon projet. Je vous remercie pour votre confiance et votre contribution tout au long du projet.

Merci aux membres de mon jury, les professeurs Philippe Pasquier et Éric Rosa d'avoir accepté de lire et d'évaluer mon mémoire.

Un grand merci à Ryan, Angela et Kate du Nottawasaga Valley Conservation Authority pour le support lors de la campagne d'échantillonnage de l'été 2018. Leurs connaissances hydrogéologiques de la région et les contacts des personnes ressource pour faire l'échantillonnage m'ont grandement facilité la planification de la campagne. Je les remercie de m'avoir aidé à remplir tous les objectifs de ma campagne d'échantillonnage sans leur contribution importante.

Merci à Manon Leduc, Jérôme Leroy et Jean-François Hélie pour leur expertise lors de mes analyses en laboratoire. Leur contribution proactive a permis d'obtenir des résultats de qualité.

Je remercie également mes collègues de bureau, Azzurra Lentini, Coralie Pontoreau, Janie Masse-Dufresne, Marc Patenaude, Maximilien Delestre, Sabine Veuille pour leur bonne humeur et pour les séances de remue-méninges de groupe.

Finelement, je tiens à remercier Mariska, mes parents Chantal et François et ma soeur Marilyn pour leur soutien tout au long de mes études à Polytechnique.

## RÉSUMÉ

Des épisodes de sécheresses récurrents et l'augmentation de la demande en eau pour l'irrigation ont attisé l'intérêt des communautés du sous-bassin versant d'Innisfil Creek pour faire une transition des eaux de surface aux eaux souterraines pour leur approvisionnement en eau potable. Néanmoins, une caractérisation régionale du système d'aquifères est nécessaire avant de statuer sur cette option, en raison de la complexité du système aquifère multicouche composé de 17 unités hydrostratigraphiques situé dans la zone d'étude. Le projet a donc comme objectif principal de caractériser la dynamique d'écoulement régional grâce à l'utilisation de traceurs hydrogéochimiques et isotopiques.

Cette étude est basée sur des travaux antérieurs de la zone d'étude qui ont mis en évidence les besoins des communautés et permis de définir l'hydrostratigraphie régionale. Ensuite, pour répondre aux besoins de caractérisation régionale, une revue de littérature d'autres études régionales a été faite pour faire ressortir les paramètres à caractériser. Finalement, l'étude est appuyée par des outils et des méthodes de traitement de données reconnues pour caractériser les paramètres d'intérêt.

Suite à cette revue de littérature, il a été convenu que le projet devait être traité à l'aide d'une approche combinant des traceurs géochimiques et isotopiques. Une base de données regroupant diverses sources a été créée dans le cadre de ce projet pour cibler les processus hydrogéologiques majeurs. Le traitement des données est ensuite appuyé sur la définition des contextes hydrogéologiques pour mettre en valeur les principales variations géologiques et de présenter la continuité des résultats dans l'espace. Pour pouvoir répondre pleinement aux besoins de l'étude, une campagne d'échantillonnage supplémentaire a été réalisée à l'été 2018.

La revue méthodologique a ensuite dicté les bases des méthodologies d'échantillonnage et d'analyse en laboratoire. Les données ont ensuite été traitées pour permettre une évaluation de la qualité des résultats. Un indice de fiabilité a été mis au point dans le cadre du projet pour faire ressortir les principales causes d'erreurs possibles pour le projet et pour utiliser les données de qualité par la suite pour les interprétations.

À la suite de ces revues théoriques, ce travail de recherche a permis de mettre au point un modèle conceptuel à partir d'un ensemble de 61 échantillons qui inclut les ions majeurs et

les isotopes de la molécule d'eau ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ,  $^3$  et du carbone ( $\delta^{13}\text{C-DIC}$  et  $^{14}\text{C-DIC}$ ). La géochimie et les isotopes stables et radiogéniques ont permis de localiser les principales zones de recharge moderne et de mettre en évidence la recharge récente allant jusqu'à 60 m de profondeur dans l'aquifère principal de sable et gravier (AFB2) non confiné. La géochimie et le  $^{14}\text{C-DIC}$  ont aussi révélé l'existence de voies d'écoulement profondes contenant des eaux souterraines âgées qui ont été rechargées dans les conditions climatiques des dernières périodes glaciaires. L'échange cationique s'est avéré être le principal processus d'évolution géochimique, combiné au mélange entre les voies d'écoulement modernes et anciennes.

Toutes ces informations ont révélé une évolution géochimique distincte entre la partie nord du sous-bassin versant et la partie sud. Le patron d'écoulement du secteur nord de la zone d'étude présente un mélange d'eau douce moderne et d'une eau minéralisée ancienne. Au sud, l'écoulement se divise en deux régimes d'écoulement, l'un est moderne et peu profond et l'autre est profond, confiné et fortement minéralisé. Ces conclusions permettent de remettre en perspective les options de gestion de l'eau, car une migration d'un approvisionnement en eau de surface vers un approvisionnement en eau souterraine ne semble pas être une option garantie pour certaines zones du sous-bassin.

## ABSTRACT

Recent drought occurrences have increased the water needs of the Innisfil Creek watershed in Ontario, Canada. Local authorities are now forced to restrain the use of surface water, affecting the agricultural activities of the area. A switch from surface water to groundwater for drinking supplies is one of the studied options to react to these surface water constraints. However, the lack of understanding of the groundwater dynamics does not guarantee the sustainability of this option. Therefore, a conceptual model of the area is needed to help identify the key processes of the hydrogeological system and facilitate water management.

The project is based on the use of geochemical and isotopic methods to identify the main hydrogeological processes of the study area. A geochemical and isotopic database has been built from past surveys to cover the whole watershed area. The data treatment was then made through the use of hydrogeological contexts association. This methods allows the identification the aquifers particularities and to understand the flow sequence.

The conceptual model created in this research project is based on 61 groundwater samples. The geochemical and isotopic database contains major ions,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ,  $^3\text{H}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ -DIC and  $^{14}\text{C}$ -DICs. Isotopic interpretation of radiogenic and stable isotopes has allowed the identification of the main recharge areas. The signature of this modern water input has been observed up to 60 m deep in the main unconfined aquifer. Hydrogeochemistry and radiogenic isotopes were used to identify an deep flow path with water from the past glacial era. Cation exchange has also been proven to be the main geochemical process to be observed along a flow path.

This investigation indicated a distinct geochemical evolution between the northern part of the watershed and the southern one. The northern flow path output geochemical is a mixing between fresh modern water and a mineralized old water from glacial events over 20 000 years old. The southern flow path divided a fresh shallow and a deep, confined and highly mineralized flow paths. This shallow flow path is influenced by a local recharge and its impact is noticed along the flow path on a layer of over 50 m sediments. Its deep component is a part of a larger regional flow with a decreasing mineralisation caused by noticeable input of modern water along its flow.

## TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE . . . . .	iii
REMERCIEMENTS . . . . .	iv
RÉSUMÉ . . . . .	v
ABSTRACT . . . . .	vii
TABLE DES MATIÈRES . . . . .	viii
LISTE DES TABLEAUX . . . . .	xii
LISTE DES FIGURES . . . . .	xiii
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS . . . . .	xv
LISTE DES ANNEXES . . . . .	xvi
CHAPITRE 1 INTRODUCTION . . . . .	1
1.1 Éléments de la problématique . . . . .	1
1.2 Objectifs de recherche . . . . .	3
1.3 Plan du mémoire . . . . .	4
CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE . . . . .	6
2.1 Études antérieures sur les eaux souterraines du sous-bassin versant d’Innisfil Creek . . . . .	6
2.1.1 Besoins en eau . . . . .	7
2.1.2 Hydrostratigraphie . . . . .	7
2.1.2.1 Géologie des dépôts meubles . . . . .	7
2.1.2.2 Zones physiographiques . . . . .	11
2.1.2.3 Géologie du socle rocheux . . . . .	11
2.1.3 Travaux antérieurs sur l’écoulement régional . . . . .	13
2.2 Paramètres d’intérêt dans les études géochimiques régionales . . . . .	15
2.2.1 Recharge . . . . .	15
2.2.2 Confinement . . . . .	16
2.2.3 Évaluation de l’écoulement régional et mélange d’eau entre les aquifères . . . . .	17

2.2.4	Contamination anthropique . . . . .	18
2.3	Outils d'interprétation hydrogéochimique et isotopique . . . . .	19
2.3.1	Hydrogéochimie . . . . .	19
2.3.1.1	Qualité des analyses hydrogéochimiques . . . . .	20
2.3.1.2	Échange cationique . . . . .	21
2.3.1.3	Équilibre des phases . . . . .	21
2.3.2	Représentation graphique des données hydrogéochimiques . . . . .	23
2.3.2.1	Diagramme de Piper . . . . .	24
2.3.2.2	Diagramme de Stiff . . . . .	25
2.3.2.3	Faciès hydrogéochimiques . . . . .	25
2.3.3	Isotopes stables de la molécule d'eau . . . . .	26
2.3.3.1	Définition . . . . .	26
2.3.3.2	Interprétation des résultats . . . . .	27
2.3.4	Tritium . . . . .	28
2.3.4.1	Définition . . . . .	28
2.3.4.2	Interprétation des résultats . . . . .	28
2.3.5	Isotopes du carbone inorganique dissous . . . . .	29
2.3.5.1	Définition . . . . .	29
2.3.5.2	Principe de datation d'eau souterraine à l'aide du $^{14}\text{C}$ -CID . . . . .	30
2.3.6	Méthodes de correction d'âges $^{14}\text{C}$ . . . . .	31
2.3.6.1	Tamers et Pearson . . . . .	31
2.3.6.2	Eichinger . . . . .	32
2.3.6.3	Fontes et Garnier . . . . .	32
2.3.7	Traitement de données d'études régionales . . . . .	33
2.3.7.1	Identification d'un paramètre conservatif . . . . .	33
2.3.7.2	Définition de contextes hydrogéologiques . . . . .	34
CHAPITRE 3 LA DÉMARCHE ET L'ENSEMBLE DU TRAVAIL DE RECHERCHE ET L'ORGANISATION GÉNÉRALE DU DOCUMENT . . . . .		35
3.1	Lien entre la revue de littérature et les objectifs de l'étude . . . . .	35
3.2	Démarche méthodologique . . . . .	35
3.3	Démarche d'interprétation des résultats . . . . .	36
CHAPITRE 4 ASPECTS MÉTHODOLOGIQUES . . . . .		37
4.1	Création de la base de données . . . . .	37
4.2	Campagne d'échantillonnage additionnel à l'été 2018 . . . . .	38
4.3	Indice de fiabilité de l'ensemble de données . . . . .	40

CHAPITRE 5	ARTICLE 1 : COMBINING GEOCHEMISTRY AND HYDROGEOLOGICAL CONTEXTS TO DEFINE GROUNDWATER FLOW PATTERNS IN A COMPLEX MULTILAYER AQUIFER (INNISFIL WATERSHED, CANADA) . .	43
5.1	Abstract . . . . .	43
5.2	Keywords . . . . .	44
5.3	Introduction . . . . .	44
5.4	Study area . . . . .	45
5.4.1	Background . . . . .	45
5.4.2	Hydrostratigraphy . . . . .	47
5.5	Method . . . . .	49
5.5.1	Geochemical and isotopic data . . . . .	49
5.5.2	Analytical program . . . . .	50
5.5.3	Radiocarbon groundwater dating . . . . .	50
5.6	Results . . . . .	52
5.6.1	Hydrogeological contexts . . . . .	52
5.6.2	Major ions . . . . .	54
5.6.3	Modern groundwater . . . . .	55
5.6.4	Old groundwater . . . . .	57
5.7	Groundwater flow and geochemical evolution . . . . .	60
5.7.1	Main hydrogeochemical processes . . . . .	60
5.7.2	Conceptual model . . . . .	63
5.8	Conclusion . . . . .	66
CHAPITRE 6	ASPECTS MÉTHODOLOGIQUES ET RÉSULTATS COMPLÉMENTAIRES . . . . .	68
6.1	Échantillons retirés à l'aide de l'indice de fiabilité . . . . .	68
6.2	Puits retirés de la campagne d'échantillonnage de l'été 2018 . . . . .	69
6.2.1	Puits ayant une mauvaise qualité des résultats . . . . .	69
6.2.2	Puits à l'extérieur de la zone d'étude . . . . .	71
CHAPITRE 7	DISCUSSION GÉNÉRALE . . . . .	73
7.1	Validité des résultats en $\delta^{13}C$ . . . . .	73
7.2	Gradients hydrauliques . . . . .	75
7.2.1	Paires de puits . . . . .	75
7.2.2	Écoulement provenant du Sud . . . . .	76
7.2.3	Écoulement provenant du Nord . . . . .	77

7.3	Interprétation générale de l'impact de l'exploitation sur l'eau souterraine de la région . . . . .	81
CHAPITRE 8 CONCLUSION . . . . .		83
8.1	Synthèse des travaux . . . . .	83
8.2	Limitations de la solution proposée . . . . .	83
8.3	Améliorations futures . . . . .	84
RÉFÉRENCES . . . . .		86
ANNEXES . . . . .		94



## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1	Outils hydrogéochimiques et isotopiques . . . . .	19
Tableau 4.1	Codes de l'indice de fiabilité . . . . .	42
Tableau 7.1	Comparaison des concentration en $\delta^{13}C$ entre les campagnes de 2017 et de 2018 . . . . .	73
Tableau 7.2	Comparaison des âges $^{14}C$ entre les campagnes de 2017 et de 2018 . .	74
Tableau 7.3	Direction des gradients verticaux . . . . .	75
Tableau A.1	Identification des puits . . . . .	94
Tableau B.1	Concentrations en ions majeur . . . . .	97
Tableau C.1	Données isotopiques . . . . .	99
Tableau E.1	Reliability index code and definitions . . . . .	113
Tableau E.2	Oak Ridge Moraine Groundwater Program combined reliability index (n = 76) . . . . .	116
Tableau E.3	Geological Survey of Canada and current surveys combined reliability index (n = 38) . . . . .	117
Tableau E.4	AFB2 geochemical dataset . . . . .	119

## LISTE DES FIGURES

Figure 1.1	Carte du sous-bassin versant d’Innisfil Creek et de son exutoire. La figure du haut présente le modèle hydrostratigraphique 3D de la zone d’étude. . . . .	3
Figure 2.1	Modèle en trois dimensions de l’hydrostratigraphie du sous-bassin versant d’Innisfil Creek, tiré de Benoit et al. [1] . . . . .	8
Figure 2.2	Séquence hydrostratigraphique des sédiments du sous-bassin versant d’Innisfil Creek . . . . .	10
Figure 2.3	En haut : zones physiographiques, tiré de l’article du chapitre 5 ; En bas : Coupe stratigraphique . . . . .	12
Figure 2.4	Piézométrie régionale, tirée de Benoit et al. [1] . . . . .	14
Figure 2.5	Représentation d’un diagramme de Piper . . . . .	24
Figure 2.6	Représentations de diagrammes de Stiff . . . . .	25
Figure 4.1	Distribution spatiale des puits d’où proviennent les échantillons des 3 sources de données, tirée de Proteau-Bedard et al. [2] . . . . .	40
Figure 5.1	Innisfil watershed, spatial distribution of the physiographic zones and general groundwater flow directions. . . . .	46
Figure 5.2	a) Detailed 3D hydrostratigraphic model (after Bajc et al. 2015 and Benoit et al. 2018), and b) simplified hydrostratigraphic units . . . .	48
Figure 5.3	Location of the groundwater samples (sampled wells) according to the field surveys. . . . .	51
Figure 5.4	Confinement grades in the Innisfil watershed : a) spatial location of regional hydrogeological sections, and b) typical hydrostratigraphic sequences. . . . .	54
Figure 5.5	Piper diagram of the dataset . . . . .	56
Figure 5.6	a) $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ ; b) tritium vs. $\delta^{18}\text{O}$ . . . . .	58
Figure 5.7	Radiocarbon age vs. $\delta^{18}\text{O}$ . . . . .	59
Figure 5.8	Na/Ca meq/l ratio vs TDS for the watershed (a), for the southern flow path only (b), for the northern flow path only (c) and Na/Ca meq/l ratio vs $\delta^{18}\text{O}$ (d). . . . .	62
Figure 5.9	Conceptual model for the southern flow path . . . . .	64
Figure 5.10	Conceptual model for the northern flow path . . . . .	65
Figure 6.1	Puits retirés de la campagne de l’été 2018 . . . . .	70
Figure 7.1	Niveaux d’eau projetés sur la coupe conceptuelle sud . . . . .	76

Figure 7.2	Niveaux d'eau projetés sur la coupe conceptuelle nord . . . . .	78
Figure 7.3	Localisation des résurgences selon Matrix [3] . . . . .	80
Figure E.1	Innisfil Creek watershed draped onto the terrain elevation surface (hillshade) . . . . .	107
Figure E.2	Location of hydrogeochemical data sites draped onto the areas surficial Hydro-Stratigraphic Units (HSU) . . . . .	110
Figure E.3	Borehole screen depth association with hydro-stratigraphic units (HSU) for each well . . . . .	114
Figure E.4	Piper plot of the dataset . . . . .	118
Figure E.5	Top : Piper plot for AFB2 samples. Bottom : Location of the main water types of AFB2 samples and thicknesses of ATB2 and AFB2 . .	121

## LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

ACP	Analyse en Composantes Principales
CEAEQ	Centre d'Expertise en Analyses Environnementales du Québec
CGC	Commission Géologique du Canada
CID	Carbone Inorganique dissous
HDPE	Polyéthylène à haute densité
NVCA	Nottawasaga Valley Conservation Authority
ORMGP	Oak Ridges Moraine Groundwater Program

**LISTE DES ANNEXES**

Annexe A	Information des puits . . . . .	94
Annexe B	Résultats géochimiques . . . . .	97
Annexe C	Isotopes . . . . .	99
Annexe D	Méthodologie d'échantillonnage et analytique . . . . .	101
Annexe E	Progressing toward an understanding of groundwater of Innisfil Creek watershed, southern Ontario . . . . .	106

## CHAPITRE 1 INTRODUCTION

### 1.1 Éléments de la problématique

La gestion de l'eau est un enjeu important pour le développement économique et démographique des communautés à l'échelle mondiale. Avec l'effet des changements climatiques de plus en plus important, les épisodes de sécheresse qui peuvent provoquer ces situations critiques pourraient devenir de plus en plus fréquents à l'échelle du globe. Pour pouvoir réagir à cette situation, une meilleure connaissance des ressources en eau est nécessaire pour garantir la saine gestion des ressources hydriques à long terme et contribuer au développement durable des communautés.

Même si le Canada possède une des plus grandes réserves mondiales en eau, il n'est pas à l'abri des problèmes de sécheresse. Le sous-bassin versant d'Innisfil Creek en Ontario (Figure 1.1) est un exemple de secteur en proie à des épisodes de sécheresse récurrents qui amènent à repenser la gestion de l'eau de la région [3]. Sa forte croissance démographique et ses activités dans les secteurs manufacturiers et agricoles ont permis à la région d'assurer une importante croissance économique au cours des dernières décennies. La croissance économique est toutefois maintenant mise en péril par des périodes de canicule à l'été qui affectent les cours d'eau de la région. Face à une demande en eau qui surpasse la disponibilité de l'eau en surface lors des épisodes de sécheresse, les autorités locales doivent se pencher sur d'éventuelles restrictions de prélèvements d'eau de surface pour préserver la ressource.

Cette restriction en eau affecte particulièrement les activités agricoles. Des pertes majeures dans certains types de cultures affectent les agriculteurs. Ces pertes de cultures se transforment en pertes économiques. Une étude d'une firme d'expert a été entreprise pour évaluer les possibilités pour limiter les pertes économiques des agriculteurs [3]. La conclusion principale du rapport indiquait que l'eau souterraine du sous-bassin versant, si elle est suffisamment abondante, serait une alternative à l'eau de surface.

Pour pouvoir poursuivre les démarches de transition vers les eaux souterraines, il est nécessaire d'avoir une meilleure compréhension de l'hydrogéologie régionale pour s'assurer de la disponibilité de l'eau. Une des problématiques majeures du projet est de comprendre l'effet de l'hydrostratigraphie complexe formée de sédiments glaciaires discontinus et de comprendre

la dynamique de l'eau depuis sa recharge jusqu'aux exutoires au sein des différents types de sédiments. La géologie hétérogène en surface et en profondeur crée des différences dans la recharge locale d'aquifères et dans les connexions des aquifères profonds avec la surface. La disponibilité de la ressource à long terme n'est pas garantie et la qualité de l'eau pourrait se détériorer si le pompage amène une eau plus minéralisée par exemple. Une meilleure connaissance de l'évolution des eaux souterraines du secteur est nécessaire pour garantir la pérennité de l'approvisionnement en eau souterraine.

Face à ce besoin de connaissances, différents acteurs régionaux et gouvernementaux ont entrepris des programmes d'acquisition d'information en eau souterraine du sud de l'Ontario [4]. Ces études ont permis une meilleure compréhension de l'hydrostratigraphie régionale, de caractériser le rôle des différentes unités hydrostratigraphiques et du socle rocheux dans l'écoulement de l'eau. Le sous-bassin versant d'Innisfil Creek fait partie du territoire ciblé par ce programme d'acquisition de données, amenant une quantité d'information hydrogéochimique, isotopique et géologique au projet.

Malgré la contribution de données antérieures, ce projet comportait plusieurs défis techniques. Un traitement de la qualité est devenu nécessaire pour assurer leur compréhension et leur applicabilité à l'étude. Ensuite, cet ensemble de données antérieures n'étant pas développé pour les besoins d'une caractérisation régionale, les besoins d'information doivent être complétés indépendamment. Finalement, la particularité du site, un système multi-aquifère complexe composé de sédiments glaciaires aux granulométries allant du gravier à l'argile, présente un défi technique, car de nombreux facteurs peuvent influencer le modèle hydrogéologique.

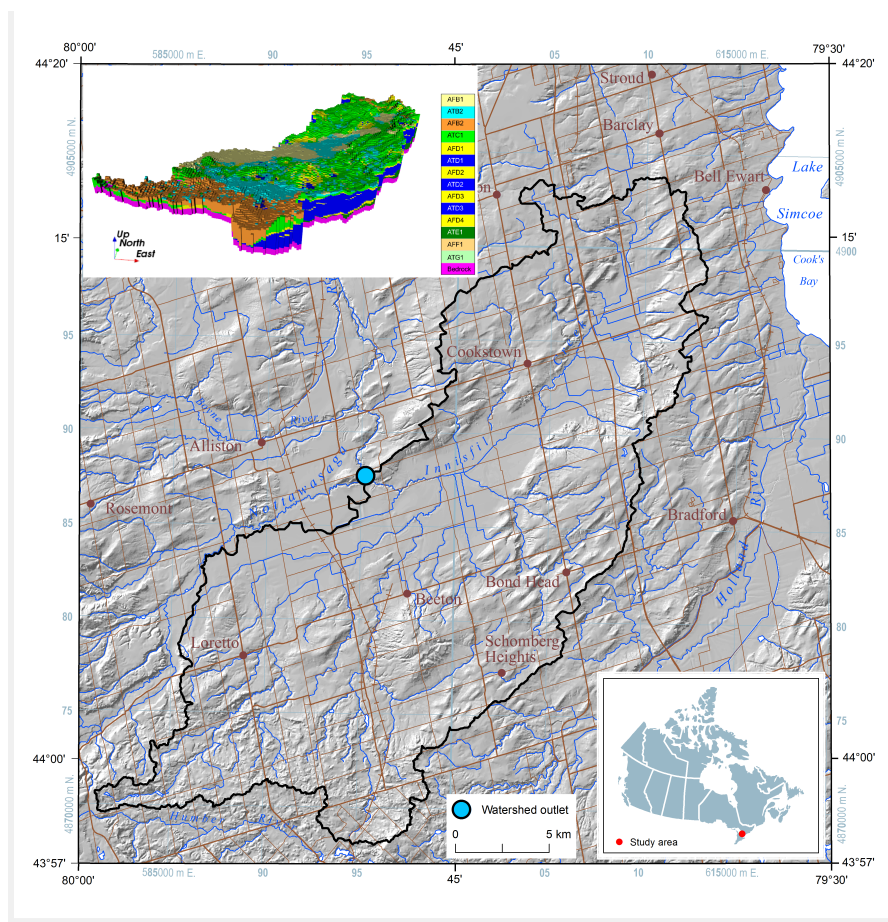


Figure 1.1 Carte du sous-bassin versant d’Innisfil Creek et de son exutoire. La figure du haut présente le modèle hydrostratigraphique 3D de la zone d’étude.

## 1.2 Objectifs de recherche

L’objectif général de ce projet est de contribuer à développer un modèle conceptuel de la dynamique des écoulements souterrains et de l’évolution hydrogéochimique du sous-bassin versant d’Innisfil Creek. Ce modèle met à contribution les travaux antérieurs sur la région et permet d’ajouter une perspective supplémentaire à la compréhension des principaux mécanismes hydrogéologiques. Pour ce faire, l’interprétation des écoulements est basée sur une approche de définition de contextes hydrogéologiques combinée à l’utilisation de traceurs naturels hydrogéochimiques et isotopiques. Le dernier aspect important dans l’élaboration du modèle conceptuel est de pouvoir synthétiser les processus hydrogéochimiques et la dynamique d’écoulement. Le modèle doit être compréhensible par les experts qui auront à gérer



la ressource et qui n'ont pas nécessairement des connaissances avancées en hydrogéochimie isotopique.

En plus de cet objectif général, les objectifs spécifiques de ce projet sont :

1. Valider les principales zones de recharge du sous-bassin versant ;
2. Différencier les eaux anciennes des eaux récentes ;
3. Définir les principales lignes d'écoulement souterrain ;
4. Identifier les mélanges inter-aquifères ;
5. Faire une interprétation préliminaire des zones plus vulnérables dans un contexte d'exploitation intensive des aquifères.

### 1.3 Plan du mémoire

Le chapitre 2 présente la revue de littérature. Elle permet de répondre à la question de recherche principale du projet : Comment mettre au point un modèle conceptuel régional des écoulements souterrains du sous-bassin versant d'Innisfil Creek basé sur l'hydrogéochimie isotopique ? La revue de littérature traite donc des trois aspects majeurs reliés à cette question : l'état des connaissances des eaux souterraines du sous-bassin versant d'Innisfil Creek, les paramètres à cibler pour la mise en place d'un modèle conceptuel des écoulements et l'utilisation d'outils hydrogéochimiques et isotopiques pour comprendre la dynamique des eaux du sous-bassin versant.

Le chapitre 3 présente les étapes clés du projet qui a mené à la création du modèle conceptuel. Ce chapitre introduit aussi l'article présenté au chapitre 5.

Le chapitre 4 présente les différentes méthodologies en lien avec l'échantillonnage, l'analyse et de traitement des données du projet. Les méthodologies d'échantillonnage correspondent aux manipulations de terrain permettant d'échantillonner une eau souterraine représentative de son milieu. Les méthodologies analytiques correspondent aux manipulations en laboratoire qui ont permis d'obtenir les résultats analytiques des différents outils utilisés dans l'étude. Les méthodologies de traitement de données correspondent aux traitements subséquents des données pour uniformiser la base de données et assurer la validité des données utilisées pour faire l'interprétation régionale.

Le chapitre 5 présente l'article scientifique écrit dans le cadre du projet. Il présente l'interprétation des résultats qui ont permis la mise au point du modèle conceptuel de l'écoulement régional. Cet article a été soumis dans la revue *Applied Geochemistry* en février 2020. Un deuxième texte scientifique qui présente les premiers développements de l'étude et qui est sous presse pour un dossier public de la Commission Géologique du Canada est présenté à l'annexe D.

Le chapitre 6 présente des aspects méthodologiques supplémentaires qui sont directement en lien avec la publication scientifique, mais qui ont été retirés lors de la publication de l'article. Ces aspects méthodologiques sont plus orientés vers la définition de l'ensemble de données pour l'interprétation finale des résultats.

Le chapitre 7 présente une discussion générale sur les éléments qui n'ont pu être présentés dans l'article du chapitre 5. Cette partie permet de répondre ou d'enrichir les informations liées aux enjeux spécifiques du projet. Cette section fait le lien avec les objectifs spécifiques du projet et la revue de littérature.

Le chapitre 8 est la conclusion de ce mémoire. Dans un premier temps, cette section fait la synthèse des travaux effectués pendant le projet. Ensuite, ce chapitre présente les limitations de la solution proposée et présente les améliorations futures pour permettre d'améliorer l'ensemble du projet de recherche.

## CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE

Le présent chapitre présente un survol des aspects théoriques et pratiques qui ont permis de répondre à l'objectif principal du projet. La première section présente un résumé de l'information disponible sur la région pour identifier les connaissances de base du site. La deuxième section présente les paramètres d'intérêts pour mettre au point des modèles conceptuels régionaux d'aquifères et les méthodes qui permettent de faire le traitement des bases de données hydrogéologiques régionales. La troisième section présente les outils hydrogéochimiques et isotopiques qui permettent de caractériser les processus d'intérêt pour la création d'un modèle conceptuel.

### 2.1 Études antérieures sur les eaux souterraines du sous-bassin versant d'Innisfil Creek

Le site d'étude est le sous-bassin versant d'Innisfil Creek situé en Ontario. Ce territoire, qui couvre une superficie de 490 km<sup>2</sup>, est situé à environ 100 km au nord de Toronto. L'intérêt particulier pour les eaux souterraines de ce sous-bassin versant est lié à la demande croissante en eau souterraine face aux problèmes de sécheresse. Des épisodes caniculaires estivaux récurrents causent une diminution marquée du niveau des rivières. Face à cette diminution de la quantité d'eau disponible, les communautés s'intéressent à une alternative moins vulnérable. Parmi les options, l'utilisation de l'eau souterraine s'avère intéressante, car elle n'est pas directement affectée pendant les épisodes de sécheresse sporadiques [5]. Pour répondre aux besoins de la population, divers projets ont été entrepris par différents organismes gouvernementaux (Commission Géologique de l'Ontario et Commission Géologique du Canada), différents organismes de préservation de la nature (Nottawasaga Valley Conservation Authority et Oak Ridges Moraine Groundwater Program) ainsi que divers établissements académiques (Université Victoria, Université Waterloo, Université Carleton, Université d'Ottawa, l'Université de Guelph et Polytechnique Montréal) . Cette section présente les résultats des études antérieures de la région qui servent de base pour la construction du modèle conceptuel.

### 2.1.1 Besoins en eau

L'agriculture et le secteur industriel sont les deux principaux moteurs économiques des communautés du sous-bassin. Ces deux activités ont de grands besoins en eau. Toutefois, les épisodes de sécheresse ont mené à des mesures de restriction pour la consommation en eau de surface [6]. De telles restrictions pourraient avoir un impact significatif sur le secteur agricole et causer des pertes économiques importantes lors des récoltes [3].

En considérant les changements climatiques que connaîtra le secteur au cours des prochaines décennies, ces épisodes de sécheresse pourraient avoir un impact de plus en plus important sur les ressources en eau de la région [7]. Les prédictions indiquent que les épisodes de sécheresse, qui causent la baisse du débit d'eau de surface, seront plus fréquents et s'étaleront sur de plus grandes périodes.

Ainsi, pour réagir à cette demande en eau, des experts locaux proposent de se tourner vers les eaux souterraines pour combler les besoins de l'ensemble des utilisateurs du sous-bassin versant. Une transition vers les eaux souterraines permettrait de mieux gérer la ressource, car elle est moins réactive aux changements climatiques [5]. De plus, sur une projection sur 20 ans, le coût de mise en place des systèmes d'approvisionnement en eau serait plus faible que les pertes économiques liées à la perte de récoltes [3].

### 2.1.2 Hydrostratigraphie

L'une des bases pour la compréhension d'un système hydrogéologique est la compréhension de l'hydrostratigraphie de la zone d'étude. Le survol des données d'études antérieures et de fiches de forages montre que tant les aquifères granulaires que fracturés sont exploités sur le territoire. La description des unités hydrostratigraphiques porte donc sur ces deux types d'aquifères.

#### 2.1.2.1 Géologie des dépôts meubles

L'acquisition de données sur les sédiments quaternaires de la zone d'étude a été l'un des objectifs majeurs du projet de caractérisation des eaux souterraines du sud de l'Ontario. Des travaux de géophysique et d'interprétation de carottes de forage entrepris dans la région ont

permis une meilleure compréhension de la stratigraphie sédimentaire [8–10]. Ces travaux ont mené à la création d'un modèle numérique en trois dimensions de la région (Figure 2.1) qui présente la distribution des unités hydrostratigraphiques [11]. Toutefois, puisque le projet a été initié avant la publication finale du modèle, une version préliminaire a été utilisée [12]. Ce modèle incluait l'élévation du toit et l'épaisseur de chacune des unités hydrostratigraphiques. Les noeuds du modèle sont espacés de 100 m et sont agencés sous forme de quadrillage. Ce modèle en trois dimensions a été utilisé comme référence pour la classification des unités hydrostratigraphique pendant le projet. À noter que le modèle n'a pas été mis à jour depuis le début du projet et ne correspond donc pas exactement à celui qui a été publié.

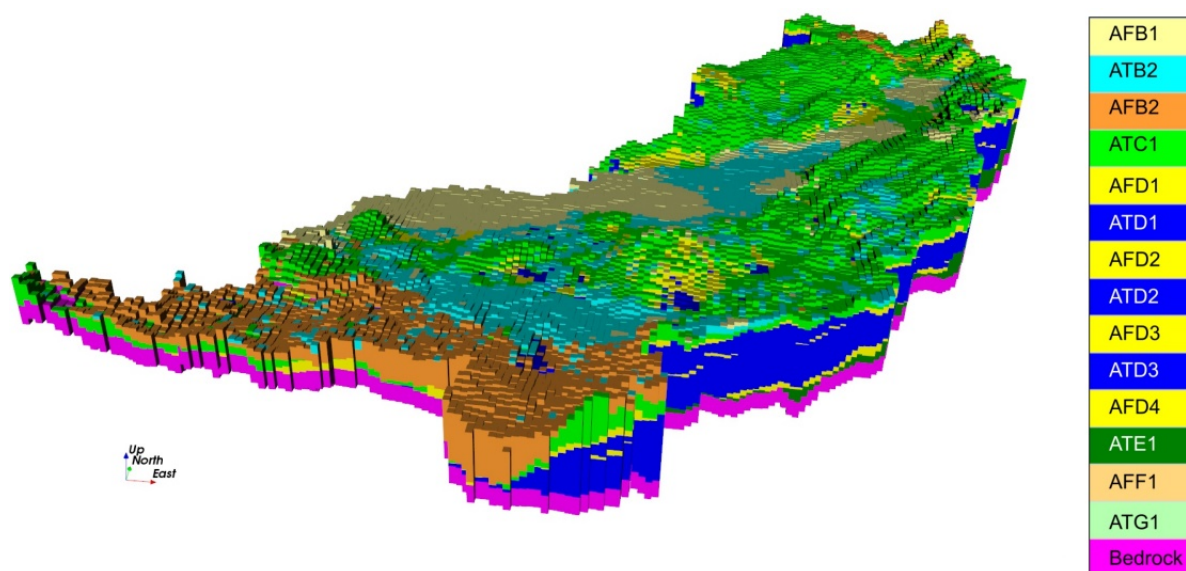


Figure 2.1 Modèle en trois dimensions de l'hydrostratigraphie du sous-bassin versant d'Innisfil Creek, tiré de Benoit et al. [1]

La nomenclature du modèle se base sur un code à quatre caractères. Les deux premiers caractères permettent d'identifier s'il s'agit d'un aquifère (AF) ou d'un aquitard (AT). Le troisième caractère indique la formation à laquelle sont associés les sédiments. Le quatrième caractère sert à recouper les formations en sous-groupes pour indiquer la séquence des aquifères et des aquitards au sein de la même formation.

Les sédiments les plus anciens considérés pour l'étude datent du Wisconsinien inférieur à l'Illinoien. La seule formation de type aquifère est formée de sédiments glaciaires anciens (AFF1). Cette formation est discontinue et se présente sous forme de lentilles de sable généralement en contact avec le socle rocheux. Son potentiel aquifère est faible. Cette période a aussi connu la sédimentation des aquitards ATE1 et ATG1. Ces aquitards d'origine gla-

ciaire sont formés de sédiments fins compacts peu perméables. L'épaisseur de chacun de ces aquitards peut atteindre 15 mètres.

Les sédiments suivants datent de la période glaciaire du Wisconsinien moyen, il s'agit de la formation de Thorncliffe. Elle occupe une partie importante du système hydrogéologique avec une épaisseur de près de 50 mètres dans les zones où la formation est présente. Cette formation a une granulométrie très variable, allant du sable silteux à l'argile silteuse. La particularité de la formation de Thorncliffe dans la définition des aquifères et des aquitards est qu'elle est considérée à la fois un aquifère et un aquitard, tout dépendant de la granulométrie au point d'observation. De manière générale, la formation est composée de deux aquifères relativement continus au sommet et à la base de la formation. Ces deux aquifères sont séparés par une couche majoritairement formée de silt et d'argiles, recoupée par quelques lentilles de sable silteux [13]. Selon la nomenclature de Bajc, AFD1 est l'aquifère le plus près de la surface, AFD4 est l'aquifère à la base et les aquifères AFD2 et AFD3 sont les aquifères formés par les lentilles de sable silteux. Les aquitards ATD1 à ATD3 sont les aquitards de silt et d'argile qui séparent les aquifères. Le potentiel aquifère des lentilles AFD2 et AFD3 est jugé faible compte tenu de l'épaisseur et de la continuité limitée de ces unités. Leurs extensions horizontales et verticales permettent parfois à ces unités d'être en contact avec les aquifères supérieurs et inférieurs.

Les sédiments les plus jeunes dans la zone d'étude datent du Wisconsinien supérieur. La séquence sédimentaire typique de cette période commence par le till de Newmarket (ATC1). Cette formation est un diamicton de gravier, sable et de silt très compact. Malgré que sa granulométrie soit généralement associée à des unités perméables, ce till est un aquitard, dû à une surconsolidation causée par le poids des glaciers et par la précipitation abondante de calcite dans les pores entre les sédiments [14]. La séquence stratigraphique correspond à un système postglaciaire, à commencer par la présence de sable et gravier d'un régime fluvioglaciaire (AFB2). La fin de glaciation a par la suite amené une grande quantité d'eau sur le territoire, qui a formé le lac Algonquin avec ses sédiments qui lui sont propres. Cet épisode a permis la sédimentation d'une couche d'argile et silt à sa base (ATB2) et d'une couche de sédiments minéraux et organiques plus grossiers plus en surface (AFB1).

La figure 2.2 présente un résumé des unités hydrostratigraphiques et des périodes glaciaires auxquelles elles sont associées.

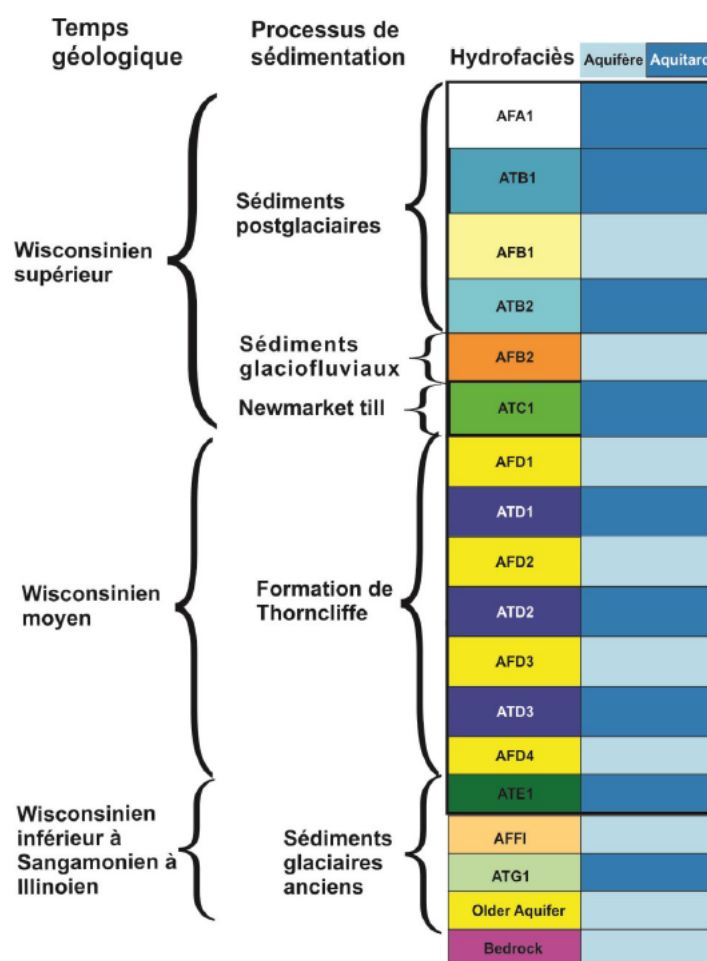


Figure 2.2 Séquence hydrostratigraphique des sédiments du sous-bassin versant d'Innisfil Creek

### 2.1.2.2 Zones physiographiques

La région à l'étude comprend trois zones physiographiques ayant une séquence hydrostratigraphique qui leur est propre. Les regroupements d'unités sont présentés dans cette sous-section.

