



**Caractérisation hydrogéologique de l'aquifère granulaire de la Bleuetière
d'enseignement et de recherche à Normandin dans un contexte d'exploitation
agricole**

Par

Chaima Miled

Sous la direction de

Prof. Romain Chesnaux, Prof. Julien Walter et Dr. Lamine Boumaiza

**Mémoire présenté à l'Université du Québec à Chicoutimi en vue de l'obtention du
grade de Maître ès sciences appliquées (M. Sc. A.) en géologie et génie géologique**

Québec, Canada

© Chaima Miled, 2022

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES	i
LISTE DES TABLEAUX	iii
LISTE DES FIGURES	iv
REMERCIEMENTS	vi
RÉSUMÉ	vii
CHAPITRE 1	1
INTRODUCTION	1
1.1 PROBLÉMATIQUE GÉNÉRALE	1
1.2 PROBLÉMATIQUE SPÉCIFIQUE.....	3
1.2.1 ETAT DES CONNAISSANCES DU SITE D'ÉTUDE	5
1.2.2 OBJECTIFS	8
1.2.3 STRUCTURE DU MÉMOIRE.....	8
CHAPITRE 2	10
MÉTHODES D'ACQUISITION DES DONNÉES SUR LE TERRAIN	10
2.1 SONDAGES AU PIÉZOCÔNE (<i>CONE PENETRATION TEST WITH PORE PRESSURE U- CPTU</i>).....	10
2.2 FORAGES.....	13
2.2.1 EXPLOITATION DES DONNÉES DE FORAGES EXISTANTS.....	14
2.2.2 INSTALLATION DE CAPTEURS DE PRESSION	14
2.2.3 IMPLANTATION DE NOUVEAUX FORAGES	15
2.3 INDUCTION ÉLECTROMAGNÉTIQUE DE TRANSITION (<i>TRANSIENT ELECTROMAGNETIC - TEM</i>)	17
2.4 MODÉLISATION GÉOLOGIQUE	19
2.5 ECHANTILLONNAGE D'EAU POUR LES ANALYSES DU CARBONE 13 : $\delta^{13}\text{C}$ DU CARBONE INORGANIQUE DISSOUS ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$).....	20
CHAPITRE 3	21
LA STRATIGRAPHIE DU SITE	21
3.1 SONDAGES AU PIÉZOCÔNE (<i>CONE PENETRATION TEST - CPTU</i>)	21
3.2 FORAGES.....	26
3.2 INDUCTION ÉLECTROMAGNÉTIQUE DE TRANSITION (<i>TRANSIENT ELECTROMAGNETIC - TEM</i>)	27

3.4	MODÉLISATION GÉOLOGIQUE	30
3.5	VARIATIONS SPATIALES DE LA SIGNATURE ISOTOPIQUE DU CARBONE 13 : $\delta^{13}\text{C}$ DU CARBONE INORGANIQUE DISSOUS ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$)	30
CHAPITRE 4.....		34
MULTI-TECHNIQUE APPROACH FOR ESTIMATING GROUNDWATER TRANSIT TIME THROUGH THE SATURATED ZONE OF AN UNCONFINED GRANULAR AQUIFER.....		34
3.1	ABSTRACT	35
3.2	INTRODUCTION	36
3.3	MATERIALS AND METHODS.....	39
3.3.1	STUDY AREA.....	39
3.3.2	Field sampling and laboratory analyses	41
3.3.3	ESTIMATING GROUNDWATER RECHARGE	45
3.3.4	APPROACHES USED TO ESTIMATE TRANSIT TIME	47
3.4	RESULTS.....	51
3.5	DISCUSSION	63
3.6	CONCLUSION	66
3.7	ACKNOWLEDGMENTS.....	67
CHAPITRE 5.....		68
SYNTHÈSE ET CONCLUSION		68
RÉFÉRENCES.....		74
ANNEXE : SECTIONS TEM : PROFILS DE LA RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE EN FONCTION DE L'ÉLEVATION AUX DIFFRENTES STATIONS.....		82

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 1 : NIVEAUX D'EAU ET CARACTÉRISTIQUES DU SOL RENCONTRÉ DANS LES FORAGES	26
TABLEAU 2: RÉSULTATS DES SIGNATURES DU $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$	31
TABLE 3 SELECTED EMPIRICAL EQUATIONS USED TO ESTIMATE K_s AND THE CONDITIONS NECESSARY FOR THEIR APPLICATION	43
TABLE 4: SEDIMENT AND GROUNDWATER CHARACTERISTICS AT THE DRILLED BOREHOLES	51
TABLE 5 : TRITIUM ACTIVITY AND GROUNDWATER TRAVEL TIMES COMPUTED USING THE HYDROGEOCHEMICAL APPROACH	60

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1: LOCALISATION DU SITE DE LA BER.....	5
FIGURE 2: CARTE SYNTHÉTIQUE DES DÉPÔTS MEUBLES DE LA RÉGION DU SAGUENAY-LAC-SAINT-JEAN (WALTER 2010)	6
FIGURE 3: (A) PHOTO DE LA REMORQUE UTILISÉE POUR LES ESSAIS AU PIÉZOCON; (B) SCHÉMA DE LA SONDE PIÉZOMÉTRIQUE MODIFIÉ DE BEAULIEU (2012)	11
FIGURE 4: LOCALISATION DES SITES DE SONDAGE CPTU RÉALISÉS DANS LE CADRE DE CETTE ÉTUDE.....	12
FIGURE 5: (A) : INSTALLATION D'UN LEVEL-LOGGER DANS S1-BER ; (B) : INSTALLATION D'UN BARO-LOGGER DANS S4-BER.....	15
FIGURE 6: (A) MISE EN PLACE DU SYSTÈME DE FORAGE; (B) EXEMPLE DE PIÉZOMÈTRE INSTALLÉ (PZ-2); (C) ÉCHANTILLONNAGE DU SOL À L'AIDE DE LA CUILLÈRE FENDUE.....	16
FIGURE 7 : LOCALISATION DES LEVÉS TEM SUR LA BER.....	18
FIGURE 8 : COLONNE STRATIGRAPHIQUE DE CPTU-1.....	22
FIGURE 9: COLONNE STRATIGRAPHIQUE DE CPTU-2.....	23
FIGURE 10: COLONNE STRATIGRAPHIQUE DE CPTU-3.....	24
FIGURE 11: COLONNE STRATIGRAPHIQUE DE CPTU-4.....	25
FIGURE 12: CALAGE DE LA LIGNE TEM L5.....	28
FIGURE 13: CALAGE DE LA LIGNE TEM L7.....	29
FIGURE 14: MODÈLE GÉOLOGIQUE 3D DE L'AQUIFÈRE GRANULAIRE À NAPPE LIBRE DE LA BER.....	30
FIGURE 15: IMPACT DE L'ÉPAISSEUR DE LA ZONE VADOSE SUR LES SIGNATURES δ ¹³ C _{cid}	33
FIGURE 16: A) LOCATION OF THE STUDY SITE IN QUÉBEC (CANADA); B) LOCATIONS OF THE INSTALLED OBSERVATION WELLS, SHOWING THE LOCATION OF THE CROSS-SECTION PRESENTED IN C), THE SURFACE COVER, AND EQUIPOTENTIAL LINES; C) STRATIGRAPHIC CROSS-SECTION A - A' WITH SUBSURFACE MATERIALS AND THE LOCATION OF STUDIED WELLS.....	40
FIGURE 17 : CONCEPTUAL MODEL OF FLOW IN A UNIFORMLY RECHARGED, UNCONFINED HORIZONTAL AQUIFER, WHERE GROUNDWATER FLOW IS UNIDIRECTIONAL AND UNIDIMENSIONAL BETWEEN THE UPSTREAM AND DOWNSTREAM CONSTANT HEAD BOUNDARIES. ADAPTED FROM (CHESNAUX 2013; CHESNAUX ET AL. 2005).....	48
FIGURE 18: GRAIN-PASSING PERCENTAGES VERSUS SIEVE-OPENING DIAMETER FOR THE COMBINED SOIL SAMPLES FROM (A) S1-BER, (B) S2-BER, (C) S4-BER, AND (D) PZ-1, PZ-2, PZ-3, AND PZ-4.....	53
FIGURE 19: QUADRATIC REGRESSION OF THE SQUARED SATURATED THICKNESS (H ²) ALONG THE DISTANCE OF THE CROSS-SECTION A - A'	54
FIGURE 20: ELEVATION OF THE WATER TABLE IN BOREHOLES S1-BER, S2-BER, AND S4-BER BETWEEN MARCH 2021 AND MARCH 2022	55
FIGURE 21: DISTRIBUTION OF ISOTOPIC VALUES OF THE COLLECTED GROUNDWATER SAMPLES FROM SITES S4-BER, S2-BER, S1-BER, AND PZ-6 ..	57
FIGURE 22: ILLUSTRATION OF GROUNDWATER TRANSIT TIMES IN THE BER AQUIFER IN RELATION TO DISTANCE. BACKGROUND ILLUSTRATION ADAPTED FROM (CHESNAUX ET AL. 2005).....	59
FIGURE 23: RELATIONSHIP BETWEEN THE OBSERVED AND COMPUTED HYDRAULIC HEADS (M).....	60

FIGURE 24: (A) A 1D REPRESENTATION OF THE DOMAIN MODELED BY USING THE FEFLOW MODEL. THE TRACED LINE IS THE TRACKING PATH, AND THE TRANSIT TIME IN YEARS IS INDICATED IN THE LEGEND; (B) A 3D PERSPECTIVE OF THE STUDIED AQUIFER..... 62

REMERCIEMENTS

J'ai eu la chance au cours de ces deux années de maîtrise d'être très bien entourée, tant au niveau académique que personnel, et je souhaiterais adresser mes remerciements à toutes les personnes qui m'ont permis de faire de cette maîtrise une belle aventure scientifique et humaine.