La première zone physiographique est la Oak Ridges Moraine. Cette zone a la plus haute élévation sur le sous-bassin. Cette zone située au sud de la zone d'étude est composée majoritairement d'une épaisse couche de sable et gravier (AFB2) de plus de 50 m (aquifère à nappe libre) qui repose sur des couches d'environ 20 m d'aquitards tel que le till de Newmarket (ATC1) et localement de sédiments glaciaires anciens (ATE1).

La deuxième zone physiographique est les hautes-terres. Cette zone est la deuxième plus élevée du territoire. Typiquement, elle est recouverte du till de Newmarket (ATC1) à la surface. Le till est déposé sur la formation de Thorncliffe (AFD1 à AFD4) et ensuite sur les sédiments glaciaires anciens (ATE1 ou ATG1). L'épaisseur combinée des sédiments sur cette zone physiographique excède généralement 100 m.

La troisième zone est les basses-terres. Cette zone a la plus faible élévation des trois zones physiographiques. La séquence typique pour cette zone est une couche d'environ 50 m de sédiments postglaciaires fins (ATB2) en surface qui est posée sur une couche entre 10 et 15 m de sédiments fluvioglaciaires (AFB2). Ces sédiments fluvioglaciaires, sont parfois en contact direct avec le roc ou séparés par une couche de moins de 15 m d'aquitard (ATC1 ou ATE1 ou ATG1).

### 2.1.2.3 Géologie du socle rocheux

Le socle rocheux de la zone d'étude est formé de trois formations sédimentaires de l'Ordovicien. Armstrong et al. [15] ont fait la première cartographie de la région en identifiant les principales lithologies du comté de Simcoe. Ce travail a par la suite été repris par la Commission Géologique de l'Ontario (OGS) [16] qui traitait sur l'ensemble des formations lithologiques de l'Ontario et qui a permis de donner une nomenclature et une description détaillée des formations de la région.

La première lithologie est la formation de Lindsay, située dans le nord de la zone d'étude. Cette formation est un calcaire foncé et organique avec un interlittage de shale. Cette formation est



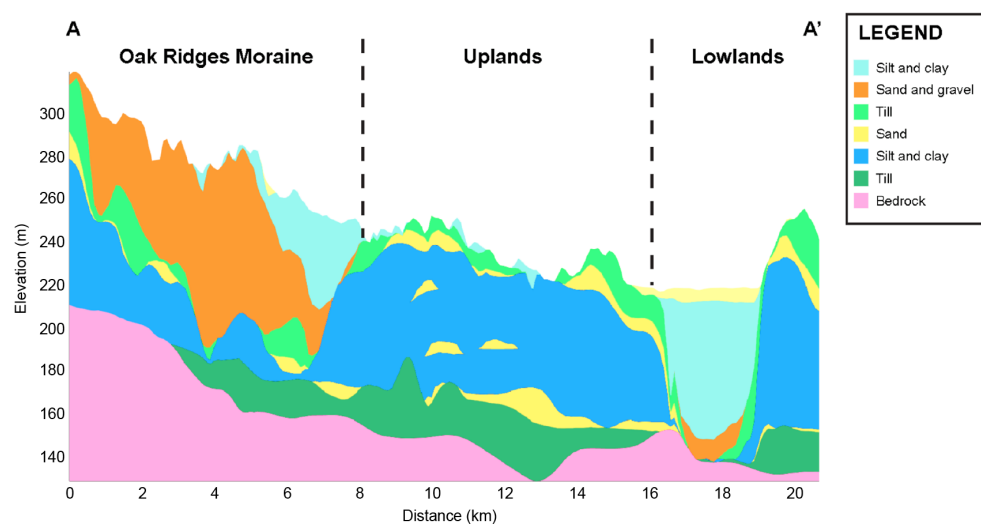
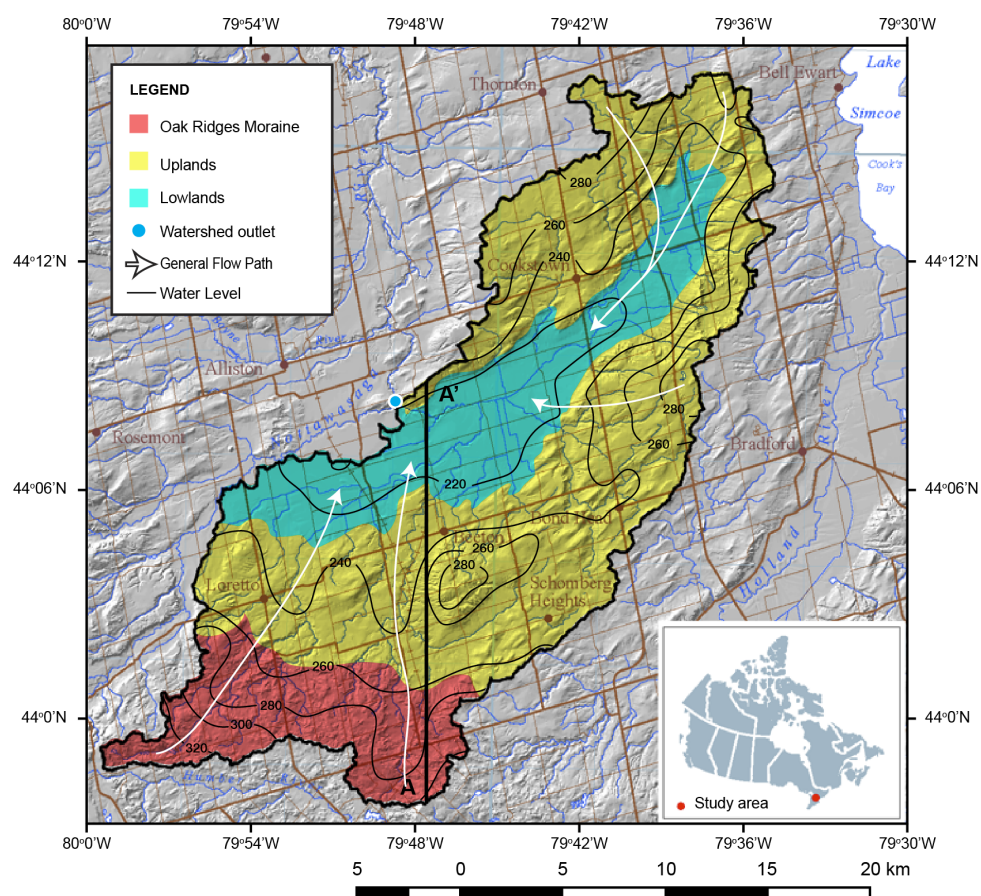


Figure 2.3 En haut : zones physiographiques, tiré de l'article du chapitre 5 ; En bas : Coupe stratigraphique

d'un intérêt supplémentaire pour l'étude, car même si le phénomène n'a pas été cartographié à ce jour sur le site d'étude, des formations calcaireuses à proximité ont montré des évidences de réseaux karstiques [17].

La deuxième lithologie est la formation de Blue Mountain, un shale gris verdâtre. La particularité de cette formation est l'absence de calcaire.

La troisième lithologie est la formation de Georgian Bay, située dans la partie sud de la zone d'étude. Cette formation est un shale calcaireux. Elle est généralement associée à la formation de Blue Mountain, puisque les deux formations sont unies par une gradation de la composition en calcaire. L'autre différence majeure entre ces deux formations est leur épaisseur, la formation de Blue Mountain ayant une épaisseur de 60 m et celle de Georgian Bay une épaisseur de 200 m.

L'étude des fiches de forage des différents puits municipaux du site d'étude montre que plusieurs puits à forts débits s'approvisionnent dans le socle rocheux. C'est pourquoi le socle rocheux a été considéré comme un aquifère parmi les unités hydrostratigraphiques de l'étude. Il n'y a toutefois pas de séparation faite selon le type de formation, car les analyses de transmissivité estimées par capacité spécifique montrent que les écoulements se font principalement dans la zone fracturée au sommet du socle rocheux.

### **2.1.3 Travaux antérieurs sur l'écoulement régional**

Divers auteurs présentés à cette sous-section ont publié sur des pistes aidant la compréhension de la dynamique d'écoulement du sous-bassin versant. Ainsi, les bases pour définir les directions d'écoulement régionales, les principaux chemins d'écoulement et les temps de séjours ont pu être posées.

Les principales informations sur les écoulements régionaux proviennent des travaux de la Commission géologique du Canada (Figure 2.4). Cette carte faite par krigeage montre que comme en surface, la direction d'écoulement régionale est en direction de l'exutoire du sous-bassin versant, situé à l'ouest du territoire. Les basses-terres ont les niveaux d'eau les plus bas, séparant les parties nord, est et Sud des hautes-terres. Toutefois, cette carte ne permet pas d'évaluer les gradients d'écoulement verticaux.

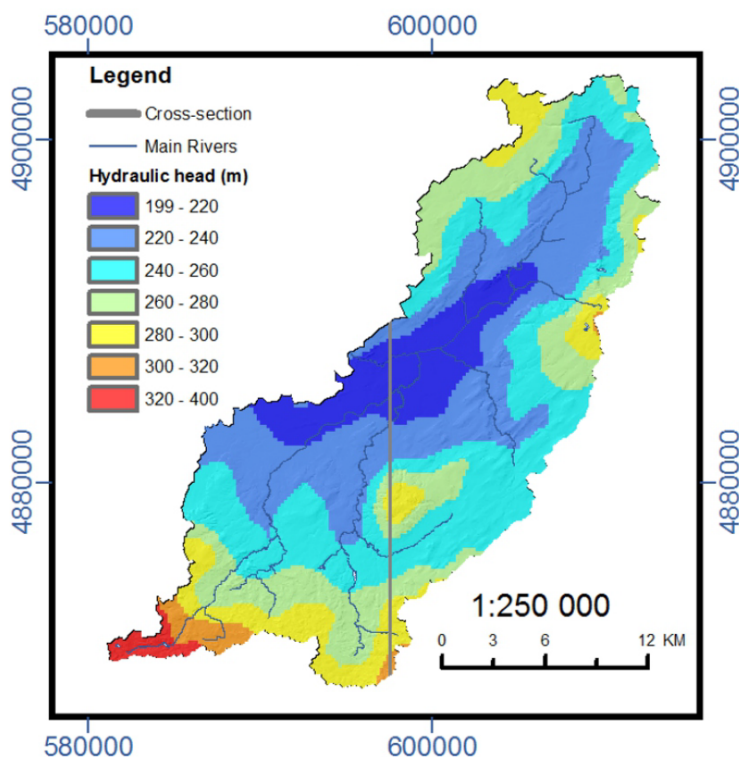


Figure 2.4 Piézométrie régionale, tirée de Benoit et al. [1]

Gerber et al. [18] ont fait une étude hydrogéologique régionale d'une zone au sud d'Innisfil Creek ayant les mêmes unités hydrostratigraphiques. L'une des conclusions principales de ces travaux a montré l'importance de deux aquifères majeurs, soit la Oak Ridges Moraine (AFB2) et une partie supérieure de la formation de Thorncliffe (AFD1) constituée de chenaux/esker de grande perméabilité. Ces deux aquifères sont considérés propices à avoir une influence majeure sur la signature hydrogéochimique du système.

Le rapport de consultants sur le site d'étude [3] indique aussi que des zones de résurgence sont situées au contact entre les hautes-terres et les basses-terres. Il est aussi noté dans ce rapport que la charge hydraulique dans les basses-terres dépasse le niveau du sol.

Pour leur part, Aravena et Wassenar [19] ont produit des travaux se concentrant sur la datation de l'eau souterraine de l'aquifère d'Alliston, dont la zone d'étude fait partie. L'étude a montré que la majorité des eaux proviennent d'une période postglaciaire, mais qu'une partie non négligeable des eaux ont un âge observé de plus de 20 000 ans. Ces eaux anciennes se seraient infiltrées lors de l'interstade de Plum Point et seraient situées dans les régions profondes en centrales de la zone d'étude.

## 2.2 Paramètres d'intérêt dans les études géochimiques régionales

Cette section fait le résumé des éléments majeurs pour la construction d'un modèle conceptuel d'écoulement des eaux souterraines qui ont été identifiés par le survol d'études existantes. Cinq thèmes récurrents des modèles conceptuels en ressortent, soit la recharge, le confinement, la direction régionale d'écoulement, le mélange d'eau interaquifère et l'impact des activités anthropiques.

### 2.2.1 Recharge

L'étude de la recharge permet d'identifier les points d'entrée et de sortie du modèle hydrogéologique. L'équation de bilan de masse (eq. 2.1) permet d'illustrer mathématiquement ces entrées et sorties du système [20]. En entrée du système, deux paramètres sont à prendre en compte, soit la recharge ( $R$ ) et l'apport d'aquifères externes ( $Q_{in}^{gw}$ ). En sortie les paramètres sont la différence dans le stockage des aquifères ( $\Delta S^{gw}$ ), l'évapotranspiration de l'eau souterraine ( $ET^{gw}$ ), les flux souterrains sortants du système ( $Q_{out}^{gw}$ ) et les résurgences en surface ( $Q^{bf}$ ).

$$R + Q_{in}^{gw} = ET^{gw} + \Delta S^{gw} + Q_{out}^{gw} + Q^{bf} \quad (2.1)$$

La recharge est l'une des deux sources d'entrée d'eau dans le système. Des études d'interprétation régionale comme celles de Colgrove [21] et de Raiber et al. [22] montrent qu'il s'agit d'un pôle important à caractériser. Il s'agit d'un pôle aux caractéristiques hydrogéochimiques et isotopiques qui lui sont propres [23] et qui a un impact sur l'ensemble du système.

Dans le cas du sous-bassin versant d'Innisfil Creek, une première évaluation des taux de recharge a déjà été réalisée par Matrix et Blumetric [3]. Ce rapport indique que les deux principales zones de recharge du système seraient situées dans le secteur de la Oak Ridges Moraine et dans la section des basses-terres à l'exutoire du sous-bassin versant. Selon cette même étude, les deux secteurs ont des taux de recharge respectifs de 255 mm/an et de 225 mm/an. Les hautes-terres n'ont pas été considérées comme zone de recharge dans ce rapport, car la moyenne de l'ensemble de la zone a été utilisée, ne prenant pas en compte la variabilité de la recharge. Toutefois, en se concentrant sur la distribution de la recharge, on peut observer

que la partie nord des hautes-terres a une recharge non négligeable d'environ 150 mm/an. L'eau de recharge percole au travers les hétérogénéités du till tel qu'observé par Gerber et Howard [10] via la présence de tritium. Avec une aire de recharge importante, la partie nord des hautes-terres est à considérer comme une zone de recharge.

La principale question à laquelle la revue de la littérature n'a pas apporté de réponses est en lien avec l'impact de la recharge sur les aquifères profonds. La zone de recharge de la Oak Ridges Moraine est formée d'une épaisse couche de sable et gravier, qui a une plus grande probabilité de transmettre une eau moderne en profondeur que la zone de recharge située au nord des hautes-terres, qui doit traverser des aquitards de silt et d'argile avant d'atteindre les aquifères profonds.

### 2.2.2 Confinement

Le confinement d'un aquifère est généralement représenté comme étant la présence d'un ou plusieurs aquitards qui séparent un aquifère de la surface. La plus faible perméabilité ralentit la vitesse d'écoulement et donc le flux de l'eau souterraine en direction de l'aquifère. L'aquifère se retrouve donc en condition de nappe captive. L'écoulement vertical via l'aquitard est plus faible que dans le cas d'un aquifère non-confiné. La recharge d'aquifère confiné est donc principalement due aux apports latéraux.

Dans plusieurs cas d'études régionales, ces eaux plus confinées sont aussi associées aux eaux les plus anciennes d'un système hydrogéologique [24,25]. Un fort confinement indique un plus grand temps de séjour nécessaire pour arriver à cet aquifère plus confiné. Dans certains cas, certains événements climatiques et géologiques peuvent laisser un indice mesurable dans la composition géochimique et isotopique de l'eau. Par exemple, dans les basses-terres du Saint-Laurent, des traces de la mer de Champlain sont encore régulièrement rencontrées dans les études de caractérisation des eaux souterraines [25,26].

L'estimation du confinement de la zone d'étude est à première vue un processus complexe, vu la discontinuité des aquifères. Le modèle en trois dimensions de Bajc [11] montre que le confinement ne peut pas s'exprimer seulement en fonction de l'épaisseur d'aquitards recouvrant l'aquifère échantillonné. Certains aquifères profonds sont potentiellement en lien avec un aquifère à nappe libre. C'est le cas du contact entre la Oak Ridges Moraine et les hautes-terres, où l'aquifère de sable et gravier est en contact avec des aquifères confinés.

Ainsi, l'épaisseur du confinement et l'évaluation des connexions entre aquifères font partie des travaux à couvrir pour estimer le confinement.

Même si la revue de la littérature permet de mieux comprendre les unités qui causent le confinement et les facteurs à évaluer pour le caractériser, les réponses à certaines questions n'ont pu être obtenues.

### **2.2.3 Évaluation de l'écoulement régional et mélange d'eau entre les aquifères**

L'évaluation de l'écoulement régional est généralement l'une des premières étapes d'une investigation hydrogéologique. Elle est faite en évaluant le gradient hydraulique à l'aide de la carte des niveaux d'eau. Le gradient est estimé en traçant une ligne allant de la plus grande charge hydraulique vers la plus faible charge. Dans un système multi-aquifères, deux aquifères initialement séparés peuvent s'intercepter pour former une zone de mélange. Si ces eaux ont des concentrations géochimiques et isotopiques distinctes, l'eau qui ressortira de ce mélange aura une composition qui se situera généralement entre ces deux pôles géochimiques [27].

Ces zones de mélange ont un intérêt dans un modèle conceptuel, car elles sont des points de référence pour comprendre l'écoulement d'aquifères distincts et qu'elles peuvent avoir un impact lors de l'interprétation des données hydrogéochimiques et isotopiques. Les variations géochimiques et isotopiques de l'eau découlent de deux processus, soit les mélanges entre aquifères ou l'évolution naturelle ou anthropique dans le sol. Ces deux processus ont des implications différentes pour la compréhension d'un système d'écoulement souterrain. L'un indique un parcours indépendant de deux aquifères et l'autre une zone de mélange à un point du système. Pour la zone d'étude, la littérature traitant sur les mélanges entre les aquifères est presque absente des travaux antérieurs. Le modèle hydrostratigraphique montre des aquifères en contact et où des mélanges entre aquifères sont possibles. Une étude géochimique approfondie est nécessaire afin de confirmer ou infirmer ces possibles mélanges.

L'interrogation principale en lien avec les mélanges est liée à la signature géochimique finale du sous-bassin versant. L'étude des charges hydrauliques montre un gradient hydraulique pointant vers l'exutoire du sous-bassin versant. Des connections entre les aquifères aux valeurs géochimiques et isotopiques différentes peut aussi former des zones de mélange. Il semble y avoir un écoulement de la Oak Ridges Moraine qui se dirige directement vers l'exutoire, tandis que les hautes-terres ont un écoulement qui semble se diriger vers les basses-terres avant

d'aboutir à l'exutoire. La signature géochimique finale à l'exutoire pourrait donc présenter ce mélange de l'ensemble de la zone d'étude.

#### 2.2.4 Contamination anthropique

Un aspect important à considérer dans les études hydrogéochimiques est la possibilité que l'aquifère échantillonné soit contaminé. La contamination peut affecter la signature géochimique de l'aquifère. Il est donc impératif d'identifier les échantillons contaminés pour poursuivre l'étude. Une étude s'intéressant à la contamination se concentrera sur ces échantillons, tandis qu'une étude sur les processus naturels, comme c'est le cas pour cette étude de caractérisation régionale, aura plutôt tendance à exclure ces échantillons de l'analyses.

Les possibles contaminations anthropiques identifiées pour la zone d'étude sont liées à l'agriculture et aux sels de déglacage. Une contamination agricole devrait se refléter dans les résultats par une plus forte concentration en nitrate [28]. Du côté des sels de déglacage, l'impact attendu serait plutôt lié à de fortes concentrations de chlorures en aquifères peu confinés. Labadia et Buttle [29] ont pu étudier l'impact des sels de déglacage sur le sud de l'Ontario. Toutefois, cet article considère seulement le NaCl, alors que d'autres sels comme le  $\text{CaCl}_2$  sont aussi communs pour les activités de déglacage. Le point commun entre ces deux sels est la présence de chlorures. Les chlorures sont donc considérés comme les principaux indicateurs de contamination anthropique en surface.

Dans le cas des chlorures en aquifères plus profonds, l'interprétation diffère. Le site d'étude est en milieu continental et la fin de la glaciation n'a pas laissé d'étendue d'eau salée sur le territoire, mais plutôt un lac glaciaire d'eau douce. Des études sur des secteurs voisins ont été faites pour comprendre la présence de ces chlorures. Zanini et al. [30] et Matheson et al. [31] ont travaillé sur l'hydrogéochimie liée aux aquifères situés près de l'escarpement de Niagara, passant près de la partie sud de la zone d'étude. Ces études ont montré de fortes teneurs en solides dissous (jusqu'à 38g/L) et de fortes concentrations en sodium et chlorures à ces plus fortes profondeurs. La source exacte de ces chlorures n'est pas définie de façon précise, suggérant que ces hautes teneurs seraient liées à des remontées profondes du socle rocheux donc un processus naturel.

## 2.3 Outils d'interprétation hydrogéochimique et isotopique

La revue de littérature poursuit avec les méthodes analytiques permettant de cibler les paramètres d'intérêt du modèle conceptuel. L'objectif de cette section est de mettre en valeur les outils hydrogéochimiques et isotopiques qui permettent de mettre en évidence les paramètres d'intérêt identifiés à la précédente section. Le tableau 2.1 présente une synthèse des principaux outils décrits dans cette section et indique les paramètres qu'ils permettent d'identifier.

Tableau 2.1 Outils hydrogéochimiques et isotopiques

Outils	Paramètre d'intérêt
Hydrogéochimie	Conceptualisation de l'écoulement régional
Isotopes stables de la molécule d'eau	Contextes de recharge, mélanges entre aquifères
Tritium	Recharge récente
$^{14}\text{C}$	Eaux anciennes et effet du confinement

La section conclut sur un survol des méthodes de traitement des données qui permettent l'interprétation d'ensemble de données hydrogéologiques multivariées.

### 2.3.1 Hydrogéochimie

L'hydrogéochimie est l'étude de la concentration des éléments chimiques dans une eau souterraine. L'interprétation des résultats consiste à relier les variations géochimiques au processus physique qui cause ces variations géochimiques ou à relier les résultats à des relations empiriques [32].

L'hydrogéochimie constitue l'un des outils les plus couramment utilisés dans les études régionales [21, 26, 33, 34]. Son utilisation remonte à plusieurs décennies. Cette méthode a donc pu être vastement étudiée et permet d'obtenir des résultats robustes de caractérisation.

Pour ce type d'interprétation, une attention particulière est portée sur la qualité des résultats avant de pouvoir faire une interprétation. De plus, plusieurs paramètres influencent la géochimie, il est donc nécessaire de comprendre les relations chimiques qui peuvent influencer la signature hydrogéochimique d'une eau souterraine. Plusieurs études ont montré que



les processus d'échange cationique et d'équilibre des phases sont les processus expliquant la majorité des variations géochimiques [19,24,35,36]. Finalement, la vulgarisation des résultats géochimiques peut être complexe, vu la grande quantité d'éléments qui sont généralement utilisés dans les études. Ainsi, des méthodes efficaces de représentation des données ont fait partie des points à l'étude.

### 2.3.1.1 Qualité des analyses hydrogéochimiques

L'évaluation de la qualité des résultats de l'hydrogéochimie se résume généralement en trois questions :

1. Quelle est la méthodologie d'échantillonnage ?
2. Quelle est la méthode de conservation des échantillons avant l'analyse ?
3. Quelles méthodes analytiques ont été utilisées ?
4. Quelle est l'erreur sur le bilan ionique des analyses ?

Pour les trois premières questions, de nombreux organismes ont créé leurs recommandations pour assurer une qualité des résultats. Au Québec, les recommandations méthodologiques sont proposées par le Centre d'expertise en analyse environnementale du Québec (CEAEQ) [37]. Ces recommandations ont pour but de minimiser l'erreur sur les mesures et donc de maximiser la reproductibilité des résultats. Les détails des recommandations sont présentés au chapitre 5.

Pour la troisième question, l'erreur sur le bilan ionique est couramment utilisée comme indicateur de la qualité des données [25]. Cette erreur s'exprime par l'expression 2.2, où la différence entre les concentrations en cations et en anions en eq/L est divisée par la concentration totale en anions et cations. L'eau souterraine devrait être en équilibre de charges électriques, donc avoir la même charge positive provenant des cations et négative provenant des anions [38]. Un débalancement des charges indique donc qu'il y a une surestimation ou une sous-estimation d'un ou de plusieurs éléments qui vient débalancer le bilan ionique.

$$EBI(\%) = \frac{|\sum cations - \sum anions|}{\sum cations + \sum anions} \quad (2.2)$$

La majorité des analyses chimiques ne parviennent pas à une erreur sur le bilan ionique égale à 0, une tolérance d'erreur maximale est donc posée pour contraindre les erreurs jugées acceptables. La valeur acceptable n'est toutefois pas unanime entre les études. Peu d'auteurs justifient la valeur de leur critère de qualité et ils se limitent à indiquer la valeur qu'ils utilisent pour leur étude. Un survol d'articles du domaine montre que ce critère de qualité en valeur absolue se situe entre 3 et 15%. La valeur la plus régulièrement rencontrée est une erreur acceptable de 10%.

### 2.3.1.2 Échange cationique

L'échange cationique est un processus où un cation sous forme soluble est substitué par un autre cation dans une phase solide, généralement dans une phase minérale [39]. Il y a donc diminution de la concentration d'un cation au profit de l'augmentation de la concentration d'un autre cation. Ce processus se produit particulièrement avec les éléments qui ne forment pas de liens covalents au profit de liens ioniques. Les liens ioniques sont moins forts que les liens covalents, donc ils ont plus de facilité à être brisés et déplacés.

Dans les études d'hydrogéochemie canadiennes, les échanges cationiques ont généralement pour effet d'augmenter la concentration de sodium dans l'eau et de réduire la concentration de calcium [35]. Ce phénomène est dû à la plus grande mobilité du sodium qui a un lien plus facile à briser avec sa charge +1 que le calcium qui a une densité de charge plus grande avec une valence de +2. Ainsi, une eau souterraine qui parcourt une longue distance sans apport d'eau de recharge s'enrichira en sodium en se substituant au calcium.

### 2.3.1.3 Équilibre des phases

L'équilibre de phase correspond à l'équilibre chimique entre la composition chimique de l'eau et la composition des phases solides, généralement minérales, de l'environnement. L'équilibre chimique est décrit par la loi d'action de masse [40], où les produits et les réactifs sont dans un système réversible qui produit autant de produits que de réactifs. Le système est donc dans une perpétuelle réaction chimique, mais les valeurs mesurables ne montrent pas de variation de quantité d'un côté ou de l'autre de l'équation. Un tel système peut être représenté par l'équation 2.3 :



où  $a, b, c$  et  $d$  sont des coefficients stoechiométriques et  $A, B, C, D$  sont les composés chimiques de la réaction.

Un déséquilibre chimique peut être créé lorsque la réaction forme plus de produits que de réactif (ou vice-versa). L'état d'équilibre ou de déséquilibre chimique est exprimé par la constante d'équilibre de la réaction ( $K$ ), qui découle de la température, pression et potentiel d'oxydation du milieu. Pour évaluer si le système est à l'équilibre, le quotient de réaction ( $Q_R$ ) peut être évalué selon la formule 2.4 qui utilise la nomenclature de la réaction du système à l'équilibre.

$$Q_R = \frac{[C]^c [D]^d}{[A]^a [B]^b} \quad (2.4)$$

Trois cas sont donc possibles pour caractériser l'équilibre du système :

1. si  $Q_R$  est égal à  $K$ , le système est à l'équilibre ;
2. si  $Q_R$  est plus petit que  $K$ , le système aura tendance à former des produits et diminuer la concentration de réactifs ;
3. si  $Q_R$  est plus grand que  $K$ , le système aura tendance à former des réactifs et diminuer la concentration de produits.

Dans le cas d'un système hydrogéologique, cette constante d'équilibre peut varier dans le milieu [41]. À titre d'exemple, lors de la recharge, l'eau est en contact avec l'atmosphère et est généralement en conditions oxydantes. Par la suite, lorsque l'eau atteint la nappe phréatique, le système est coupé de l'atmosphère et le milieu peut plus facilement devenir réducteur. En changeant de milieu oxydoréducteur, la constante d'équilibre basée sur la thermodynamique est elle aussi modifiée.

Le milieu dans lequel s'écoule l'eau est un autre paramètre à considérer, car certains minéraux comme la calcite sont plus faciles à dissoudre que d'autres minéraux comme le quartz. Ainsi, une eau déminéralisée en contact avec ces deux minéraux aura une plus forte augmentation en ions qui composent la calcite (calcium et carbonates qui se transformeront en bicarbonates) qu'en silice qui compose le quartz.

Les phases minérales et organiques du sous-bassin versant d’Inisfil Creek ont été mises en évidence dans les travaux d’Aravena [19]. Cette étude a montré que l’équilibre des phases amène ces réactions chimiques :

1. la précipitation de calcite, sidérite et de pyrite ;
2. la dissolution de dolomite et d’hydroxyde de fer ;
3. la réduction des nitrates, sulfates et hydroxydes de fer ;
4. l’échange cationique entre le calcium et le sodium ;
5. la méthanogénèse ;
6. l’oxydation de la matière organique.

Ces réactions sont généralisées pour l’ensemble du territoire et ne prennent pas en compte le confinement ou les différences hydrostratigraphiques. Des variations peuvent être attendues dans les différents aquifères, donc l’ensemble de ces réactions ne sont pas attendues au sein de tous les aquifères. Cette liste n’est pas exhaustive et la présente étude permet de mieux cibler les réactions dans les différentes zones du sous-bassin versant et de prendre en compte le confinement et l’hydrostratigraphie.

### **2.3.2 Représentation graphique des données hydrogéochimiques**

L’un des défis de l’analyse de données hydrogéochimiques est la comparaison des résultats entre eux, car l’ensemble de données formé de plusieurs espèces chimiques ne permet pas de comparer toutes les concentrations simultanément. Une bonne représentation permet d’illustrer de manière claire et concise des processus complexes qui peuvent faire intervenir une multitude d’éléments à la fois. Ces représentations montrant la variation des résultats géochimiques peuvent aussi illustrer l’évolution hydrogéochimique d’un système [42]. Parmi les représentations graphiques communes, les diagrammes de Piper et diagrammes de Stiff sont les plus courantes rencontrées dans la littérature. Ces deux méthodes ont leurs avantages et inconvénients, mais permettent toutefois d’identifier des faciès hydrogéochimiques nécessaires pour l’interprétation des résultats.

### 2.3.2.1 Diagramme de Piper

Le diagramme de Piper est séparé en trois sections. Une première section représente la proportion des cations dans un diagramme ternaire. La deuxième section représente la proportion des anions dans un diagramme ternaire. La troisième section est une projection des deux diagrammes ternaires sur un losange. Un échantillon sera donc représenté sur le losange par sa projection des cations et sa projection des anions [42].

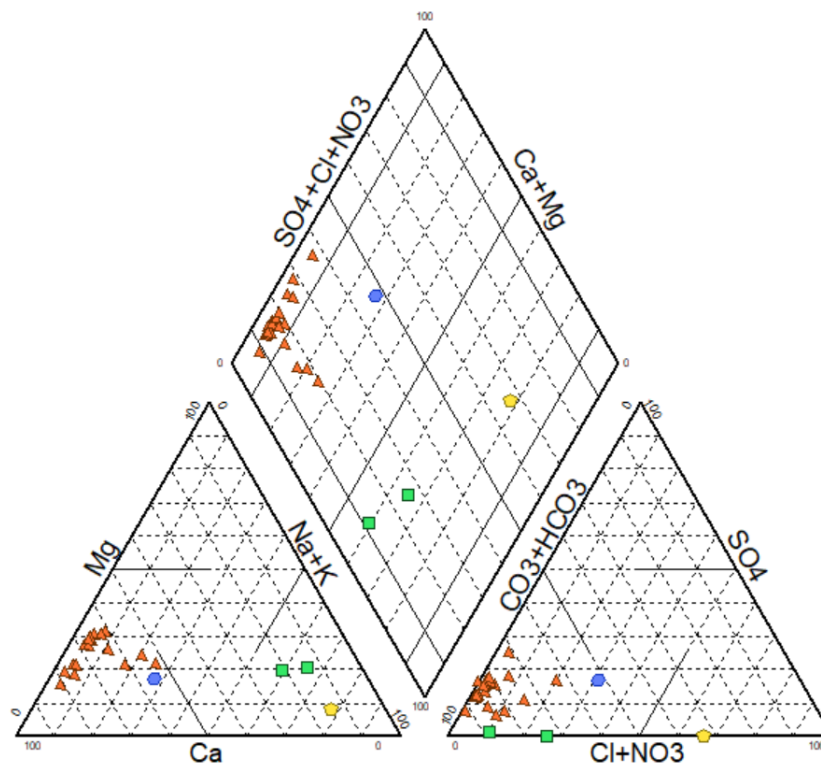


Figure 2.5 Représentation d'un diagramme de Piper

L'avantage de cette représentation graphique est la mise en commun de plusieurs échantillons sur le même graphique. Le désavantage de cette méthode est qu'elle sert principalement à représenter les proportions des différents ions et non leur concentration totale. Deux échantillons aux concentrations totales d'ions, mais aux mêmes proportions d'ions majeurs peuvent donc avoir la même représentation.

### 2.3.2.2 Diagramme de Stiff

Le diagramme de Stiff est une représentation en polygones des résultats hydrogéochimiques. Selon un axe central vertical égal à zéro, la concentration en équivalent en cations est représentée sur la partie gauche de l'axe et celle en anion sur la partie droite de l'axe. Les cations et les anions sont ensuite chacun séparés en trois groupes. Ces trois groupes sont alors identifiés en colonne à l'extérieur des échelles de concentrations en équivalent des anions et cations. La concentration du groupe est ensuite placée sur l'échelle de concentration, à la hauteur du groupe représenté. Les points sont par la suite reliés pour former un polygone [42].

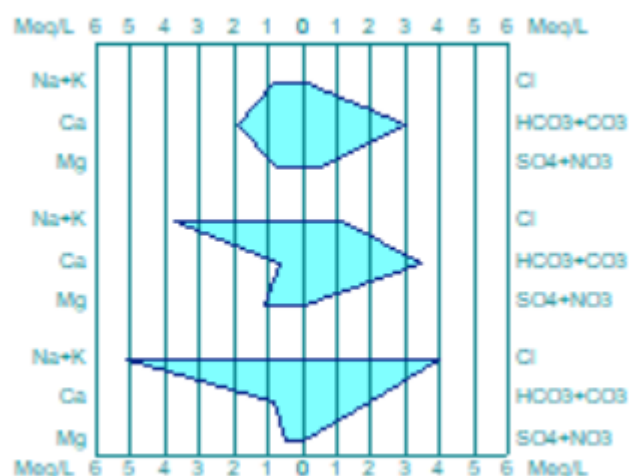


Figure 2.6 Représentations de diagrammes de Stiff

L'avantage de cette représentation graphique est la présence d'une échelle pour évaluer quantitativement la concentration de chacun des ions. Le désavantage de cette méthode est qu'elle peut devenir complexe visuellement lorsque plusieurs échantillons sont représentés simultanément.

### 2.3.2.3 Faciès hydrogéochimiques

Les faciès géochimiques peuvent avoir plusieurs utilités, tant dans la communication des résultats que dans la description d'évolution géochimique d'un milieu.

Pour l'aspect de communication des résultats, les données peuvent être regroupées selon leurs cations et anions principaux. Par exemple, un groupe d'échantillons ayant de plus fortes concentrations en calcium et bicarbonates auront un faciès nommé bicarbonaté calcique (ou simplement Ca-HCO<sub>3</sub>).

Des hypothèses générales peuvent aussi être posées pour caractériser l'évolution géochimique d'un milieu. L'hypothèse de base pour un système continental est que l'eau récemment infiltrée dans le système a un faciès bicarbonaté calcique (Ca-HCO<sub>3</sub>) [43]. Au fil de son évolution chimique, l'eau aura tendance à augmenter sa concentration en sodium pour atteindre un faciès bicarbonaté sodique (Na-HCO<sub>3</sub>). Finalement, des apports profonds, une recharge ancienne d'eau salée ou une contamination anthropique peuvent augmenter la concentration en chlorures dans le système et créer un faciès géochimique chloruré sodique (Na-Cl). L'évolution des faciès hydrogéochimiques est aussi généralement accompagnée d'une augmentation de la concentration totale d'ions dans l'eau.

### 2.3.3 Isotopes stables de la molécule d'eau

#### 2.3.3.1 Définition

Les valeurs en <sup>18</sup>O et en <sup>2</sup>H est exprimée par son ratio avec leurs isotopes les plus communs, <sup>16</sup>O et <sup>1</sup>H. Ce ratio était ensuite soustrait à un ratio standard pour s'exprimer en termes de δ<sup>18</sup>O et δ<sup>2</sup>H selon la formule 2.5 :

$$\delta^{18}O = \frac{\frac{^{18}O_{\text{échantillon}}}{^{16}O_{\text{échantillon}}}}{\frac{^{18}O_{\text{standard}}}{^{16}O_{\text{standard}}}} - 1 \quad (2.5)$$

Ce ratio présente l'évaluation du δ<sup>18</sup>O, mais peut permettre d'obtenir les δ d'autres isotopes en substituant le <sup>18</sup>O par l'isotope stable à comparer et le <sup>16</sup>O à l'isotope le plus commun.

La référence initiale représentait un ratio isotopique standard des océans (SMOW). Ce ratio a été par la suite modifié par l'Agence internationale de l'énergie atomique pour être plus facilement répliquable en laboratoire (V-SMOW). Cette deuxième technique est la référence acceptée par la communauté scientifique. La différence entre la valeur analysée et la

valeur de référence pour les deux isotopes est de l'ordre du millièème, donc pour faciliter la communication, les résultats de  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  sont exprimés en ‰. [44].