Je tiens avant tout à remercier mes directeurs de recherche Prof. Romain Chesnaux, Prof. Julien Walter et Dr. Lamine Boumaiza dont l'encadrement m'a été extrêmement profitable. Leurs différentes conceptions de mon sujet de recherche m'ont permis d'enrichir ma propre vision et leurs conseils ont toujours été pertinents et bienveillants. Je leur suis reconnaissante pour leur pédagogie, leur accompagnement ainsi que leur aide inestimable.

Je remercie aussi les Fonds d'appui au rayonnement des régions (FARR), la Fondation de l'Université du Québec à Chicoutimi (FUQAC) et le Programme de bourses d'études supérieures Mitacs Globalink (Canada) qui m'ont attribuée des bourses me permettant de financer mes frais de scolarité.

Merci à David Noël pour son expertise de terrain ainsi que pour ses efforts et ses conseils précieux tout au long de la maîtrise. Je remercie mes deux collègues et amis Laura-Pier et Daouda pour leur gentillesse, leur bonne humeur ainsi que leur énorme soutien dans des moments qui étaient si difficiles.

Tout ceci n'aurait jamais pu se faire sans mes proches. Je remercie ma famille qui m'a toujours soutenue dans la poursuite de mes études. Je dédie ce travail à ma personne préférée au monde, ma mère, qui m'a toujours encouragée à suivre ma voie, et je suis reconnaissante de son énorme soutien sur la dernière ligne droite. Je remercie également ma sœur Amani et mon frère Anouar qui me supportaient en toutes circonstances et qui, malgré leurs vies bien remplies avaient toujours un moment pour leur petite sœur.

Je tiens à remercier ma deuxième famille, mes amis, qui n'ont jamais cessé de me soutenir et de croire en moi. Merci à Chourouk d'avoir toujours été là pour moi. Depuis toujours, elle m'a apportée son soutien et confiance. Je ne pourrais jamais assez la remercier, ni lui dire à quel point cela compte pour moi. Merci à Oussema avec qui j'ai partagé les derniers moments de finalisation de la maîtrise, et qui a réussi à me motiver et m'encourager en tout temps. Je remercie finalement Housseem, pour son soutien et toute l'énergie positive qu'il a mis à m'encourager et me supporter vers la réussite de ce projet qui prenait tellement de temps.

RÉSUMÉ

En avril 2018, l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) a reçu une aide financière dans le cadre du Fonds d'appui au rayonnement des régions (FARR), lui permettant d'aménager la Bleuetière d'Enseignement et de Recherche (BER) à Normandin dans la région de Saguenay Lac-Saint-Jean (Québec).

Deux préoccupations majeures ont été soulevées par les gestionnaires à savoir : (i) la capacité des eaux souterraines contenues dans l'aquifère à se renouveler et à faire face aux besoins d'exploitation en irrigation et (ii) la vulnérabilité de l'aquifère en lien avec l'utilisation de l'hexazinone.

L'équipe d'hydrogéologie de l'UQAC s'est lancée dans un projet de recherche à la BER. Dans le cadre de ce projet, notre orientation a porté sur la caractérisation des éléments et paramètres nécessaires à la résolution éventuelle des deux préoccupations mentionnées ci-haut. Ainsi, ce projet vise à caractériser le système aquifère de la BER dans un contexte d'exploitation agricole éventuelle. Pour ce faire, trois sous objectifs sont fixés : (i) élargir les connaissances sur la stratigraphie du site à l'étude ainsi que de caractériser l'influence du milieu humide sur les eaux souterraines, (ii) caractériser les écoulements sub-verticaux au sein de l'aquifère (i.e. la recharge), et (iii) estimer le temps de transit dans la zone saturée de l'aquifère de la BER.

La méthodologie adoptée dans ce travail repose d'abord sur l'acquisition des données sur le terrain pour compléter les données existantes. Ensuite, les données récupérées sont analysées et interprétées en vue de faire ressortir la stratigraphie du sous-sol. De plus, les données piézométriques collectées ont été intégrées dans un modèle analytique de Dupuit-Forchheimer pour estimer la recharge des eaux souterraines qui a été validée en appliquant la méthode de la variation des fluctuations de la nappe phréatique (Espere_WTF). Enfin, le temps de transit des eaux souterraines a été calculé en utilisant (i) une approche analytique développée pour les systèmes d'écoulement de type Dupuit, (ii) une approche hydrogéochimique, comprenant l'analyse des isotopes stables de l'eau $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ et $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ accompagnée de l'analyse de l'isotope radioactif le Tritium ^3H (iii) une modélisation numérique d'écoulement à l'aide du logiciel Feflow.

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 PROBLÉMATIQUE GÉNÉRALE

Située au centre de la province de Québec, la région de Saguenay Lac-Saint-Jean (SLSJ) est réputée pour sa production de bleuets sauvages. Ce petit fruit fait la renommée de la région du SLSJ à l'échelle provinciale. De plus, la culture des bleuets sauvages constitue un pôle économique pour la région. D'une manière générale, la culture des bleuets sauvages réussit bien dans des sols bien drainés à texture sablonneuse.

Bien que le bleuet soit adapté à ce type de sol, et que son réseau de racines lui permette d'aller puiser l'eau, des diminutions de rendement ont été observées par les producteurs. Ces diminutions sont associées à des périodes de sécheresse aussi bien qu'au phénomène du gel printanier (Agrinova 2010). Compte tenu des effets des changements climatiques qui se font de plus en plus ressentir, la baisse du rendement de la production des bleuets s'accroît (Weill and Duval 2009). C'est d'ailleurs tout le secteur agricole en général qui est affecté par ces effets climatiques conduisant vers un climat plus chaud et sec dans le futur. Ainsi, se pose la nécessité de soutenir de façon générale la production agricole par l'irrigation et dont celle des bleuets, afin d'atténuer les problèmes de sécheresse et de gel printanier et ainsi d'améliorer le rendement de production. En effet, Yarborough (2004) considère l'irrigation comme un facteur contribuant à l'augmentation de la productivité de la culture des bleuets nains. Des recherches sur l'irrigation des bleuets sauvages dans les années 1950 ont indiqué une réponse positive de l'irrigation sur la production des bleuets

(Struchtemeyer 1956). Toujours dans le but de corroborer cette observation, une étude de Benoit et al. (1984) en serre et en conditions naturelles, a montré une forte corrélation entre le volume d'eau totale consommé en irrigation et le nombre de fleurs produites par la plante signifiant alors une meilleure qualité et rendement au niveau de la production du fruit. D'autres travaux menés ont montré que les rendements des fruits étaient de 43% plus élevés avec l'arrosage comparativement aux conditions où les consommations d'eau étaient limitées aux précipitations (Bergeron 1995; Glass et al. 2005; Glass 2001; Seymour et al. 2004). Selon Trevett (1967) et Seymour et al. (2004), l'irrigation comble le déficit des apports des précipitations pour satisfaire la demande en eau de la culture des bleuets. Toutes ces études justifient la contribution de l'irrigation à l'amélioration de la production des bleuets sauvages.

Compte tenu des changements climatiques qui sont caractérisés par une tendance au réchauffement, la durée des périodes de forte chaleur et de sécheresse (i.e. les canicules) pourrait devenir plus longue et plus intense. L'agriculture représentera une des activités les plus affectées par ces changements climatiques, et ses besoins en irrigation sont appelés à accroître. Ainsi, la ressource en eau souterraine serait de plus en plus sollicitée. Notons qu'une proportion de l'eau souterraine extraite étant destinée à l'irrigation représente 70% à l'échelle mondiale (CERM-PACES 2013; Madramootoo and Fyles 2010; Siebert et al. 2010). Au SLSJ, l'utilisation de l'eau souterraine pour l'irrigation tend à croître au fil des années (CERM-PACES 2013).

L'irrigation réalisée à partir de l'eau souterraine, si mal gérée, peut entraîner des répercussions sur cette ressource naturelle. En effet, les prélèvements excessifs des eaux souterraines à des fins d'irrigation entraînent une baisse considérable du niveau des nappes phréatiques (Aubriot 2006). De plus, l'irrigation peut contribuer au lessivage des nitrates, du phosphore, des pesticides et d'autres contaminants vers la

nappe phréatique ou encore les cours d'eau (Hébert and Légaré 2000; Tang et al. 2004; Zhang et al. 2016). Aussi, l'irrigation peut entraîner d'autres impacts environnementaux négatifs, notamment l'accroissement de la salinité du sol, la rétention des nutriments ou encore la réduction des zones humides ayant d'importantes fonctions écologiques pour la biodiversité (Kløve et al. 2011).

Les herbicides, contenant l'ingrédient actif hexazinone, sont couramment utilisés pour la culture des bleuets sauvages, étant donné qu'ils ciblent l'élimination des mauvaises herbes et l'accroissement de la production des bleuetières (Kinsman 1993). Néanmoins, même si l'utilisation de l'hexazinone peut être efficace et résulter en l'obtention de meilleurs rendements, ce produit est un contaminant possédant des caractéristiques favorisant son infiltration et ainsi la contamination de l'eau souterraine. Compte tenu qu'il peut être très mobile et soluble dans l'eau (Pang and Close 2001; Peterson et al. 1997), l'hexazinone présente ainsi un potentiel élevé de lixiviation dans les eaux souterraines (Miller et al. 1995), entraînant ainsi des répercussions sur la qualité d'eau de consommation. Un tel problème a été évoqué en 2001 dans la région du SLSJ (Samuel 2004), lorsque les concentrations d'hexazinone ont été révélées, suscitant des inquiétudes d'ordre sanitaire bien que ces concentrations soient relativement faibles.