### 2.3.3.2 Interprétation des résultats

Dansgaard [45] a démontré qu'il existait un lien entre la composition isotopique des précipitations et la température ambiante annuelle moyenne à l'échelle globale. La relation qui relie les deux paramètres est présentée dans la formule suivante :

$$y = m(x) + b \quad (2.6)$$

En moyenne, une augmentation de 1‰ correspond à une hausse de 1.1 à 1.7°C de la température moyenne et une diminution de 1‰ correspond à un refroidissement lui aussi de 1.1 à 1.7°C. Cette formule peut être utilisée pour une approximation de la plage de valeurs attendues, mais des phénomènes influencent aussi la composition isotopique des précipitations et doivent être pris en compte pour évaluer précisément le  $\delta^{18}\text{O}$  dans les précipitations. Parmi ces phénomènes locaux, on compte les variations saisonnières, l'altitude, la latitude et la quantité d'eau disponible pour l'évaporation. L'ensemble de ces phénomènes est un système complexe qui peut être difficile à caractériser adéquatement. Ainsi, l'Agence internationale de l'énergie atomique a mis au point un réseau mondial de stations pour l'acquisition de données d'isotopes dans les eaux de pluie [46]. Dans l'est du Canada, la principale station est située à Ottawa.

Dans le cas de l'eau souterraine, l'hypothèse utilisée est que l'eau qui s'infiltre dans le sol a une concentration en  $\delta^{18}\text{O}$  qui correspond aux conditions ambiantes lors de sa recharge. Si l'aquifère permet le mélange de la contribution des différents apports annuels, donc sa valeur en  $\delta^{18}\text{O}$  devrait être près de la valeur moyenne annuelle. Ainsi, différents événements climatiques peuvent être représentés par des variations de  $\delta^{18}\text{O}$  de l'eau souterraine.

Ainsi, des eaux s'étant infiltrées à différentes périodes climatiques auront différentes valeurs en  $\delta^{18}\text{O}$ . Une eau provenant d'une période glaciaire serait plus appauvrie en  $\delta^{18}\text{O}$  qu'une eau s'étant infiltrée durant la période moderne [26]. En effet, la température moyenne de la période glaciaire est plus froide que les températures modernes. Cette hypothèse est utilisée dans le cadre de l'étude pour caractériser les mélanges entre aquifères anciens et modernes.



Les isotopes stables de la molécule d'eau étant conservatifs, il est possible de qualifier le mélange entre deux eaux ayant des valeurs différentes

### 2.3.4 Tritium

#### 2.3.4.1 Définition

Le tritium est un isotope radioactif de l'hydrogène, contenant un proton, un électron et deux neutrons. Le tritium peut provenir de diverses sources, dont le rayonnement cosmique, l'activité thermonucléaire, les déchets nucléaires et la dégradation radioactive du lithium.

Le tritium a une demi-vie de 12.43 ans, le classant dans les traceurs environnementaux d'eau souterraine récente. Il est généralement présent dans la molécule d'eau elle-même. Sa concentration dans l'eau est exprimée en unités tritium (TU), soit une molécule d'eau contenant du tritium pour  $10^{18}$  molécules d'eau ne contenant pas de tritium. [44]

#### 2.3.4.2 Interprétation des résultats

Parmi les différentes sources de tritium énumérées, la source ayant le plus grand impact sur les précipitations est associée à l'activité thermonucléaire, plus particulièrement le pic thermonucléaire des années 1950 à 1960. L'activité thermonucléaire a propulsé la concentration moyenne de l'atmosphère entre un et trois TU à près de 6000 TU au moment de ce pic nucléaire. Suite à ce pic, les activités thermonucléaires ont diminué jusqu'à retrouver les valeurs près des valeurs avant le pic thermonucléaire.

Les eaux s'étant infiltrées pendant cette période de haute concentration en tritium dans l'atmosphère se démarquent des autres eaux souterraines, car malgré plusieurs cycles de demi-vies la concentration en tritium est largement plus élevée que les eaux des autres périodes. Donc, une eau ayant une concentration en tritium de plus de 10 TU possède une concentration plus élevée que l'atmosphère. Cette eau aurait donc une contribution d'une eau plus enrichie en tritium qui daterait au plus du pic nucléaire [47]. Dans le cadre de ce projet, le tritium est utilisé pour identifier les eaux s'étant infiltrées dans cette période moderne située entre le pic nucléaire et aujourd'hui. Ces eaux récentes sont donc considérées modernes avec un âge d'au plus 70 ans.

### 2.3.5 Isotopes du carbone inorganique dissous

#### 2.3.5.1 Définition

La grande plage d'oxydation du carbone rend l'élément omniprésent dans la biosphère et dans les carbonates. La forme la plus commune du carbone est le  $^{12}\text{C}$ , suivie par le  $^{13}\text{C}$ , un isotope stable et le  $^{14}\text{C}$ , un isotope radioactif. Le  $^{13}\text{C}$  est étudié dans plusieurs domaines, car son ratio isotopique avec le  $^{12}\text{C}$  varie selon la source, qu'elle soit organique ou inorganique. Pour exprimer le résultat du ratio isotopique entre les deux isotopes stables du carbone, le ratio est ensuite comparé standard, comme présenté à l'équation 2.5. Le ratio standard provient du fossile *Belemnitella americana* contenu dans la formation du crétacé Pee dee en Caroline du Sud. La différence entre les deux ratios est notée  $\delta^{13}\text{C}$ . Elle est généralement de l'ordre du millièème, donc pour faciliter la communication des résultats, les résultats sont exprimés en ‰ [44].

Le  $^{14}\text{C}$  est un isotope radioactif à grande demi-vie en hydrogéologie avec sa demi-vie de 5680 ans. L'isotope fait partie des molécules de  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère. Le  $\text{CO}_2$  régit par la suite avec l'eau et le carbone se retrouve donc dans la molécule de  $\text{HCO}_3$  dans l'eau. La production naturelle de  $^{14}\text{C}$  provient en grande partie de la dégradation radioactive de l'azote, causée par le rayonnement cosmique. Le rayonnement cosmique n'est toutefois pas stable au travers du temps, ce qui a pu influencer la concentration de  $^{14}\text{C}$  dans l'atmosphère. Entre 8500 et 9500 ans BP et 27000 et 32000 ans BP, la concentration en  $^{14}\text{C}$  était le double de la concentration moyenne, alors qu'entre 12 000 et 16 000 ans BP, la concentration était 1.5 fois plus faible que la concentration moyenne.

La deuxième source majeure de production de  $^{14}\text{C}$ , cette fois-ci de source anthropique est liée au pic nucléaire des décennies 1950 et 1960. La concentration en  $^{14}\text{C}$  a plus que doublé à comparer de la concentration naturelle. Cet apport anthropique a donc modifié les concentrations attendues dans l'eau souterraine. Les concentrations en  $^{14}\text{C}$  sont généralement exprimées en pmC, soit en pourcentage de carbone moderne. En théorie, lors de la recharge, l'eau devrait avoir une concentration de 100 pmC [47].

### 2.3.5.2 Principe de datation d'eau souterraine à l'aide du $^{14}\text{C}$ -CID

Lors de la recharge, le carbone dans l'eau est à l'équilibre avec le carbone dans l'atmosphère. Sa concentration  $^{14}\text{C}$  correspond à la concentration de l'atmosphère. Lorsque l'eau atteint la nappe phréatique, son lien avec l'atmosphère est coupé, donc le  $^{14}\text{C}$  dans l'eau n'est plus à l'équilibre avec le carbone de l'atmosphère. Le  $^{14}\text{C}$  de l'eau souterraine commence donc à se différencier de celui de l'atmosphère par sa décroissance radioactive selon la formule suivante :

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t} \quad (2.7)$$

où  $N(t)$  est la concentration au temps  $t$ ,  $N_0$  est la concentration initiale et  $\lambda$  est la constante de décroissance radioactive de l'ion.

En connaissant approximativement la concentration dans l'atmosphère au moment de la recharge, il est possible d'isoler le temps de séjour :

$$t = -\frac{\ln(N(t)/N_0)}{\lambda} \quad (2.8)$$

Cette estimation du temps de séjour peut être intéressante pour le projet de caractérisation régionale, car elle permet d'identifier les eaux les plus anciennes du système hydrogéologique. Il serait donc possible d'étudier la répartition des eaux anciennes en fonction du confinement des aquifères en ayant une idée des âges depuis la recharge.

Toutefois, un traitement de données supplémentaire est nécessaire pour pouvoir utiliser les données brutes de  $^{14}\text{C}$ , car la concentration de l'isotope peut être affectée par des apports du milieu d'écoulement. Dès le début de la recharge, le carbone est affecté par un ensemble de réactions biogéochimiques. L'eau se trouve donc dans un milieu avec de très hautes pressions partielles en  $\text{CO}_2$ . L'eau s'enrichit donc en  $\text{CO}_2$ , qui se transforme généralement par la suite en  $\text{HCO}_3^-$  [48]. Par la suite, les principaux apports proviennent essentiellement de la dissolution ou formation de carbonates ou de la méthanogénèse. Les résultats en  $^{14}\text{C}$  analysés dans les eaux souterraines doivent donc être corrigés pour isoler le carbone présent dans l'eau au moment de la recharge [47].

### 2.3.6 Méthodes de correction d'âges $^{14}\text{C}$

Pour corriger la valeur de  $^{14}\text{C}$  dans l'eau souterraine, plusieurs méthodes de corrections ont été développées avec leurs hypothèses respectives [49]. Puisque ce mémoire ne traite pas uniquement de la datation d'eau souterraine à l'aide du  $^{14}\text{C}$ , les méthodes de correction d'eau souterraine sont les mêmes que celles qui ont été utilisées dans l'article d'Aravena et Wassenar [19] qui traitait de la même région d'étude. Les méthodes qui ont été étudiées sont donc les méthodes de Tamers, Pearson, Fontes et Eichinger.

Pour les formules analytiques des différentes sections, les variables suivantes sont utilisées :

- $C_T$  correspond à la concentration totale en carbone inorganique dissous
- $C_b$  correspond à la concentration en  $\text{HCO}_3^-$
- $C_a$  correspond à la concentration de  $\text{CO}_{2(aq)}$
- $\delta^{13}\text{C}_{DIC}$  et  $^{14}\text{C}_{DIC}$  correspondent à la composition isotopique de l'échantillon
- $\delta^{13}\text{C}_0$  et  $^{14}\text{C}_0$  correspondent à la composition isotopique initiale de l'eau
- $\delta^{13}\text{C}_g$  et  $^{14}\text{C}_g$  correspondent à la composition isotopique du  $\text{CO}_2$  gazeux
- $\delta^{13}\text{C}_s$  et  $^{14}\text{C}_s$  correspondent à la composition isotopique des phases minérales
- $\delta^{13}\text{C}_i$  et  $^{14}\text{C}_i$  correspondent à la composition isotopique au début des échanges en carbone dans le milieu
- $\delta^{13}\text{C}_E$  correspond à la composition isotopique du carbone inorganique dissous à l'équilibre avec les phases minérales
- $\epsilon_{g/s}$  correspond au facteur de fractionnement isotopique du  $\text{CO}_2$  avec les phases minérales

#### 2.3.6.1 Tamers et Pearson

Les approches de Tamers et de Pearson sont deux méthodes qui évaluent le mélange entre deux pôles de carbone. La méthode de Tamers considère que ces deux pôles sont le  $\text{CO}_{2(aq)}$  et le  $\text{HCO}_3^-$  qui est formé à un ratio 1 :1 entre le  $\text{CO}_{2(aq)}$  et les carbonates du milieu. De son côté, la méthode de Pearson utilise le  $\delta^{13}\text{C}$  pour évaluer les contributions du  $\text{CO}_{2(aq)}$  et des carbonates. Les équations 2.9 et 2.10 présentent respectivement les équations de Tamers et de Pearson.

$$^{14}C_0 = \frac{C_a}{C_T} ^{14}C_g + 0.5 \frac{C_b}{C_T} (^{14}C_g + ^{14}C_s) \quad (2.9)$$

$$\frac{^{14}C_0 - ^{14}C_s}{\delta^{13}C_{DIC} - \delta^{13}C_s} = \frac{^{14}C_g - ^{14}C_s}{\delta^{13}C_g - \delta^{13}C_s} \quad (2.10)$$

### 2.3.6.2 Eichinger

La troisième méthode, présentée par Eichinger, est une correction de la méthode de Tamers qui modifie la valeur initiale par un facteur multiplicatif qui permet de prendre en considération les échanges de carbone entre l'eau et son milieu. L'équation 2.11 présente l'équation utilisée pour la correction de Eichinger.

$$^{14}C_0 = \frac{\delta^{13}C_{DIC} - \delta^{13}C_E}{\delta^{13}C_i - \delta^{13}C_E} * \frac{C_a + 0.5C_b}{C_T} * C_g \quad (2.11)$$

### 2.3.6.3 Fontes et Garnier

La dernière méthode étudiée est celle de Fontes et Garnier (1979). Cette approche propose un modèle qui prend en compte la dissolution de carbonates et les échange avec le carbone du système. Comme présenté à l'équation 2.12, l'équation de Fontes et Garnier est une correction de la formule de Tamers (notée T dans la formule).

$$^{14}C_0 = T + (^{14}C_g - 0.2\epsilon_{g/s} - ^{14}C_s) \frac{\delta^{13}C_{DIC} - C_s/C_T \delta^{13}C_s - (1 - C_s/C_T) \delta^{13}C_g}{\delta^{13}C_g - \epsilon_{g/s} - \delta^{13}C_s} \quad (2.12)$$

Han et Plummer [49] soulèvent toutefois que ce modèle présente des problèmes de conceptualisation qui résultent en des sous-estimations lorsque la proportion d'échange avec le carbone augmente.

### 2.3.7 Traitement de données d'études régionales

Plusieurs outils hydrogéochimiques et isotopiques sont utilisés pour mettre en lumière les relations nécessaires pour la construction d'un modèle conceptuel. Or, ces ensembles de données peuvent rapidement devenir volumineux et compliquent le traitement des données. Des techniques pour faire un prétraitement des données permettent donc généralement de simplifier l'ensemble de données pour permettre une meilleure compréhension. Dans le cadre de ce projet, les principales approches utilisées sont l'étude de paramètres conservatifs et le regroupement de données selon une ou plusieurs caractéristiques physiques.

#### 2.3.7.1 Identification d'un paramètre conservatif

L'identification d'un paramètre conservatif est une méthode qui requiert une compréhension des composés chimiques présents dans les aquifères et une bonne connaissance du milieu d'écoulement. Elle est couramment utilisée par les auteurs en hydrogéologie [36, 50, 51]. Différents traceurs tant géochimiques qu'isotopiques sont utilisés pour identifier des processus précis. Par exemple, pour évaluer le mélange entre des eaux douces et des eaux salées, les chlorures peuvent être utilisés. C'est un traceur conservatif, car les sources naturelles de chlorures sont la dissolution d'évaporites et l'eau salée. Puisque le milieu est continental et qu'il n'y a pas d'évaporite sur le site d'étude, il n'y a pas de production locale de chlorures. Différents types de contaminants anthropiques peuvent aussi être étudiés pour des études de caractérisation. Des composés synthétiques qui se décomposent très lentement dans l'environnement, comme certains composés pharmaceutiques ou certains pesticides peuvent être utilisés comme traceurs dans un aquifère. Deux autres traceurs conservatifs populaires dans les études canadiennes sont les isotopes stables de la molécule d'eau [26]. Ce traceur réagit peu avec son environnement et peut permettre une évaluation des conditions climatiques lors de la recharge.

Ce type d'étude présente généralement une multitude de traceurs géochimiques ou isotopiques ou associe les observations de traceurs conservatifs à une modélisation numérique [52] ou à des relations empiriques [32] pour permettre une interprétation plus robuste.

### 2.3.7.2 Définition de contextes hydrogéologiques

La définition de contextes hydrogéologiques est une méthode qui regroupe les données à des particularités physiques du territoire dans le but de faciliter l'interprétation. C'est une méthode rencontrée dans la littérature [34, 53] pour l'étude d'aquifères complexes. Cette méthode nécessite une très bonne compréhension du site d'étude par l'auteur, car celui-ci doit délimiter le territoire selon certains critères qu'il juge discriminants pour l'étude. Parmi ces critères, les variations géologiques, le confinement, la direction d'écoulement, les possibles interactions entre l'aquifère et un élément anthropique ou naturel peuvent être des critères qui justifient une délimitation du site. L'analyse est ensuite faite en se basant sur ces paramètres pour faire ressortir une interprétation de l'effet des critères sur l'hydrogéochimie et sur les isotopes.

Cette méthode est en partie qualitative, car l'auteur du modèle se base sur sa compréhension de la question d'étude pour définir ses contextes. Elle est par la suite quantitative, car le traitement de données subséquent doit être fait de manière numérique pour comprendre les différents contextes et les relations entre eux.

## **CHAPITRE 3 LA DÉMARCHE ET L'ENSEMBLE DU TRAVAIL DE RECHERCHE ET L'ORGANISATION GÉNÉRALE DU DOCUMENT**

L'objectif de ce chapitre est de présenter les étapes clés du projet qui ont permis d'atteindre les objectifs de recherche. Dans un premier temps, un retour sur la revue de littérature est fait pour mettre en évidence l'information ressortie de cette littérature et les pistes à suivre pour acquérir les informations nécessaires. Ensuite, ayant identifié les besoins de connaissance, la méthodologie qui a mené à l'interprétation régionale est présentée. Finalement, les démarches d'interprétation sont présentées.

### **3.1 Lien entre la revue de littérature et les objectifs de l'étude**

La revue de littérature du chapitre 2 a permis d'identifier les particularités de la zone d'étude. Sa géologie quaternaire complexe et ses activités anthropiques démontrent le besoin de mieux caractériser la ressource et justifient la mise au point d'un modèle conceptuel pour comprendre la dynamique d'écoulement. La revue de littérature a par la suite montré que certains processus nécessitaient une meilleure caractérisation. La recharge, le confinement, les échanges entre aquifères, en plus de l'évolution géochimique au fil d'une ligne d'écoulement ont été montrés comme étant les principaux besoins de caractérisation pour permettre le développement du modèle conceptuel. Ces paramètres font donc partie des objectifs spécifiques du projet. La revue de littérature a poursuivi avec la présentation des outils hydrogéochimiques et isotopiques à utiliser pour permettre de répondre à ces objectifs spécifiques. Les études antérieures ont montré qu'une approche d'hydrogéochimie isotopique permettait de mettre en évidence les processus majeurs du système et constituait des méthodes démontrées sur lesquelles se baser pour la mise au point d'un modèle conceptuel.

### **3.2 Démarche méthodologique**

Ayant identifié les principaux besoins pour la mise au point du modèle conceptuel, la mise au point de la méthodologie a pu être entreprise (Chapitre 4). Cette étape a été initiée par la création d'une base de données à partir des résultats de campagnes antérieures de la part de collaborateurs du projet. Ces données ont permis les premières interprétations, qui ont



permis une meilleure compréhension du système, mais qui laissaient tout de même certaines questions sans réponse. Une campagne d'échantillonnage supplémentaire a donc été complétée avec l'aide de partenaires locaux pour combler ce besoin d'information supplémentaire. Finalement, avant de poursuivre avec les interprétations, une évaluation de la qualité des données a été faite pour assurer la représentativité des résultats. Un indice de qualité a donc été développé pour permettre de qualifier la qualité des résultats.

### 3.3 Démarche d'interprétation des résultats

La création et la validation de la base de données étant complétées, l'étape d'interprétation des résultats a pu être mise en marche (Chapitre 5). L'interprétation sur l'ensemble des échantillons et des outils hydrogéochimiques et isotopiques en simultané est une tâche complexe vu le nombre de paramètres à considérer. L'ensemble de données a donc été traité pour permettre d'identifier plus facilement l'information clé. Une méthode de traitement des résultats a donc été développée pour répondre à ce besoin de simplification du système. La méthode retenue pour la définition de contextes hydrogéologiques a permis d'illustrer la variabilité du niveau de confinement, de la localisation et de la séquence d'écoulement des données. Cette simplification a aussi pu être présentée graphiquement pour simplifier la représentation des résultats dans le cadre d'un article scientifique. Les différents outils géochimiques et isotopiques ont subséquentement été utilisés pour identifier les processus qui font partie des objectifs spécifiques du projet. La recharge, l'effet du confinement, les processus géochimiques et les mélanges ont pu être mis en évidence dans cette publication. Cette démarche a donc permis de combler les besoins relatifs au modèle conceptuel et de faire l'interprétation générale de la zone d'étude.

En plus des interprétations présentées dans l'article, certaines pistes de discussion qui n'ont pas été publiées dans une revue sont présentées aux chapitres 6 et 7. Ces éléments permettent de compléter les éléments en lien avec les objectifs du projet. La section traitant des aspects méthodologiques complémentaires permet de clarifier la méthodologie de traitement de données faites dans le cadre de l'article. Une discussion générale est ensuite incluse et porte sur la validité de certains résultats isotopiques et présente une interprétation sommaire des zones les plus vulnérables à l'exploitation plus intensive de l'eau souterraine. Cette dernière partie de la discussion n'a pas comme objectif de quantifier la disponibilité de la ressource en eau, mais plutôt de mettre en lumière ces zones qui nécessiteraient une meilleure caractérisation.

## CHAPITRE 4 ASPECTS MÉTHODOLOGIQUES

### 4.1 Création de la base de données

La première étape du projet a été la mise en place d'une base de données géochimiques et isotopiques issues de campagnes d'échantillonnage antérieures. Le premier ensemble de données provenait d'une campagne de terrain de la CGC à l'été 2016 [12]. Cet échantillonnage était essentiellement fait sur des puits d'observation provinciaux et il était contraint sur la zone d'étude. Au total, cet ensemble de données comptait 13 puits échantillonnés et regroupait l'ensemble des ions majeurs et isotopes ciblés pour l'étude.

Dans le but d'augmenter le nombre d'échantillons pour l'interprétation, le Oak Ridges Moraine Groundwater Program (ORMGP) a accepté de partager ses données hydrogéochimiques et isotopiques sur la région. Cet ensemble de 80 données apportait une grande quantité d'information additionnelle. Par contre, peu d'échantillons avaient des données isotopiques et plusieurs puits avaient des ensembles de données géochimiques incomplets. Ces données ont tout de même été ajoutées à la base de données, car la géochimie occupe un rôle important dans l'étude.

Les données de ces deux sources ont tout d'abord été prétraitées pour une interprétation préliminaire de la zone d'étude. Cela a permis de mettre en évidence la grande plage de valeurs hydrogéochimiques et isotopiques. Cette partie a aussi soulevé les premières questions par rapport aux variations au sein de même unité hydrostratigraphique ou de puits à proximité.

Ces données combinées ont par la suite fait le sujet d'un premier traitement. Ce traitement a permis d'évaluer la distribution spatiale et hydrostratigraphique de la base de données, la quantité d'informations isotopiques disponible et la distribution géochimique des échantillons. Une répartition spatiale inégale des données et une répartition des solides dissous de l'eau inégale entre les aquifères ont soulevé les premières questions sur la compréhension de l'ensemble de la zone d'étude. Un besoin d'information supplémentaire a été mis en évidence à cette étape.

## 4.2 Campagne d'échantillonnage additionnel à l'été 2018

Ce chapitre présente les méthodologies des différentes étapes du projet. Pour commencer, les étapes de création de données et la description de la campagne de terrain ayant pour but de la compléter sont présentées. Par la suite, les méthodologies d'échantillonnage, de conservation des échantillons et d'analyse propres à cette campagne supplémentaire sont présentées. Ensuite, ce chapitre présente les méthodologies de traitement des données qui ont permis d'évaluer la qualité des données d'entrée de l'étude.

Suite à l'étude préliminaire de la base de données initiale, quatre lacunes majeures ont été identifiées et ont donc constitué les principaux objectifs de l'échantillonnage supplémentaire de l'été 2018.

La première lacune principale identifiée était la mauvaise répartition spatiale des puits. Deux principales causes expliquaient la répartition des puits. L'une étant la répartition démographique et l'autre étant l'échantillonnage presque exclusif des puits d'observation provinciaux lors des campagnes d'échantillonnage antérieures. Ainsi, les puits municipaux et privés ont été considérés pour l'échantillonnage supplémentaire.

La deuxième lacune principale identifiée était le peu de représentation des aquifères profonds dans la base de données. La majorité des puits échantillonnés avaient comme objectifs l'exploitation de l'eau souterraine pour subvenir aux besoins des utilisateurs. Dans ce cas, il n'y a pas de besoin de puiser l'eau dans un aquifère profond si un aquifère plus près de la surface fournit les débits nécessaires à l'utilisation. Ainsi, presque seuls les puits d'observation provinciaux permettent l'échantillonnage des aquifères profonds.

La troisième lacune principale identifiée était le peu d'informations sur la géochimie à l'exutoire du sous-bassin. Les mélanges entre les aquifères n'ont pas pu être identifiés lors de l'étude préliminaire. Des résultats géochimiques à l'exutoire avaient pour but d'identifier le mélange final des eaux et de reconstruire cette signature géochimique vers les autres aquifères.

La quatrième et dernière lacune majeure était d'identifier la signature géochimique des aquifères identifiés en zone de recharge. La zone de recharge au sud du sous-bassin versant était bien définie dans le jeu de données initial, mais la zone de recharge présumée au nord n'était pas bien définie et peu de données pouvaient appuyer l'hypothèse de la recharge à cet endroit.

Une campagne de terrain additionnelle a donc été mise au point à l'été 2018 pour rencontrer ce besoin d'information grâce à la collaboration du Nottawasaga Valley conservation authority (NVCA) qui a fourni le matériel de terrain et un support lors de l'échantillonnage. Cette campagne a inclus l'échantillonnage de 24 puits additionnels. Elle a permis d'ajouter des données pour l'interprétation et de fournir les données pour répondre à certaines questions soulevées lors de l'interprétation préliminaire.

La figure 4.1 présente la position des puits de l'ensemble de données. Certains ensembles de puits provinciaux et municipaux situés à quelques mètres les uns des autres et qui échantillonnent deux aquifères différents sont représentés par un seul marqueur sur la carte. De plus, certains puits ont été échantillonnés dans plus d'une campagne. Ainsi, les puits marqueurs peuvent se superposer avec les puits de l'ORMGP en premier plan et ceux de la campagne de 2018 en dernier plan.

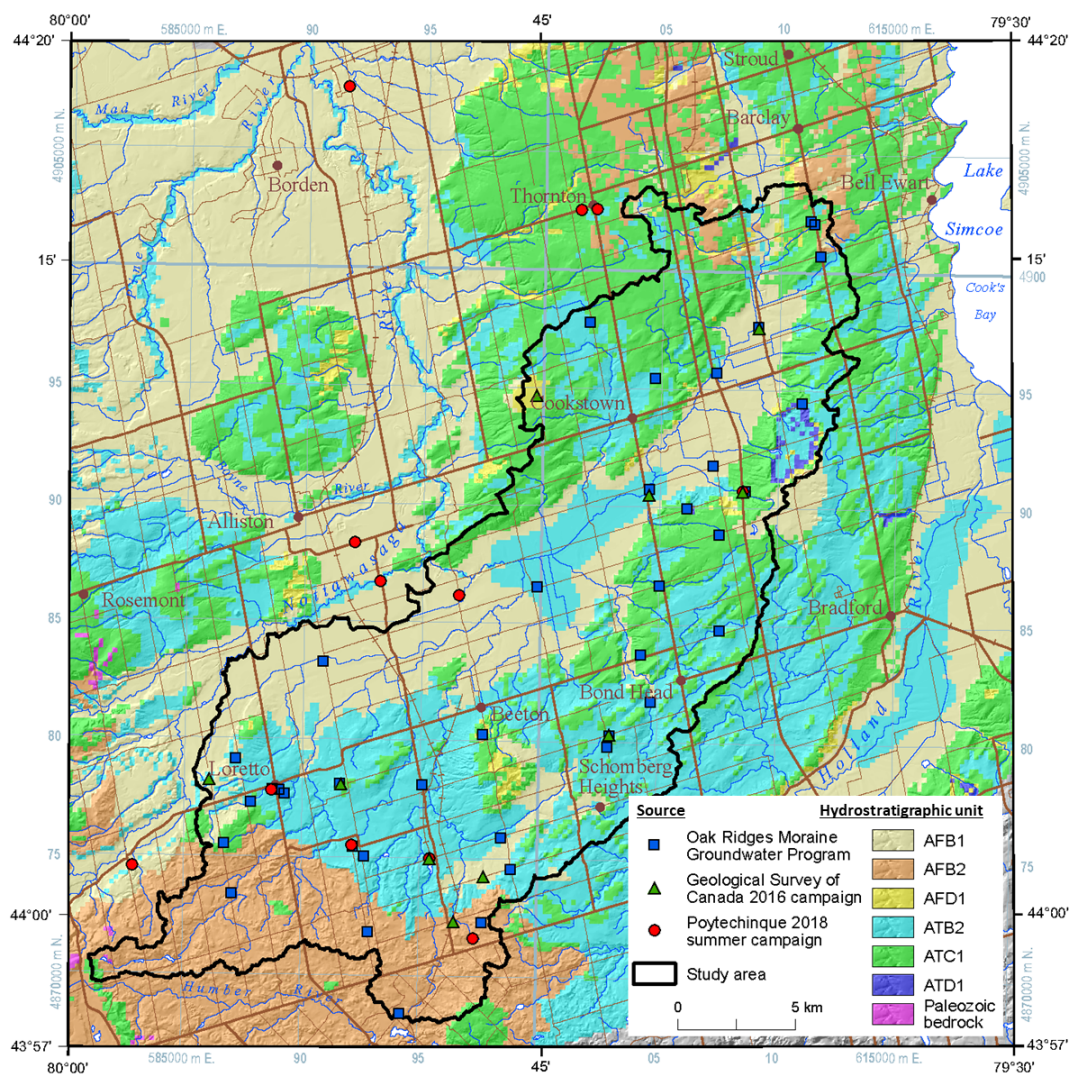


Figure 4.1 Distribution spatiale des puits d'où proviennent les échantillons des 3 sources de données, tirée de Proteau-Bedard et al. [2]

Les méthodologie d'échantillonnage et d'analyse des données sont présentées à l'annexe D.

### 4.3 Indice de fiabilité de l'ensemble de données

Suite aux analyses, un regard a été posé sur la qualité de cette base de données finale. Cette étude aurait dû être faite avant la campagne de terrain, mais c'est lors des analyses en

laboratoire que l'intérêt d'une telle étude est réellement ressorti. Il a été montré que les données géochimiques comportent plusieurs sources d'incertitudes, dont certaines ont été rencontrées pendant le projet et qui sont discutées au chapitre 7. Ainsi, pour avoir une meilleure confiance dans les résultats, une analyse de la qualité des résultats a été faite. La méthode qui a permis de qualifier la qualité des données est un indice de fiabilité attribué à chacun des échantillons.

Lors de l'étude des causes d'incertitude des données, trois principaux facteurs ont été identifiés pour être caractérisés en détail. Pour la représentation de ces facteurs d'incertitude, un code à trois caractères a été développé pour représenter chacun de ces trois facteurs.

Le premier facteur d'incertitude est la source de la donnée. Ce facteur d'incertitude a été identifié lors de la mise en commun des informations recueillies lors des campagnes d'échantillonnage. L'ensemble de données de la Oak Ridges Moraine Groundwater Program ne contenait pas de notes de terrain et de notes méthodologiques. Pour la majorité des puits, les seules informations disponibles étaient les fiches de forages publiques. Si certaines fiches étaient détaillées et permettaient de mieux comprendre la construction du puits, d'autres ne contenaient pas suffisamment de détails pour faciliter la compréhension de l'aménagement des puits. Ainsi, les différentes campagnes ont été associées à des identifiants uniques. Les campagnes de la CGC et la campagne faite dans le cadre de ce projet de maîtrise sont considérées comme étant plus fiables. La référence à des méthodologies reconnue a permis de confirmer la validité des résultats et les notes de terrain ont permis d'exclure un puits si des conditions externes pouvaient avoir influencé les résultats. De plus, les documents sur les puits fournis par les opérateurs de puits ont permis d'être plus en confiance des informations pour l'échantillonnage.

Le deuxième facteur d'incertitude était l'identification de l'aquifère échantillonné. L'interprétation repose sur l'identification adéquate des aquifères pour mettre en lumière le confinement et les connexions entre aquifères. Pour évaluer la fiabilité de l'identification de l'aquifère, la position des crépines a été étudiée pour chaque puits en comparant au modèle hydrostratigraphique en trois dimensions produit par Bajc [11]. Pour chaque crépine, une identification préliminaire indiquait l'unité ou les unités hydrostratigraphiques dans lesquelles la crépine se situait. Si la crépine recoupait un seul aquifère, elle recevait une cote de fiabilité de "A", si la crépine recoupait deux aquifères, elle recevait une cote de fiabilité de "M". Dans le cas où la crépine n'était pas entièrement dans un aquifère, différentes cotes de fiabilité ont été attribuées selon les critères présentés au tableau 4.1. L'hypothèse pour cette caracté-

sation de la fiabilité est que les puits échantillonnés devaient avoir un débit suffisant pour l’approvisionnement en eau, donc que la crépine ne pouvait pas être dans un aquitard.

Le troisième facteur d’incertitude était la qualité des analyses géochimiques. De manière générale, la qualité de l’échantillonnage est exprimée en fonction de l’erreur sur le bilan ionique (EBI). Une forte erreur est signe d’un débalancement entre les cations et les anions. Si le débalancement est important, il est possible que les résultats des différents ions soient eux aussi fortement affectés. Une limite initiale de 15% a été posée en début de projet, mais cette limite a été réajustée plus tard à 10% pour s’approcher de la méthodologie d’auteurs reconnus. Un autre aspect lié à l’incertitude de la géochimie était l’absence de certains ions pour certains échantillons. Cette absence a été identifiée et qualifiée pour comprendre l’influence des ions manquants pour l’interprétation des résultats. Les différentes cotes de ce facteur d’incertitude sont présentées au tableau 4.1.

Tableau 4.1 Codes de l’indice de fiabilité

Paramètre	Code	Définition
Source	P	Données provenant de la campagne de 2018
	C	Données provenant de la campagne de la CGC
	H	Données provenant de la base de données de l’ORMGP
HSU	A	Crépine entièrement dans un aquifère
	B	Crépine partiellement dans un aquifère
	C	Crépine entièrement dans un aquitard et <10 m d’un aquifère
	D	Crépine entièrement dans un aquitard et >10 m d’un aquifère
	M	La crépine dans deux aquifères
EBI	1	Tous les ions majeurs analysés et une EBI de moins de 10%
	2	Quelques ions majeurs analysés et une EBI de moins de 10%
	3	Tous les ions majeurs analysés et une EBI de plus de 10%
	4	Quelques ions majeurs analysés et une EBI de plus de 10%

L’indice de fiabilité est formé de l’ensemble des cotes de ces trois facteurs. Par exemple, si un échantillon est associé à la campagne de la CGC, est entièrement dans un aquifère, contient tous les éléments chimiques et a une erreur sur le bilan ionique inférieure à 10%, sa cote sera CA1 .

# **CHAPITRE 5    ARTICLE 1 : COMBINING GEOCHEMISTRY AND HYDROGEOLOGICAL CONTEXTS TO DEFINE GROUNDWATER FLOW PATTERNS IN A COMPLEX MULTILAYER AQUIFER (INNISFIL WATERSHED, CANADA)**

**Francis Proteau-Bedard <sup>1</sup>, Nicolas Benoit <sup>2</sup>, Paul Baudron <sup>1</sup> and Miroslav Nastev <sup>2</sup>**

Applied Geochemistry (2020) (in evaluation)

Submitted online : February 20, 2020

© Elsevier Amsterdam, Pays-Bas 2020

## **5.1    Abstract**

Geochemical tracers can provide significant insights for the elaboration of conceptual groundwater flow models, especially in complex geological settings. Nonetheless, the reliability of their interpretation might be limited if it is not linked to a solid geological framework. We addressed the groundwater flow model of the Innisfil watershed (Ontario, Canada) by combining hydrogeological contexts provided by a detailed 3D geological model with 61 groundwater samples analysed for major ions, stable isotopes of the water molecule, tritium and radio-carbon. The delineation of regional physiographic areas, flow paths and confinement features strengthened the scope of the tracers and revealed (i) major recharge and discharge areas, (ii) relatively shallow and rapid flow paths, (iii) deep slow flow paths with aged groundwater from the last glacial events, and (iv) cation exchange as a main driver for geochemical evolution process. Overall, two distinct geochemical evolutions are evidenced : Cation exchange of modern water through its path to the confined aquifers at the base of the Quaternary sequence and mixing of modern low-mineralized water from unconfined aquifer units with

---

1. F. Proteau-Bedard, Paul Baudron, Department of Civil, Geological and Mining Engineering, Polytechnique Montreal, Montreal, Canada e-mail : francis.proteau-bedard@polymtl.ca

2. N. Benoit, M. Nastev Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada, 490, rue de la Couronne, Quebec, QC, G1K 9A9, Canada



deep highly mineralized water in soil-bedrock interface aquifers. In the perspective of a sustainable groundwater management, the results of this study provide practical insights for the elaboration of a conceptual flow model, while the approach could be applied to other areas with similar complexity.

## 5.2 Keywords

Hydrogeochemistry, Isotopes, Groundwater, Regional-Scale, Ontario, Canada, radiocarbon

## 5.3 Introduction

In Canada, severe droughts have occurred in the past and there is a consensus that their frequency, duration and intensity are likely to increase due to future climate changes [54]. Repeated droughts combined with the increase of irrigation demands are of major concern in the Innisfil Creek watershed, Ontario (Canada). To avoid worsening of the situation, experts recommend groundwater consumption rather than surface water as the sustainable source of water in the watershed [55]. To this end, a broad understanding of groundwater dynamics is needed [56, 57]. Aquifer architecture, recharge conditions, flow dynamics and geochemical interactions are crucial parameters needed to understand the long-term evolution of groundwater quality and quantity.

The groundwater characterisation process starts with the creation of a preliminary conceptual model for the regional groundwater flow. Beside the interpretation of the bedrock and Quaternary geology into hydrostratigraphic units, hydrogeochemistry and isotopes can be highly effective in the evaluation of the input parameters of the conceptual model [25, 43, 58–61]. The existing knowledge and the newly acquired information are generally stored in appropriate spatial databases and multivariate statistics are applied as an unsupervised method to determine a subsets of hydrogeochemical and isotopes samples with similar properties to minimize the variability of the results [24, 35, 62]. Existing studies usually focus on direct interpretation of collected data for main conservative and/or radioactive isotopic and chemical relations to help the understanding the regional flow model [27, 32, 52, 63]. Another common approach is to identify the main physical parameters that could eventually impact groundwater geochemical and isotopic composition, such as the aquifer mineralogy, confinement and proximity to an anthropic contamination, and to concentrate on the clarification of eventual differences

and mutual relations between distinct water groups [33, 34, 64, 65].

This paper presents an approach where geochemical and isotopic tracers are supported by hydrogeological contexts provided by a detailed 3D geological framework. This approach defines groundwater flow dynamics, including recharge and discharge, hydrologic linkages between hydrostratigraphic units and chemical evolution of groundwater. It is applied to the complex aquifer system of the Innisfil Creek watershed. Existing hydrogeochemical data is combined with a new sampling survey for a better coverage of the physiographic and hydrogeological sections. Interpretation of analytical results is presented with a few perspectives on future steps.

## 5.4 Study area

### 5.4.1 Background

Located approximately 130 km north of Toronto, on the western shore of Lake Simcoe, Ontario, Canada (Figure 5.1a), the Innisfil Creek watershed covers an area of approximately 490 km<sup>2</sup>. The Innisfil Creek takes sources to the north of the watershed and flows southwestwards, where it becomes tributary of the Nottawasaga River. The watershed has mainly rural agricultural coverage with several isolated forested areas. In the last decades, it has undergone major changes including land use and economic activities combined with population growth and increased stresses to water quantity and quality. Recent drought episodes have further aggravated the situation by limiting the capacity of surface water use for irrigation purposes. These shortages have become a problem for the agricultural activities and a major concern for the local conservation authorities. A few studies have been conducted recently with the objective to improve the understanding of the groundwater resource in the watershed and to provide the knowledge needed for informed decision-making [66–68]. Concerned population and local experts were included in the various planning and elaboration processes and one of the main output was the suggestion to shift gradually from surface to groundwater as sustainable alternative for water intake and protection of aquatic life [3]. However, this suggestion needs to be better supported with knowledge of the hydrogeological contexts in the watershed since the multi-aquifer system in glacial sediments is still not fully understood.