1.2 PROBLÉMATIQUE SPÉCIFIQUE

Le projet proposé est né suite à deux préoccupations grandissantes vis-à-vis de (i) l'irrigation de la Bleuetière d'Enseignement et de Recherche (BER) de la ville de Normandin par les eaux souterraines, et (ii) la contamination éventuelle des eaux souterraines suite aux activités agricoles exercées sur le site de la BER.

L'étude permettant de résoudre ces deux préoccupations ne peut se faire qu'après l'évaluation de certaines caractéristiques hydrogéologiques de la zone à l'étude, dont la recharge et le temps de transit. D'une part, la recharge qui est définie par la quantité d'eau qui arrive à la nappe, permet de caractériser les écoulements sub-verticaux ainsi qu'estimer le renouvellement de la ressource en eau dans l'aquifère (De Vries and Simmers 2002; Scanlon et al. 2002). D'autre part, le temps de transit des eaux souterraines est défini comme l'intervalle de temps nécessaire à une particule d'eau pour parcourir un système aquifère à partir d'un x_A jusqu'à un point x_B , entre les zones de recharge et de résurgence (Etcheverry and Perrochet 2000). Le temps de transit est utile pour une variété d'applications, y compris l'évaluation des impacts potentiels de la contamination des eaux souterraines. En effet, l'évaluation du temps de transit de l'eau permet d'estimer les temps de résidence de contaminants dans les eaux souterraines et par la suite de pouvoir prédire le devenir des contaminants dans le système souterrain. L'estimation de ces deux paramètres nécessite d'abord de caractériser la géologie du site d'étude.

1.2.1 ETAT DES CONNAISSANCES DU SITE D'ÉTUDE

Le site de la BER est situé à 10 km au sud-ouest de la ville de Normandin dans la région de SLSJ (figure 1)

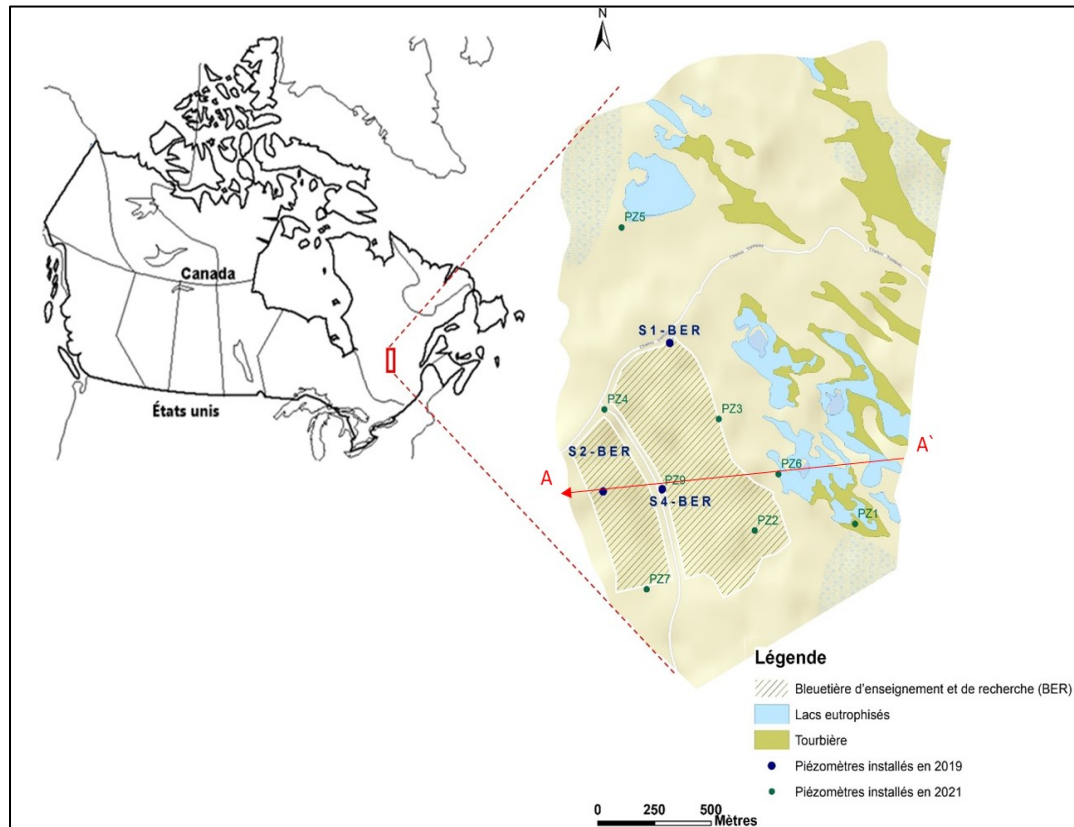


Figure 1: Localisation du site de la BER

Le site de la BER couvre une superficie de 55 ha. D'un point de vue géologique, la BER se situe sur des dépôts meubles (Quaternaire) proglaciaires qui reposent sur un socle rocheux cristallin appartenant à la province de Grenville (Figure 2).

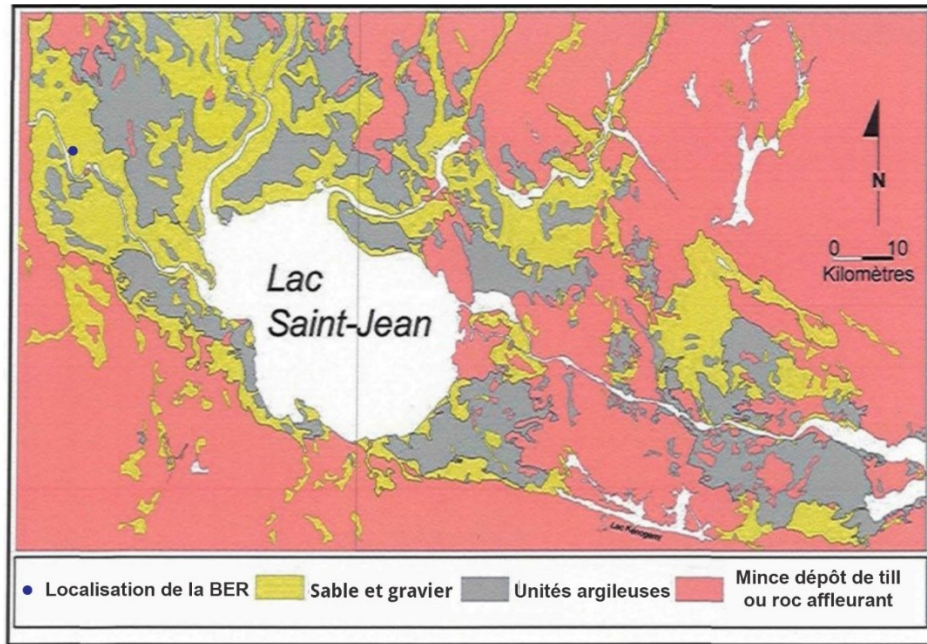


Figure 2: Carte synthétique des dépôts meubles de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean (Walter 2010)

Lors du recul du glacier nommé Inlandsis Laurentidien qui a eu lieu au Wisconsinien, des dépôts glaciaires (till et dépôts fluvioglaciaires) ont été mis en place. On estime alors la présence de dépôts de till déposés directement sur le socle rocheux présent sous la BER. Des dépôts fluvioglaciaires sont présents au-dessus du till. Suite au retrait de l’Inlandsis il y a environ 11 800 ans, la région du SLSJ a été soumise à une transgression marine par la mer de Laflamme (LaSalle and Tremblay 1978), laissant ainsi des dépôts marins d’eau profonde constitués d’argiles et de silt argileux gris. Ainsi, sur les dépôts glaciaires, on retrouve une couche d’argile jouant le rôle de barrière imperméable (aquitard). Cette couche d’argile est surmontée par des sédiments glacio-marins. Finalement, on estime que la BER se situe sur un plateau sablonneux deltaïque tirant son origine de la progradation des faciès sédimentaires deltaïques datant de la dernière régression de la Mer de Laflamme. Bien que cette description géologique du site éclaire sur la composition du sous-sol, il demeure que l’interprétation des résultats hydro-stratigraphiques effectuée à

l'échelle régionale dans le cadre du Programme d'Acquisition des Connaissances sur les Eaux Souterraines (PACES) dans la région du SLSJ (PACES-SLSJ) (CERM-PACES 2013) a soulevé des incertitudes par rapport aux connaissances stratigraphiques du site. Ces incertitudes portent sur l'épaisseur des couches, la présence des dépôts fluvioglaciers et sur les niveaux d'eau dans les aquifères sous-jacents.

Dans les environnements paléo-deltaïques, les propriétés hydrauliques sont susceptibles de varier de plusieurs ordres de grandeur en quelques mètres (Bersezio et al. 1999; Koltermann and Gorelick 1996). Ces environnements sont par conséquent connus pour leur forte hétérogénéité. De plus, ce type d'environnement peut présenter une anisotropie qui contrôle la direction et la vitesse de l'écoulement des eaux souterraines dans les aquifères. Cependant, l'hétérogénéité et l'anisotropie ne sont pas assez documentés au site de la BER. De ce fait, un travail de recherche est justifié en vue de détailler la géologie souterraine du site d'étude.

On note également un manque de connaissances sur l'hydrodynamisme de l'aquifère de la BER; une information aussi nécessaire à la compréhension du fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère. En effet, Courchesne (2019) a montré que les eaux souterraines s'écoulaient vers le nord-ouest de la BER. Cette observation pourrait être remise en cause considérant que le nombre de piézomètres installés en 2019 et sur lesquels se repose cette interprétation (seulement 3) n'était pas suffisant pour couvrir l'entièreté de la zone d'étude. Ce manque d'information justifie la réalisation d'investigations supplémentaires de la structure et de la dynamique de l'aquifère de la BER.

Les milieux tourbeux sont omniprésents sur le plateau sablonneux à l'est de la BER (figure 1); ceux-ci sont susceptibles d'interagir avec l'aquifère. En effet, les

analyses des paramètres physico-chimiques de l'eau souterraine de l'aquifère réalisées par Courchesne (2019) dans la BER, ont révélé que cette eau est légèrement acide et pauvre en minéraux. Ces résultats concordent avec le type de tourbière ombrotrophe (bog) localisée à l'est de la bleuetière. En effet, une tourbière ombrotrophe est un milieu humide ouvert alimenté principalement par les précipitations, faible en éléments nutritifs et plutôt acide (Wilson 2012).

D'une manière générale, il ressort que les connaissances hydrogéologiques sur la BER de Normandin sont peu documentées. Cependant, ces connaissances sont requises pour répondre éventuellement aux préoccupations vis-à-vis de l'exploitation durable des ressources en eaux souterraines de la BER et leur protection contre une potentielle contamination agricole.

1.2.2 OBJECTIFS

L'objectif principal de ce projet est de caractériser le système aquifère de la BER dans un contexte d'exploitation agricole. Pour répondre à cet objectif principal, il convient dans un premier temps d'améliorer les connaissances sur la stratigraphie du site ainsi que de caractériser les interactions entre l'aquifère et le milieu humide environnant. La recharge de l'aquifère sera estimée dans un second temps. Enfin, le temps de transit des eaux souterraines dans la zone saturée de l'aquifère du site de la BER sera estimé.

1.2.3 STRUCTURE DU MÉMOIRE

Le chapitre 2 présente la méthodologie de l'ensemble des travaux menés sur le terrain. Le chapitre 3 présente les résultats d'interprétation des méthodes décrites dans le chapitre 2 permettant ainsi de fournir une description améliorée de la géologie du site. Le chapitre 4 présente la méthodologie et les résultats des deuxième et

troisième objectifs de ce projet, portant sur (ii) la caractérisation des écoulements sub-verticaux au sein de l'aquifère (i.e. la recharge), et (iii) l'estimation du temps de transit dans la zone saturée de l'aquifère de la BER. Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article scientifique qui a été soumis à la revue internationale à comité de lecture *Hydrogeology Journal* le 14 octobre 2022. Finalement, le chapitre 5 présente une synthèse de l'étude.

CHAPITRE 2

MÉTHODES D'ACQUISITION DES DONNÉES SUR LE TERRAIN

Ce chapitre présente la méthodologie de collecte et de traitement des données récupérées à partir des travaux de terrain, afin de répondre au premier objectif du projet qui consiste à améliorer les connaissances sur la stratigraphie du site et caractériser la relation hydraulique de l'aquifère de la BER avec le milieu humide environnant.

2.1 SONDAGES AU PIÉZOCÔNE (*CONE PENETRATION TEST WITH PORE PRESSURE U- CPTU*)

Le sondage au piézocône est une technique qui présente l'avantage d'être non destructive, rapide, reproductible et économique (Fellenius and Eslami 2000). Les résultats d'un essai au piézocône peuvent être utilisés pour évaluer la stratification et le type de sol. Ils permettent en effet d'avoir des informations nécessaires pour la reconnaissance directe du type de sol en se basant sur des abaques. Les travaux de Eslami and Fellenius (1997), de Robertson (1990, 2009) et de Lunne et al. (2002) ont permis d'établir des méthodes, des abaques et des chartes permettant l'interprétation des essais au piézocône ainsi que la classification du sol.

Dans ce projet, les sondages ont été effectués à l'aide d'une remorque équipée d'un bâti de poussée (Figure 3a). Les essais au piézocone consistent à enfoncer une sonde piézométrique dans le sol mesurant en continu le comportement mécanique et électrique in situ du sol. La sonde piézométrique est constituée principalement d'une pointe de résistance, un manchon de frottement ainsi que d'un capteur de pression

interstitielle (Figure 3b). La sonde s'enfonce dans des contextes de sols meubles relativement fins, dont la texture varie généralement de l'argile au sable fin.



Figure 3: (a) Photo de la remorque utilisée pour les essais au piézocône; (b) Schéma de la sonde piézométrique modifié de Beaulieu (2012)

La remorque est munie également d'un système d'acquisition de données qui enregistre en temps réel et en continu les différents paramètres du sondage, permettant une interprétation préliminaire de la stratigraphie du sol. Ce système mesure les paramètres physiques des sols (i.e. la résistance en pointe (q_c), la friction latérale (f_s), la pression interstitielle de pénétration (u)).

Les sondages ont été réalisés dans les secteurs où un manque d'information a été observé. Au total, 4 sites de sondages ont été visités (figure 4) sur lesquels 4 *Cone Penetration Test With Pore Pressure* (CPTu) ont été réalisés avec des profondeurs variant entre 7 et 14,5 m. Lorsque possible, les sondages ont été

aménagés en puits d'observation afin de pouvoir échantillonner l'eau souterraine et mesurer le niveau d'eau dans l'aquifère. Les deux sondages CPTu-1 et CPTu-3 ont été aménagés en 2 puits d'observation (PZ-6 et PZ-8) (Figure 1) constitués à la base par 0,3 m de long de pointe filtrante (diamètre 3,1 cm), 4,57 m d'un tubage en acier et d'une margelle de 0,61 m de long. CPTu-4 a été aménagé en un puits d'observation (PZ-5) (Figure 1) constitué à la base par 1,4 m de crépine suivi par 2,75 m de tubage en PVC (2 cm) et une margelle de 0,13 m.

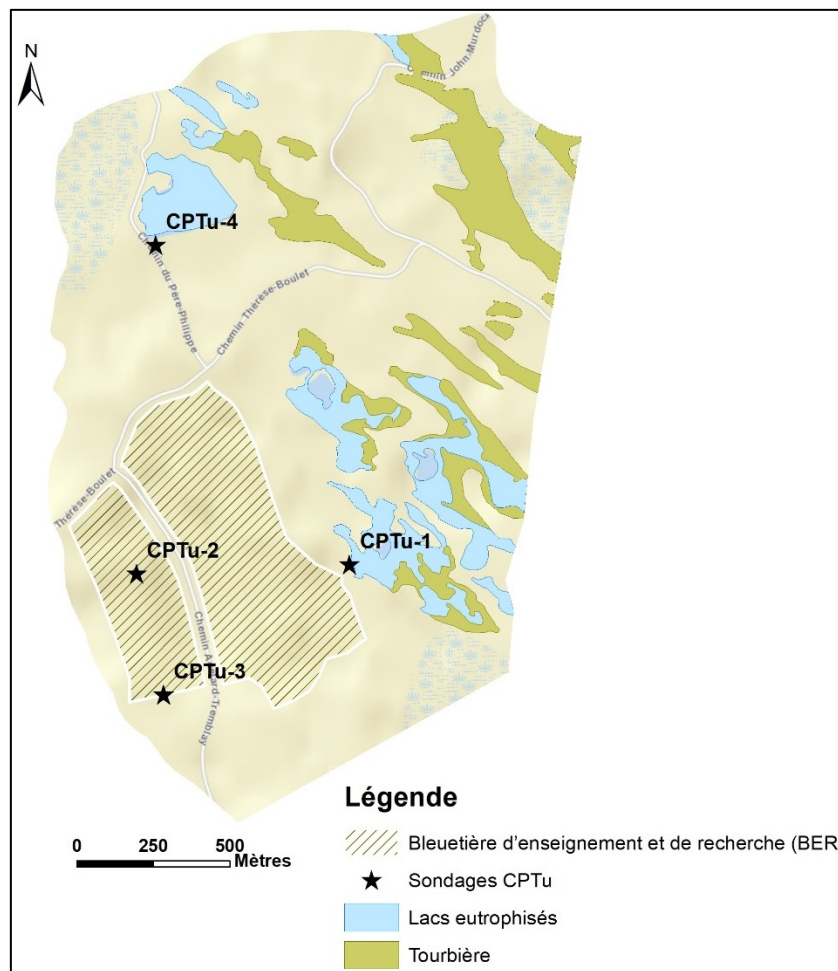


Figure 4: Localisation des sites de sondage CPTu réalisés dans le cadre de cette étude.

Des premiers rapports d'interprétation sont réalisés au fur et à mesure de l'essai à l'aide du logiciel CPT-Office (Gouda-Geo 2022). Ces rapports contiennent les mesures enregistrées pour la résistance en pointe (q_c), la friction latérale (f_s), la pression interstitielle de pénétration (u), la résistance à la pointe corrigée q_t et le rapport de frottement R_f . Dans les sols argileux et silteux, la valeur mesurée de q_c doit être corrigée en tenant compte de la pression d'eau interstitielle u agissant sur le cône, ce qui permet d'obtenir q_t qui est défini comme suit (Robertson and Cabal 2008) :

$$q_t = q_c + u(1 - a_n) \quad (1)$$

Où : a_n est le rapport de surface nette déterminé à partir d'un étalonnage en laboratoire avec une valeur standard comprise entre 0,80 et 0,85. Notons que dans les sols sableux, $q_c = q_t$.

R_f est faible dans les sols sableux et élevé dans les sols argileux et il est défini comme suit (Robertson and Cabal 2008) :

$$R_f = \frac{f_s}{q_t} 100 \quad (2)$$

Ensuite, le logiciel CPeT-IT (geologismiki.gr 2018) a permis d'abord d'intégrer les différents paramètres mesurés lors des sondages, et ensuite de les interpréter.

2.2 FORAGES

Les travaux de reconnaissance en forage ont permis de répondre au premier objectif spécifique portant sur l'élargissement des connaissances stratigraphiques sur

le site de la BER tel que mentionné précédemment. Ces travaux permettent de compléter et valider l'information obtenue par les essais au piézocône.