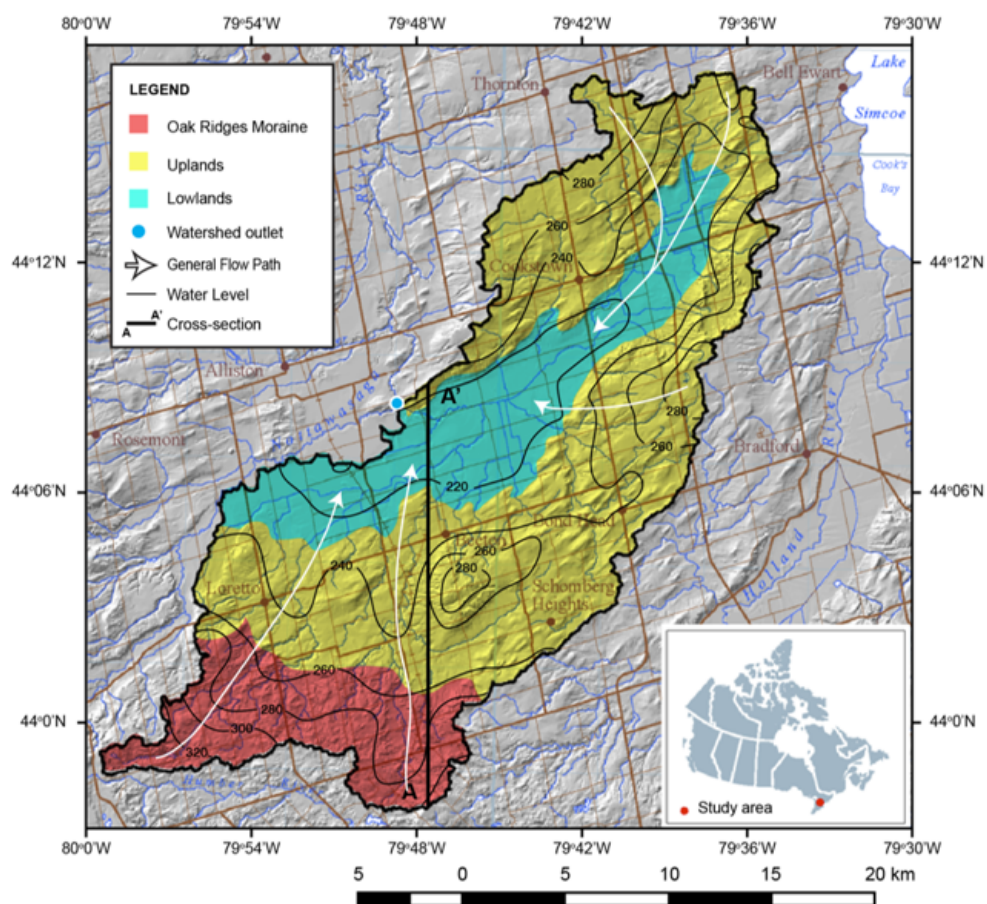


Figure 5.1 Innisfil watershed, spatial distribution of the physiographic zones and general groundwater flow directions.

### 5.4.2 Hydrostratigraphy

The geology of the area consists of relatively thick Quaternary deposits overlying Ordovician sedimentary bedrock [66]. To determine the distribution of the hydrostratigraphic units (HSU) across the study area, Bajc [11] built a 3D hydrostratigraphic model (Figure 5.2fa). The 3D model illustrates the complexity of the aquifer architecture and the high variability of the HSUs. It consists of 11 distinct HSUs, where six of the HSUs constitute high permeability aquifer system whereas the remaining five HSUs represent confining aquitards.

The bedrock consists mainly of limestone, Lindsay Formation, and shale with various proportions of limestone : Blue Mountain, Georgian Bay and Queenston formations. The surficial sediments are mainly of glacial origin and a product of different deposition events resulting in deposits of different granulometry and physical characteristics (e.g., gravel, sand, silt, clay, till). They form both aquifer and aquitard units which are not continuous but rather feature important vertical and lateral discontinuities (Figure 5.2a). At the base of the hydrostratigraphic sequence are found pre Middle-Wisconsinian till aquitard (ATG1), aquifer (AFF1) and aquitard ATE1. The overlying Don-Scarborough-Thorncliffe formation equivalents consist of interbedded aquifers (AFD4, AFD3, AFD2, AFD1) and aquitards (ATD3, ATD2, ATD1). Stratified deposits of AFD4 unconformably overlie ATE1 which, in this area, consists of a fine textured diamicton. Newmarket till (ATC1) caps the sedimentary sequence and acts as a regional aquitard. The till is eroded locally and has been traced down into broad valleys interpreted as tunnel valleys. Glaciofluvial sand and gravel aquifer (AFB2) occurs at the base of the tunnel channels and is roughly equivalent in age to early Oak Ridges Moraine deposits. AFB2 includes gravelly and sandy sediment at the base and is capped by a sequence of glaciolacustrine silt and clay with subordinate sand (aquitard ATB2). Overlying deposits of sand and gravel (AFB1) complete the stratigraphic sequence. Most of the groundwater wells tap into these coarse sediments which can be very productive. The bedrock interface often reaches depths of up to 150 m, therefore just a few wells extend as deep into the fractured bedrock aquifer.

Such complex HSU system in place makes the watershed a puzzling case with respect to groundwater flow and exploitation. In order to simplify the understanding of the geology and the complex aquifer system in place, the stratified sediments were grouped into basic hydrostratigraphic units : aquifers composed of dominantly coarse grained sediments (sand and gravel), aquitards composed of dominantly fine grained sediments (silt and clay), till aquitards (a wide range of sediments of various types and sizes) and the bedrock fractured

aquifers (Figure 5.2b).

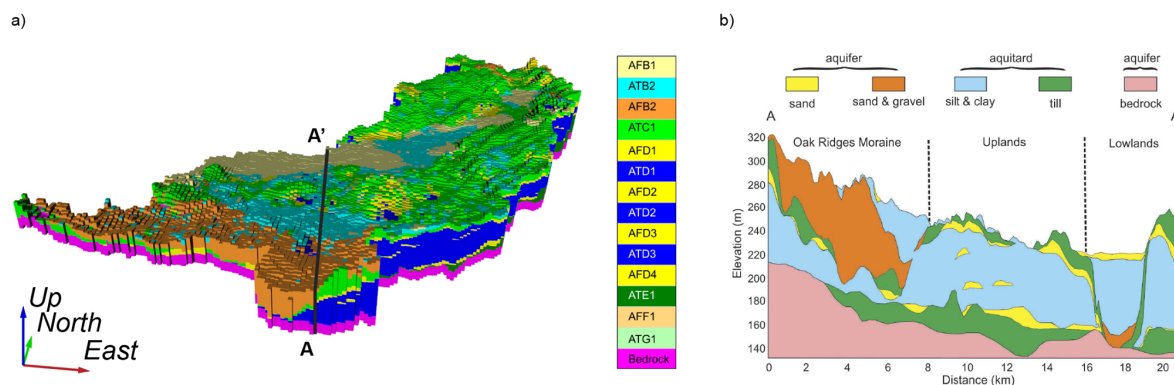


Figure 5.2 a) Detailed 3D hydrostratigraphic model (after Bajc et al. 2015 and Benoit et al. 2018), and b) simplified hydrostratigraphic units

Three major physiographic zones can also be delimited within the watershed : the Oak Ridges Moraine (ORM) and the Upland and Lowland areas (Figure 5.1). The ORM is a linear structure that covers a large portion of Southern Ontario with an overall area of about 1900 km<sup>2</sup>. It outcrops at the south of the Innisfil watershed as a thick fluvio-glacial aquifer composed of mainly coarse sand and gravel with high permeability. At the base, the moraine is separated from the fractured aquifer by a low permeability fine silt and clay. This physiographic zone has the highest elevation across the watershed, i.e. more than 280 m ASL, and is expected to represent an important recharge area.

The second physiographic zone is the Upland area, characterized by two to four discontinuous aquifer units in the unconsolidated coarse sediments and the ubiquitous bedrock aquifer (Figure 5.1a). The typical hydrostratigraphic sequence consists of the continuous low permeability Newmarket till on the ground surface, a compact till with a thickness of up to 20 m. Follows the fine sand aquifer unit in the upper part of the Thorncliffe formation. At depth, this formation shifts gradually into fine silt and clay, which are the dominant aquitard material in the area. Occasional lenses of coarse sand are also encountered at depth and compose limited, a few square kilometers in size, aquifer units embedded within the fine matrix. At the base of the Thorncliffe formation, fine sands compose another productive aquifer unit. The lowermost portion of the Quaternary sequence is occupied by a thick silt and clay aquitard that overlies the bedrock aquifer at an average depth of about 100 m.

The Lowlands represent the third major physiographic zone, which actually represents a relatively wide elongated valley in the central part of the watershed (Figure 5.1a). The hy-

drogeological setting consist of two aquifer units in the coarse sediments and the bedrock aquifer at the base. Aquifer units are alternated with intermediate aquitards. The surficial aquifer is found in a relatively shallow fine sandy layer with a maximum depth of about 10 m. The next permeable unit at depth is the coarse sand and gravel aquifer confined by about 50 m thick glaciolacustrine silt and clay materials. The lowermost fractured aquifer is occasionally in direct contact with the juxtaposed granular aquifer, but most often these two units are separated by low permeability tills.

## 5.5 Method

This study uses a hydrogeochemical and isotopic approach to complement the understanding of the dynamics of the regional groundwater flow system. Herein, interpretation of the hydrogeochemistry and isotopic results will be considered as complementary information for creating a reliable conceptual model for the regional groundwater flow.

### 5.5.1 Geochemical and isotopic data

Available geochemical and isotopic data for the watershed was compiled first, including chemical analyses of water samples from wells installed across the main physiographic areas and tapping water from the main aquifer units. The initial database consisted mainly of field surveys carried out by the Geological Survey of Canada in 2016 and from the ongoing (1968-present) ORM Groundwater Program provided by the Conservation Authorities Moraine Coalition. Quality assurance and quality control processes were performed on the compiled data to identify the wells with a consistent geochemical dataset, their location, and assess the date of sampling, as presented in Proteau-Bedard et al. [2]. Collected data was then analysed and interpreted to identify areas which need additional information, such as areas with low geochemical information density or with limited hydrogeochemical dataset regarding major ions or isotopes thus limiting the possibilities of interpretation for understanding of groundwater flow evolution. To complete the hydrogeochemical and isotope dataset, a supplementary groundwater survey was conducted in 8 water wells in 2018. As for the previous surveys, provincial groundwater sampling methodology was used during this survey for sampling procedures [37]. Major ions analyses were done by ionic chromatography ;  $\delta^2\text{H}$ - $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ - $\text{H}_2\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ -DIC were analysed using mass spectrometry ; whereas  $^{14}\text{C}$ -DIC was measured with a mass accelerator.

The final hydrogeochemical and isotope database included analytical results from a total of 61 water samples with their corresponding depth, elevation, major ion concentration, pH and specific conductivity. The samples were taken primarily from private domestic wells (22), municipal wells (21) and wells belonging to provincial groundwater monitoring (18). All samples and the sampled well classes are represented on Figure 5.3. In cases where well construction information was available, the required sampling protocol consisted of purging of at least three well volumes before sampling. For wells with unknown water volume, mainly some of the domestic wells, the physical parameters stabilisation was used as an indicator of adequate purging. With respect to the physiographic zones : 16 water samples originate from ORM, 40 samples are from aquifer units of the Upland area and 5 samples were collected from the Lowlands. Of these, 27 samples were analysed for  $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  of water and  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$  isotopes of DIC. The reliability of major ions was evaluated using a threshold of  $\pm 10\%$  for the ionic balance error. As shown in Figure 5.3, the spatial distribution of the water samples is not uniform across the study area, mainly because the field surveys focused on portraying water quality of the specific HSUs.

### 5.5.2 Analytical program

The hydrochemistry of major ions : Ca, Mg, Na, K, Fe,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{HCO}_3$  and Cl was used as an indicator of the chemical processes taking place and of the water evolution in the groundwater system. The considered stable isotopes were hydrogen  $\delta^2\text{H}$  and oxygen  $\delta^{18}\text{O}$  (water molecule), carbon  $\delta^{13}\text{C}$  and  $^{14}\text{C}$  (dissolved organic carbon).  $\delta^2\text{H}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  were used to understand the meteoritic conditions at the time of infiltration, where the difference from the actual meteoritic signals provides indication of a colder or warmer meteoritic condition at the infiltration time. The study considers that all sampled aquifer had recharge contribution for multiple years and events and the isotopic signature would represent the yearly average.  $\delta^{13}\text{C}$  and  $^{14}\text{C}$  were also used for age dating and residence time assessment.

### 5.5.3 Radiocarbon groundwater dating

Radiocarbon groundwater dating was conducted to identify the spatial distribution of the groundwater residence time in the watershed. The age provided by this dating method represents the mean age of the different recharge events contribution of an aquifer. The age does not describe a precise recharge time, but gives an range of old or recent recharge. The



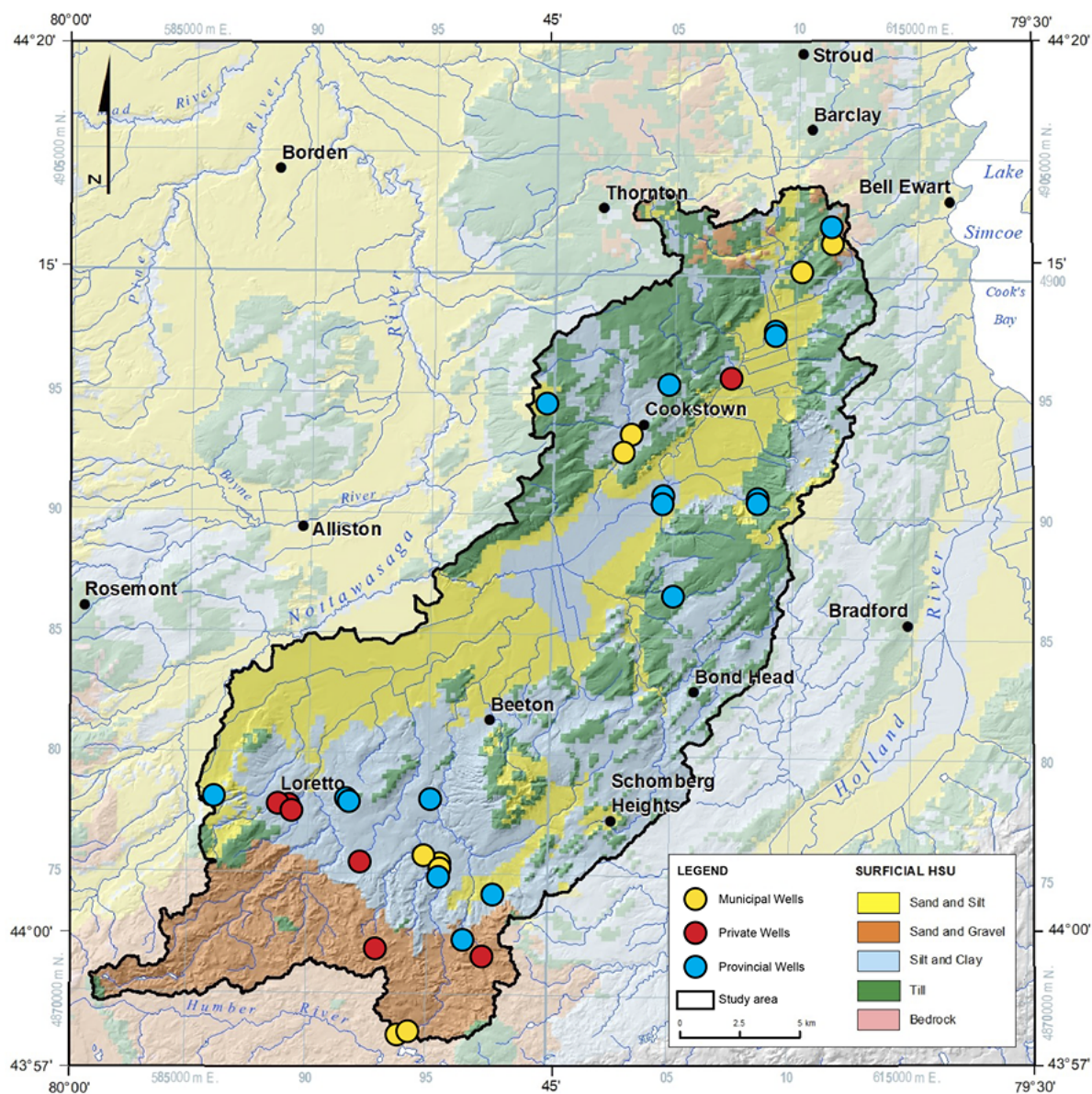


Figure 5.3 Location of the groundwater samples (sampled wells) according to the field surveys.



methodology and the phases used for correction of radiocarbon data using NETPATH [69] are inspired from the study by Aravena and Wassenar [19]. Eichinger and Fontes and Garnier methods [49] were used to make the apparent age correction. The presented results represent actually an arithmetic average of these two methods. The eight phases used according to the previous work contained  $\text{CH}_2\text{O}$ , calcite, dolomite, cation exchange, goethite,  $\text{NaCl}$ , pyrite and siderite. However, using that many phases, a model could only be found for 4 samples. The input had then to be simplified using just 4 main phases : calcite, cation exchange,  $\text{CH}_2\text{O}$  and dolomite.  $^{14}\text{C}$ -DIC analysis was performed on thirteen samples. All samples except one could be dated with the simplified method. The results for the three samples from the original and the simplified methods were compared. Simplified input results were in general between 200 and 1000 years older than the original model for water younger than 12,000 years and about 2,000 years older than the original model for water older than 12,000 years old. In this study case, the  $^{14}\text{C}$  age dating information was used to delimitate the older and the younger water samples of the watershed. This potential dating error, however, is not expected to affect the identification between end-members of older and younger water samples.

## 5.6 Results

### 5.6.1 Hydrogeological contexts

The analysis and interpretation of the analytical results was an additionnal step in the analysis process, due to the different sampling conditions, geochemical parameters obtained from different geochemical surveys and processed by different laboratories with their own analytical procedures. In addition, the pre-treatment of the collected dataset showed a high variability in the local confinement conditions and revealed varying connections between the aquifer units. Therefore, to accurately estimate the local hydrogeological contexts, a comprehensive assessment of each sample's information required regrouping samples that yield similar results. A brief review of regional characterization studies of aquifers in similar post-glacial settings [24, 26, 35, 36, 52] points to a few key parameters whose identification is critical within the heterogeneous nature of complex aquifer systems, such as hydrostratigraphy, main recharge and discharge zones, respective flow paths and corresponding degree of confinement. Characterizing the main groundwater flow paths from recharge zones to discharge zones is complex since multiple recharge zones could be observed in the watershed [3]. On the other hand, this inferred knowledge is important since it can be validated or invalidated based on the different geochemical signature along different flow paths, which was the main objective

of the present study.

The extent of the regional groundwater recharge zones and respective flow paths was inferred based on the regional hydrostratigraphy, 3D geological model and terrain elevations :

1. Hydrostratigraphy : the first parameter in definition of the hydrogeological sections in place is the HSU distribution. With the help of the 3D geological model [11], the hydrostratigraphic variation was found to be minimal within the three predefined main physiographic areas (Figure 5.4a) : ORM hydrostratigraphic setting (HS-A), Upland area (HS-B) and Lowland area (HS-C). Additional delineation had to be made to acknowledge the different confinement grades found in HS-B. Three sub-areas were defined accordingly : (i) HS-B1 : located in the southern part of the Uplands, where recharged water blends to groundwater of HS-A and follows the same northward flow path ; (ii) HS-B2 : that encompasses the eastern portion of the Uplands which is confined by a low permeability surficial till ; and (iii) HS-B3 : that covers the north-western part of the Uplands with an expected groundwater flow direction from the northern water divide of the watershed towards HS-C and further downstream of the Innisfil Creek (Figure 5.4a). In general : HS-A corresponds to  $> 50$  m thick coarse sediments, whereas aquifers in HS-B1, HS-B2, HS-B3 and C consist of relatively thin sand layers confined by  $> 40$  m thick silt and clay aquitards.
2. Degree of confinement : the 3D model by Bajc [11] was used to evaluate the confinement conditions of a given aquifer unit based on the thickness of the overlaying aquitard and eventual linkages with groundwater flow in neighbouring less confined aquifers. To this end, a four-step qualitative indicator of the confinement was considered : (i) none (unconfined surficial aquifers often covered with discontinuous shallow low permeability sediments), (ii) low (aquifer at a depth of  $< 30$  m and/or covered by continuous  $< 10$  m thick low permeability sediments, interconnected with other aquifer units), (iii) medium (aquifer unit at a depth of  $> 30$  m and/or covered by  $< 30$  m thick low permeability sediments, low linkages with other aquifer units) and (iv) high degree of confinement (aquifer unit overlain with  $> 30$  m thick aquitard layer(s), usually located at the base of the vertical stratigraphy with no to low linkages with other aquifers). For example, an aquifer located in a buried bedrock valley and covered by more than 30 m thick clay and silt layer was considered highly confined.

The hydrogeological contexts identified according to the physiographic zones, degree of confinement and typical hydrostratigraphy are given in Figure 5.4b. As it can be observed, high confinement occurs mainly in the bedrock aquifers and in the upstream part of the Innisfill Creek (HS-C), whereas medium confinement is expected in parts of HS-B and the downs-

treem part of HS-C. On the other hand, groundwater recharge with a different rate can be expected across unconfined to low confinement conditions in HS-A and parts of HS-B.

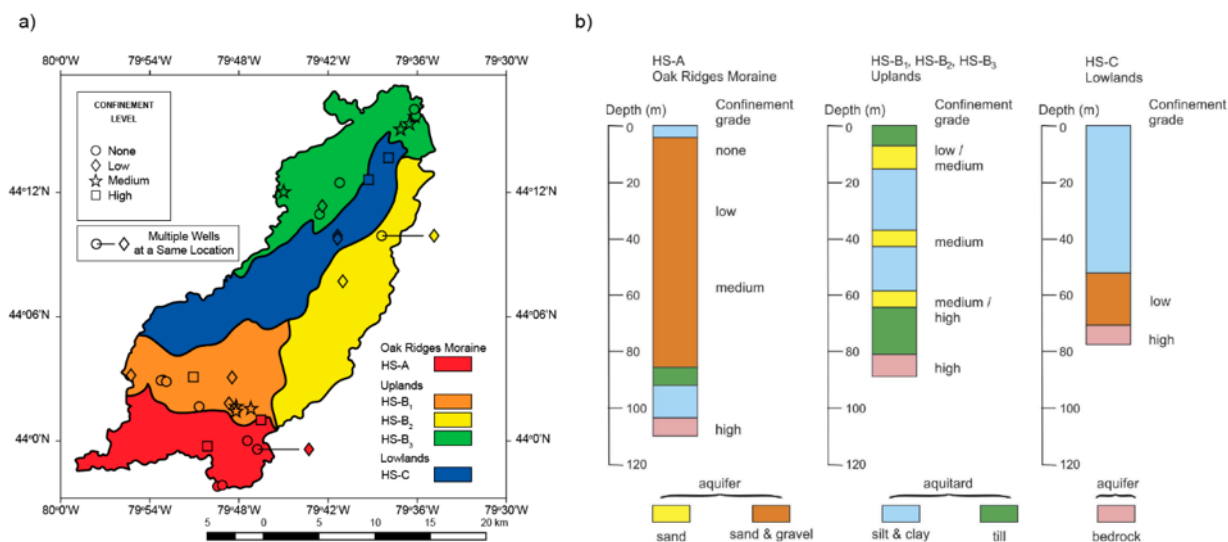


Figure 5.4 Confinement grades in the Innisfil watershed : a) spatial location of regional hydrogeological sections, and b) typical hydrostratigraphic sequences.

### 5.6.2 Major ions

The major ions from 61 groundwater samples are shown with the piper diagram in Figure 5.5. Three distinct water types can be observed :  $\text{Ca-HCO}_3$  type ( $n=47$  water samples) as the most common water type followed by  $\text{Na-HCO}_3$  ( $n=10$ ) and  $\text{Na-Cl}$  ( $n=4$ ) types. The identification of the distribution of water types across the study area corresponds to the expected hydrogeochemical evolution of the groundwater along its flow path from recharge to discharge areas [43]. The  $\text{Ca-HCO}_3$  water type is associated with recharge areas. It suggests low mineralized water that was exposed to limited interactions with the aquifer medium and whose chemistry is dominated by the dissolution of calcite. Older groundwater evolves to  $\text{Na-HCO}_3$  type indicating considerable cation exchange and, further down gradient, through mixing and longer residence time to highly mineralized  $\text{Na-Cl}$  water type.

The investigation of the location of the sampled water wells and the screened portions of the aquifer units with depth shows much stronger correlation between the identified water types and the degree of confinement, rather than just with the altitude of the wells. Accordingly, HS-A samples, which originate from the hilly ORM area, are subject to drastic geochemical

changes with respect to the confinement and include all three water types. Water samples from wells in unconfined and low confinement aquifer units show  $\text{Ca-HCO}_3$  water types,  $\text{Na-HCO}_3$  water type dominate in medium confinement conditions, whereas water samples from wells under high confinement are on the other end of the evolution cycle with  $\text{Na-Cl}$  water type. The HS-B samples show considerably more homogeneous characteristics depending on the increase of the confinement grade :  $\text{Ca-HCO}_3$  water type for no to low confinement and  $\text{Na-HCO}_3$  at medium and high confinement. On the other hand, the groundwater in the main discharge zone for the watershed, HS-C, is composed of  $\text{Na-HCO}_3$  and  $\text{Na-Cl}$  water types under medium and high confinement conditions, respectively.

As shown in Figure 5.5, most of the water samples show coherent correlations between the aquifer confinement and the water type, i.e., groundwater in lower confinement conditions is closer to the  $\text{Ca-HCO}_3$  geochemical pole, whereas that in highest confinement is closer to the  $\text{Na-Cl}$  type. Elevated chloride concentrations in some of the groundwater wells from hydrogeological sections HS-A, HS-B1, HS-B2 and HS-C was somehow unexpected. Firstly, the local geology does not contain evaporites and secondly, the study area is located more than 1000 km from the closest ocean. Possible hypotheses that need to be examined for such high chloride concentrations could be the deep bedrock water inflow, past climate events and/or long residence time. Anthropogenic contaminations is also considered as a possible cause for high chloride concentrations due to the use of deicing salt on roads in winter.

### 5.6.3 Modern groundwater

The highly variable hydrogeochemistry of dissolved constituents reflects the overall geochemical evolution pattern of groundwater and leads to hypothesize uneven distribution of water residence time across the aquifer units. A better understanding of the influence of the age of the water on the general hydrogeochemistry is crucial to inform the creation of the conceptual model of the groundwater flow. Stable isotopes and tritium concentrations in water help identify the share of the modern water ( $\text{Ca-HCO}_3$  pole) in the general groundwater flow.

The observed wide distribution of water stable isotopes (Figure 5.6a) indicates that recharge of the multi-aquifer system has occurred under different climate conditions. The hypothesis made here is that groundwater recharge is sufficiently homogeneous and mixed at a yearly scale in order to buffer seasonal variations. Modern infiltration ( $<1000$  years) in the area is expected to have mean annual values of  $\delta^{18}\text{O}$  (i) in the range between  $-9.7\text{‰}$  and  $10.3\text{‰}$

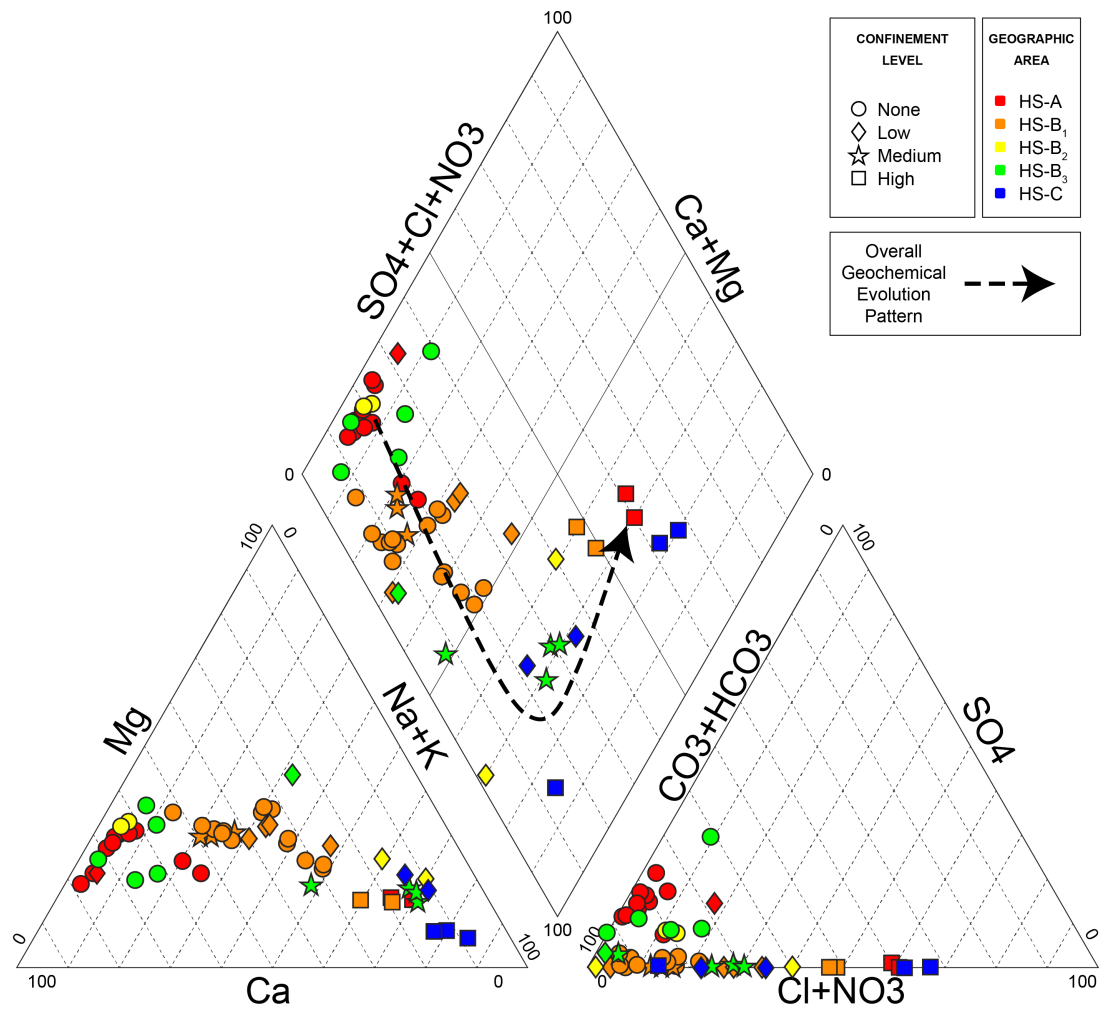


Figure 5.5 Piper diagram of the dataset

vs V-SMOW according to the nearby GNIP Simcoe station, and (ii) between -10.5‰ and -12‰ vs V-SMOW according to a past isotopic characterization study of confined aquifers in the region [19]. These  $\delta^{18}\text{O}$  ranges match both the low confinement aquifers across the study area and confined aquifers in HS-A, HS-B1, HS-B2 and HS-C. Since the latter aquifers are not expected to have any modern recharge signature, validation of the results was done with tritium to add precision to the modern water identification.

Radioactive isotope tritium ( $^3\text{H}$ ) has been used extensively as a hydrologic tracer and a qualitative indicator (dating tool) of post 1950s recharge. Although tritium is generated naturally in the atmosphere, its use as hydrologic tracer is linked to the introduction of significant quantities of tritium in the atmosphere during atomic bomb testing peaks in the 1950s and early 1960s. These atmospheric peaks therefore constitute useful time markers to estimate water age. Tritium was analysed on 17 groundwater samples, out of which 13 samples showed concentrations below the detection limit and only 4 had concentration greater than the detection limit ( $>0.5$  TU). The analyses of the vertical stratigraphy indicate that three of the samples with detected tritium originate from unconfined aquifers with low confinement, whereas only one sample was from an aquifer unit identified with medium confinement. The highest tritium values of 19.1 and 14.1 TU were measured in HS-A samples from unconfined and medium confinement (67 m of overlying till deposits) conditions, respectively. The other two water samples were drawn from wells in unconfined aquifers : a water sample from HS-B2 showed 10.6 TU, whereas the lowest tritium concentration of 2.5 TU, next to the detection limit, was observed in a sample from HS-B3 (Figure 5.6b).

#### 5.6.4 Old groundwater

Radiocarbon  $^{14}\text{C}$  is used as a tracer for groundwater flow of up to 30,000 years. Despite the long half-life, it can also help evidence presence/absence of modern recharge [23]. Radiocarbon analyses were carried out on 16 groundwater samples. Percent modern carbon, with modern carbon defined as of 1950, was obtained first. Radiocarbon age corrections against reference  $^{14}\text{C}$  activity were then performed on all samples. The exception were three samples with null activity that were considered as indicators of ancient water at least as old as the oldest calculated age,  $\geq 25,000$  years BP (Table 1). Although the correlation of  $^{14}\text{C}$  age vs.  $\delta^{18}\text{O}$  is not clearly defined, it can be observed that most of the samples from medium confined to high confined flow conditions show older water age,  $>10,000$  years (Figure 5.7). It can also be observed that modern recharge occurs not only in unconfined aquifer units, but modern

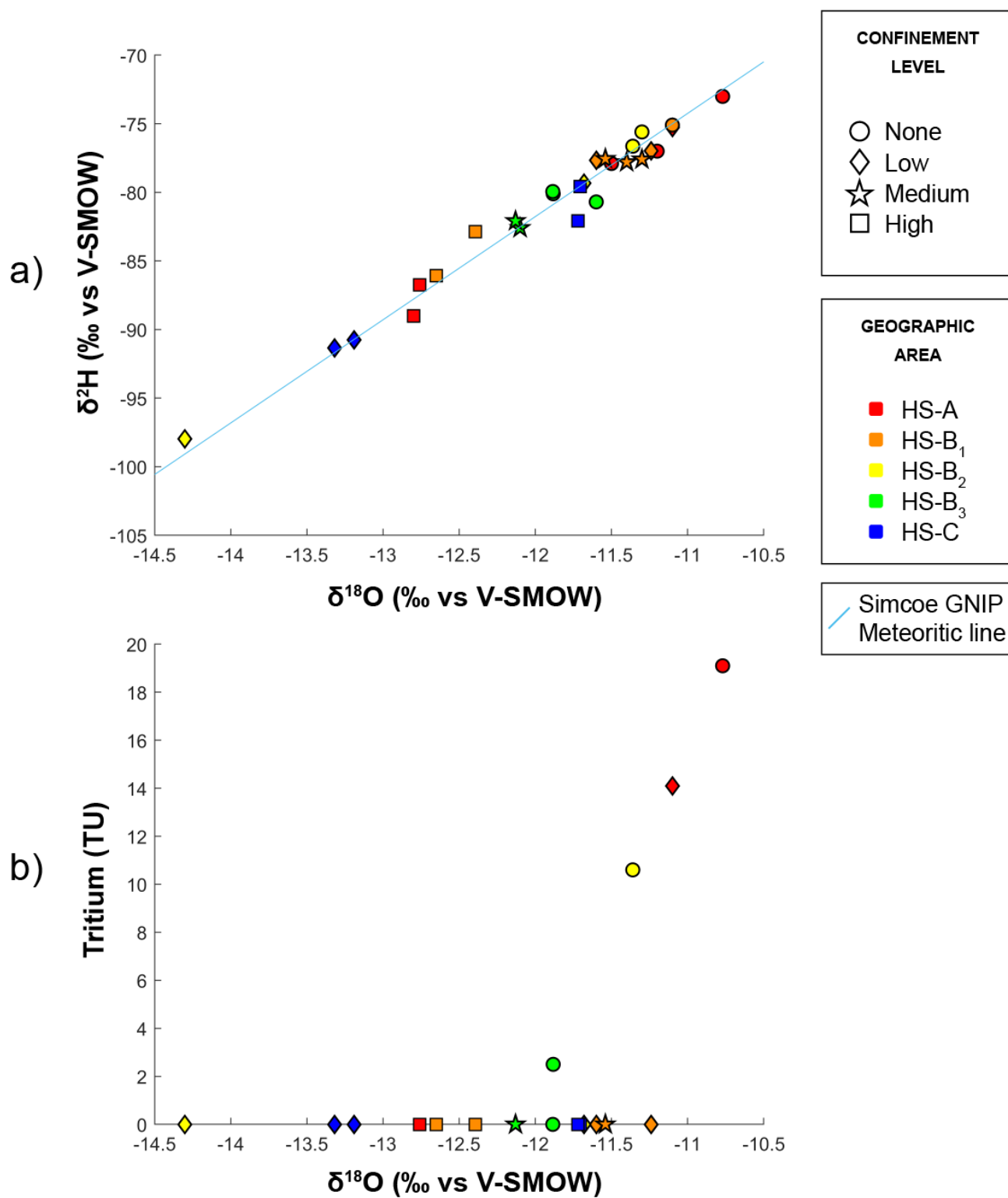


Figure 5.6 a)  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^2\text{H}$ ; b) tritium vs.  $\delta^{18}\text{O}$ .

water constituents can sometimes be found in low and medium confined aquifers as well. This finding is supported by both the tritium results (Figure 5.6) and by radiocarbon results for two of the samples from confined hydrological settings (encircled in Figure 5.7) that would contain old groundwater despite the apparent modern stable isotope signature.

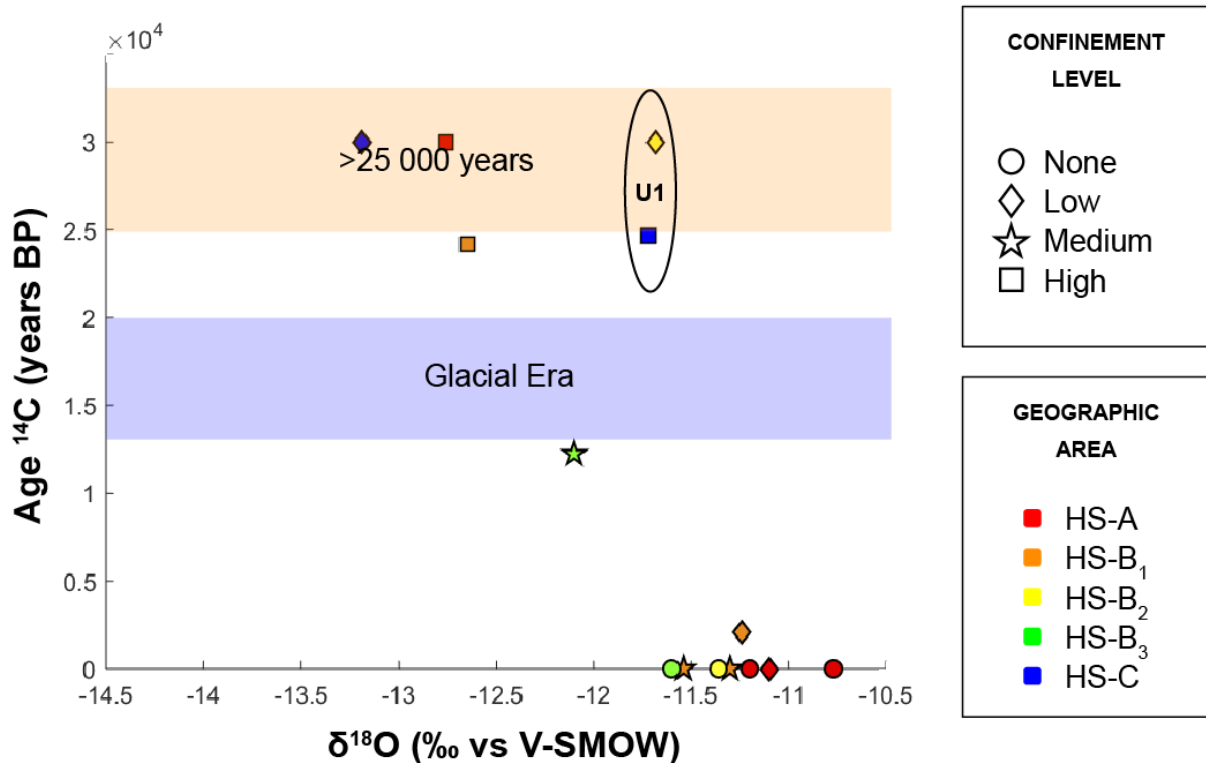


Figure 5.7 Radiocarbon age vs.  $\delta^{18}\text{O}$

Aravena and Wassenar [19] studied the groundwater age distribution across the southern Ontario region concluding that it can be linked to three major recharge periods : the current period since the end of the last glaciation ( $\leq 13,000$  years), and two older Erie and Plum Point Interstade periods dating during and before the last glacial period, respectively. Radiocarbon age dating has allowed the correlation between these main recharge periods and the hydrogeological sections (Figure 5.7). Namely : (i) five groundwater samples correspond to the oldest Plum Point Interstade period that occurred 20,000-35,000 years BP and originate from confined aquifers. Three of these samples have depleted  $\delta^{18}\text{O}$  concentrations, however, two of the samples (encircled) do not fit in this definition due to their enriched isotopic signature. The hypothesis of mixing of water between the coarse deposit aquifers with the deep bedrock inflow of ancient water or recharge during the Interstade era with warmer climate



conditions could provide possible explanation ; (ii) there seems to be no water sample which could be associated with the Erie Interstate period that occurred 15,500 to 16,500 years BP ; and (iii) the remaining 9 samples can be associated with modern recharge. Among them, the groundwater sample from HS-B3 is the oldest and dated to about 12,000 years BP.