2.2.1 EXPLOITATION DES DONNÉES DE FORAGES EXISTANTS

En 2019, trois piézomètres S1-BER, S2-BER et S4-BER ont été installés dans la BER (Courchesne 2019) (figure 1). Les forages ont été réalisés par la compagnie Forages SL Inc., à l'aide d'une foreuse sur chenille de type Dietrich D-50. Cette foreuse a permis d'effectuer un échantillonnage du sol grâce à sa tête rotative et à son marteau à percussion hydraulique (Courchesne 2019). Les piézomètres sont constitués, du bas vers le haut, d'une crépine de 3,05 m (2" de diamètre), d'un tubage en PVC (2") de 4,57 m, puis d'une margelle de 1,10 m. Les piézomètres sont recouverts par des bouchons de protection. Les échantillons du sol récupérés lors de ces forages ont été utilisés dans ce projet pour des fins d'analyses au laboratoire de leurs propriétés physiques et hydrauliques.

2.2.2 INSTALLATION DE CAPTEURS DE PRESSION

En mars 2021, trois capteurs de pression en continu de marque Level-Logger (Solinst Canada Ltd 2021) ont été installés dans les piézomètres S1-BER, S2-BER et S4-BER (figure 6-a). Un Baro-logger a été installé également dans le piézomètre S4-BER (figure 6-b). Les capteurs de pression permettent d'enregistrer les fluctuations de l'élévation de la nappe d'eau de l'aquifère de façon régulière et continue. Ces données peuvent être utilisées pour estimer la recharge de l'aquifère. À long terme, ces données peuvent servir également à évaluer l'impact des changements climatiques ou encore des activités anthropiques influençant l'utilisation des

ressources en eau souterraine. Des enregistrements à un intervalle de 15 minutes ont été programmés afin de bien capter les fluctuations instantanées de la nappe d'eau dues à l'infiltration des précipitations.



Figure 5: (a) : Installation d'un Level-Logger dans S1-BER ; (b) : Installation d'un Baro-Logger dans S4-BER.

2.2.3 IMPLANTATION DE NOUVEAUX FORAGES

En juillet 2021, quatre forages supplémentaires (PZ-1, PZ2, PZ3, et PZ4), dont l'emplacement est indiqué sur la figure 1, ont été réalisés. Les 4 forages ont été réalisés à l'aide d'une tarière battante manuelle (figure 6 a) et aménagés par la suite en puits d'observation. Les piézomètres sont constitués à la base par 1,5 m de crépine suivie par 2,75 m de tubage en PVC (2 cm de long) et d'une margelle de 0,3 m (figure 6 b). Pendant le processus de forage, des échantillons de sol ont été collectés à l'aide de l'échantillonneur à cuillère fendue (0,69 m de long, 0,05 m de diamètre) à un

intervalle moyen de 20 cm (figure 6c). A chaque étape d'échantillonnage, la cuillère fendue a été nettoyée à l'aide de serviettes sèches afin de minimiser une éventuelle inter-contamination entre les échantillons de sol collectés. Après une description visuelle insitu du sol (texture des sédiments, couleur, humidité), les échantillons collectés ont été immédiatement stockés séparément dans des sacs étiquetés et fermés hermétiquement pour éviter la perte d'humidité due à l'évaporation. Ces échantillons ont fait l'objet par la suite d'analyses en laboratoire pour déterminer les propriétés physiques et hydrauliques du sol.

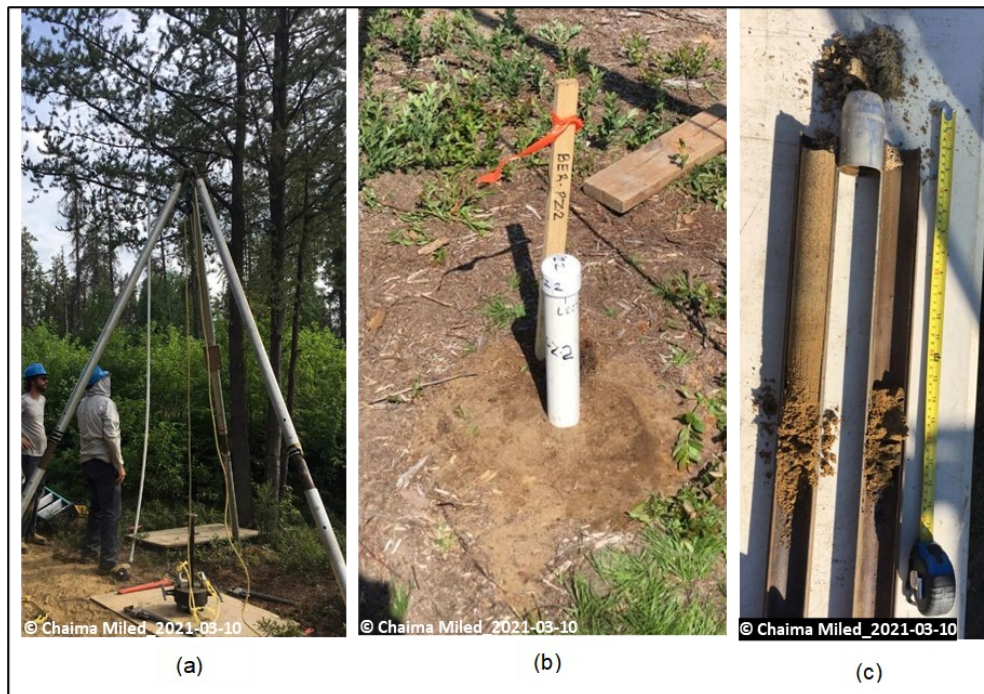


Figure 6: (a) Mise en place du système de forage; (b) Exemple de piézomètre installé (PZ-2); (c) Échantillonnage du sol à l'aide de la cuillère fendue.

Un autre forage par battage a été effectué sur le site et aménagé en un puits d'observation (PZ-9) constitué à la base par 0,3 m d'une pointe filtrante (diamètre 3,1 cm), 4,57 m d'un tubage en acier et d'une margelle de 0,9 m.

2.3 INDUCTION ÉLECTROMAGNÉTIQUE DE TRANSITION (*TRANSIENT ELECTROMAGNETIC - TEM*)

L'induction électromagnétique de transition évalue de manière indirecte la résistance électrique du sous-sol (Fitterman and Stewart 1986; Kalisperi et al. 2018). Cette méthode consiste à soumettre le sous-sol à un champ magnétique primaire, à l'aide d'un courant électrique à l'intérieur d'une boucle émettrice, ce qui produit une force électromotrice dans le milieu souterrain. La relaxation du champ magnétique primaire provoque une décroissance de la force électromotrice souterraine. Ce phénomène physique engendre un champ magnétique secondaire qui lui est mesuré à la surface par le courant induit à l'intérieur d'une boucle réceptrice. La circulation de ces courants induits crée à son tour un champ magnétique secondaire détecté par la boucle réceptrice. La réponse globale de la boucle réceptrice est la combinaison des champs primaires et secondaires. Les mesures d'induction électromagnétique de transition (TEM) ont été réalisées à l'aide d'un appareil NanoTEM muni d'un récepteur multifonction GDP-32. La boucle émettrice (TX) mesure 20 m x 20 m, alors que la boucle réceptrice (RX) mesure 5 m x 5 m. 28 levés ont été effectués sur le site de la BER dont la localisation est représentée sur la figure 7.

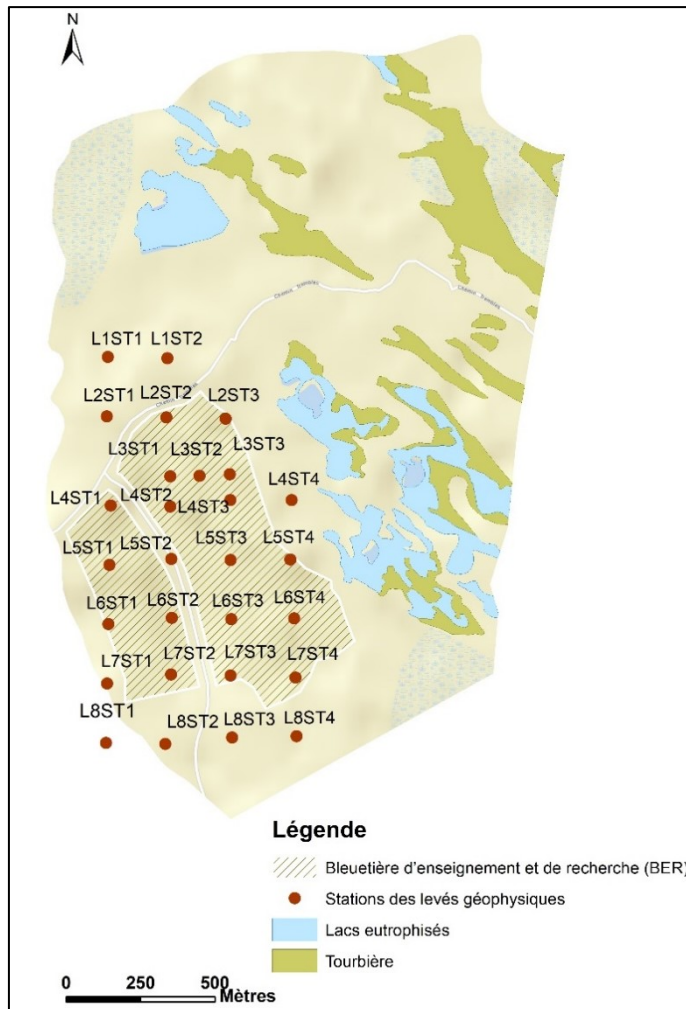


Figure 7 : Localisation des levés TEM sur la BER

Trois programmes ont été utilisés afin de convertir les signaux TEM bruts en un modèle de résistivité électrique du sol. Tout d'abord, les données brutes sont moyennées à l'aide du logiciel TEMAVG (MacInnes and Raymond 2001). Cette étape permet de détecter l'amplitude du bruit de fond et le retirer. Ensuite, le programme STEMINV a été utilisé afin d'inverser les données (MacInnes and Raymond 2005). STEMINV permet de convertir les mesures TEM en profils de résistivité en fonction de la profondeur. Les données de temps TEM et d'amplitude (dB/dt) observées pour chaque station sont utilisées pour déterminer les paramètres d'un modèle en couches.