As shown in Appendix C, the tritium and radiocarbon age distributions and the degree of confinement show a good correlation to aquifer units with modern water recharge or with dominant contribution of older water. In general, no to low confinement grades are associated to modern recharge, whereas medium to high confinements are associated to older water with a longer residence time.

## 5.7 Groundwater flow and geochemical evolution

### 5.7.1 Main hydrogeochemical processes

As discussed above, the conducted analysis were relatively restraint and based on a limited set of groundwater samples. The observed spatial and vertical hydrogeological heterogeneity across the area and uneven water ages further complicate the understanding of the groundwater flow from local to more regional scales. It is, however, still possible to propose a hypothesis for the groundwater evolution model and to draw certain conclusions with respect to the main hydrogeochemical processes and groundwater dynamics. To this end, two main processes have to be addressed : (i) natural evolution of the initial groundwater chemical composition altered by the effects of a variety of geochemical processes during the groundwater flow from recharge to discharge areas, and (ii) occasional mixing between modern and old water which can eventually accelerate the geochemical evolution. Two major flow paths were defined in the watershed to test these hypotheses and to get a better insight in the hydrogeochemical processes : (i) the northern flow path starting from HS-B2 and HS-B3 to HS-C, and (ii) the southern flow path from HS-A to HS-B1, where hydrogeological sections are indicated in Figure 5.4a.

Na/Ca ratio is used herein as the parameter to investigate the potential cation exchange along a flow path. Figure 5.8 shows the correlations of the Na/Ca ratio against the total dissolved solids (TDS) and  $\delta^{18}\text{O}$ . It can be observed in Figures 5.8a and b that there is a general increasing trend of the Na/Ca ratio with the increase in TDS, whereas in Figure 5.8c, Na/Ca ratio increases more or less independently of the TDS increase. This suggests that

the substitution of calcium with sodium causes the main variation in the chemical signature of the groundwater, rather than the dissolution of other minerals or simple mixing between groundwater masses. In Figure 5.8d, on the other hand,  $\delta^{18}\text{O}$  is used as a conservative tracer for the mixing process, whereas the Na/Ca ratio helps assess the geochemical evolution of the samples and their location within the watershed. This figure identifies the mixing zones along the northern and the southern flow paths with their respective end-members, where : North-1 and North-2 are end-members along the northern flow line, and South-1 and the modern water pole are the end-members of the southern flow line.

Figure 5.8b helps identify shallow-water and deep-water flows for the southern flow path. The shallow flow occurs in granular aquifers and is characterized by important modern water infiltration at the beginning of the flow path in both HS-A and HS-B1. The main modern water input occurs in HS-A throughout the granular aquifer. This modern signature is also observed further downgradient on the flow path in HS-B1 and is gradually altered in aquifer units with increased confinement conditions. This contributes to an increase in the TDS content and the cation exchange between Ca and Na as the main geochemical process. The deep-water flow, according to the well logs, considers groundwater flow at the interface between the top portion of fractured aquifers and permeable sediments at the base of the Quaternary sequence. Both the Na/Ca ratio and TDS content decrease at this interface in the downgradient direction.

The groundwater flow along the northern flow path starts in HS-B2 and HS-B3 and continues in HS-C as the main discharge area in the watershed. As illustrated in Figure 5.8c, an important difference can be observed between the young and old water poles. Moreover, the TDS concentration does not increase with the increase of . Cation exchange could be a cause of some of the increase in the Na/Ca ratio. Cation exchange could be a cause for a part of the observed variations, but additional processes, like calcite precipitation could also be a part of the geochemical dynamics of the northern flow.

The explanation of the geochemical variations observed in Figures 5.8a, b and c is evidenced in a different way in Figure 5.8d. The potential water mixing area along the southern flow path is determined based on two wells in aquifer units with a high level of confinement located in HS-B1. Their Na/Ca ratio and isotopic signatures are positioned between the confined water of South-1 end-member and the modern water end-member, thus indicating likely mixing between these two types of water. The proposed explanation is that deep aquifer units HS-B1 receive water from two origins : most of recharge corresponds to low-mineralized water originated from HS-A, while a lower proportion comes from direct recharge through occasional

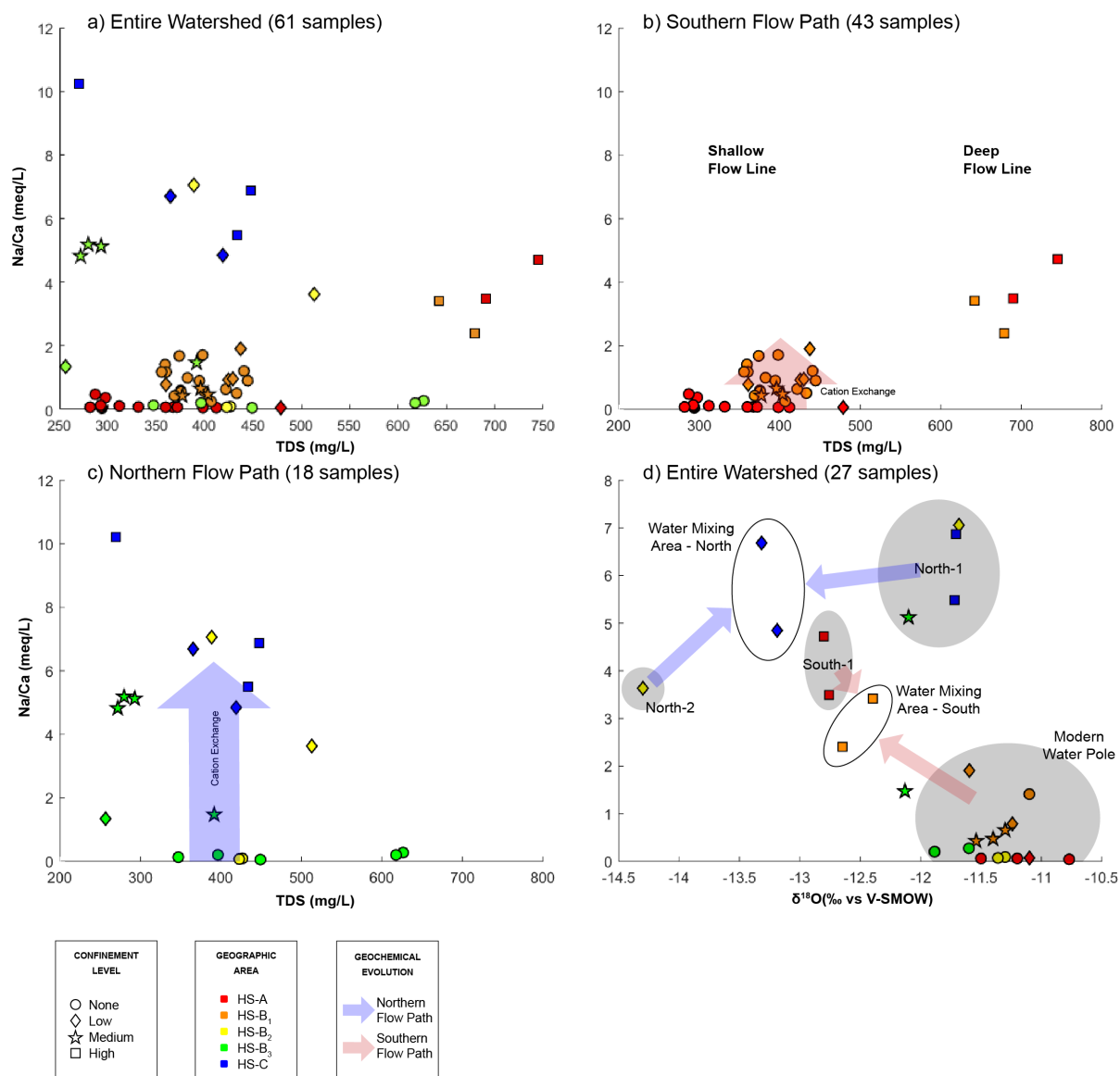


Figure 5.8 Na/Ca meq/l ratio vs TDS for the watershed (a), for the southern flow path only (b), for the northern flow path only (c) and Na/Ca meq/l ratio vs  $\delta^{18}\text{O}$  (d).

windows of more permeable materials embedded in HS-B1 within the low permeability units that separate the upper unconfined aquifer from lower confined aquifers at increased depths. The end-members along the northern flow path, North-1 and North-2, are both detected in confined aquifers, as illustrated by Figure 5.7d. Unfortunately, for the time being, there are no  $\delta^{18}\text{O}$  analyses in low confined or unconfined aquifers. As was the case with the southern flow path, the respective preliminary mixing water area is determined based on two water samples from HS-C. The investigation of the geological cross section between the two water wells showed that there is a direct hydraulic connection between the water mixing area and the aquifer unit of North-1.

### 5.7.2 Conceptual model

The identification of some key elements of the complex aquifer system offered the information needed for the creation of a preliminary conceptual model for the groundwater flow and geochemical evolution in the Innsfil watershed. As discussed in the previous section, the investigation was conducted on two major flow paths : the southern and the northern flow paths. The conceptual model for the southern flow path with the main characteristics is shown in Figure 5.9. The dominant feature of the shallow flow along the southern flow path is the rapid modern water input in HS-A and the local infiltration recharge through the more permeable windows within the low permeability layers in HS-B1. The low-mineralized water from both sources is then exposed to geochemical processes that take place at increased depths where the geochemical signature gradually evolves from  $\text{Ca-HCO}_3$  to  $\text{Na-HCO}_3$  type. The much slower deep-water flow at the soil-bedrock interface along the southern flow path is rich in Na and TDS content in both HS-A and HS-B1 with Na-Cl dominant water type. The  $\delta^{18}\text{O}$  signature closer to the modern water pole indicates an ongoing mixing between older less mobile deep groundwater and modern low-mineralized water recharge.

Figure 5.10 shows the conceptual model for the northern flow path. The effects of confined groundwater flow are noticeable in the geochemical dataset along the northern flow path. Similarly, to the southern flow path, two distinct water types are identified : modern low-mineralized water from recharge in HS-B2 and HS-B3 and the old slowly moving water found at the soil-bedrock interface. Their flow paths start to converge at the interface with most of the mixing commonly occurring in the confined aquifers at the base of the Quaternary sequence in HS-C. It is supposed herein that the modern water input in fractured aquifers in HS-C is minimal as the influence of a modern water input was unnoticed in the collected

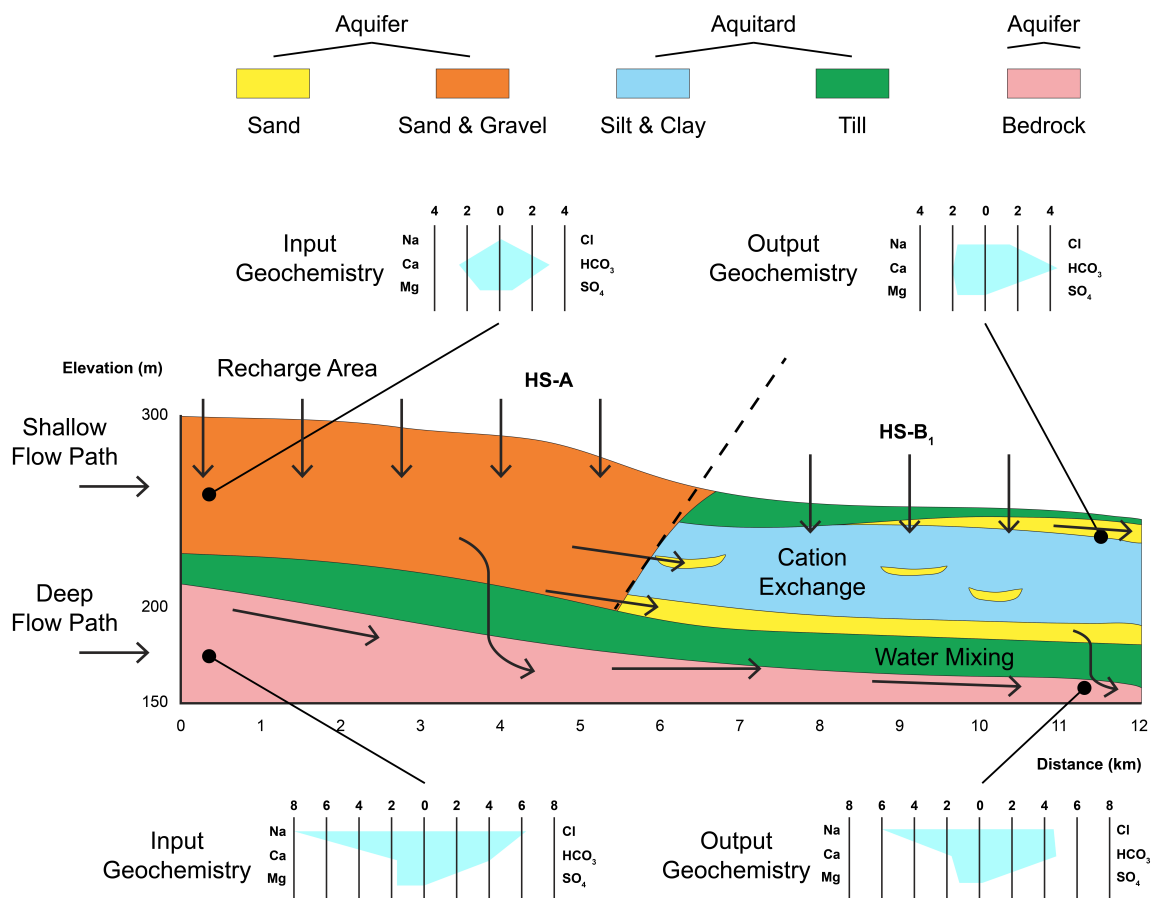


Figure 5.9 Conceptual model for the southern flow path

water samples. The deep fractured aquifers are recharged mainly in higher grounds of the flow path, where slow percolation through the low permeability layers allows plenty of time for the cation exchange process to take place. The groundwater in these deep aquifers still has a signature of water recharged during the last glacial era. In HS-C which is the main discharge area in the watershed, due to the hydraulic gradient, the old water seeps in the upward direction and mixes with groundwater in the less confined granular aquifers. This mixed groundwater will eventually end up as a baseflow contribution to the Innisfil Creek.

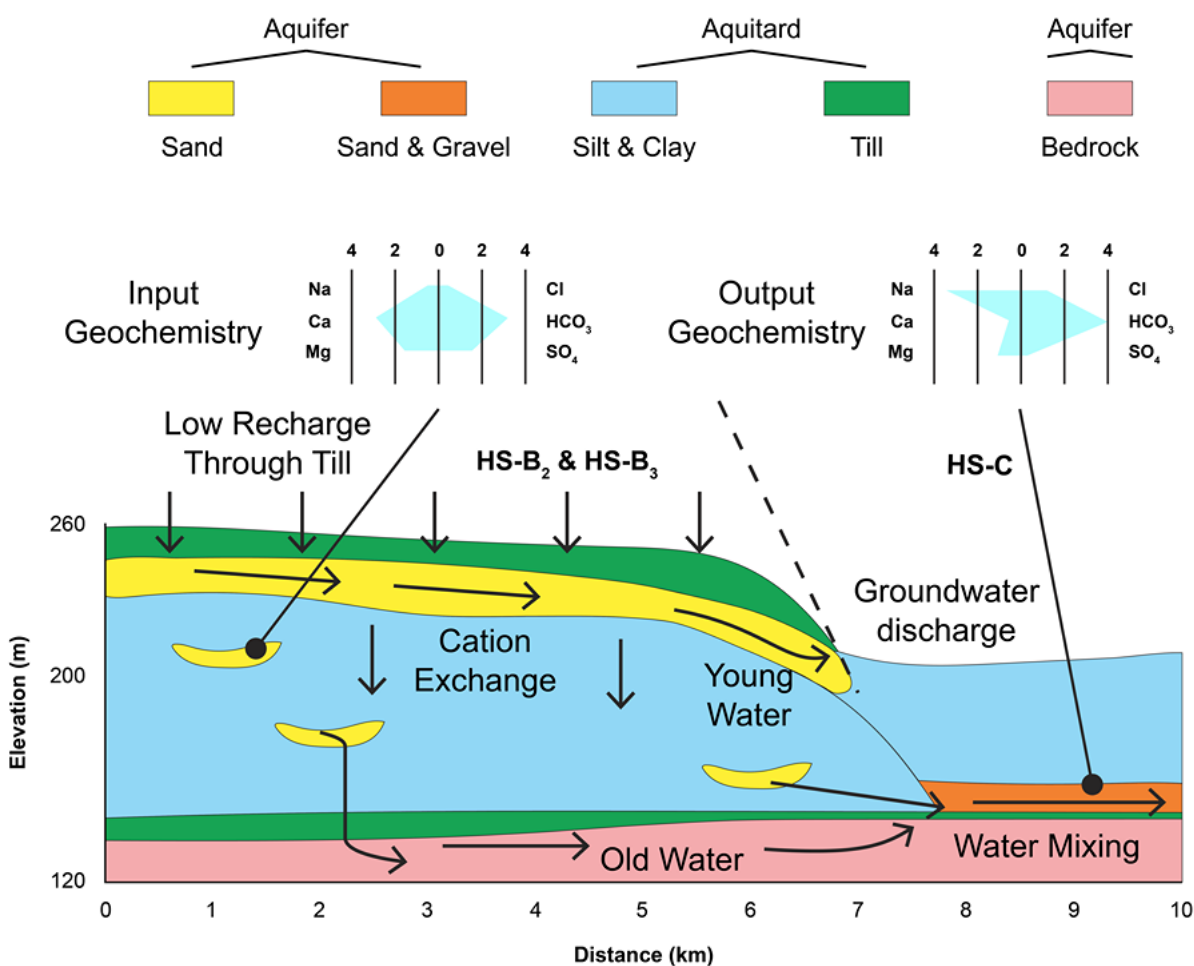


Figure 5.10 Conceptual model for the northern flow path

## 5.8 Conclusion

The presented study focused on the combination of a detailed hydrostratigraphy with hydro-geochemical and isotopic tracers to shed more light to the understanding of the groundwater flow in the complex aquifer system of the Innisfil watershed. A total of 61 groundwater samples were collected and analyzed for major ions with 27 tested for water stable isotopes and radiocarbon dating. The analytical results helped identify and characterize the two main flow paths, in the southern and the northern part of the watershed respectively, and their main geochemical processes. The southern flow path extends across parts of the watershed with unconfined aquifers at higher elevations and confined aquifers downgradient. The northern flow path includes both recharge and discharge areas with dominantly medium confined flow conditions. The flow paths allowed studying shallow flow in granular aquifers and deep flow, at the interface between fractured rock aquifers and permeable soils at the base of the Quaternary sequence.

The interactions between shallow and deep flow paths from recharge to discharge zones consist basically in mixing of modern and old groundwaters (northern flow path) and mixing of water from the confined granular aquifers with old water from the fractured aquifers. The location of groundwater wells with mixed water properties helped delineate major water mixing zones in the watershed : interface aquifers (southern flow path) and confined granular aquifers (northern flow path). In the perspective of a sustainable use of the groundwater, the developed preliminary conceptual groundwater flow model also confirmed the major recharge and discharge areas. Anthropogenic activities could increase the pressure on these aquifers and additional studies would be needed to improve the current knowledge of the confined aquifer as a potential long-term solution for the water needs.

It can be concluded that the hypotheses assumed in this study have been confirmed with field evidence. An historic dataset and the addition of few additional samples have allowed the identification of multiple groundwater dynamics parameters. The information was summed up in two major flow path and form a conceptual model for the understanding of the groundwater dynamics of the Innisfil Creek watershed. This model could be integrated in a numerical approach to give a better understanding of the aquifer potential and a better groundwater management.

The approach of this study can be exported to other multilayer complex aquifers as a first step in the understanding of a regional groundwater flow dynamic. The approach allows a

quick evaluation of the main processes of a system. It does a screening of the parameters of interest for further modelling, The conceptual model obtained also grants a general evaluation of the groundwater quality areas that could be purposeful in a groundwater management perspective.



## CHAPITRE 6 ASPECTS MÉTHODOLOGIQUES ET RÉSULTATS COMPLÉMENTAIRES

Ce chapitre présente les aspects méthodologiques en lien avec le traitement des données des différentes sources pour restreindre à l'ensemble utilisé pour l'article du chapitre 5. Les problèmes liés à la qualité des données et à la représentativité dans une publication scientifique sont soulevés pour justifier le recoupement des résultats. Une attention particulière est portée aux échantillons de la campagne de l'été 2018.

### 6.1 Échantillons retirés à l'aide de l'indice de fiabilité

Un premier nettoyage de la base de données a été fait à l'aide des indicateurs de l'indice de fiabilité développé pour le projet. Les paramètres ont permis de cibler différentes vulnérabilités de la base de données.

Le premier paramètre, lié à la source de la donnée, a permis d'isoler les différentes campagnes d'échantillonnage. La base de données de l'Oak Ridges Moraine Groundwater Moraine Program n'était pas documentée et posait donc une plus grande incertitude. Pour tester la validité de ces campagnes, les résultats ont été comparés à d'autres résultats de puits voisins et dans le même aquifère. Ainsi, tous les échantillons d'une campagne de 1968 ont été exclus. Les résultats montraient tous des résultats liés à une recharge récente, alors que les autres puits interceptant les mêmes aquifères indiquaient le contraire. Une mauvaise méthodologie d'échantillonnage pourrait avoir causé cette différence dans les résultats. Ces résultats ont aussi été comparés à des campagnes entre 1970 et 1990. Les campagnes entre 1970 et 1990 montrent peu de différences avec les valeurs actuelles. Une évolution temporelle a donc été exclue, car elle aurait été aussi observée dans les autres échantillons plus anciens.

Le deuxième paramètre, l'identification de l'aquifère échantillonné, n'a pas été utilisé pour retirer des échantillons de la base de données, mais plutôt pour avoir un recul sur les interprétations. Les crépines ayant une cote C et D étaient situées entièrement dans des aquitards, une interprétation a donc dû être faite. Par la suite, ces interprétations ont été testées avec les résultats de puits voisins pour évaluer la cohérence des résultats. Si les résultats n'étaient pas cohérents, l'unité recoupée par la crépine était réinterprétée pour être plus cohérente avec

les données avoisinantes. Ces résultats ont donc pu être utilisés dans l'étude pour donner plus de poids aux tendances régionales.

Le troisième paramètre, lié à l'erreur sur le bilan ionique, a permis une sélection plus directe des échantillons à conserver et à retirer de l'ensemble de données. Les échantillons ayant une erreur sur le bilan ionique de 10% et plus (codes 3 et 4) ont été exclus de l'interprétation. Pour continuer, les échantillons ayant des éléments manquants, mais une erreur de moins de 10% (code 2) ont été étudiés pour voir l'impact de l'élément manquant. Par exemple, le fer était manquant dans certains échantillons, mais cet élément n'a pas été utilisé dans l'interprétation et avait un faible impact sur le bilan ionique, ces échantillons ont donc pu être conservés.

En plus du traitement réalisé avec la cote de fiabilité, d'autres paramètres externes ont dû être étudiés pour finaliser le nettoyage de la base de données. Pour commencer, une forte concentration en chlorures dans les eaux faiblement confinées ou en nappe libre a été associée à une contamination anthropique. Puisque l'étude s'intéresse aux processus régionaux naturels du sous-bassin versant, l'utilisation de ces données comportait un risque. Ces puits ont donc été retirés de l'ensemble de données pour ne pas baser la dynamique d'écoulement sur des données anthropisées. Ensuite, l'étude d'une fiche de forage d'un puits a montré que deux échantillons ont été prélevés tout juste avant le puits soit asséché. L'assèchement du puits indiquerait que la crépine était possiblement dans un aquitard et que la purge était possiblement incomplète.

## **6.2 Puits retirés de la campagne d'échantillonnage de l'été 2018**

### **6.2.1 Puits ayant une mauvaise qualité des résultats**

L'échantillonnage de 24 puits à l'été 2018 a permis d'atteindre les objectifs initiaux pour l'interprétation régionale. De ce nombre, 16 puits ont été retirés, car leur qualité n'était pas adéquate ou parce qu'au fil du projet, la sélection des données s'est restreinte aux puits à l'intérieur des limites de la zone d'étude. Trois échantillons ont été retirés pour des soucis de qualité des données. Les treize autres échantillons retirés ont été échantillonnés à l'extérieur de la zone d'étude pour répondre à des questions scientifiques qui ne pouvaient être répondues en échantillonnant uniquement sur le territoire de l'étude.

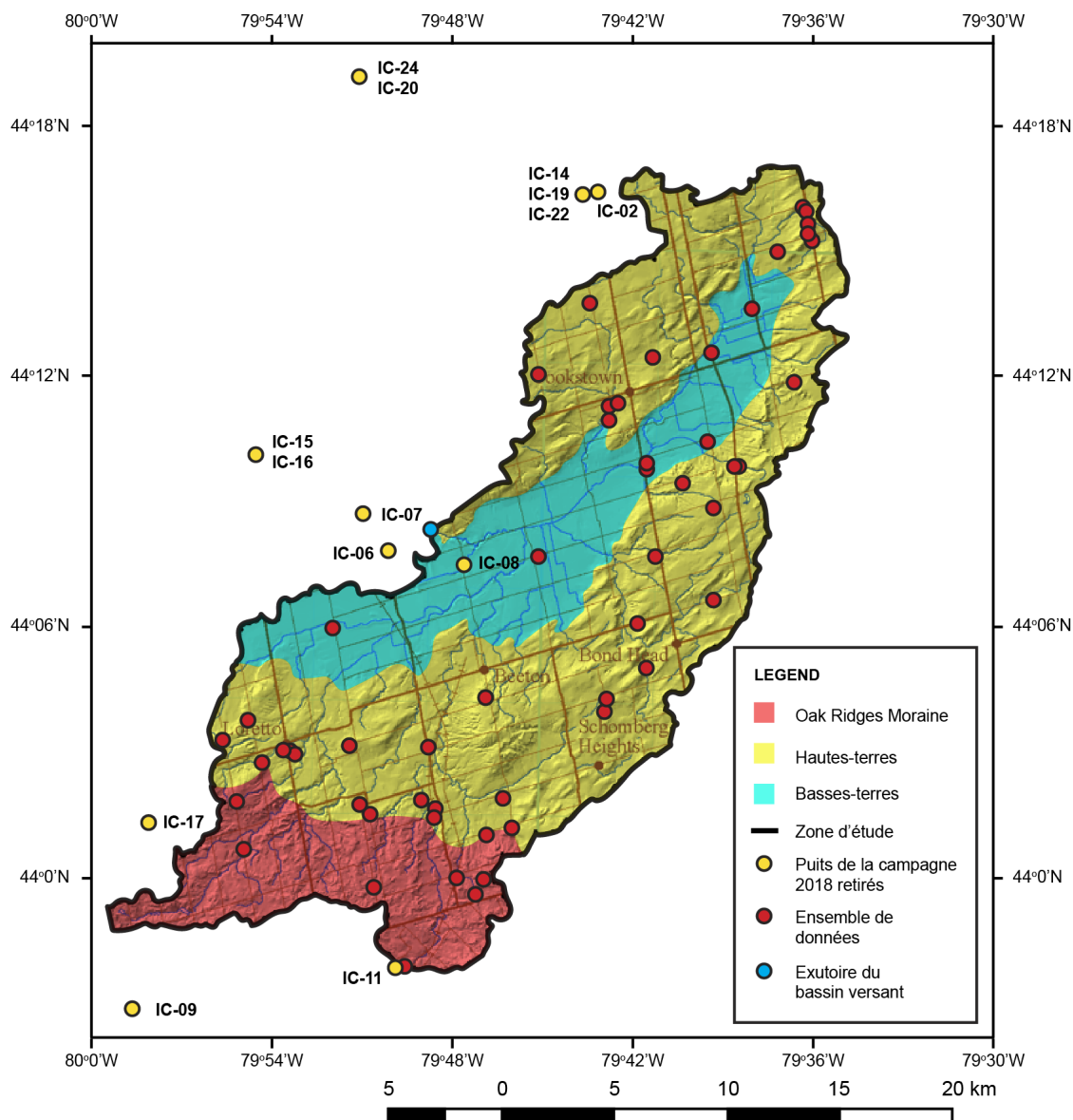


Figure 6.1 Puits retirés de la campagne de l'été 2018

Les trois puits retirés par souci de qualité sont liés à des problèmes identifiés après la campagne d'échantillonnage. L'échantillon IC-08 (Figure 6.1) a été échantillonné dans un robinet qui avait été identifié par l'opérateur comme étant de l'eau brute. Toutefois, la concentration en chlorure et l'installation où l'échantillonnage a été complété indiquaient que l'eau échantillonnée était traitée. L'échantillon IC-11 a été prélevé dans un puits qui n'a jamais été développé. Lors de l'échantillonnage à faible débit, la présence de particules fines a été observée et malgré une stabilisation des paramètres physico-chimiques, le milieu semble avoir

été assez perturbé pour ne pas être représentatif de l'aquifère. Le troisième échantillon retiré est le IC-17 qui a été prélevé dans une station municipale qui permettait l'échantillonnage de l'eau brute pendant environ 2 minutes. La fin de l'échantillonnage devait être synchronisée avec la fin du passage de l'eau non traitée dans les tuyaux, mais les résultats semblent indiquer que l'eau traitée est revenue en cours d'échantillonnage.

### 6.2.2 Puits à l'extérieur de la zone d'étude

En plus des échantillons retirés pour assurer la qualité des données, d'autres puits ont été retirés puisqu'ils n'étaient pas situés directement sur la zone d'étude. Ces puits avaient comme objectif de comprendre certains mécanismes hydrogéologiques qui avaient besoin d'une meilleure définition. Les informations supplémentaires amenées par ces puits supplémentaires sont présentées à cette section.

Deux hypothèses de travail ont été utilisées pour travailler avec les données à l'extérieur de la zone. Dans le cas d'eau à faible profondeur, la signature géochimique de la recharge des aquifères devait être sensiblement la même de part et d'autre de la limite de la zone, car les séquences hydrostratigraphiques étaient semblables. Dans les cas des aquifères profonds, l'eau fait partie d'un écoulement régional à une plus grande échelle. Échantillonner en aval des puits sur la zone d'étude permettait de mieux observer l'évolution géochimique de ces aquifères profonds.

Ces puits à l'extérieur des limites amenaient une information supplémentaire qui n'était pas disponible directement sur le site d'étude et ont contribué dans la majorité des cas à l'interprétation subséquente. Toutefois, suite à la lecture d'études régionales comparables, l'ajout de ces puits semblait pouvoir poser problème dans le cadre d'une publication, car il ne s'agissait pas de pratique courante et qu'une justification rigoureuse était nécessaire pour inclure ces points à l'étude. L'article du chapitre 5 a donc été écrit en excluant ces données qui sortaient des limites de l'étude. Cette partie de la discussion présente les puits de la campagne de 2018 qui ont été exclus de l'article et présente les questions scientifiques qui ont pu être répondues grâce à ceux-ci.

Les puits IC-02, IC-14, IC-19 et IC-22 (Figure 6.1) sont des puits situés à environ 2 km du nord de la frontière de la zone d'étude et d'une profondeur d'au moins 30 mètres. L'étude initiale de la distribution des sédiments du comté de Simcoe montrait une zone de sédiments

perméables en surface à cet endroit. Les résultats ont montré des signatures géochimiques s'approchant d'une eau moderne. Ainsi, même si ces puits n'ont pas pu être inclus à l'article, ils ont permis de contribuer à la compréhension de la portion nord des hautes-terres en montrant une signature d'eau moderne à cet endroit.

Les puits IC-06, IC-07, IC-15 et IC-16 (Figure 6.1) ont été échantillonnés pour évaluer le mélange des eaux à l'exutoire du sous-bassin versant. Les résultats ont indiqué que l'eau à ces puits était une eau de recharge et donc que les eaux anciennes en aval n'étaient pas identifiables. La zone de recharge identifiée dans le rapport de Matrix [3] semble donc être confirmée. Cet apport d'eau moderne viendrait camoufler la signature des eaux anciennes du contexte HS-C plus confinées en amont de la zone d'étude. Ces résultats montrent donc que le contexte HS-C aurait donc possiblement nécessité une meilleure caractérisation qui aurait permis de séparer les zones de faible et de forte recharge. Pour pouvoir comprendre cette évolution entre ces deux zones du contexte HS-C, un échantillonnage supplémentaire orienté des basses-terres permettrait de tracer les variations géochimiques et de recouper le contexte HS-C.

Le puits IC-09 (Figure 6.1) a été échantillonné pour mieux comprendre la haute teneur en chlorures des puits dans le socle rocheux au sud de la zone d'étude. La crépine de ce puits était située à une profondeur de 29 mètres, soit sous environ 10 mètres de sable et gravier, 7 mètres de silt et argile et 12 mètres dans le roc. Avec cette configuration hydrostratigraphique, un apport d'eau de recharge était tout de même possible. Une forte concentration de chlorures (3 meq/L) a tout de même été observée à ce puits, semblant confirmer qu'un écoulement profond plus minéralisé était possible. Toutefois, sa haute concentration en  $^{14}\text{C}$  (85 pmc) et son enrichissement en  $\delta^{18}\text{O}$  (-10.8‰) indiquent plutôt une eau moderne. Cette eau correspondrait donc à un mélange et cet échantillon ne permet donc pas d'identifier précisément une ligne d'écoulement profonde.

Les puits IC-20 et IC-24 (Figure 6.1) ont été échantillonnés selon les conseils d'un opérateur de puits qui disait pouvoir échantillonner des puits situés sur la limite de la zone d'étude. Le positionnement de ces puits sur une carte a toutefois montré que ces puits n'étaient pas à une distance acceptable pour le projet.

## CHAPITRE 7 DISCUSSION GÉNÉRALE

Ce chapitre présente deux éléments de la discussion qui n'ont pas été inclus dans l'article du chapitre 5. Pour commencer, la discussion s'oriente vers la validité des résultats en  $\delta^{13}\text{C}$  et à l'impact sur la datation en  $^{14}\text{C}$ . Ensuite, une interprétation sommaire des gradients verticaux est présentée. Finalement, une interprétation générale de l'impact de l'exploitation de l'eau souterraine est présentée. Cette section a notamment comme objectif de mettre en évidence les zones qui seraient les plus affectées par un pompage et qui nécessiteraient une meilleure caractérisation.

### 7.1 Validité des résultats en $\delta^{13}\text{C}$

Les analyses de  $\delta^{13}\text{C}$ -CID de la campagne de l'été 2018 ont été faites avec un délai important. Ce délai pouvait avoir un impact important lors de la correction des données pour la datation en  $^{14}\text{C}$ . Pour vérifier la validité des résultats, les échantillons de trois puits provinciaux échantillonnés lors de la campagne de l'été 2018 et la campagne de la CGC en 2017 ont été comparés. L'hypothèse derrière cette comparaison est que le carbone inorganique dans l'eau souterraine ne devrait pas avoir connu de changement majeur de composition isotopique en  $\delta^{13}\text{C}$  dans les deux ans qui séparent ces deux campagnes. Le tableau 7.1 présente la comparaison entre les résultats des deux campagnes.

Tableau 7.1 Comparaison des concentration en  $\delta^{13}\text{C}$  entre les campagnes de 2017 et de 2018

Nom du projet	Nom officiel	Année d'échantillonnage	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
IC-12	W224-1	2018	-12.55
IC-36	W224-1	2018	-11.16
IC-23	W323-3	2018	-10.65
IC-30	W323-3	2016	-10.64
IC-21	W323-4	2016	-7.86
IC-29	W323-4	2016	-3.20

Une différence notable est observée pour deux des trois puits. Le plus grand écart observé est pour l'échantillon le plus enrichi avec un écart de 4.66‰. Les échantillons semblent donc avoir subi une évolution entraînant un appauvrissement lors de leur temps avant l'analyse. L'échange avec l'air pendant la longue période de stockage a été identifié comme étant la principale cause de cet appauvrissement.

Un appauvrissement en  $^{13}\text{C}$  résulte en une moins importante contribution calculée en carbone des phases minérales (enrichi en  $^{13}\text{C}$  et à une concentration de  $^{14}\text{C}$  de 0 pmc) plus faible. L'âge obtenu serait donc surestimé.

L'ensemble des données de la campagne de l'été 2018 étaient appauvries en  $^{13}\text{C}$ , la plus enrichie étant le puits à -7.86‰ de la comparaison avec la campagne de la CGC. En considérant que l'appauvrissement est moins important pour les échantillons moins enrichis, l'erreur maximale été posée à un appauvrissement de 4.66‰. Cette erreur maximale a été posée à toutes les données pour quantifier l'impact maximal qu'aurait pu avoir un tel impact sur leur datation.

Le tableau 7.2 présente la comparaison entre les âges initialement calculés et les âges dans le cas plus extrême où un appauvrissement de 4.66‰ pour les puits de la campagne de l'été 2018. Seulement 15 puits de la campagne de l'été 2018 ont des résultats en  $^{14}\text{C}$ , donc certains puits, comme le IC-21 n'ont pu avoir leur âge corrigé. Les âges négatifs ont été associés à une valeur de 0, car un âge négatif n'est physiquement pas possible. Ces valeurs négatives sont plutôt associées à une recharge récente.

Tableau 7.2 Comparaison des âges  $^{14}\text{C}$  entre les campagnes de 2017 et de 2018

Nom du projet	Âge utilisé dans le cadre du projet (années)	Âge avec la correction de 4.66‰(années)
IC-01	12 000	9500
IC-03	0	0
IC-05	0	0
IC-10	0	0
IC-13	0	0
IC-18	0	0

Une différence importante de 2500 ans est observée pour l'échantillon IC-03, mais l'identification des contribution des différentes périodes glaciaires pour l'ensemble des données n'est pas affectée par cette erreur. L'utilisation de la datation en  $^{14}\text{C}$  peut donc continuer d'être utilisée pour identifier les périodes, mais les âges doivent être considérés imprécis.

## 7.2 Gradients hydrauliques

### 7.2.1 Paires de puits

L'analyse des charges hydrauliques est un aspect complémentaire à l'article du chapitre 5. Un bref survol est tout de même nécessaire pour mieux comprendre la dynamique du système et valider les relations discutées.

Pour commencer, certains puits provinciaux sont regroupés sur un même site et recourent généralement deux aquifères différents. Les niveaux d'eaux entre les deux puits ont donc été comparés à la même date pour estimer le gradient vertical entre ces deux puits. Les résultats sont présentés au tableau 7.3.

Tableau 7.3 Direction des gradients verticaux

Contexte	Puits	Elevation crepine (m)	Niveau d'eau (m)	Unité	Gradient
A	SS-11-03S	259.85	271.26	AFB2 (sédiments)	-0.02
	SS-11-03D	208.65	270.06	AFB2 (sédiments)	
B2	SS-11-02S	248.25	256.57	AFD1 (sédiments)	-0.14
	SS-11-02D	106.65	236.96	AFD4 (sédiments)	
B2	W323-3	238.95	255.51	AFD1 (sédiments)	-0.32
	W324-4	165.80	232.08	AFD4 (sédiments)	
B3	SS-12-05S	290.00	293.64	AFD1 (sédiments)	-0.50
	SS-12-05D	143.20	220.43	socle rocheux	

Pour l'ensemble des contextes représentés, des gradients verticaux allant des aquifères de surface vers les aquifères profonds. Le contexte où le gradient semble le moins marqué est le contexte A. Les deux puits font partie du même aquifère de sable et gravier causant une plus faible variation de gradient. Ce gradient constitue tout de même une valeur élevée.

Le gradient serait donc aussi descendant pour la Oak Ridges Moraine et pour les hautes-terres. Ce résultat est cohérent avec les zones de mélanges présentées dans le modèle conceptuel



(Figure 5.9).

### 7.2.2 Écoulement provenant du Sud

L'étude des paires de puits a mis en évidence les zones ayant les plus grandes différences de gradients entre les différents aquifères à différentes profondeurs. L'étude des gradients verticaux peut se prolonger vers la conceptualisation le long de l'écoulement provenant du sud pour comprendre l'impact de ces gradients verticaux au fil de l'écoulement. La figure 7.1 présente la projection de niveaux d'eau mesurés en juillet 2013 et 2016 sur la coupe conceptuelle de l'écoulement provenant du sud. Il est supposé que les variations annuelles de niveau dans les puits, d'un maximum de 1 m, sont négligeables en comparaison aux variations inter-aquifères.

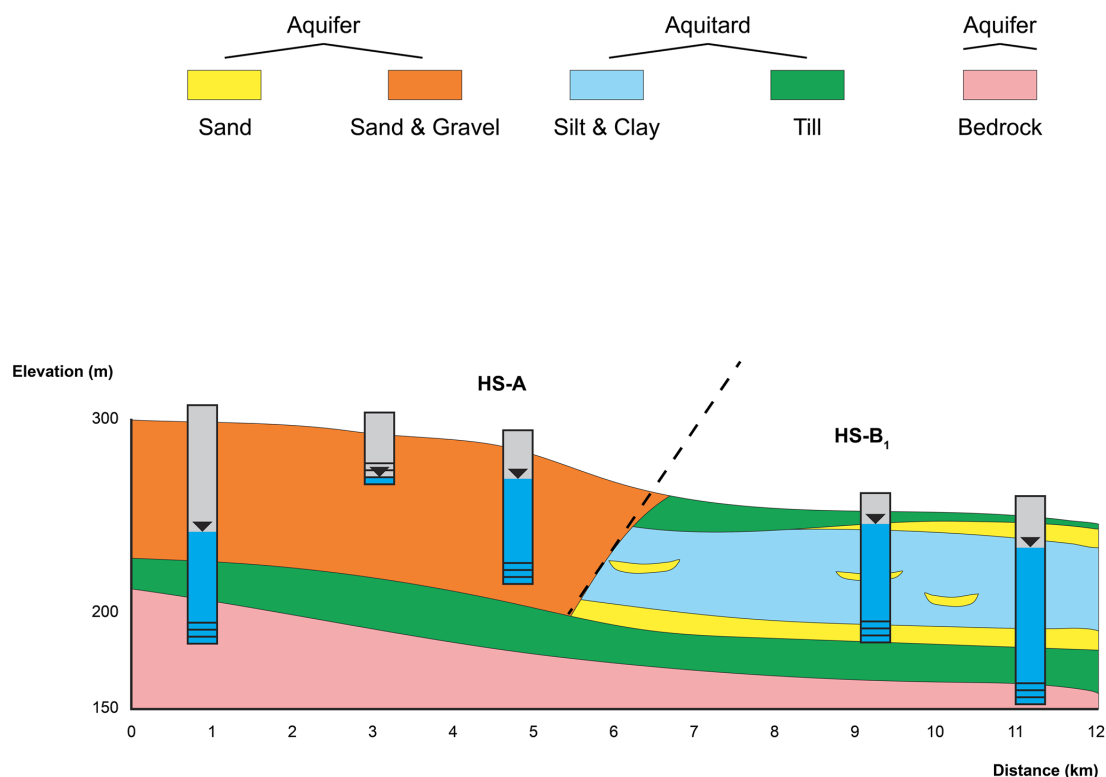


Figure 7.1 Niveaux d'eau projetés sur la coupe conceptuelle sud

Une différence de 30 m est observée entre les charges hydrauliques de l'aquifère granulaire en nappe libre et l'aquifère confiné dans le socle rocheux du contexte HS-A. Cette différence de charges confirme la présence d'au moins trois unités hydrostratigraphiques, dont 2 aquifères distincts. Ces deux aquifères seraient séparés par un aquitard, soit le till identifié dans la coupe

schématique. L'aquifère granulaire pourrait ainsi présenter une contribution à l'aquifère du socle rocheux.

Dans le contexte HS-B1, la différence de charge hydraulique mesurée entre les sédiments et le socle rocheux, 12 m, est plus faible. Elle semble tout de même cohérente avec la représentation du modèle conceptuel du chapitre 5, où deux écoulements à différents niveaux de confinement sont mis en évidence entre les sédiments et le socle rocheux. Cet échange entre les aquifères granulaires et le socle rocheux concorde avec la description présentée dans le modèle conceptuel du chapitre 5.

### **7.2.3 Écoulement provenant du Nord**

Tout comme au sud, une interprétation sommaire des gradients verticaux sur l'écoulement provenant du nord peut être complétée. La figure 7.2 présente la projection de niveaux d'eau mesurés en juillet 2013 et 2016 sur la coupe conceptuelle de l'écoulement provenant du nord. Comme pour la figure de la sous-section précédente, il est supposé que les variations annuelles de l'ordre d'au plus 1 m dans les puits observés sont négligeables comparées aux variations inter-aquifères.

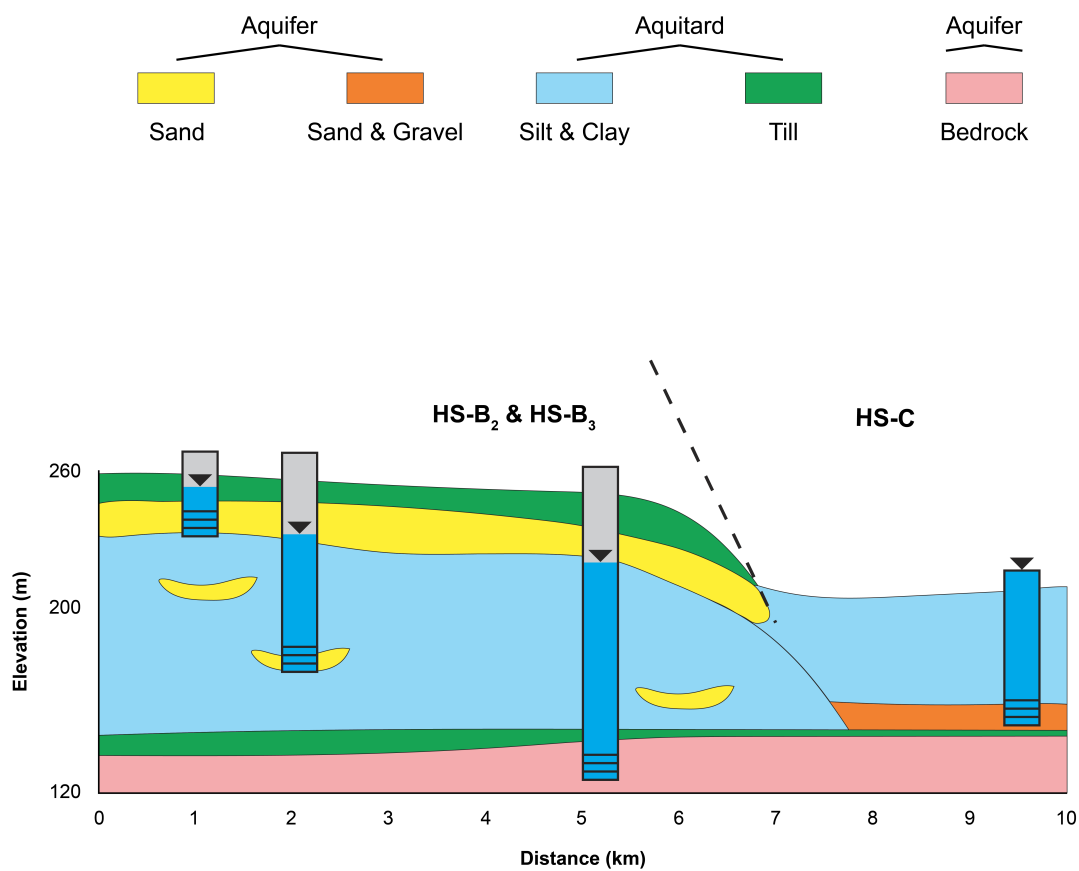


Figure 7.2 Niveaux d'eau projetés sur la coupe conceptuelle nord

Des différences entre les charges hydrauliques sont observées dans la zone représentant les contextes HS-B2 et HS-B3, suggérant un écoulement de la surface vers le socle rocheux. La grande différence de gradient indique aussi qu'il s'agit d'un écoulement lent, qui amène d'importantes pertes de charge et qui est cohérent avec la faible perméabilité des aquitards. L'aquifère sableux situé au contact avec le till en surface montre une charge hydraulique près de l'élévation de la surface. Les aquifères profonds montrent des charges hydrauliques plus faibles que les aquifères moins confinés et proches de la surface. Il semble donc y avoir une différence entre les aquifères superficiels et les aquifères profonds et surtout, un écoulement des eaux souterraines vers la profondeur. Ces différences concordent avec les résultats de l'interprétation basée sur la géochimie du chapitre 5, où les eaux peu confinées et à plus haut niveau de confinement avaient des signatures géochimiques différentes.

Pour le contexte HS-C, le seul puits représenté sur la coupe conceptuelle est artésien, avec une charge hydraulique qui dépasse le niveau de la margelle. La charge hydraulique minimale associée à ce puits est donc supérieure à l'élévation de sa margelle, soit 216 m. Pour pouvoir justifier ces conditions artésiennes, une connexion avec les zones de recharge des contextes amont où la topographie est plus élevée (HS-B2 et HS-B3) est nécessaire. Cette connexion passe fort probablement par l'aquifère rocheux ou par les unités sous-jacentes continues à la formation de Thorncliffe. L'aquifère superficiel du contexte HS-C montre une charge hydraulique largement plus élevée. Cet aquifère est en partie alimenté par les zones de résurgences situées au contact entre les hautes-terres et les basses-terres [3] (Figure 7.3). Ces résultats sont en lien avec les observations notées à la figure 5.8d. C'est-à-dire que les différents aquifères profonds alimentent l'aquifère granulaire du contexte HS-C via la faible épaisseur de till, possiblement discontinue et les aquifères à nappe libre en surface sont alimentés par la recharge directe et les résurgences aux limites des basses-terres. Ces dernières sont directement drainées par les eaux de surface et compte tenu des gradients, ces aquifères superficiels ne contribuent pas aux aquifères granulaires enfouis dans les basses-terres.

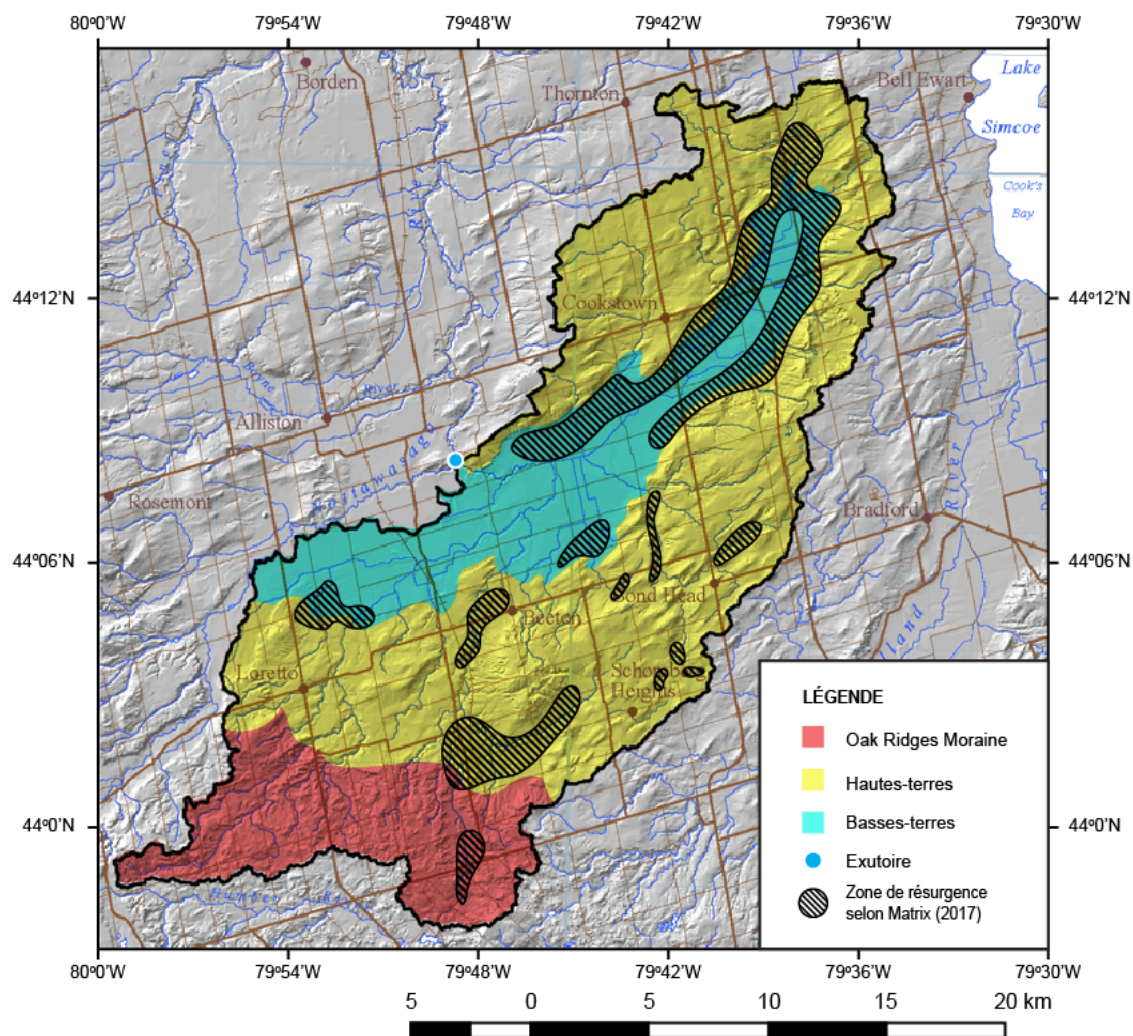


Figure 7.3 Localisation des résurgences selon Matrix [3]

### 7.3 Interprétation générale de l'impact de l'exploitation sur l'eau souterraine de la région

L'article du chapitre 5 a présenté la dynamique d'écoulement du sous-bassin versant. Pour compléter la discussion liée au modèle, il est possible de se questionner quant à l'évolution de cette dynamique au fil du temps. Cette réflexion a pour but de cibler les principaux secteurs d'intérêt pour des études futures sur le site. En lien avec l'article, cette discussion traite de chacun des contextes hydrogéologiques.

En commençant par les eaux peu confinées du contexte HS-A, l'étude a montré que la géologie en surface composée d'une épaisse couche de gravier perméable favorise la recharge. La signature géochimique ne devrait pas varier pour cet aquifère, car presque toute l'eau qui le compose est une eau récente récente et peu minéralisée. Sur le long-terme la signature hydrogéochimique et isotopique de cet aquifère ne devrait pas varier si les taux de pompage n'excèdent pas la recharge locale.

Dans le cas des eaux souterraines profondes du contexte HS-A, l'eau provient d'une recharge ancienne et possiblement lointaine. L'eau est minéralisée et une recharge constante de l'aquifère ne semble pas garantie. Il serait donc plus recommandable de considérer pour l'approvisionnement en eau l'aquifère peu confiné.

Les eaux souterraines du contexte HS-B1 sont liées à celle du contexte HS-A. L'entièreté de l'aquifère peu confiné du contexte HS-A est en contact avec la quasi-entièreté des eaux du contexte HS-B1. Ainsi, les aquifères aux niveaux différents ne devraient pas avoir de différences majeures dans leur signature géochimique. Pour pomper l'eau dans ce contexte, les paramètres comme la perméabilité et la transmissivité devraient permettre d'évaluer la possibilité d'installer un puits. Il est toutefois à noter que l'eau des aquifères très confinés semble se mélanger avec l'eau des aquifères moins confinés. Les aquifères plus profonds pourraient donc être plus confinés.

Le contexte HS-B2 est celui qui nécessiterait une caractérisation plus précise dans une optique de gestion durable de l'eau. Cette section du sous-bassin versant ne semble pas rencontrer les deux lignes d'écoulement majeures. La recharge de l'aquifère dépend donc de la recharge locale. Cette recharge serait plus faible que celle des autres zones du sous-bassin versant. De plus, l'eau des aquifères profonds est ancienne, montrent même une contribution importante de la période de l'interstade de Plum Point. La recharge des aquifères profonds est donc

très faible. Cette hypothèse semble confirmée par l'étude des rapports de forage à l'intérieur de ce contexte hydrogéologique. Plusieurs puits ont été asséchés lors des pompages par les compagnies de forage.

Les eaux du contexte HS-B3 sont situées à proximité d'une zone de recharge, mais soulèvent tout de même plusieurs questions quant au futur de la ressource dans ce contexte. Les eaux souterraines faiblement confinées montrent des signatures géochimiques et isotopiques d'eau récente, mais une interrogation reste tout de même à savoir si la recharge de cette eau sera suffisante pour assurer les besoins à long terme. Dans le cas des écoulements profonds, la présence d'eau datée à plus de 10 000 ans pourrait indiquer une faible recharge des aquifères profonds et donc une ressource plus vulnérable à grande profondeur si les connexions entre les aquifères ne permettent d'approvisionner suffisamment ces aquifères profonds.

Les eaux du contexte HS-C sont un mélange entre les eaux issues des différents contextes. La partie sud du contexte a une contribution majeure du contexte HS-B1 et est la zone avec les plus hauts taux de recharge du territoire. Du côté nord, la recharge est plus faible et semble être plus dépendante des contextes HS-B3 et HS-B2. Toutefois, l'apport du contexte HS-B2 pourrait diminuer si les aquifères profonds sont plus exploités. L'eau du contexte HS-C deviendrait alors de plus en plus dépendante du contexte HS-B3. La pression anthropique sur HS-B3 serait donc encore plus importante.

## CHAPITRE 8 CONCLUSION

### 8.1 Synthèse des travaux

Dans le cadre des travaux de ce projet de maîtrise, la création d'un ensemble de données hydrogéochimiques et isotopiques du sous-bassin versant d'Innisfil Creek à partir de campagnes d'échantillonnage antérieures et d'une campagne complémentaire liée au projet a été faite pour permettre une étude régionale des écoulements souterrains. À partir de ces résultats, une étude basée sur la création de contextes hydrogéologiques a permis d'identifier des zones de recharge au nord et au sud du sous-bassin versant. L'étude a aussi montré des zones de fort confinement contenant des eaux datant de la dernière période glaciaire et aux signatures hydrogéochimiques et isotopiques qui se démarquaient des eaux récentes. L'identification de ces deux pôles d'âge a mené à l'identification des zones de mélange du sous-bassin versant. Ayant donc une vue d'ensemble sur la dynamique des eaux, les processus géochimiques causant les variations géochimiques au fil des lignes d'écoulement ont pu être caractérisés.

### 8.2 Limitations de la solution proposée

Les résultats de l'étude permettent une meilleure compréhension du système hydrogéologique. Par contre, certaines parties du projet présentent leurs limites et ont besoin de précision pour être exportées vers une autre étude. L'utilisation des âges calculés et le calcul quantitatif des ressources en eau sont deux aspects qui présentent leurs limites. Ces deux aspects ont été abordés partiellement dans le cadre de ce projet de recherche, mais une meilleure définition devrait être faite.

Premièrement, les méthodes de datation en  $^{14}\text{C}$  ont permis d'associer les contributions de la recharge de différentes périodes glaciaires de la région. Ces âges calculés ne doivent pas être utilisés dans une optique de datation, car les résultats peuvent présenter certaines erreurs sur plusieurs composantes.

1. Le  $\delta^{13}\text{C}$  d'une majorité des échantillons est possiblement erroné et les âges évalués sont possiblement sous-évalués.



2. Les phases utilisées dans NETPATH pour évaluer les âges ont été simplifiées pour permettre d'obtenir des âges pour l'ensemble des points.
3. Le système est un mélange de différents aquifères. L'âge calculé est donc un âge apparent et correspond donc à un mélange des contributions plutôt que de l'âge d'une seule infiltration,

Puisque la datation de l'eau a servi sur une base qualitative, les résultats pour qualifier le pôle d'eaux anciennes ne pourraient par contre pas être utilisés dans une étude quantitative.

Deuxièmement, le modèle conceptuel tel qu'il est ne permet pas d'évaluer quantitativement l'impact sur les ressources en eau. Ce modèle avait pour but de représenter conceptuellement les écoulements et d'identifier les zones qui pourraient être plus sensibles à l'exploitation de l'eau souterraine. Une étude numérique serait nécessaire pour évaluer quantitativement l'impact d'un pompage sur l'eau souterraine.

### 8.3 Améliorations futures

Les résultats du projet apportent une perspective intéressante sur la compréhension du système hydrogéologique d'Innisfil Creek. Ce modèle laisse tout de même place à certaines améliorations qui permettraient de mieux comprendre certains processus. Les aspects qui mériteraient un travail supplémentaire sont :

L'utilisation d'une méthode de classification non hiérarchique, en phase avec les méthodes utilisées dans les autres domaines des sciences de la Terre. Les contextes hydrogéologiques utilisés dans ce projet ont permis la production de regroupements basés sur l'interprétation géologique et régionale des facteurs qui devraient influencer l'hydrogéochimie. Il serait intéressant de tester ce résultat à l'aide d'une méthode de classification pour voir s'il y a une cohérence dans les résultats et les résultats de la classification pourraient permettre de mettre en lumière des processus qui n'ont pas été identifiés.

Un plus grand ensemble de données isotopiques pourrait permettre de valider certaines hypothèses et de mieux contraindre les processus hydrogéologiques identifiés dans le cadre de cette étude. L'utilisation du  $^{36}\text{Cl}$  permettrait d'évaluer un âge pour les trois puits ayant des concentrations nulles en  $^{14}\text{C}$ . Il serait donc possible de mettre un âge apparent à ces puits et de renforcer les associations aux périodes glaciaires anciennes. La plus grande utilisation du

tritium permettrait aussi de cibler les recharges récentes dans le système et donc de mieux définir la définition des contextes hydrogéologiques. Finalement, une plus grande utilisation des isotopes stables de la molécule d'eau permettrait de mieux cibler les aquifères liés aux différentes périodes glaciaires.

La modélisation numérique du sous-bassin complet à partir du modèle hydrostratigraphique de l'OGS permettrait de tester les différents résultats et conclusions présentées dans ce mémoire. Le modèle permettrait notamment d'estimer les flux entre les différents contextes, simuler des scénarios de captages et de changements climatiques. Dans une perspective où l'incertitude associée aux hétérogénéités inter et intra unités hydrostratigraphiques est un enjeu, une approche de modélisation stochastique [68] serait plus appropriée pour mieux représenter la variabilité dans le modèle et de mieux représenter les effets des hétérogénéités sur l'écoulement ou le transport.

## RÉFÉRENCES

- [1] N. Benoit, D. Marcotte, J. W. Molson, P. Pasquier et R. Mulligan, “Characterization of full 3d hydraulic conductivity tensors of hydrostratigraphic units applied to innisfil creek watershed, ontario.” dans Regional-scale groundwater geoscience in southern Ontario : an Ontario Geological Survey, Geological Survey of Canada, and Conservation Ontario geoscientists open house;. Geological Survey of Canada, 2018, Poster, open File 8363.
- [2] F. Proteau-Bedard, P. Baudron, N. Benoit, R. Post et A. Mills, “Progressing toward an understanding of groundwater geochemistry of innisfil creek watershed, southern ontario,” In Russell, H.A.J. and Kjarsgaard, B.A. Eds. S Southern Ontario Groundwater Project 2014-2019 Summary Report, 2020, open File 8536.
- [3] Matrix Solutions et Blumetric environmental, “Innisfil creek drought management plan pilot,” Matrix Solutions INC. and Blumetric environmental INC., Guelph, Ontario, Rapport technique, 2017.
- [4] H. Russell et R. Dyer, “OGS-GSC collaboration on regional groundwater studies 2014-2019 : conclusion,” 2019, open File Report 6349.
- [5] S. Frey, A. Taylor, A. Erler, H. Russell, S. Berg, D. Lapen, D. Peltier et E. Sudicky, “A fully-integrated groundwater-surface-water modelling platform for southern ontario,” dans Regional-scale groundwater geoscience in southern Ontario : an Ontario Geological Survey, Geological Survey of Canada, and Conservation Ontario geoscientists open house, 2018.
- [6] Ontario Ministry of Natural Resources, “Ontario low water response,” Government of Ontario, Rapport technique, 2010.
- [7] W. R. Peltier, M. d’Orgeville, A. R. Erler et F. Xie, “Uncertainty in Future Summer Precipitation in the Laurentian Great Lakes Basin : Dynamical Downscaling and the Influence of Continental-Scale Processes on Regional Climate Change,” Journal of Climate, vol. 31, n°. 7, p. 2651–2673, 2018.
- [8] A. J.-M. Pugin, K. Brewer, T. Cartwright et B. Dietiker, “The microvibe, a broad band, light-weight and cost effective seismic source for near surface imaging,” dans Regional-scale groundwater geoscience in southern Ontario : an Ontario Geological Survey, Geological Survey of Canada, and Conservation Ontario geoscientists open house, 2018.

- [9] R. P. M. Mulligan, C. H. Eyles et A. F. Bajc, “Stratigraphic analysis of Late Wisconsin and Holocene glaciolacustrine deposits exposed along the Nottawasaga River, southern Ontario, Canada,” Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 55, n°. 7, SI, p. 863–885, 2018.
- [10] R. Gerber et K. Howard, “Recharge through a regional till aquitard : Three-dimensional flow model water balance approach,” Ground Water, vol. 38, n°. 3, p. 410–422, 2000.
- [11] A. Bajc, R. Mulligan et J. Dodge, “Three-dimensional mapping of surficial deposits in the southern part of the county of simcoe, south-central ontario,” 2019, groundwater Ressources Study 18.
- [12] N. Benoit, “Écoulement dans le socle rocheux,” 2018, communication personnelle.
- [13] D. Sharpe, H. Barnett, P.J. abd Russell, T. Brennand et G. Gorrell, “Regional geological mapping of the oak ridges moraine, greater toronto area , southern ontario,” Geological Survey of Canada, Rapport technique, 1999.
- [14] B. Kjarsgaard, D. Sharpe, R. Knight, D. Stepner et H. Russell, “Newmarket till aquitard : Optimum grain packing with a calcite-rich cement,” dans Regional-scale groundwater geoscience in southern Ontario : an Ontario Geological Survey, Geological Survey of Canada, and Conservation Ontario geoscientists open house, 2018.
- [15] D. Armstrong, “Paleozoic geology of the northern lake simcoe area, southcentral ontario ; ontario,” 2000, open File Report No. 6011.
- [16] D. K. Armstrong et T. Carter, The subsurface Paleozoic stratigraphy of southern Ontario. Ontario Geological Survey, 2010.
- [17] S. Hamilton, “Wide-spectrum groundwater geochemical mapping in ontario,” dans Regional-scale groundwater geoscience in southern Ontario : an Ontario Geological Survey, Geological Survey of Canada, and Conservation Ontario geoscientists open house, 2018.
- [18] R. E. Gerber, D. R. Sharpe, H. A. J. Russell, S. Holysh et E. Khazaei, “Conceptual hydrogeological model of the Yonge Street Aquifer, south-central Ontario : a glaciofluvial channel-fan setting,” Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 55, n°. 7, SI, p. 730–767, 2018.
- [19] R. Aravena, L. Wassenaar et L. Plummer, “Estimating C-14 groundwater ages in a methanogenic aquifer,” Water Resources Research, vol. 31, n°. 9, p. 2307–2317, 1995.
- [20] R. W. Healy et B. R. Scanlon, Estimating groundwater recharge. Cambridge, [Angle-terre] : Cambridge University Press, 2010.

- [21] L. M. Colgrove, “A regional chemical characterization and analysis of groundwater in eastern ontario,” Mémoire de maîtrise, Western University, 2016, electronic Thesis and Dissertation Repository. 4203. [En ligne]. Disponible : <https://ir.lib.uwo.ca/etd/4203>
- [22] M. Raiber, S. Lewis, D. I. Cendon, T. Cui, M. E. Cox, M. Gilfedder et D. W. Rassam, “Significance of the connection between bedrock, alluvium and streams : A spatial and temporal hydrogeological and hydrogeochemical assessment from Queensland, Australia,” Journal of Hydrology, vol. 569, p. 666–684, 2019.
- [23] P. Baudron, F. Alonso-Sarria, J. Luis Garcia-Arostegui, F. Canovas-Garcia, D. Martinez-Vicente et J. Moreno-Brotons, “Identifying the origin of groundwater samples in a multi-layer aquifer system with Random Forest classification,” Journal of Hydrology, vol. 499, p. 303–315, 2013.
- [24] V. Cloutier, R. Lefebvre, R. Therrien et M. M. Savard, “Multivariate statistical analysis of geochemical data as indicative of the hydrogeochemical evolution of groundwater in a sedimentary rock aquifer system,” Journal of Hydrology, vol. 353, n°. 3-4, p. 294–313, 2008.
- [25] N. Montcoudiol, J. Molson, J. M. Lemieux et V. Cloutier, “A conceptual model for groundwater flow and geochemical evolution in the southern Outaouais Region, Quebec, Canada,” Applied Geochemistry, vol. 58, p. 62–77, 2015.
- [26] G. Vautour, D. L. Pinti, P. Méjean, M. Saby, G. Meyzonnat, M. Larocque, M. C. Castro, C. M. Hall, C. Boucher, E. Roulleau, F. Barbecot, N. Takahata et Y. Sano, “ $^3\text{H}/^3\text{He}$ ,  $^{14}\text{C}$  and (U–Th)/he groundwater ages in the st. lawrence lowlands, quebec, eastern canada,” Chemical Geology, vol. 413, p. 94 – 106, 2015. [En ligne]. Disponible : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0009254115300012>
- [27] P. Baudron, C. Sprenger, G. Lorenzen et M. Ronghang, “Hydrogeochemical and isotopic insights into mineralization processes and groundwater recharge from an intermittent monsoon channel to an overexploited aquifer in eastern Haryana (India),” Environemental Earth Sciences, vol. 75, n°. 5, 2016.
- [28] M. Boy-Roura, B. T. Nolan, A. Menció et J. Mas-Pla, “Regression model for aquifer vulnerability assessment of nitrate pollution in the osona region (ne spain),” Journal of hydrology, vol. 505, p. 150–162, 2013.
- [29] C. Labadia et J. Buttle, “Road salt accumulation in highway snow banks and transport through the unsaturated zone of the Oak Ridges Moraine, southern Ontario,” Hydrological Processes, vol. 10, n°. 12, p. 1575–1589, 1996, 53rd Eastern Snow Conference, Williamsburg, VA, May, 1996.

- [30] L. Zanini, K. Novakowski, P. Lapcevic, G. Bickerton, J. Voralek et C. Talbot, “Ground water flow in a fractured carbonate aquifer inferred from combined hydrogeological and geochemical measurements,” Ground Water, vol. 38, n°. 3, p. 350–360, 2000.
- [31] E. J. Matheson, S. M. Hamilton et K. Kyser, “Shallow groundwater salinization of the Niagara Peninsula, Ontario, Canada,” Geochemistry-exploration environment analysis, vol. 18, n°. 2, p. 155–174, 2018.
- [32] J. Walter, R. Chesnaux, D. Gaboury et V. Cloutier, “Subsampling of Regional-Scale Database for improving Multivariate Analysis Interpretation of Groundwater Chemical Evolution and Ion Sources,” Geosciences, vol. 9, n°. 3, 2019.
- [33] R. Ma, Y. Wang, Z. Sun, C. Zheng, T. Ma et H. Prommer, “Geochemical evolution of groundwater in carbonate aquifers in taiyuan, northern china,” Applied Geochemistry, vol. 26, n°. 5, p. 884 – 897, 2011. [En ligne]. Disponible : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S088329271100062X>
- [34] Y. Wang et J. J. Jiao, “Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in the confined Quaternary aquifer of the Pearl River Delta, China,” Journal of Hydrology, vol. 438, p. 112–124, 2012.
- [35] C. Beaudry, R. Lefebvre, C. Rivard et V. Cloutier, “Conceptual model of regional groundwater flow based on hydrogeochemistry (Monteregie Est, Quebec, Canada),” Canadian Water Resources Journal, vol. 43, n°. 2, SI, p. 152–172, 2018.
- [36] S. J. Birks, J. W. Fennell, J. J. Gibson, Y. Yi, M. C. Moncur et M. Brewster, “Using regional datasets of isotope geochemistry to resolve complex groundwater flow and formation connectivity in northeastern Alberta, Canada,” Applied Geochemistry, vol. 101, p. 140–159, 2019.
- [37] Ministère du développement durable de l’environnement et des parcs du Québec, Guide d’échantillonnage à des fins d’analyses environnementales : cahier 3 – Échantillonnage des eaux souterraines, 2009, 60 p., 1 annexe. [En ligne]. Disponible : <http://www.ceaeq.gouv.qc.ca/documents/publications/echantillonnage.htm>
- [38] A. Hounslow, Water quality data : analysis and interpretation. CRC press, 2018.
- [39] A. Bauer et B. D. Velde, Geochemistry at the Earth’s Surface. Springer, 2016.
- [40] C. W. Fetter, Applied hydrogeology. Waveland Press, 2018.
- [41] D. Cheng, M. Liu, H. Chen, J. He, G. He et J. Lin, “The hydrogeochemical modeling for total hardness in aquifer of urban area,” dans 2010 4th International Conference on Bioinformatics and Biomedical Engineering. IEEE, 2010, p. 1–4.

- [42] C. Güler, G. D. Thyne et K. A. McCray, John E. and Turner, “Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data,” Hydrogeology Journal, vol. 10, n°. 4, p. 455–474, 2002. [En ligne]. Disponible : <https://doi.org/10.1007/s10040-002-0196-6>
- [43] V. Cloutier, R. Lefebvre, M. Savard, E. Bourque et R. Therrien, “Hydrogeochemistry and groundwater origin of the Basses-Laurentides sedimentary rock aquifer system, St. Lawrence lowlands, Quebec, Canada,” Hydrogeology Journal, vol. 14, n°. 4, p. 573–590, 2006.
- [44] I. D. Clark et P. Fritz, Environmental isotopes in hydrogeology. CRC press, 2013.
- [45] W. Dansgaard, “Stable isotopes in precipitation,” Tellus, vol. 16, n°. 4, p. 436–468, 1964.
- [46] U. Schotterer, F. Oldfield et K. Fröhlich, “Gniph. global network for isotopes in precipitation,” 1996.
- [47] G. A. Kazemi, J. H. Lehr et P. Perrochet, Groundwater age. John Wiley & Sons, 2006.
- [48] M. Gillon, F. Barbecot, E. Gibert, J. A. C. Alvarado, C. Marlin et M. Massault, “Open to closed system transition traced through the TDIC isotopic signature at the aquifer recharge stage, implications for groundwater C-14 dating,” Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 73, n°. 21, p. 6488–6501, 2009.
- [49] L. F. Han et L. N. Plummer, “A review of single-sample-based models and other approaches for radiocarbon dating of dissolved inorganic carbon in groundwater,” Earth-science reviews, vol. 152, p. 119–142, 2016.
- [50] P. Baudron, F. Barbecot, J. L. G. Aróstegui, C. Leduc, Y. Travi et D. Martinez-Vicente, “Impacts of human activities on recharge in a multilayered semiarid aquifer (campo de cartagena, se Spain),” Hydrological Processes, vol. 28, n°. 4, p. 2223–2236, 2014.
- [51] E. Malcuit, O. Atteia, F. Larroque, M. Franceschi et A. Pryet, “On the role of low-permeability beds in the acquisition of F and SO<sub>4</sub> concentrations in a multi-layer aquifer, South-West France,” Journal of Contaminant Hydrology, vol. 169, n°. SI, p. 37–49, 2014, 8th International-Association-of-Hydrological-Sciences Groundwater Quality Conference (GQ), Univ Florida, Gainesville, FL, APR 21-26, 2013.
- [52] S. Gagne, M. Larocque, D. L. Pinti, M. Saby, G. Meyzonnat et P. Mejean, “Benefits and limitations of using isotope-derived groundwater travel times and major ion chemistry to validate a regional groundwater flow model : example from the Centre-du-Quebec region, Canada,” Canadian Water Resources Journal, vol. 43, n°. 2, SI, p. 195–213, 2018.
- [53] N. Benoit, D. Paradis, J. Bednarski, T. Hamblin et H. Russell, “Three dimensional hydrostratigraphic model of the nanaimo–deep bay area, nanaimo lowland, british co-

- lumbia,” Geological Survey of Canada, Rapport technique, 2015, geological Survey of Canada Open File 7796.
- [54] A. K. Mishra et V. P. Singh, “A review of drought concepts,” Journal of Hydrology, vol. 391, n°. 1-2, p. 204–216, 2010.
  - [55] M. A. Palmer, D. P. Lettenmaier, N. L. Poff, S. L. Postel, B. Richter et R. Warner, “Climate Change and River Ecosystems : Protection and Adaptation Options,” Environmental Management, vol. 44, n°. 6, p. 1053–1068, 2009.
  - [56] M. A. Hoque et W. G. Burgess, “C-14 dating of deep groundwater in the Bengal Aquifer System, Bangladesh : Implications for aquifer anisotropy, recharge sources and sustainability,” Journal of Hydrology, vol. 444, p. 209–220, 2012.
  - [57] S. Holysh et R. Gerber, “Groundwater knowledge management for southern Ontario : An example from the Oak Ridges Moraine,” Canadian Water Resources Journal, vol. 39, n°. 2, SI, p. 240–253, 2014.
  - [58] J. Masse-Dufresne, P. Baudron, F. Barbecot, M. Patenaude, C. Pontoreau, F. Proteau-Bédard, M. Menou, P. Pasquier, S. Veuille et B. Barbeau, “Anthropic and meteorological controls on the origin and quality of water at a bank filtration site in canada,” Water, vol. 11, n°. 12, p. 2510, 2019. [En ligne]. Disponible : <http://dx.doi.org/10.3390/w11122510>
  - [59] C. Siebert, E. Rosenthal, P. Moeller, T. Roediger et M. Meiler, “The hydrochemical identification of groundwater flowing to the Bet She’an-Harod multiaquifer system (Lower Jordan Valley) by rare earth elements, yttrium, stable isotopes (H, O) and Tritium,” Applied Geochemistry, vol. 27, n°. 3, p. 703–714, 2012.
  - [60] J. B. Langman et A. S. Ellis, “A multi-isotope (delta D, delta O-18, Sr-87/Sr-86, and delta B-11) approach for identifying saltwater intrusion and resolving groundwater evolution along the Western Caprock Escarpment of the Southern High Plains, New Mexico,” Applied Geochemistry, vol. 25, n°. 1, p. 159–174, 2010.
  - [61] M. A. Scholl, J. B. Shanley, S. F. Murphy, J. K. Willenbring, M. Occhi et G. Gonzalez, “Stable-isotope and solute-chemistry approaches to flow characterization in a forested tropical watershed, Luquillo Mountains, Puerto Rico,” Applied Geochemistry, vol. 63, p. 484–497, 2015.
  - [62] J. W. Roy, G. Bickerton, R. A. Frank, L. Grapentine et L. M. Hewitt, “Assessing Risks of Shallow Riparian Groundwater Quality Near an Oil Sands Tailings Pond,” Groundwater, vol. 54, n°. 4, p. 545–558, 2016.
  - [63] M. O. Awaleh, T. Boschetti, Y. D. Soubaneh, P. Baudron, A. D. Kawalieh, O. A. Dabar, M. M. Ahmed, S. I. Ahmed, M. A. Daoud, N. M. Egueh et J. Mohamed,



- “Geochemical study of the Sakalol-Harralol geothermal field (Republic of Djibouti) : Evidences of a low enthalpy aquifer between Manda-Inakir and Asal rift settings,” Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 331, p. 26–52, 2017.
- [64] W. Edmunds, E. Fellman et I. Goni, “Lakes, groundwater and palaeohydrology in the Sahel of NE Nigeria : evidence from hydrogeochemistry,” Journal of the Geological Society, vol. 156, n<sup>o</sup>. 2, p. 345–355, 1999.
- [65] J. L. Vanderzalm, B. M. Jeuken, J. D. H. Wischusen, P. Pavelic, C. L. G. La Salle, A. Knapton et P. J. Dillon, “Recharge sources and hydrogeochemical evolution of groundwater in alluvial basins in arid central Australia,” Journal of Hydrology, vol. 397, n<sup>o</sup>. 1-2, p. 71–82, 2011.
- [66] R. P. M. Mulligan et A. F. Bajc, “The pre-Late Wisconsin stratigraphy of southern Simcoe County, Ontario : implications for ice sheet buildup, decay, and Great Lakes drainage evolution,” Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 55, n<sup>o</sup>. 7, SI, p. 709–729, 2018.
- [67] H. A. J. Russell, E. Arnaud, A. F. Bajc et D. R. Sharpe, “Quaternary geology of southern Ontario and applications to hydrogeology,” Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 55, n<sup>o</sup>. 7, SI, p. V–VIII, 2018.
- [68] N. Benoit, D. Marcotte, A. Boucher, D. D’Or, A. Bajc et H. Rezaee, “Directional hydrostratigraphic units simulation using MCP algorithm,” Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, vol. 32, n<sup>o</sup>. 5, p. 1435–1455, 2018.
- [69] L. Plummer, E. Prestemon et D. Parkhurst, “Netpath - An Interactive Code for Interpreting Net Geochemical Reactions from Chemical and Isotopic Data Along a Flow Path,” dans Water-Rock Interactions, Vols 1 and 2, KHARAKA, YK and MAEST, AS, édit., Int Assoc Geochem & Cosmochem. Rotterdam : A A Balkema, 1992, Proceedings Paper, p. 239–242, 7TH International Symp on Water-Rock Interaction ( WRI-7 ), Park City, UT, JUL 13-18, 1992.
- [70] I. Friedman et J. R. O’Neil, Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. US Government Printing Office, 1977, vol. 440.
- [71] Nottawasaga Valley Conservation Authority, “Innisfil creek subwatershed plan,” Nottawasaga Valley Conservation Authority, Rapport technique, 2006.
- [72] R. Post et A. Mills, “Hydrologic function : Framework considerations and approach to subwatershed baseline characterization,” Nottawasaga Valley Conservation Authority, Rapport technique, 2018.