Enfin, le logiciel MODSECT est utilisé pour construire les sections modèles 2D de la résistivité (MacInnes and Raymond 2001). Il permet de lire les fichiers du modèle de programme d'inversion et crée des tracés de contour colorés de la résistivité de ce dernier. Les résultats de cette investigation, étant des profils de variation de résistivité en fonction de la profondeur, ont été calés en fonction des données recueillies depuis les essais au piézocône et les forages.

2.4 MODÉLISATION GÉOLOGIQUE

Le modèle géologique 3D a été réalisé en intégrant plusieurs données géologiques. Ces données incluent notamment les résultats des sondages au piézocône, des données de topographie et d'élévation du toit d'unités géologiques, les levés géophysique du TEM interprétés, ainsi que les données de forage.

Les données géologiques ont été traitées de manière à obtenir un ensemble de données d'élévation pour chacune des unités géologiques du modèle en mètre, le même système de coordonnées et la même référence spatiale (North American Datum 1983). Le toit du modèle géologique correspond à la surface du sol. Pour représenter cette surface, le modèle numérique de terrain (MNT) de la zone d'étude qui provient du CERM-PACES (2013) et les résultats des élévations d'arpentage ont été fusionnés. Le logiciel utilisé pour construire le modèle géologique est Leapfrog Geo (Seequent 2022). Ce logiciel a été retenu pour ce projet étant donné qu'il permet par la suite la création de modèles hydrogéologiques, notamment sous Feflow (Diersch 2013) à partir du modèle géologique.

La construction du modèle consiste à introduire un jeu de données d'élévations (avec des coordonnées x , y) représentant le toit de chaque couche géologique. Notons que pour cette étude, l'aquifère a été considéré comme homogène; donc la

première couche rencontrée a été unifiée et considérée comme composée de sable silteux. Dans un premier temps, la surface de contact sable silteux/silt argileux (aquitarde) a été créée à partir des points de données. Ensuite, des volumes représentant les deux couches ont été produits à partir de cette surface de contact.

2.5 ECHANTILLONNAGE D'EAU POUR LES ANALYSES DU CARBONE ^{13}C : $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ DU CARBONE INORGANIQUE DISSOUS ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$)

Dans le cadre de notre étude, les variations de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ ont été mesurées afin de caractériser l'influence du milieu humide situé à l'est de la BER (Tourbière et lacs eutrophisés) sur les eaux souterraines. En effet, les eaux souterraines ont souvent une valeur de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ légèrement négative (Clark and Fritz 1997). Quant à la tourbière, le contrôle de la signature du carbone inorganique dissous (CID) est principalement dû aux processus de respiration et de photosynthèse. Ainsi, elle présente des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ nettement plus faibles (Clark and Fritz 1997).

Quatre échantillons ont été prélevés en décembre 2021 depuis les piézomètres PZ-6, S1-BER, S2-BER et S4-BER (figure 1). Les échantillons pour les analyses de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ ont été collectés dans des contenants de 200 mL en polyéthylène de haute densité HDPE. Les contenants ont été remplis sans bulles et coupés de l'atmosphère par un bouchon. Les échantillons d'eau collectés ont été envoyés au Laboratoire d'isotopes environnementaux (EIL) de l'Université de Waterloo en Ontario (Canada) pour fin d'analyses isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$. Les valeurs pour le ^{13}C sont exprimées en pour mille (‰) avec une précision de $\pm 0,2\text{‰}$ en utilisant la notation delta (δ), par rapport au standard du PDB (Pee Dee Belemnite) et le ratio utilisé est $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (Clark and Fritz 1997).

CHAPITRE 3

LA STRATIGRAPHIE DU SITE

Ce chapitre présente les résultats d'interprétation des méthodes décrites dans le chapitre 2.

3.1 SONDAGES AU PIÉZOCÔNE (CONE PENETRATION TEST - CPTU)

Le logiciel CPeT-IT (geologismiki.gr 2018) a permis d'interpréter les données recueillies lors des sondages à l'aide de l'abaque de Robertson (2010) qui propose une classification des sols selon q_t et R_f .

La colonne stratigraphique réalisée pour le sondage CPTu-1 (Figure 8) présente un dépôt de sable avec un peu de silt atteignant une profondeur de 14,5 m. On observe deux bandes de silt sableux d'épaisseur 0,75 m dans le dépôt de sable silteux.

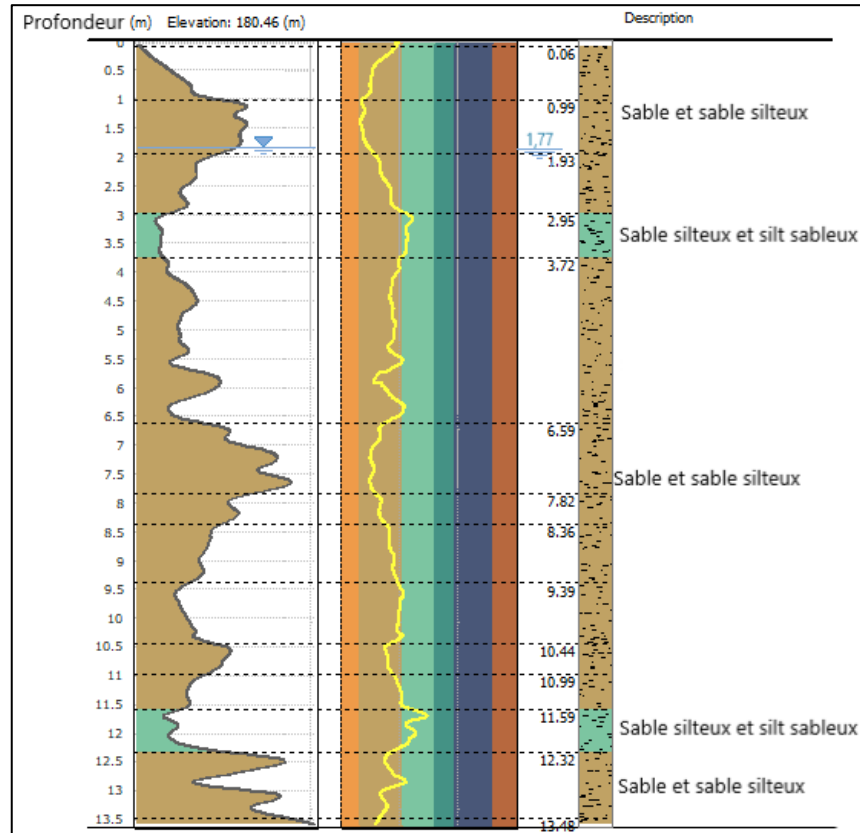


Figure 8 : Colonne stratigraphique de CPTu-1

La figure 9 présente la colonne stratigraphique obtenue pour CPTu-2 dont la profondeur était de 9 m. Le dépôt rencontré initialement dans CPTu-2 est le sable à sable silteux jusqu'à une profondeur de 7 m. Ensuite, on rencontre 1 m de silt argileux suivi par du silt sableux.

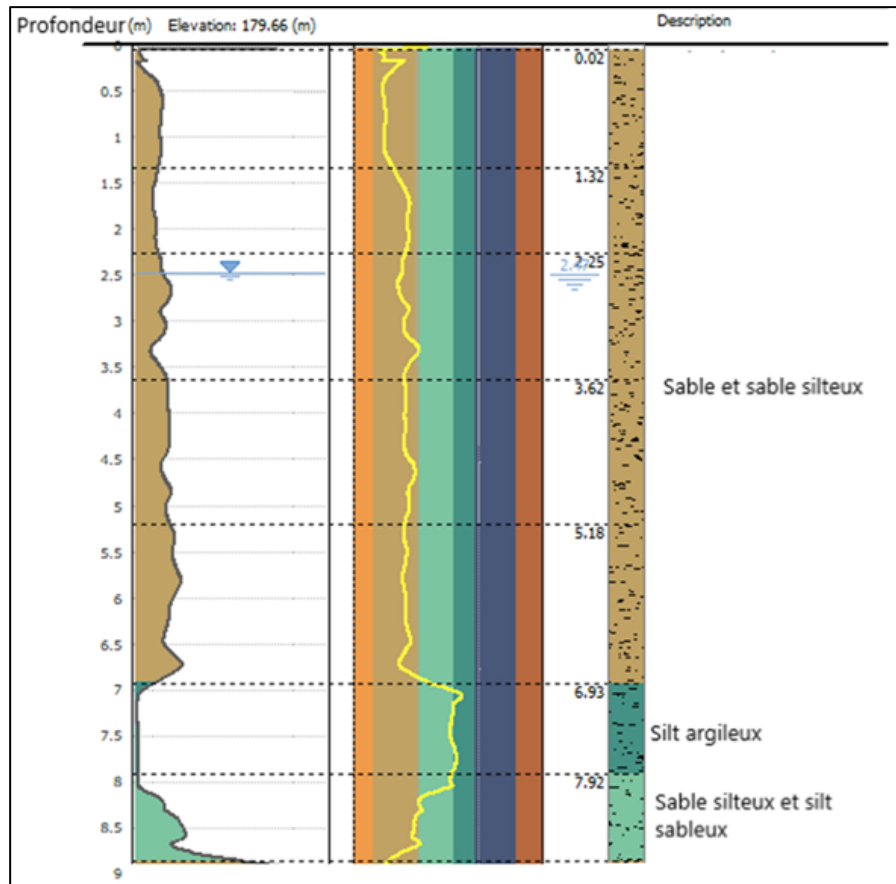


Figure 9: Colonne stratigraphique de CPTu-2

CPTu-3 atteint une profondeur de 14,5 m (Figure 10) et a permis de détecter un dépôt de sable à sable silteux sur une profondeur de 8,63 m et dans lequel une bande de silt argileux est présente. Le silt argileux est observé de nouveau et il atteint une profondeur de 11,75 m. Enfin, un dépôt de sable silteux à silt sableux est observé dans la colonne stratigraphique.

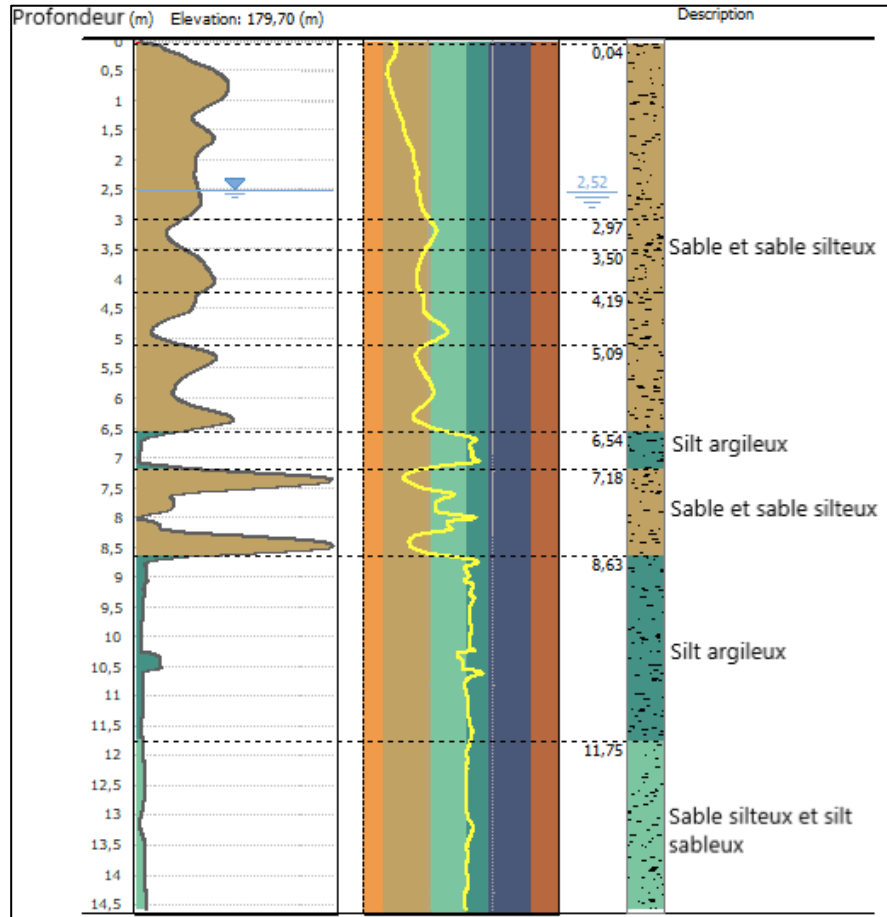


Figure 10: Colonne stratigraphique de CPTu-3

CPTu-4 (Figure 11) présente un dépôt de sable et sable silteux sur une profondeur de 7,2 m. Une bande de sable silteux à silt sableux d'épaisseur 1,76 m est observée dans le dépôt sableux.

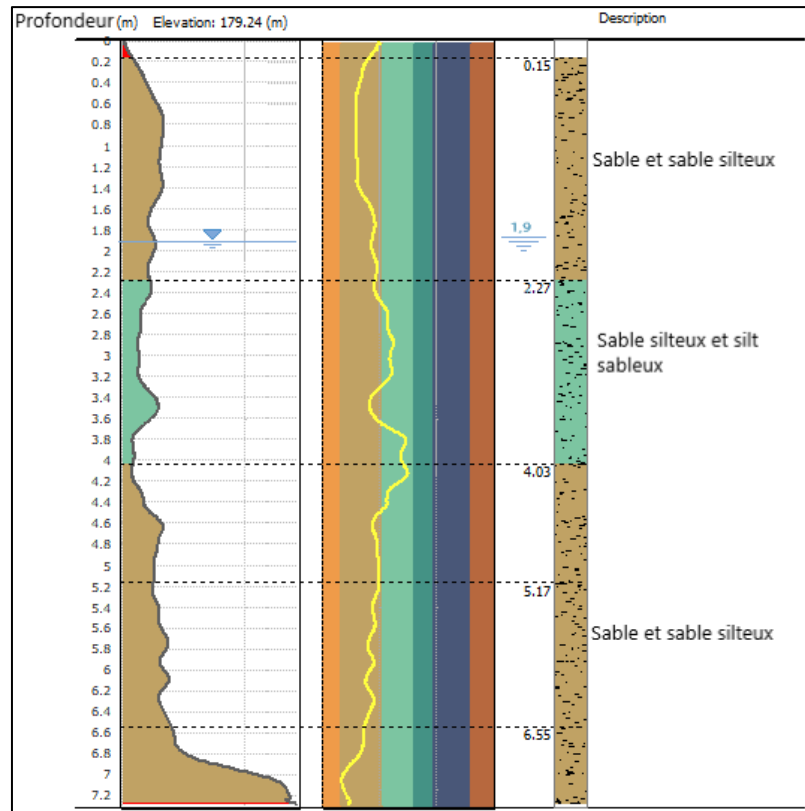


Figure 11: Colonne stratigraphique de CPTu-4

Les dépôts de sable à sable silteux observés dans les colonnes stratigraphiques peuvent être des dépôts fluviaux et la présence des lits de silt sableux ou encore de silt argileux pourrait être expliquée par l'énergie du transport qui (i) en étant faible aurait déposé des sédiments fins en suspension et(ii) en étant plus forte aurait déposé des dépôts plus grossiers par charriage.

Les résultats provenant des travaux de sondage (colonnes stratigraphiques) ont servi par la suite à l'interprétation et la validation des données existantes (ex. forage) ou encore au calage de données provenant des autres méthodes d'investigation utilisées dans le projet, (ex. : levés géophysiques ou autres types de forage).

3.2 FORAGES

La stratigraphie rencontrée et le niveau d'eau sont représentés dans le tableau 1. Notons également que des travaux d'arpentage par station totale ont été réalisés pour les piézomètres afin d'avoir plus de précision sur les élévations.

Tableau 1 : Niveaux d'eau et caractéristiques du sol rencontré dans les forages

Piézomètre	Élévation du niveau du sol (m)	Stratigraphie (voir détails dans la légende)	Élévation du fond de la stratigraphie (m)	Élévation du niveau d'eau (m)
S1-BER	179,379	SGBFG-S	171,759	177,627
		SA	171,149	
S2-BER	179,57	SGBFG-S	171,37	177,46
		SA	171,15	
S4-BER	179,88	SGBFG-S	168,30	177,93
		SA	167,69	
PZ-1	182,49	SGBFM-S	179,56	180,87
		SGBFG-S	179,19	
PZ-2	180,91	SGBFM-S	178,01	179,04
		SGBFG-S	177,1	
PZ-3	180,84	SGBFM-S	178,71	179,17
		SGBFG-GS	176,98	
PZ-4	181,34	SGBFM-S	177,38	177,96
		SGBFG-GS	176,82	
PZ-5	180,79	SGBFM-S	177,79	178,62
		SGBFG-GS	177,22	
PZ-6	181,52	SGBFM-S	178,52	179,71
		SGBFG-GS	176,95	
PZ-7	180,19	SGBFM-S	176,38	177,61
		SGBFG-GS	175	
PZ-9	180,21	SGBFM-S	175,33	177,92

Légende:

SGBFG-S: Sable gris brunâtre fin à grossier avec des traces de silt

SA: Silt argileux

SGBFM-S: Sable gris brunâtre fin à moyen avec des traces de silt.

SGBFG-GS: Sable gris brunâtre fin à grossier avec traces de gravier et de silt

La stratigraphie du sol varie légèrement d'un forage à un autre, impliquant une certaine homogénéité de l'aquifère granulaire de la BER. L'aquifère est composé essentiellement de sable fin à moyen/grossier avec des traces de silt et/ou de gravier.

3.2 INDUCTION ÉLECTROMAGNÉTIQUE DE TRANSITION (TRANSIENT ELECTROMAGNETIC - TEM)

En premier lieu, un calage des sections à partir des méthodes d'investigation directes appliquées sur le terrain (CPTu et forages) a été effectué pour les levés TEM qui étaient localisés à proximité de site de sondage ou de piézomètres. En deuxième lieu, le calage des résultats géophysiques à l'aide des mesures directes a permis l'extrapolation de tous les résultats TEM (i. e. 28 stations) sur toute la zone d'étude, même pour les zones dépourvues de sites proches où des données ont été acquises directement. Cette technique a déjà été utilisée par Simard et al. (2015) pour les sédiments glaciaires du CHCN (Charlevoix et Haute-Côte-Nord) ainsi que Lévesque et al. (2021) qui ont travaillé sur les dépôts de la moraine de Saint-Narcisse.

Le calage implique la comparaison des informations stratigraphiques et piézométriques avec les résultats TEM afin d'obtenir une équivalence des valeurs de résistivité électrique pour les sédiments du site de la BER. Nous avons sélectionné des stations TEM (modèles de résistivité 1D) à proximité de sites où des sondages et des relevés piézométriques avaient été obtenus précédemment. Les forages et les sondages sélectionnés étaient principalement situés dans un rayon de 150 m d'une station TEM au maximum. Les valeurs de résistivité électrique peuvent donc être directement associées aux différents sédiments des colonnes stratigraphiques. Nous avons associé chaque classe de sédiments à une valeur de résistivité électrique d'une station TEM proche.