- [73] M. Marchildon, P. J. Thompson, S. Cuddy, E. Wexler, K. Howson et J. Kassenaar, “A methodology for identifying ecologically significant groundwater recharge areas,” Canadian Water Resources Journal/Revue canadienne des ressources hydriques, vol. 41, n<sup>o</sup>. 4, p. 515–527, 2016.
- [74] S. K. Oni, M. N. Futter, L. A. Molot, P. J. Dillon et J. Crossman, “Uncertainty assessments and hydrological implications of climate change in two adjacent agricultural catchments of a rapidly urbanizing watershed,” Science of the Total Environment, vol. 473, p. 326–337, 2014.
- [75] A. Bajc, R. Mulligan, D. Rainsford et J. Webb, “Results of 2011–13 overburden drilling programs in the southern part of the county of simcoe, south-central ontario,” 2015, miscellaneous Release—Data 324.
- [76] N. Eyles, B. Clark, B. Kaye, K. Howard et C. Eyles, “The application of basin analysis techniques to glaciated terrains : an example from the lake ontario basin, canada,” Geoscience Canada, vol. 12, n<sup>o</sup>. 1, 1985.
- [77] D. R. Sharpe, A. J.-M. Pugin et H. A. Russell, “Geological framework of the laurentian trough aquifer system, southern ontario,” Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 55, n<sup>o</sup>. 7, p. 677–708, 2018.
- [78] F. Lagacé, D. Foucher, C. Surette et O. Clarisse, “Radium geochemical monitoring in well waters at regional and local scales : an environmental impact indicator-based approach,” Chemosphere, vol. 205, p. 627–634, 2018.
- [79] S. Holysh, “Oak ridges moraine groundwater program hydrogeochemical database,” 2018, personnel communication.
- [80] S. McPhie et R. Post, “Annual groundwater monitoring report - 2015,” Nottawasaga Valley Conservation Authority, Rapport technique, 2016.
- [81] B. Jurgens, J. Böhlke et S. Eberts, “Tracerlpm (version 1) : An excel® workbook for interpreting groundwater age distributions from environmental tracer data,” 2012.

## ANNEXE A INFORMATION DES PUITES

Tableau A.1 Identification des puits

Nom de projet	Date d'échantillonnage	Confinement	Contexte géographique	X(m)*	Y(m)*	Profondeur d'échantillonnage (m)	Élévation (m ASL)
IC-01	05/25/2018	Faible	B3	611483	4901538	32.00	247.23
IC-02	05/25/2018	-	-	602158	4902597	32.61	258.52
IC-03	05/25/2018	Élevée	B3	611483	4901438	162.00	115.20
IC-04	05/28/2018	Moyen	-	592146	4875511	88.00	171.00
IC-05	05/28/2018	Élevée	B1	595482	4875402	89.00	164.00
IC-06	05/28/2018	Élevée	-	593220	4886713	72.00	143.80
IC-07	05/28/2018	Élevée	-	592087	4888333	78.00	142.70
IC-08	05/28/2018	Faible	-	596550	4886163	15.20	202.40
IC-09	05/30/2018	Faible	-	582276	4866337	29.10	394.01
IC-10	05/30/2018	Faible	A	593855	4868347	80.40	216.20
IC-11	05/30/2018	-	-	593855	4868347	29.90	219.20
IC-12	05/31/2018	Élevée	B1	595461	4875000	88.75	160.33
IC-13	05/31/2018	Faible	A	597326	4871612	29.50	265.80
IC-14	06/01/2018	-	-	602178	4902721	152.30	139.70
IC-15	06/04/2018	Faible	-	587302	4890841	7.62	263.66
IC-16	06/04/2018	Élevée	-	587302	4890841	46.63	176.70
IC-17	06/05/2018	-	-	582855	4874535	32.60	243.10
IC-18	06/05/2018	Faible	B1	588699	4877794	29.30	225.40
IC-19	06/06/2018	-	-	601498	4902556	31.40	254.10
IC-20	06/06/2018	-	-	591579	4907637	40.20	161.80
IC-21	06/06/2018	Élevée	-	608500	4890700	103.65	165.80
IC-22	06/06/2018	-	-	601498	4902556	48.20	207.20
IC-23	06/07/2018	Faible	B2	608500	4890700	30.50	238.95
IC-24	06/06/2018	-	-	591579	4907637	39.60	162.40
IC-25	05/04/2016	Très Élevé	-	602975	4880338	149.35	106.65
IC-26	05/04/2016	-	B3	599723	4894672	143.20	154.80
IC-27	05/04/2016	Faible	-	602975	4880338	7.75	248.25
IC-28	05/02/2016	Très Élevé	C	604560	4890531	69.45	146.55
IC-29	05/03/2016	Élevée	B2	608500	4890700	103.65	165.80
IC-30	05/03/2016	Faible	B2	608500	4890700	30.50	238.95
IC-31	05/03/2016	Très Élevé	C	609121	4897653	101.90	195.48
IC-32	05/05/2016	Moyen	B1	586055	4878237	95.95	195.05
IC-33	05/05/2016	Faible	A	596498	4872347	16.15	259.85
IC-34	05/05/2016	Faible	A	596498	4872347	67.35	208.65

Nom de projet	Date d'échantillonnage	Confinement	Contexte géographique	X(m)*	Y(m)*	Profondeur d'échantillonnage (m)	Élévation (m ASL)
IC-35	05/04/2016	Très Élevé	A	597757	4874254	143.60	115.40
IC-36	05/04/2016	Élevée	B1	595461	4875000	88.75	160.33
IC-37		Très Élevé	-	602975	4880338	149.35	106.65
IC-38	05/05/2016	Très Élevé	B1	591639	4878110	58.95	209.05
IC-39	08/21/1968	Faible	-	590834	4883272	4.57	219.87
IC-40	08/19/1968	Faible	-	597686	4872294	12.80	294.94
IC-41	07/18/1979	Faible	-	598465	4875903	8.53	236.74
IC-42	04/19/2013	Faible	A	594257	4868410	77.00	215.56
IC-43	04/23/2007	Faible	-	594257	4868410	77.00	215.56
IC-44	04/26/2017	Faible	A	594257	4868410	77.00	215.56
IC-45	04/28/2015	Faible	A	594257	4868410	77.00	215.56
IC-46	05/16/2011	Faible	-	594257	4868410	77.00	215.56
IC-47	05/18/2006	Faible	A	594257	4868410	77.00	215.56
IC-48	07/04/2005	Faible	A	594257	4868410	77.00	215.56
IC-49	10/01/2012	Faible	A	594257	4868410	77.00	215.56
IC-50	10/06/2016	Faible	A	594257	4868410	77.00	215.56
IC-51	10/17/2011	Faible	A	594257	4868410	77.00	215.56
IC-52	10/21/2014	Faible	A	594257	4868410	77.00	215.56
IC-53	10/22/2007	Faible	-	594257	4868410	77.00	215.56
IC-54	10/27/2005	Faible	A	594257	4868410	77.00	215.56
IC-55	08/19/1968	Faible	-	611241	4902210	9.14	267.52
IC-56	06/29/1977	Faible	-	607531	4888853	10.67	280.47
IC-57	06/01/2000	Moyen	B1	589041	4877806	27.40	221.96
IC-58	06/22/2000	Moyen	B1	589041	4877806	27.40	221.96
IC-59	08/14/2001	Moyen	B1	589041	4877806	27.4	221.96
IC-60	06/01/2000	Moyen	B1	588746	4877838	25.00	223.10
IC-61	06/22/2000	Moyen	B1	588746	4877838	25.00	223.10
IC-62	08/14/2001	Moyen	B1	588746	4877838	25.00	223.10
IC-63	11/01/1988	Faible	-	597634	4880273	18.29	268.63
IC-64	09/27/2002	Très Élevé	-	611664	4900723	10.97	272.68
IC-65	06/01/2000	Moyen	B1	589245	4877667	32.30	214.32
IC-66	06/22/2000	Moyen	B1	589245	4877667	32.30	214.32
IC-67	08/14/2001	Moyen	B1	589245	4877667	32.30	214.32
IC-68	05/10/2001	Faible	-	607245	4891779	4.30	215.00
IC-69	06/24/1987	Moyen	-	611483	4901438	47.00	232.49
IC-70	11/28/1991	Moyen	B3	611483	4901438	47.00	232.49
IC-71	07/08/2011	-	-	603000	4880300	150.88	107.45
IC-72	04/01/1997	Élevée	B1	594870	4875765	77.70	164.00
IC-73	04/01/1996	Élevée	B1	594867	4875770	88.09	168.00
IC-74	10/02/1989	Élevée	B3	610182	4900216	107.00	135.00
IC-75	12/10/2001	Élevée	B3	610182	4900216	107.00	135.00
IC-76	08/20/1968	Faible	-	592663	4875048	26.50	246.73
IC-77	08/20/1968	Faible	-	601953	4897786	8.23	265.23
IC-78	08/20/1968	Moyen	-	602896	4879809	9.14	251.74
IC-79	08/21/1968	Faible	-	604278	4883735	18.59	233.35
IC-80	08/20/1968	Faible	-	606151	4889942	6.10	260.42

Nom de projet	Date d'échantillonnage	Confinement	Contexte géographique	X(m)*	Y(m)*	Profondeur d'échantillonnage (m)	Élévation (m ASL)
IC-81	08/08/1978	Moyen	-	587154	4879127	27.43	235.19
IC-82	09/10/2002	Faible	-	602828	4893270	2.44	222.63
IC-83	10/12/1972	Faible	-	602828	4893270	2.44	222.63
IC-84	06/06/2011	Moyen	-	607600	4884800	3.66	242.66
IC-85	07/18/1979	Moyen	-	587839	4877303	24.69	238.38
IC-86	02/17/2003	Faible	-	592173	4875469	49.38	211.07
IC-87	05/09/2001	Faible	B1	592173	4875469	49.38	211.07
IC-88	06/22/2000	Faible	B1	592173	4875469	49.38	211.07
IC-89	08/08/2002	Faible	B1	592173	4875469	49.38	211.07
IC-90	08/14/2001	Faible	B1	592173	4875469	49.38	211.07
IC-91	02/17/2003	Faible	-	592169	4875466	48.77	211.62
IC-92	05/09/2001	Faible	B1	592169	4875466	48.77	211.62
IC-93	08/08/2002	Faible	B1	592169	4875466	48.77	211.62
IC-94	08/14/2001	Faible	B1	592169	4875466	48.77	211.62
IC-95	05/29/1999	Moyen	B3	602937	4892634	28.00	211.50
IC-96	05/24/2011	Moyen	B3	604750	4895458	36.60	216.00
IC-97	06/09/2011	Moyen	B3	611391	4902061	29.60	241.18
IC-98	08/21/1996	Moyen	B3	603224	4893398	37.50	191.00
IC-99	10/11/1999	Faible	-	603224	4893398	37.50	191.00
IC-100	06/02/2014	Très Élevé	B1	591600	4878100	60.05	207.71
IC-101	06/05/2011	Élevée	B1	595100	4878100	70.71	179.29
IC-102	08/08/1978	Élevée	-	604714	4881743	78.94	156.00
IC-103	08/10/1978	Élevée	-	610960	4894482	111.00	126.13
IC-104	11/06/2002	Élevée	C	607331	4895726	66.00	156.20
IC-105	09/26/1972	Élevée	-	611523	4901018	162.00	131.20
IC-106	06/05/2011	Élevée	-	598895	4874573	97.00	173.25
IC-107	05/15/2008	Élevée	-	608619	4890715	103.65	165.80
IC-108	08/20/1968	Élevée	-	599866	4886563	80.00	122.93
IC-109	07/18/1979	Très Élevé	A	592864	4871853	59.00	239.00
IC-111	05/24/2011	Très Élevé	C	604548	4890761	72.00	143.00
IC-112	06/05/2011	-	-	586724	4875519	19.00	290.50
IC-113	06/06/2011	Très Élevé	B2	605023	4886668	114.91	134.00
IC-114	05/27/2014	Très Élevé	C	609100	4897700	104.94	118.75

\* Les coordonnées sont dans le système de référence NAD 83 / UTM Zone 17N

## ANNEXE B RÉSULTATS GÉOCHIMIQUES

Tableau B.1 Concentrations en ions majeur

Nom de projet	Ca (mg/L)	Na (mg/L)	Fe (mg/L)	Mg (mg/L)	SO4 (mg/L)	NO3 (mg/L)	HCO3 (mg/L)	Cl (mg/L)
IC-01	105.4	33.3	0.02	21.9	33.5	< 0.2	396.4	35.8
IC-02	55.0	9.0	0.88	26.2	29.3	0.59	231.0	16.7
IC-03	10.4	61.3	0.23	6.8	0.1	< 0.2	180.7	33.7
IC-04	42.1	58.3	0.77	22.4	0.1	< 0.2	289.0	76.4
IC-05	40.8	30.7	0.67	17.8	0.6	< 0.2	281.0	24.9
IC-06	38.3	28.4	0.44	15.1	0.1	< 0.2	271.6	38.5
IC-07	28.9	20.2	0.15	21.3	0.9	0.84	274.5	13.0
IC-08	86.3	65.0	1.88	35.0	< 0.1	< 0.2	583.7	58.2
IC-09	101.2	64.8	0.30	18.3	16.7	8.05	396.7	113.0
IC-10	71.3	5.0	0.79	17.0	46.5	< 0.2	258.0	14.2
IC-11	24.1	3.3	1.69	17.9	63.6	9.68	214.0	11.9
IC-12	49.1	26.6	0.84	18.3	0.1	< 0.2	281.6	27.8
IC-13	71.1	4.9	0.45	12.3	33.6	< 0.2	270.2	6.1
IC-14	33.5	10.8	0.15	15.7	7.5	< 0.2	219.9	0.6
IC-15	90.2	5.5	0.04	16.3	15.8	0.23	321.7	40.2
IC-16	79.1	6.0	0.10	19.6	25.1	10.48	347.3	5.3
IC-17	23.1	9.2	0.49	17.9	35.4	< 0.2	262.9	18.7
IC-18	29.4	47.7	0.44	13.7	1.6	< 0.2	238.2	28.6
IC-19	120.1	64.2	0.01	29.1	28.7	19.26	355.1	172.3
IC-20	56.2	18.6	0.18	11.7	11.3	4.32	245.8	11.3
IC-21	10.1	85.5	0.04	11.5	0.1	< 0.2	292.1	2.3
IC-22	42.4	15.1	0.21	13.1	< 0.1	< 0.2	215.2	11.6
IC-23	69.2	7.3	0.04	22.5	21.7	2.09	277.1	26.9
IC-24	89.2	8.2	0.02	13.0	26.6	20.70	289.3	15.9
IC-25	76.5	18.4	4.42	26.7	< 1	0.12	418.5	13.0
IC-26	32.5	55.0	0.28	11.0	7.0	< 0.06	278.16	8.0
IC-27	19.5	44.6	1.02	6.7	15.0	0.1	178.12	2.0
IC-28	15.6	86.9	0.20	14.6	< 1	< 0.06	258.6	43.0
IC-29	9.9	80.4	0.11	12.1	< 1	< 0.06	283.0	3.0
IC-30	77.5	6.32	0.06	23.5	22.0	0.64	270.8	22.0
IC-31	19.0	120.0	0.24	6.6	< 1	< 0.06	147.6	140.0
IC-32	38.5	34.5	0.67	17.0	< 1	< 0.06	263.5	7.0
IC-33	66.8	3.3	0.05	9.8	38.0	< 0.06	172.0	4.0
IC-34	106.0	8.2	0.98	18.4	44.0	< 0.06	262.3	40.0
IC-35	41.6	167.0	1.09	21.3	0	0	240.3	220.0
IC-36	52.9	25.9	1.13	19.0	0	0	251.3	28.0
IC-37	88.2	20.2	4.66	29.9	0	0	435.5	14.0
IC-38	51.8	143.0	5.18	19.5	1.0	0	303.8	160.0
IC-39	71.0	68.0	6.60	19.0	0	0.04	358.0	57.0
IC-40	106.0	6.0	0.15	12.0	25.0	2.77	328.0	12.0
IC-41	90.0	51.0	0.10	17.0	52.0	14.00	209.0	63.0
IC-42	58.0	5.3	0.36	15.0	25.0	0.10	225.0	3.2
IC-43	61.8	5.9	0.35	15.0	12.5	0.03	199.0	1.3
IC-44	42.0	18.0	0.10	11.0	14.0	1.54	196.0	15.0
IC-45	40.0	22.0	0.10	9.7	27.0	0.28	182.0	6.0
IC-46	62.1	5.2	0.35	16.0	27.9	0.014	187.0	-
IC-47	60.7	5.1	0.30	15.7	26.5	0.038	257.0	2.5
IC-48	65.7	5.4	0.23	17.4	26.6	0.038	254.0	2.7
IC-49	53.8	4.8	0.29	15.2	29.3	0.017	187.0	2.7

Nom de projet	Ca (mg/L)	Na (mg/L)	Fe (mg/L)	Mg (mg/L)	SO4 (mg/L)	NO3 (mg/L)	HCO3 (mg/L)	Cl (mg/L)
IC-50	46.0	6.9	0.39	14.0	30.0	0.10	191.0	4.6
IC-51	56.3	4.7	0.51	15.3	28.9	0.02	174.0	2.5
IC-52	48.0	6.0	0.39	14.0	30.0	0.10	210.0	3.8
IC-53	57.4	11.3	0.08	14.3	24.8	0.19	182.0	2.5
IC-54	60.8	5.0	0.26	15.6	26.5	0.04	249.0	2.8
IC-55	43.0	148.0	1.60	17.0	3.0	0.02	255.0	226.0
IC-56	39.0	13.0	-	24.0	1.0	0.10	219.0	2.0
IC-57	33.0	37.7	0.43	22.0	2.3	0.2	246.4	40.7
IC-58	34.8	36.1	0.54	21.8	2.3	0.20	257.4	41.8
IC-59	38.3	39.8	0.44	25.0	5.2	0.10	300.1	36.0
IC-60	27.3	52.8	0.41	13.0	3.2	0.10	239.1	38.3
IC-61	27.3	52.8	0.41	13.0	3.2	0.10	239.1	38.3
IC-62	29.6	58.2	0.17	14.7	5.8	0.10	258.6	30.9
IC-63	88.0	2.3	-	14.0	11.0	3.96	214.0	2.0
IC-64	127.0	49.1	0.02	17.3	31.0	4.7	322.1	149.0
IC-65	31.0	42.0	0.61	16.0	3.2	0.10	242.8	25.1
IC-66	30.6	41.5	0.61	16.0	3.2	0.10	239.1	25.1
IC-67	34.3	47.7	0.53	18.8	6.3	0.10	305.0	28.5
IC-68	149.0	37.9	1.21	13.3	52.9	0	392.8	88.7
IC-69	80.0	5.0	0.60	20.0	9.4	0.02	244.0	0.2
IC-70	56.1	8.5	0.44	22.2	16.2	0.1	244.0	0
IC-71	74.5	25.4	2.84	23.8	6.8	0.10	433.0	12.5
IC-72	39.4	42.1	0.52	21.6	0	0	265.9	56.0
IC-73	42.5	46.7	0.50	24.2	0	0	256.2	60.0
IC-74	10.1	56.0	0.05	7.7	1.0	0.05	159.8	37.1
IC-75	10.0	59.6	0.19	7.5	0	0	161.0	41.6
IC-76	110.0	32.0	0.15	15.0	29.0	5.04	340.0	31.0
IC-77	40.0	16.0	1.10	21.0	11.0	0.10	245.0	2.0
IC-78	134.0	30.0	0.05	22.0	86.0	7.80	444.0	15.0
IC-79	31.0	23.0	-	20.0	2.0	0.01	218.0	19.0
IC-80	78.0	12.0	0.15	20.0	74.0	0.19	311.0	32.0
IC-81	111.0	5.0	-	12.0	61.0	1.10	260.0	8.0
IC-82	26.1	85.5	-	15.2	-	0	-	25.1
IC-83	26.0	85.0	0.65	15.0	3.0	0.20	328.2	22.0
IC-84	159.1	46.7	0.18	21.5	29.7	0.88	361.0	146.5
IC-85	21.0	87.0	0.07	9.0	4.0	0.10	172.0	71.0
IC-86	44.0	34.0	0.46	18.0	1.5	-	256.2	14.7
IC-87	46.4	27.2	0.03	19.2	2.0	0.10	323.3	14.9
IC-88	41.3	28.3	0.38	16.6	2.3	0.10	269.6	16.9
IC-89	42.1	30.8	0.30	17.0	1.0	0	316.0	14.9
IC-90	46.2	30.4	0.04	19.5	5.2	0.10	284.3	14.0
IC-91	47.0.0	23	0.47	19.0	2.4	-	261.1	10.1
IC-92	45.8	29.5	0.03	19.0	1.7	0.10	263.5	16.0
IC-93	44.4	22.0	0.27	18.0	2.0	0	272.1	10.4
IC-94	54.9	16.0	0.005	22.6	7.9	0.10	296.5	8.8
IC-95	89.6	5.7	0.02	18.5	30.3	4.30	294.0	6.6
IC-96	63.2	14.8	0.17	22.1	76.6	0.60	201.0	17.9
IC-97	125.8	29.2	0.003	22.6	32.7	17.7	349.0	40.5
IC-98	15.2	23.5	0.05	16.6	5.4	0	194.0	2.2
IC-99	17.8	22.4	1.30	-	2.7	0.1	214.7	4.9
IC-100	34.9	137.3	2.50	16.3	0.9	0.10	290.2	162.2
IC-101	28.7	62.9	0.89	19.2	0.1	0.10	251.0	75.5
IC-102	128.0	22.0	0.05	30.0	84.0	1.40	294.0	35.0
IC-103	73.0	6.0	0.11	18.0	41.0	1.30	264.0	9.0
IC-104	6.0	70.5	0.20	3.0	1.0	0.1	173.2	15.9
IC-105	27.4	119.7	0.10	29.1	5.1	0	166.9	34.2
IC-106	28.6	90.6	0.23	7.1	0.1	0.10	321.0	87.2
IC-107	8.7	74.9	0.07	11.5	0.5	0.05	300.0	2.6
IC-108	99.0	5.0	0.25	35.0	63.0	0.11	302.0	14.0
IC-109	35.0	190.0	1.10	22.0	6.0	0.1	265.0	227.0
IC-111	11.6	88.9	0.12	11.4	0.1	0.10	193.0	60.2
IC-112	74.4	5.8	0.18	27.4	64.2	0.10	362.0	16.3
IC-113	22.5	93.8	1.5	20.2	0.1	0.10	271.0	105.5
IC-114	15.2	119.8	0.03	6.7	0.4	0.10	138.7	166.5

## ANNEXE C ISOTOPES

Tableau C.1 Données isotopiques

Nom de projet	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ V-SMOW)	$\delta^2\text{H}(\text{‰})$ V-SMOW)	Tritium (TU)	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	$^{14}\text{C}$ (pmC)
IC-01	-11.6	-80.7	-	-9.93	76.54
IC-02	-11.5	-77.3	-	-11.49	-
IC-03	-12.1	-82.6	-	-11.03	10.19
IC-04	-11.4	-78.1	-	-10.48	28.79
IC-05	-11.3	-77.6	-	-11.89	39.91
IC-06	-11.3	-77.4	-	-12.01	38.35
IC-07	-11.5	-78.7	-	-12.37	33.52
IC-08	-11.2	-76.7	-	-1.74	10.68
IC-09	-10.8	-73.2	-	-12.42	84.81
IC-10	-11.2	-77.0	-	-9.47	59.88
IC-11	-10.7	-74.5	-	-9.15	56.02
IC-12	-11.4	-77.8	-	-12.55	-
IC-13	-11.5	-77.9	-	-10.76	78.63
IC-14	-12.5	-84.4	-	-11.05	-
IC-15	-12.2	-82.0	-	-12.66	93.87
IC-16	-11.5	-78.8	-	-11.52	78.39
IC-17	-11.3	-76.4	-	-10.15	66.46
IC-18	-11.1	-75.1	-	-13.42	-
IC-19	-11.5	-78.9	-	-11.23	-
IC-20	-12.2	-82.1	-	-12.90	-
IC-21	-11.1	-79.6	-	-7.86	-
IC-22	-11.8	-81.1	-	-11.10	46.14
IC-23	-11.3	-75.6	-	-10.65	-
IC-24	-11.7	-80.5	-	-12.78	-
IC-25			-	-1.10	-



Nom de projet	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰ V-SMOW})$	$\delta^2\text{H}(\text{‰ V-SMOW})$	Tritium (TU)	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	$^{14}\text{C}$ (pmC)
IC-26	-12.13	-82.09	0	-7.86	10.73
IC-28	-13.19	-90.75	0	-3.08	0
IC-29	-11.68	-79.33	0	-3.2	0
IC-30	-11.36	-76.64	11	-10.64	58.53
IC-31	-11.72	-82.08	0	-11.43	3.14
IC-32	-11.24	-76.98	0	-12.41	28.44
IC-33	-10.77	-73.01	19	-8.86	62.00
IC-34	-11.10	-75.27	14	-11.09	77.05
IC-35	-12.76	-86.74	0	8.04	0
IC-36	-11.54	-77.56	0	-11.16	47.35
IC-37	-10.86	-73.89	0	-1.10	23.99
IC-38	-12.65	-86.08	0	0.48	1.51
IC-71	-10.75	-72.47	1.9	-	-
IC-96	-11.88	-80.11	2.5	-	-
IC-97	-11.88	-79.94	0	-	-
IC-100	-12.40	-82.87	1.4	-	-
IC-101	-11.60	-77.66	0	-	-
IC-106	-11.67	-77.91	0	-	-
IC-109	-12.80	-89.00	-	-	-
IC-111	-13.32	-91.35	0	-	-
IC-112	-11.49	-78.06	12	-	-
IC-113	-14.30	-97.97	0	-	-
IC-114	-11.71	-79.58	0	-	-

## ANNEXE D MÉTHODOLOGIE D'ÉCHANTILLONNAGE ET ANALYTIQUE

### Méthodologie d'échantillonnage et de conservation

Cette section présente les différentes méthodologies qui ont été utilisées lors de l'échantillonnage de 2018. Les méthodes de purge et d'échantillonnage des ions majeurs sont issues des recommandations provinciales [37], tandis que les méthodologies d'échantillonnage des isotopes correspondent aux méthodologies suivies lors de la campagne d'échantillonnage de 2016 de la Commission Géologique du Canada (CGC).

### Purge des puits

L'eau stagnante dans un puits n'est généralement pas représentative de l'eau souterraine au point d'échantillonnage. Pour avoir un échantillonnage représentatif de l'aquifère, le puits doit être purgé pour retirer l'eau stagnante pour la remplacer par une eau qui provient directement de l'aquifère.

La purge des puits a été faite selon les recommandations du Centre d'expertise en analyse environnementale du Québec (CEAEQ) [37]. Pour les puits dont le volume n'était pas connu au moment de l'échantillonnage, les paramètres physico-chimiques ont été évalués à chaque 5 minutes pendant la purge à l'aide d'une sonde multi-paramètres YSI. L'échantillonnage a été effectué lorsque trois résultats consécutifs montraient une stabilisation des paramètres physico-chimiques selon les critères suivants :

1. Température :  $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$  ;
2. pH :  $\pm 0.2$  unité ;
3. Conductivité électrique :  $\pm 3\%$  de la dernière mesure ;
4. Potentiel d'oxydoréduction :  $\pm 20$  mV.

Pour les puits dont le volume était connu au moment de l'échantillonnage, un volume équivalent à trois fois le volume de la colonne d'eau du puits a été pompé. La stabilisation des

paramètres physico-chimiques a tout de même été observée pour assurer la représentativité de l'ensemble des résultats. Les puits ayant une pompe intégrée ont été pompés avec l'aide de cette pompe. Les puits sans pompe intégrée ont été pompés à l'aide d'une pompe Grunfos Redi-Flo-2 ayant un diamètre de 50 mm.

## **Ions majeurs**

Trois contenants de 60 mL en plastique HDPE ont été utilisés pour l'analyse des ions majeurs. L'un des contenants incluait 0.5 ml d'acide nitrique à normalité 0.5N et les deux autres étaient exempts de produits chimiques. Le contenant qui contenait l'acide était rempli sans faire déborder, en laissant une bulle d'air. Il n'a pas été rincé pour ne pas diluer l'acide. Les contenants sans acide étaient rincés avant d'être remplis sans bulle d'air et scellés de l'atmosphère par un bouchon. Les échantillons ont été filtrés en laboratoire avant d'être analysés. Ils ont été conservés au réfrigérateur à une température de 4°C entre l'échantillonnage et les analyses en laboratoire.

## **Échantillonnage des isotopes stables de la molécule d'eau**

Les échantillons pour les analyses d'isotopes stables de la molécule d'eau ont été échantillonnés dans un contenant de 60 ml en plastique HDPE. Les échantillons ne contenaient pas de bulle d'air et ont été isolés de l'atmosphère par un bouchon étanche.

Les échantillons ont initialement été entreposés dans un réfrigérateur selon le protocole de la CGC. Ils ont toutefois été sortis du réfrigérateur et entreposés dans l'obscurité après lecture d'un deuxième protocole, car celui-ci indiquait un risque de fractionnement isotopique plus élevé pour les échantillons entreposés dans un réfrigérateur.

## **Échantillonnage du $\delta^{13}\text{C}$**

Les échantillons pour les analyses de  $\delta^{13}\text{C}$  ont été prélevés dans des contenants de 60ml en plastique HDPE. Les contenants ont été remplis sans bulles et coupés de l'atmosphère par un bouchon. À la base, les analyses de  $\delta^{13}\text{C}$  devaient être faites sur les mêmes échantillons que le  $^{14}\text{C}$ , mais des contraintes de logistique n'ont pas permis de faire les deux isotopes

du carbone au même laboratoire. Ce sont donc les contenants de 60 mL échantillonnés en surplus et entreposés au réfrigérateur qui ont été utilisés. Les potentielles sources d'erreur par cette modification font partie de la discussion du chapitre 7.

### **Échantillonnage du $^{14}\text{C}$**

Les contenants pour le  $^{14}\text{C}$  ont été choisis selon les exigences du laboratoire quant la quantité de carbone inorganique nécessaire pour faire les analyses. Selon les études antérieures, les quantités de carbone attendues ont nécessité des contenants de 500 ml en plastique HDPE. Les contenants ont été partiellement remplis. Pour favoriser la conservation des échantillons 0.1 mL de solution à saturation de  $\text{HgCl}_2$  ont été ajoutés dans les contenants pour stopper les possibles activités bactériennes. Les échantillons ont par la suite été placés au réfrigérateur à 4 °C jusqu'au moment de leur expédition au laboratoire.

### **Méthodologie d'analyses en laboratoire**

#### **Ions majeurs**

Les analyses des concentrations des ions majeurs ont été faites sur trois appareils et dans trois laboratoires différents, car aucun appareil ou laboratoire ne permettait d'obtenir l'ensemble des ions recherchés pendant le projet. Les trois laboratoires ont donc reçu un échantillon préparé selon les exigences des analyses. Les analyses ont été faites pendant la campagne d'échantillonnage ou pendant la semaine qui a suivi.

Le premier groupe d'ions analysés comprend le fer et le manganèse. Les analyses ont été réalisées au Laboratoire de Géochimie Analytique de Polytechnique Montréal par absorption atomique sur une machine Perkin Elmer 200.

Le deuxième groupe d'analyse comprend les chlorures, nitrates, sulfates, phosphates, sodium, potassium, magnésium et calcium. Les analysés ont été effectuées par chromatographie ionique sur un appareil ICS 5000 AS-DP DIONEX Thermo Scientific au Laboratoire d'analyse - CREDEAU- de Polytechnique Montréal.

Le troisième groupe d'analyses est composé du bicarbonate ( $\text{HCO}_3^-$ ). Dix-sept analyses ont

été faites par titration à l'acide sulfurique ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) sur des échantillons à température pièce au laboratoire du NVCA. Ces analyses ont été faites entre 1 et 3 jours après l'échantillonnage en raison des heures d'ouverture du laboratoire qui ne permettaient pas de faire les analyses au retour du terrain. Les échantillons étaient donc conservés au réfrigérateur avant d'être laissés à la température de la pièce pour être analysés. Des ennuis avec la sonde de pH ont contraint les 8 analyses à être effectuées sur un titrateur automatique HANNAH au laboratoire d'hydrogéochimie de Polytechnique Montréal.

### **Analyses en isotopes stables de la molécule d'eau**

L'analyse des isotopes stables de la molécule d'eau a été réalisée à l'aide d'un spectromètre de masse de type « Off-Axis Integrated Cavity Output Spectroscopy (OA-ICOS) » de marque LGR (Los Gatos Research) modèle T-LWIA-45-EP. Une préparation des échantillons a été faite au préalable sur les échantillons pour empêcher l'eau gazeuse de condenser lors de son passage dans l'appareil et de modifier son ratio isotopique.

Lors de l'analyse du  $^{18}\text{O}$ , l'échantillon a été mis à l'équilibre avec du  $\text{CO}_2$  et acidifié à un pH plus petit que 4,5. Ce pH assure l'échange rapide entre l'oxygène contenu dans l'eau et l'oxygène contenu dans le  $\text{CO}_2$ . Le  $\text{CO}_2$  a par la suite été analysé dans le spectromètre de masse. Le résultat obtenu de l'appareil a par la suite corrigé par un facteur de fractionnement standard de 1.0412, proposé par Friedman et al. [70].

L'analyse du deutérium a été faite par électrolyse de l'eau pour isoler l'hydrogène sous forme de gaz ( $\text{H}_2$ ). Puisque l'eau est entièrement transformée pour faire le gaz, cette méthode ne fait pas de fractionnement isotopique et le gaz peut être directement analysé.

### **Analyses en $\delta^{13}\text{C}$**

Les analyses de  $\delta^{13}\text{C}$  ont été effectuées au Laboratoire d'analyse des isotopes stables légers du GEOTOP-UQAM. Les échantillons ont été préparés en acidifiant 0.5 à 2mL d'eau à l'aide 10 à 15 gouttes d'acide phosphorique pour atteindre un pH plus petit que 4,5. À partir de ce pH, le carbone contenu dans l'eau est majoritairement sous forme  $\text{H}_2\text{CO}_3$  et sous forme de  $\text{CO}_2$  gazeux. Ce gaz a par la suite été analysé dans le système Micromass Microgas couplé à un spectromètre de masse à ratio isotopique Isoprime 100 en mode flux continu.

## Analyses en tritium

Le tritium a été mesuré dans un compteur de scintillation liquide en comptant le nombre de désintégrations de particules  $\beta^-$ . Un échantillon a initialement été enrichi par électrolyse. Par la suite 10 mL de ces échantillons enrichis ont été mélangés à une solution de scintillation qui dégage un photon lorsqu'elle est frappée par une particule  $\beta^-$ . L'appareil a converti le photon en impulsion électrique comptabilisée dans un compte de désintégrations. Ce compte de désintégrations a été fait pendant plusieurs heures pour permettre de réduire la variabilité des résultats et comparés à des échantillons sans tritium pour corriger les mesures.

## Analyses en $^{14}\text{C}$

Les analyses de  $^{14}\text{C}$  ont été effectuées sur l'accélérateur de particules au A.E. Lalonde AMS Laboratory de l'Université d'Ottawa. Pour la préparation des échantillons, le carbone inorganique de l'eau a été initialement transformé en  $\text{CO}_2$  pour être finalement transformé sous forme de graphite. Le graphite a par la suite été placé dans l'accélérateur de particules où un rayon de césium a relâché les atomes de carbone chargés négativement dans l'accélérateur de particules et chargé à un voltage entre 2 et 10 MV pour permettre le comptage individuel des atomes de  $^{14}\text{C}$ .

## ANNEXE E    PROGRESSING TOWARD AN UNDERSTANDING OF GROUNDWATER OF INNISFIL CREEK WATERSHED, SOUTHERN ONTARIO

À l'automne 2018, un texte qui résume l'avancement des travaux de recherche a été soumis à la Commission Géologique du Canada. L'objectif de cette publication était d'inscrire le projet dans un recueil recensant l'ensemble des travaux de caractérisation hydrogéologique du sud de l'Ontario effectués par la Commission Géologique du Canada et la Commission Géologique de l'Ontario entre 2014 et 2018. Ce travail a été fait en collaboration avec Paul Baudron, professeur à Polytechnique Montréal, Nicolas Benoit, de la Commission Géologique du Canada, Ryan Post et Angela Mills du Nottawasaga Valley Conservation Authority.

Cette annexe présente le texte soumis pour le recueil. L'annexe ne fait pas partie du corps du document, car elle représente les travaux préliminaires et les informations qui y sont présentées ont été traitées dans le mémoire. Le recueil dans lequel ce texte a été soumis a été révisé lors d'une revue à l'interne, mais n'a pas été revu par des pairs.

### Introduction

The Innisfil Creek watershed in the South Simcoe area of southern Ontario has a watershed area of 490 km<sup>2</sup> and is a tributary to the Nottawasaga River (Fig. E.1). It has intensive agriculture, making groundwater use an important component of the region's economic activities [3]. The occurrence of droughts in the past decade [71] has highlighted the vulnerability of both surface water and groundwater [72] to changes in seasonal precipitation regimes.

The geology of the area is dominantly surficial sediment with bedrock limited to areas near the Niagara Escarpment. The geology of the area has been assigned to 17 distinct hydrostratigraphic units, including multiple aquifers (Mulligan et al. 2018) that form a complex hydrogeological system. In such a context, comprehensive knowledge of groundwater flow within this multi-layer aquifer system is a key task for a sustainable management of the resource. It requires a characterization and quantification of major processes such as recharge and inter-aquifer groundwater flow. Physical hydrogeology characterization is useful; however, it is insufficient to understand these processes. Insights from chemical hydrogeology can

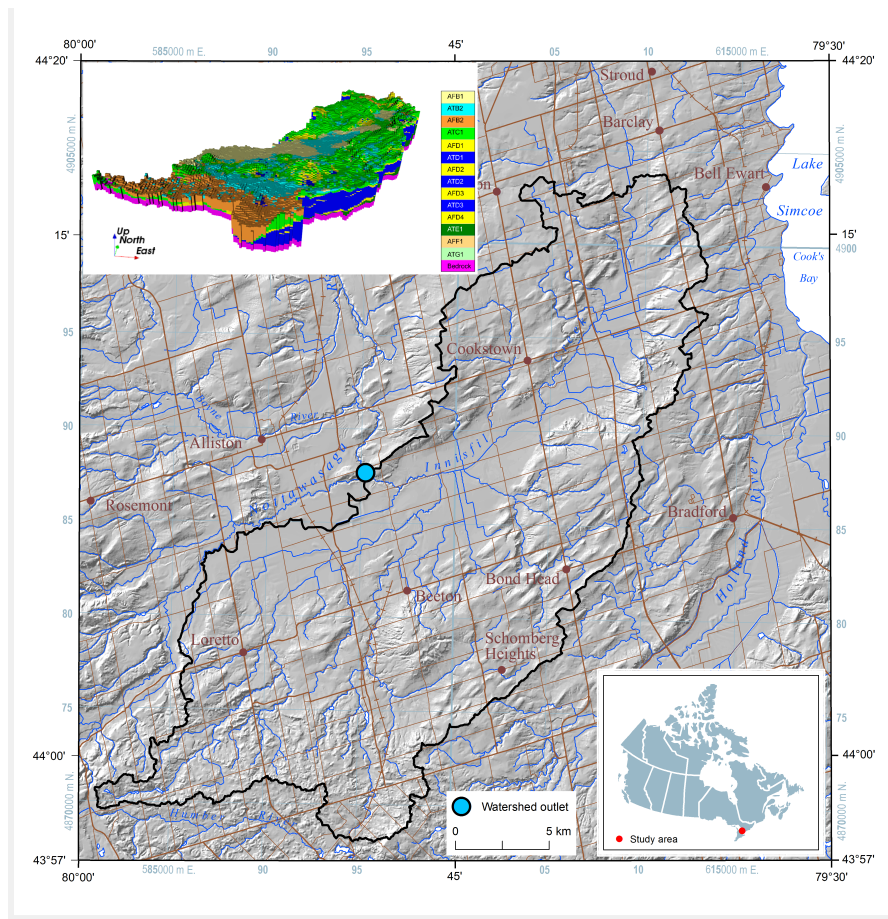


Figure E.1 Innisfil Creek watershed draped onto the terrain elevation surface (hillshade)

increase and help constrain the understanding of complex aquifer systems [43].

The main objective of this project is to characterize groundwater flow dynamics using geochemical and isotopic tracers within the Innisfil Creek watershed. More precisely, it seeks to increase knowledge regarding the characterization and quantification of processes such as recharge, hydrologic connection between hydrostratigraphic units, and natural chemical evolution of the groundwater resource. The approach builds upon existing studies in the area [3, 72–74]. This paper presents a short review of the state of the work completed in 2018. After describing existing hydrogeochemical data collection and interpretation, the new sampling survey is described. Preliminary results and interpretation are then presented with a few perspectives on the next steps of the study.



## Hydrostratigraphic units

The geology of the area consists of Paleozoic bedrock which subcrops beneath a thick cover of Quaternary sediments. Bedrock consists of four distinct Paleozoic lithostratigraphic units, including the Queenston shale, Georgian Bay muddy limestone, and Blue Mountain and Lindsay limestone formations [75]. The surficial stratigraphy is similar to the regional stratigraphy of the Laurentian trough [9,66,76,77]. Based on field investigations and modeling of Bajc et al. [75] 17 units were consolidated into 11 hydrostratigraphic units (HSU) by Benoit et al. [68].

The surficial geology of the watershed is the product of different deposition events which results in deposits of different characteristics (till, gravel, sand, mud). The 16 surficial geological units in increasing stratigraphic age are : recent, Lake Algonquin, and Oak Ridges Moraine deposits (AFA1, ATB1, AFB1, ATB2, AFB2), Newmarket Till (ATC1), Thorncliffe Formation (AFD1, ATD1, AFD2, ATD2, AFD3, ATD3, AFD4) and older glacial formations (ATE1, AFF1, ATG1). For the purpose of this preliminary study, bedrock forms a 17th unit considered to be an aquifer without a distinction between the lithologies. The absence of evidences of a karstic system in the carbonates [17] and the undefined fracture level of the rock did not highlight a need for further grouping. The 16 surficial units were reduced to 10 hydrostratigraphic units (HSU) based on their hydrogeological properties. An HSU represents either an aquifer or an aquitard unit. The HSU code applied by the OGS [75] is composed of four characters to identify the type of permeability and the geological formation of the HSU. The two first letters of the HSU code refer to the type of permeability : AF means “aquifer” and AT means “aquitard”. The third letter refers to the formation (ex., Thorncliffe) position of the unit (A to G, from top to bottom). The last character is a number related to its position in the formation, 1 represents the top and the number increases to the bottom of the unit.

Of the seventeen HSU, eight are considered to be aquifer units. Of those eight, six main aquifer units have more than one sample : AFB2, AFD1, AFD2, AFD4, AFF1 and a bedrock aquifer group made of Queenston, Lindsay, Georgian Bay formations. AFB2 is a gravely sand glaciofluvial unit forming a high permeability aquifer of the Oak Ridges Moraine. In the southern part of the watershed, this HSU is unconfined, can directly overlies bedrock, and be over 40 m thick. In the central and northern part of the watershed, this HSU is confined, occurs at a depth of 50 m, and is usually less extensive than in the southern part of the study area (Bajc et al. 2015). Units AFD1, ATD1, AFD2, ATD2, AFD3, ATD3 and

AFD4 belong to the Thorncliffe Formation and consist of interbed aquifers and aquitards of finer-grained deposits with sand layers. AFD1, AFD2 and AFD4 are overlaid by aquitards for most of the watershed but are unconfined in small areas of the lowlands (central part of the watershed). Even where Thorncliffe Formation has a thickness  $> 50$  m, the aquifer components are usually  $<15$  m thick. The Thorncliffe Formation is highly heterogeneous, with most of it considered as an aquitard with aquifers distributed within it. Nevertheless, it is an important HSU group in the study area. Connectivity with other HSU in the model has not been identified, however, there could be hydraulic connectivity between the Thorncliffe aquifers and surrounding aquifers through zones identified as aquitards. AFF1 consists of confined sand and gravel lenses in older glacial sediments. The permeable sand and gravel units are intercepted in a limited number of boreholes and form discontinuous lenses with small aerial extend surrounded by aquitard material. Due to the scarcity of sampling the individual occurrences have been combined in AFF1. Most HSUs have discontinuities due to erosional events and their thickness is variable, forming a complex structural arrangement.

## Hydrogeochemical and isotopic data

### On the use of hydrogeochemical and isotopic data

This study uses a hydrogeochemical and isotopic approach to understand the dynamics of the regional groundwater flow system. Hydrogeochemistry of the major ions (Ca, Na, Fe, Mg,  $\text{NO}_3$ ,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{HCO}_3$  and Cl) is an indicator of the chemical processes throughout the infiltration zone to the sampling location. Hydrogeochemistry is therefore used as an indicator for the water evolution in the system.

The stable isotopes used in the study were hydrogen  $\delta^2\text{H}$ , oxygen  $\delta^{18}\text{O}$ , carbon  $\delta^{13}\text{C}$  (dissolved organic carbon) and  $^{14}\text{C}$ -DIC (dissolved inorganic carbon) and  $^{226}\text{Ra}$  isotope of dissolved radium.  $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  are used to understand the meteoritic conditions at the time of infiltration. Differences from the actual meteoritic signals would be signs of a colder or warmer meteoritic condition at the infiltration time.  $\delta^{13}\text{C}$  and  $^{14}\text{C}$ -DIC isotopes will be used for age dating to estimate the time since water infiltration at the surface.  $^{226}\text{Ra}$  is used as an indicator of rock-water interactions, as a semi-quantitative time tracer to be compared with radiocarbon data and as a tool to identify anthropogenic contamination of the samples [78].

## Compiling of existing data

An initial database was compiled using data collected by the Geological Survey of Canada in 2016 and from the Oak Ridges Moraine Groundwater Program [79] provided by the Conservation Authorities Moraine Coalition (Fig. E.2). The compiled initial database included a total of 66 wells with their corresponding depth, elevation, major ion concentration, pH and specific conductivity. Of these, sixteen wells had analysis of  $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  of water and  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$  isotopes of DIC. This legacy data did not include any  $^{226}\text{Ra}$  analysis.

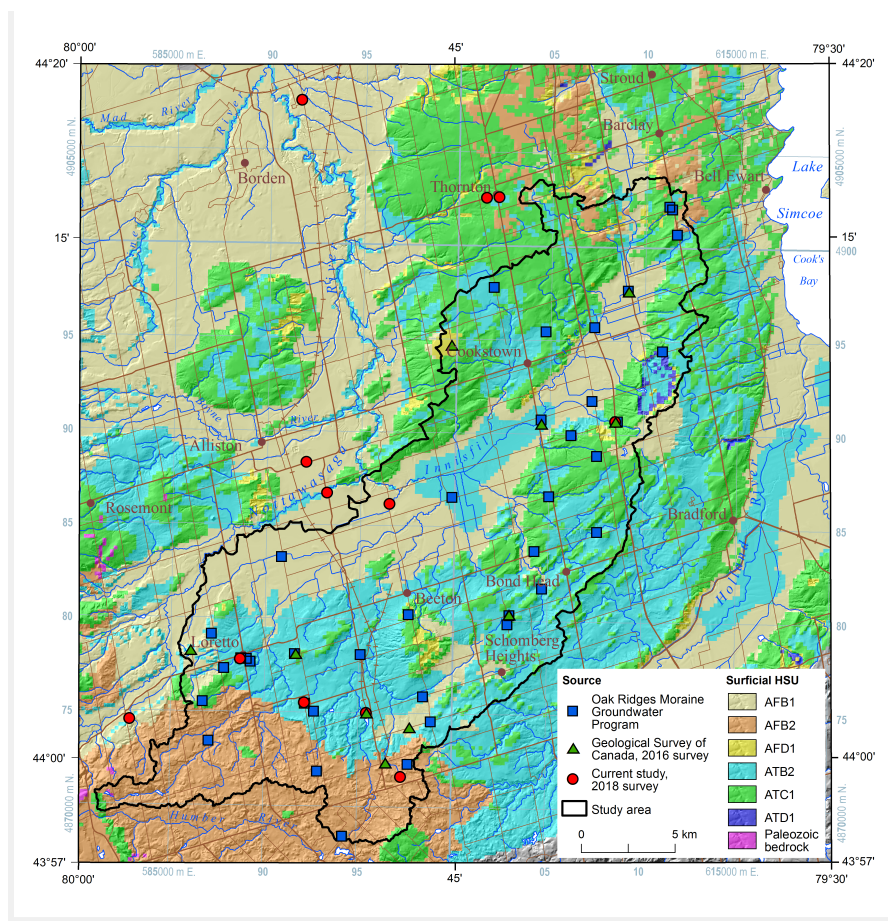


Figure E.2 Location of hydrogeochemical data sites draped onto the areas surficial Hydro-Stratigraphic Units (HSU)

A quality assurance and quality control (QA/QC) process was performed on the database to identify the wells with a consistent geochemical dataset, locate them, and assess the time period of sampling. The information was then analysed and interpreted to identify areas with a need for additional information for understanding of groundwater flow evolution.

The interpretation of compiled data revealed :

1. areas with low geochemical information density
2. variable density and spatial distribution of samples by hydrostratigraphic and aquifer units
3. limited water geochemistry dataset regarding major ions, or isotopes, limiting the possibilities of interpretation

Based on this information a groundwater sampling survey was planned in order to complement and complete the hydrogeochemical and isotope dataset. The outcome of the survey should help answer science questions raised by the preliminary data interpretation.

### **Survey in June 2018**

A groundwater sampling survey was conducted in the 2018 field season in the Nottawasaga Valley Conservation Authority (NVCA) jurisdiction (Fig.E.3). Locations from the initial database and permits to take water reported in the Oak Ridges Moraine Groundwater Program database were identified. Some wells had been decommissioned or were not accessible, so alternative wells were used.

A total of twenty-four additional well sites were sampled. The PGMN well sampling protocol [80] was used for the provincial wells. This protocol requires well construction information so that a volume estimation can be completed. At least three well volumes were purged before sampling. For the other wells, where the well volume was unknown, the CEAEQ protocol [37] was used, using physical parameters stabilisation as an indicator of adequate purging. For more details, please refer to the cited sampling protocols.

The sampled wells belong to one of three types : i) Provincial Groundwater Monitoring Network (PGMN), ii) municipal wells, and iii) domestic wells. The NVCA operates wells for the PGMN in this area and have conducted testing for geochemical parameters in these wells, but no sampling for isotopic analyses had been performed. The second type of well corresponds to municipal wells. Seven municipalities agreed to provide access for sampling and to provide historical data such as geochemical analyses and well infrastructure information. The third type was privately operated domestic wells. Unfortunately, for these wells no precise information on the screen depth could be obtained.

## **Definition of a reliability index for the interpretation of geochemical data**

Due to different sampling conditions, varying sources, and differing availability of data, the database analysis was complicated. For most of the samples the HSU was not known and needed to be assigned to permit data integration and interpretation. The geochemical parameters were obtained from different laboratories, time periods and geochemical surveys. There was therefore a need for a critical assessment of the reliability of each sample.

A reliability index was created as a tool for more effective interpretation of geochemical data (Table 1). A three digits system was developed to describe every data entry. It is composed of three factors, as detailed in the next sub-sections : i) source of the data, ii) reliability of screen's position within an aquifer, and iii) quality of the geochemical analysis obtained.

### **Reliability factor 1 : Source of the data**

The first reliability factor aims at identifying the origin of the sample. There are three listed sources : Oak Ridges Moraine Groundwater Program, Geological Survey of Canada 2016 survey, and Polytechnique 2018 survey. Data from recent surveys by Polytechnique Montreal and Geological Survey of Canada are comprehensively documented with comments and boring logs compiled during the surveys at owner/operator offices. These samples are also linked to a known sampling protocol, laboratory and conservation procedure, so it is relatively straightforward to evaluate the data reliability.

### **Reliability factor 2 : Screen position**

One of the challenges of the study was to accurately identify the hydrostratigraphic interval intercepted by well screens in the database. The preliminary 3D hydrostratigraphic model of the region developed by the Ontario Geological Survey [75] provided the necessary framework [68]. Knowing the location and depth of the well, the screen length was linked to intercepted units within the 3D geology model. The number of intercepted hydrostratigraphic units can vary from 1 to 3 (depending upon the length of the screen), and may include different aquifers and aquitards. The assigned screen – HSU intersection were sometimes inconsistent, as when the screen was located within an aquitard by the model. In such cases, water volumes extracted during the sampling provided confirmation of the validity of the an

Tableau E.1 Reliability index code and definitions

Factor	Code	Definition
<b>Source</b>	P	Polytechnique - geochemical survey
	C	Geological Survey of Canada - geochemical survey
	H	Oak Ridge Moraine Groundwater Program - geochemistry database
<b>Screen position's quality</b>	A	The screen is located within a unique aquifer
	B	The screen is located in one aquifer and partially in an aquitard
	C	The screen is located within in an aquitard, but close to an aquifer (+/- 5 m)
	D	The screen is surrounded by metres of aquitard
<b>Geochemistry</b>	1	Geochemistry contains every major ion & ionic balance error < 15%
	2	Geochemistry does not contain every major ion & ionic balance error < 15%
	3	Geochemistry contains every major ion & ionic balance error > 15%
	4	Geochemistry does not contain every major ion & ionic balance error > 15%

HSU assignment, e.g., where the permeability of the aquitard(s) would not have provided the volume of water extracted. To resolve such inconsistencies, it was decided that the sampled aquifer should be validated for every well from the database before further analysis.

Every well screen was located within the 3D model or compared to borehole logs to identify its corresponding hydrostratigraphic unit (Fig. 4). This step revealed significant differences in the validity of some of the pre-existing data. The majority of screens were related to a single aquifer (97%). The remaining 3% of the screens were either (1) located in an aquitard, but close to an aquifer (+/- 5 m), or (2) more than 10 metres from an aquifer. It was determined that these wells had only minor inconsistencies between their depth and the model information. For screens > 10 metres from an aquifer the HSU was assigned with the surrounding sediments. Facing these different levels of uncertainty within the dataset, the reliability factor for the screen position appeared to be a useful tool. Locations with greater uncertainties were identified and could be omitted from the modelling exercise if their uncertainties were influencing the interpretation.

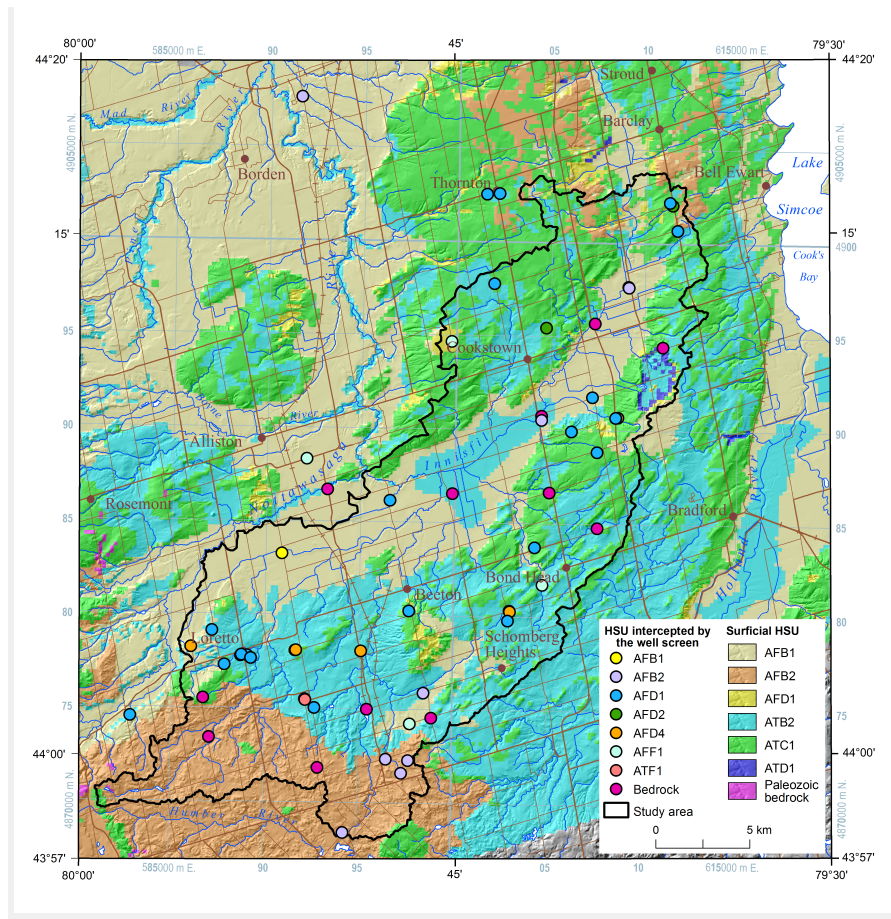


Figure E.3 Borehole screen depth association with hydro-stratigraphic units (HSU) for each well

The database has an uneven distribution of samples between various hydrostratigraphic units, which reflects the availability of wells available for sampling (Fig. 4). The HSU with the lowest sample density are AFB1 (1 sample), AFD2 (8 samples) and AFF1 (6 samples). In contrast, AFB2 (25 samples), AFD1 (29 samples), AFD4 (13 samples) and bedrock (19 samples, 1 in Queenston formation, 8 in Georgian Bay formation and 10 in Lindsay formation) have larger datasets.

### **Reliability factor 3 : Geochemical data**

The reliability of existing geochemical analyses was identified as a challenge for the study. Uncertainties in some of the measured ion values would affect the interpretation. An approach to reveal the existence of incorrect determinations is to calculate the ion balance error [44] of a sample : as electronegativity is always achieved in any water samples, positive (cations) and negative (anions) ions are necessarily equilibrated. Ion balance errors (IBE) were therefore calculated. A reliability factor for the quality of geochemical data was created by considering an IBE tolerance of +/-15% as a maximum threshold for acceptable samples. This value is higher than in small-scale studies, but often considered reasonable in regional contexts [35]. With 15% tolerance, 91% of the database samples were retained. With 10% tolerance, only 76% would have been retained.

## **Preliminary results and discussion**

### **Survey wells selection**

Aquifers with few or no sampling sites in the database were identified as a primary objective of the current study. Limited information on the study zone could be compared to a neighbouring watershed, as long as the same hydrostratigraphic unit (HSU) was sampled. Adding more sampling locations in poorly sampled aquifers, including outside the surface watershed boundaries, allowed for a more regional view on the aquifer dynamics and recharge. A secondary objective of this survey was to add new information to the isotope database to assist with the geochemical interpretation.  $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$   $\delta^{13}\text{C}$  have been sampled at every well.  $^{14}\text{C}$ -DIC was sampled on strategic wells. Wells in a confined context, with low activities of  $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  from previous studies and where a vertical comparison with a nearby well could be done were identified as the main needs for a  $^{14}\text{C}$ -DIC survey.



Despite a concerted effort to sample the maximum number of wells during a three weeks field survey, several information gaps remain. Some areas do not have wells, or it was not possible to coordinate sampling with the well owner. Another gap is water quality information in the deeper hydrostratigraphic units, due to a lack of deep wells. In the study area, it is unusual for people to withdraw water from deep aquifers when water is recoverable from shallow aquifers. The complete database includes 84 wells (Fig. 3).

### Reliability index

The entire dataset was classified according to the screen and geochemical reliability factors and to the resulting reliability index (tables 2 and 3). Data with less reliability could then be easily identified and excluded from the analysis and modelling. As illustrated in Table 2 and 3, 69% of the samples come from wells with screens (Table 2 and 3), 92% of the samples feature the main data on geochemistry and ionic balance error lower than absolute tolerance of 15% (Table 2 and 3). Finally, 61% combine the well screen with acceptable geochemical data (B or 2 as the lowest reliability index). Samples from the GSC and current surveys were grouped in tables 3 because field notes are available for these samples, allowing further verification of sampling procedures.

Tableau E.2 Oak Ridge Moraine Groundwater Program combined reliability index (n = 76)

	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>Total</b>
<b>A</b>	41	3	2	3	49
<b>B</b>	1	0	0	0	1
<b>C</b>	7	1	0	0	8
<b>D</b>	14	2	0	2	18
<b>Total</b>	63	6	2	5	76

Tableau E.3 Geological Survey of Canada and current surveys combined reliability index (n = 38)

	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>Total</b>
<b>A</b>	26	0	2	0	28
<b>B</b>	3	0	0	0	3
<b>C</b>	2	1	0	0	2
<b>D</b>	5	0	0	0	5
<b>Total</b>	36	0	2	0	38

### Ionic balance

Despite the presence of all major ions and using a +/- 15% threshold for the ionic balance some data, mostly archival information, did not meet acceptable ionic balances to reliably include them in the analysis. High ionic balance errors for a number of samples could not be explained, since the description of the sampling methods, sample preservation, and laboratory analysis procedures were not sufficiently detailed. For some other samples, the imbalance could be explained by inadequate values for dissolved carbonates. In most cases, this parameter was later measured in the laboratory rather than by titration in the field. Dissolved carbonates ( $\text{HCO}_3$ ) are likely to vary significantly when groundwater is exposed to the atmosphere, since  $\text{CO}_2$  degassing can affect the balance and speciation of dissolved carbonates. If the sample was not properly sealed or if the sample contained air, the sample can equilibrate with air and the  $\text{HCO}_3$  value would be underestimated.

### Piper diagram

#### General Piper diagram

A Piper Diagram of the complete dataset (Fig. E.5) illustrates variable water types from the different aquifers. Every HSU except AFD2 present a distribution of the water type throughout the  $\text{Ca-HCO}_3$  and  $\text{Na-Cl}$  poles. There is no specific water type for any aquifer. Many factors such as geographic position, proximity to a recharge zone, screen depth, and other parameters could explain the variations in water types. The observed trends need

further and specific investigation that will be provided by the ongoing project. The high variability of the geochemistry and the low association between geochemistry and HSU, as shown in the figure thus confirms the relevance of our hydrogeochemical and isotopic approach to provide complementary insights to understand the hydrogeochemical evolution of groundwater and the conditions at the infiltration time.

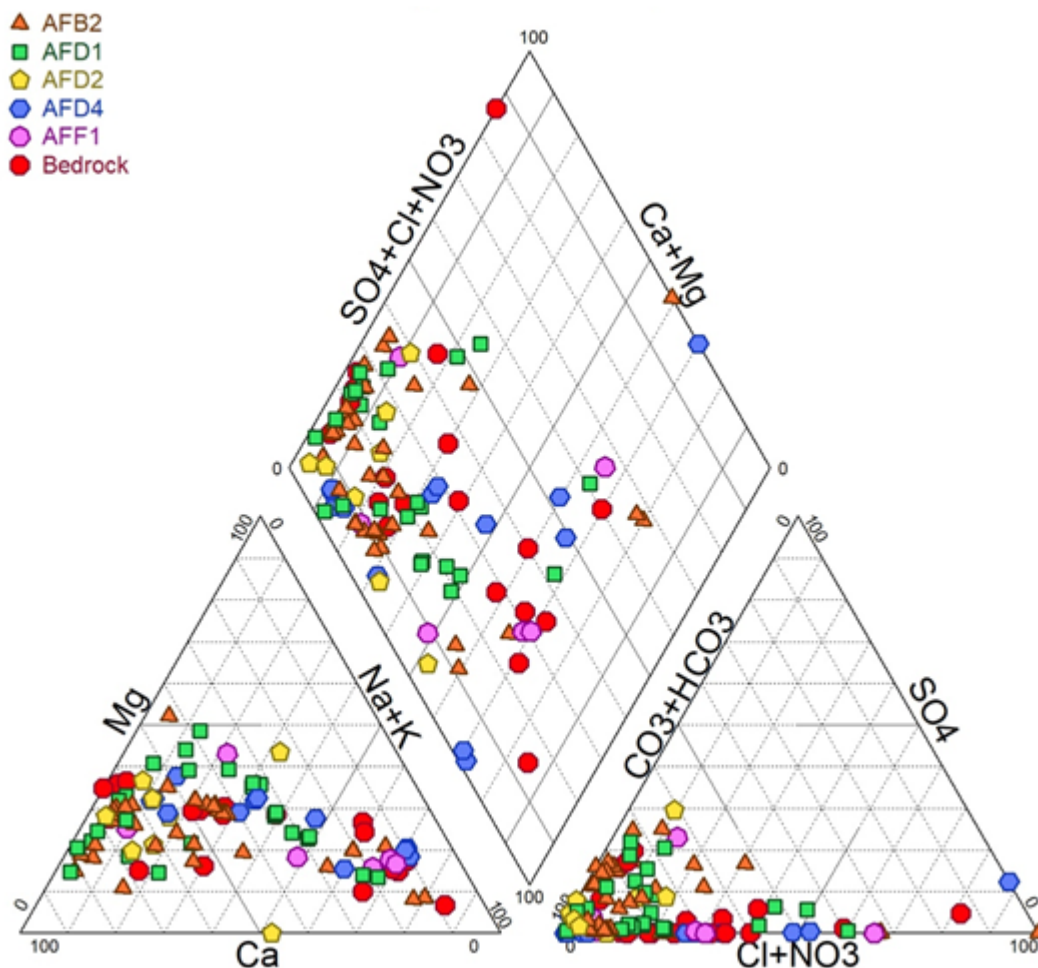


Figure E.4 Piper plot of the dataset

Many parameters interact together to explain the hydrogeochemical results from the samples. Combining all the wells, with different depths, confinement, associated geological unit and other geochemical drivers in a single figure makes a complex figure for interpretation. The geochemistry itself could be more easily explained if parameters with a possible influence on the hydrogeochemistry could be separated.

As described previously, the glaciofluvial unit AFB2 is of interest due to its high aquifer potential and its complex 3D spatial distribution. In the lowlands, the unit is confined below

thick low permeability deposits and shows a low vulnerability to direct surface contamination. However, in the southern part of the study area, AFB2 is unconfined and is in a preferential recharge area, with higher vulnerability. The evolution of the groundwater within AFB2 from the recharge area to deep buried valley in the lowland is of important interest for resource characterization. A case study of AFB2 is presented below.

### AFB2 Piper diagram and preliminary interpretation

This section presents preliminary results using a Piper diagram corresponding to aquifer AFB2 (Fig. 6 and table 4). Water types were separated into distinct geochemical groups (Ca-HCO<sub>3</sub>, Na-HCO<sub>3</sub> and Na-Cl). Only screen reliability index values from A to C and geochemical reliability index values from 1 and 2 were used, thus ensuring that low-quality data (categories D, 3 and 4) would not influence the interpretations (Table 4). A total of 24 analyses from 12 wells were considered.

Tableau E.4 AFB2 geochemical dataset

Project ID	Reliability factors	Ca(meq/L)	Na(meq/L)	Fe(meq/L)	Mg(meq/L)	SO <sub>4</sub> (meq/L)	HCO <sub>3</sub> (meq/L)	Cl(meq/L)
IC-10	PA1	3.57	0.22	0.03	1.40	0.97	4.23	0.4
IC-13	PB1	3.56	0.21	0.02	1.01	0.7	4.43	0.17
IC-20	PA1	2.81	0.81	0.01	0.96	0.23	3.3	0.32
IC-24	PA1	4.46	0.36	0	1.07	0.55	3.89	0.45
IC-28	CA1	0.78	3.78	0.01	1.20	0	3.48	1.21
IC-31	CA1	0.95	5.22	0.01	0.54	0	1.98	3.95
IC-33	CA1	3.34	0.14	0	0.80	0.79	2.31	0.11
IC-34	CA1	5.30	0.36	0.04	1.51	0.92	3.52	1.13
IC-40	HA1	5.30	0.26	0.01	0.99	0.52	5.38	0.34
IC-41	HC1	4.50	2.22	0	1.40	1.08	3.43	1.78
IC-42	HA1	2.90	0.23	0.01	1.23	0.52	3.69	0.09
IC-43	HA1	3.09	0.26	0.01	1.23	0.26	3.26	0.04
IC-44	HA1	2.10	0.78	0	0.91	0.29	3.21	0.42
IC-45	HA1	2.00	0.96	0	0.80	0.56	2.98	0.17
IC-46	HA2	3.11	0.23	0.01	1.32	0.58	4.08	0
IC-47	HA1	3.04	0.22	0.01	1.29	0.55	4.21	0.07
IC-48	HA1	3.29	0.23	0.01	1.43	0.55	4.16	0.08
IC-49	HA1	2.69	0.21	0.01	1.25	0.61	3.07	0.08
IC-50	HA1	2.30	0.30	0.02	1.15	0.62	3.13	0.13
IC-51	HA1	2.82	0.20	0.02	1.26	0.6	2.85	0.07
IC-52	HA1	2.40	0.26	0.02	1.15	0.62	3.44	0.11
IC-53	HA1	2.87	0.49	0	1.18	0.52	2.98	0.07
IC-54	HA1	3.04	0.22	0.01	1.28	0.55	4.08	0.08
IC-83	HA1	1.30	3.70	0.03	1.23	0.06	5.38	0.62

The southern part of the region, next to Beeton, has a calcium-bicarbonate (Ca-HCO<sub>3</sub>) type of water (Fig.E.5) and is found in five locations, one of which was sampled thirteen times. In the upper central part of the area, southeast of Cookstown, the aquifer has a mixed sodium-bicarbonate Na-CO<sub>3</sub> water type, while northeast of Cookstown, samples have a sodium-chloride (Na-Cl) water type. These results suggest different processes affecting

groundwater water types in this shallow aquifer unit. The  $\text{Ca-HCO}_3$  water type is generally characteristic of recent recharge. The corresponding samples are located in a higher elevation area (southern part of the watershed) where AFB2 unit is outcropping. On the other side of the area, the three samples from this aquifer are confined by an aquitard (ATB2) and show a geochemical signature usually describing older groundwater. This process could include mixing water from different units and ionic exchange. Further work is ongoing to investigate this preliminary interpretation using isotopic data. When integrated with other hydrogeologic information, such preliminary interpretations can support the development of a conceptual model of groundwater flow of the Innisfil Creek watershed.

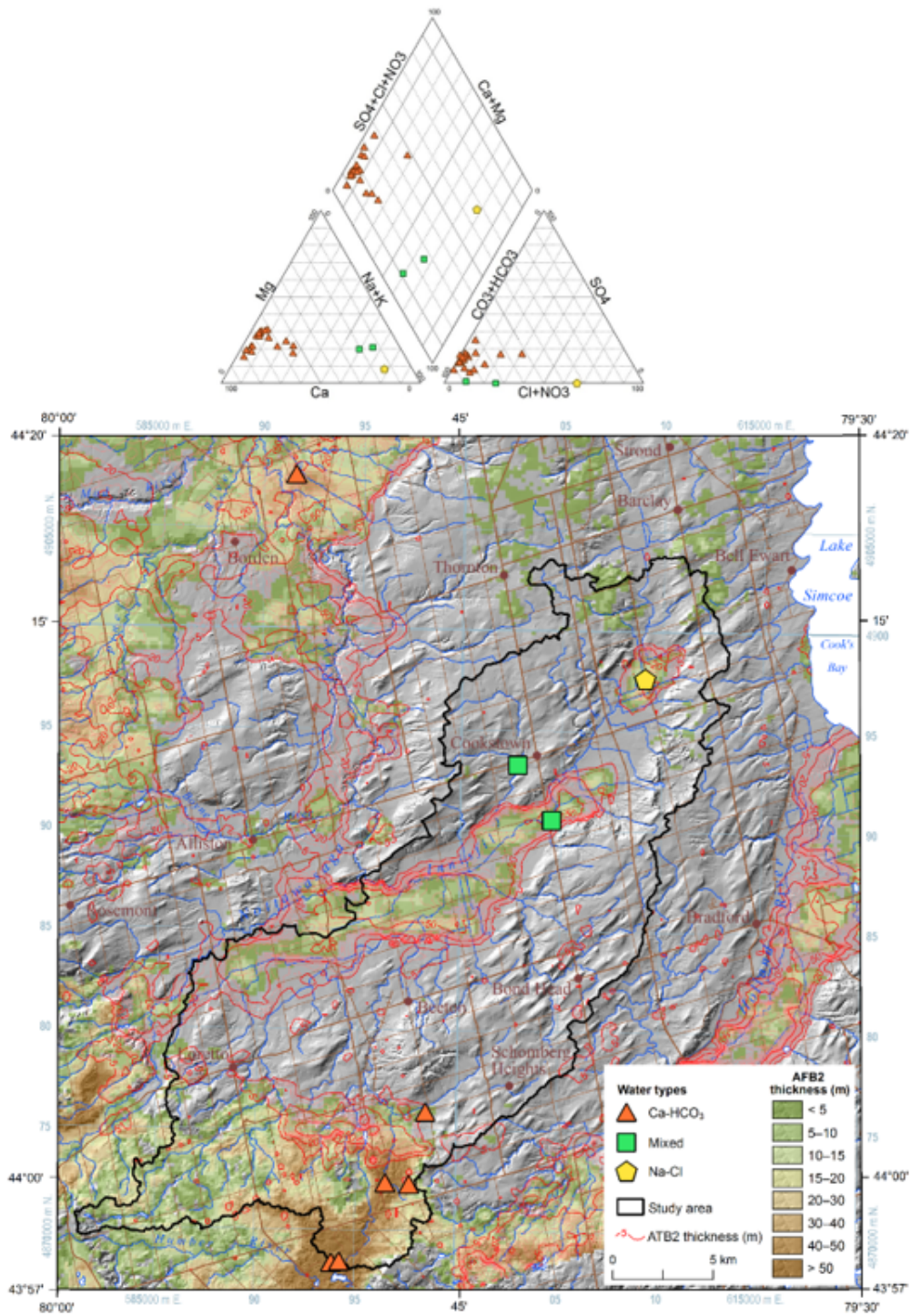


Figure E.5 Top : Piper plot for AFB2 samples. Bottom : Location of the main water types of AFB2 samples and thicknesses of ATB2 and AFB2

## Future work

In addition to the current results, further geochemical interpretation will be undertaken, including multivariate analysis to strengthen the definition of geochemical end-members and the description of geochemical evolution. Isotopes analysis have been recently completed in the laboratory and the interpretation is ongoing. The addition also of stable  $\delta^2\text{H}$ , and  $\delta^{18}\text{O}$  isotopes of water to the interpretation will help improve understanding of water origin, mixing between groundwater masses, and recharge dynamics. Evaporation signals and isotope ratios will be used to compare zones with apparent water evolution. In addition, ongoing  $^{14}\text{C}$ -DIC dating will be used to calculate groundwater mean residence time of the samples. Links between mean residence time and sources of water will therefore be considered. Dating will also be a powerful asset to estimate the mixtures between different hydrostratigraphic units with the help of Lumped Parameters Models [81].  $^{226}\text{Ra}$  would be a good indicator of the anthropogenic influence on the water chemistry. It will also help to improve overall understanding of the data used in the study.

To synthesize all interpretations of the groundwater dynamics and evolution within the Innisfil Creek watershed, the last step will be the creation of a conceptual model of groundwater flow. The model will show hydrostratigraphic flow interaction, flow lines, and geochemical evolution and mixing. Preferential recharge zones will be suggested, and impact of confinement will be discussed. Finally, some insight regarding climatic and anthropogenic impacts will be suggested.

## Summary

This paper presents the progress of a groundwater hydrogeochemistry and stable isotope study of the Innisfil Creek watershed. Diverse data sets, from three main sources were utilized. The preliminary database was validated and interpreted to plan and undertake a new survey that could fill the main identified data gaps. A complete database was built, and a reliability index was created to ensure better control of data quality and to provide more robust interpretations. Preliminary results presented have generated scientific questions to be addressed in the next phase of the study. Future work will include stable isotopic data analyses and further geochemical analyses to permit the development of a conceptual hydro-geochemical model of the Innisfil Creek watershed.

## Acknowledgements

An internal review at the Geological Survey of Canada (GSC) was completed by M. Hinton. This contribution is part of a MSc study by the first author at the École Polytechnique de Montréal. This work was funded by the GSC and Polytechnique Montreal. This is a contribution of the GSC–OGS Southern Ontario project on groundwater 2014–2019.