Les figures 12 et 13 présentent deux exemples d'interprétation de sections de résistivité des lignes L5 et L7. La figure 12 présente une section 2D obtenue pour la ligne L5. La section 2D est dérivée de 4 stations TEM et des données issues des piézomètres (S4-BER ; S2-BER) et du sondage CPTu1. Les relevés piézométriques acquis à partir des piézomètres placent la nappe phréatique à environ 2 m de profondeur. Les valeurs de résistivité pour les unités stratigraphiques qui composent le sondage CPTu1 sont de 150-450 Ωm pour le sable silteux, de 100-150 Ωm pour le silt argileux, et de 40-60 Ωm pour l'argile, toutes les unités étant en conditions saturées. Pour le site de S4-BER, les valeurs de résistivité électrique sont de 170-470 Ωm pour le sable silteux et de 97-150 pour le silt argileux.

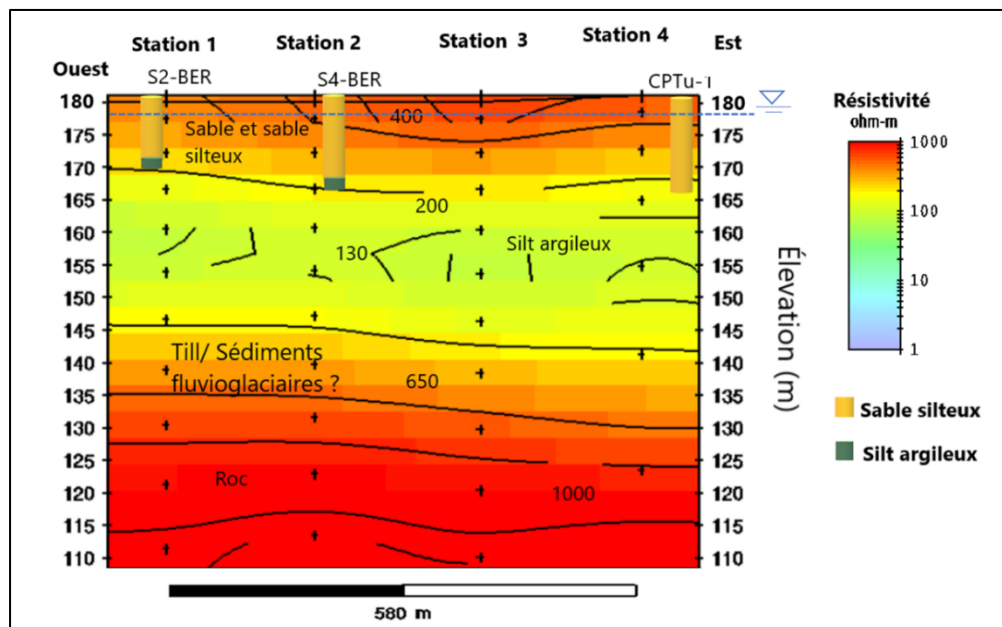


Figure 12: Calage de la ligne TEM L5

La figure 13 présente une section 2D obtenue pour la ligne L7. La section 2D est dérivée de 4 stations TEM et des données issues du sondage CPTu-3. Le relevé piézométrique acquis à partir de CPTu-3 place la nappe phréatique à 2,5 m de profondeur. Les valeurs de résistivité pour les unités stratigraphiques qui composent

le sondage CPTu-3 sont de 200-350 Ωm pour le sable silteux, de 105-160 Ωm pour le silt argileux.

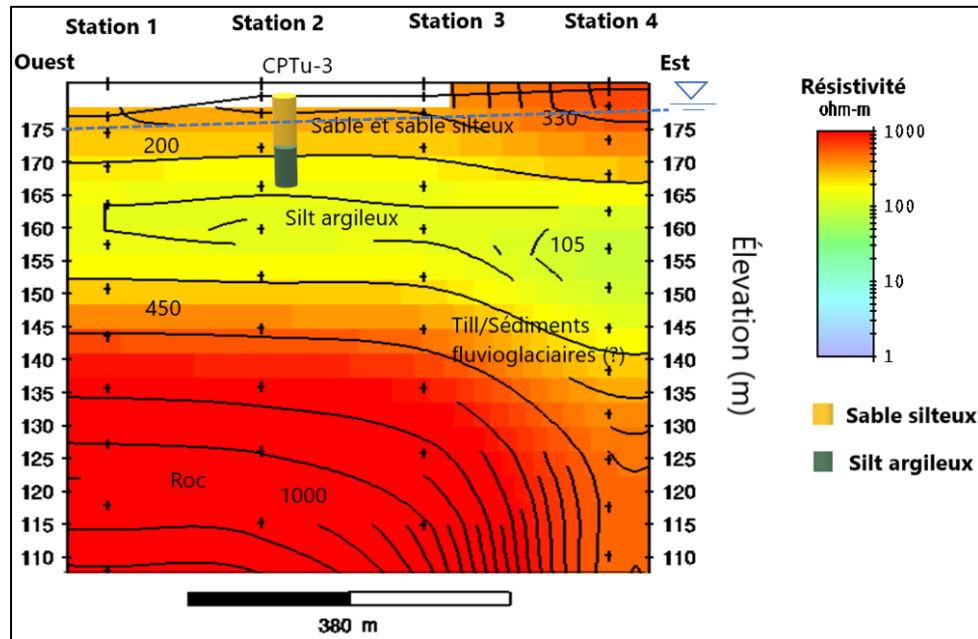


Figure 13: Calage de la ligne TEM L7

Le calage des levés géophysiques à partir des résultats des forages et sondages au piézocône a fourni une information sur 22 m de profondeur qui était fixé comme la base du modèle géologique requis pour ce projet. En effet, au-delà de 22 m le calage devient incertain étant donné le manque des forages ou encore des sondages assez profonds. Lorsque les valeurs de résistivité sont supérieures ou égales à 900 Ωm , il a été estimé estimons que le socle rocheux est atteint. Entre 500 et 900 Ωm , ce sont principalement des tills et/ou alors des sédiments fluvioglaciaires qui recouvrent le substratum rocheux, ce qui est conforme à la littérature (Lévesque et al. 2021; Simard et al. 2015) et aux résultats de la caractérisation

hydrogéologique faite pour le SLSJ durant le PACES-SLSJ (CERM-PACES 2013; Walter et al. 2018).

Les résultats de l'extrapolation des informations obtenues à partir du calage pour le reste des levés TEM sont présentés dans l'annexe.

3.4 MODÉLISATION GÉOLOGIQUE

Le modèle géologique 3D est construit sur une profondeur de 22 m et est composé de deux couches (figure 14) : une couche unifiée de sable silteux dont la profondeur maximale est de 15 m et une deuxième couche rencontrée est composée de silt argileux représentant ainsi un aquitard.

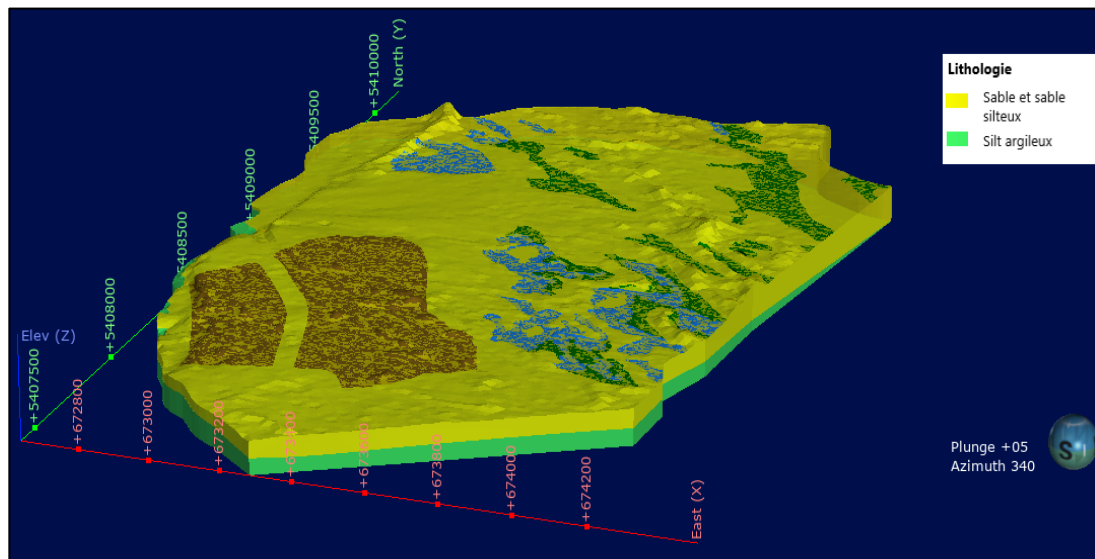


Figure 14: Modèle géologique 3D de l'aquifère granulaire à nappe libre de la BER

3.5 VARIATIONS SPATIALES DE LA SIGNATURE ISOTOPIQUE DU CARBONE

13 : $\delta^{13}\text{C}$ DU CARBONE INORGANIQUE DISSOUS ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$)

Les résultats des signatures isotopiques obtenues pour le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ sont présentés dans le tableau 2.

Tableau 2: Résultats des signatures du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$

Piézomètre	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ (PDB $\pm 0.2\text{‰}$)
Pz-6	-8.9
S1-BER	-14.7
S2-BER	-9.9
S4-BER	-12.6

Les résultats observés dans le tableau 2 présentent des valeurs légèrement négatives en $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ qui varient entre -8.9‰ et -14.7‰ caractérisant ainsi les eaux souterraines (Clark and Fritz 1997). Notons que le carbone peut se trouver sous forme organique ou inorganique. Le carbone organique est produit par des organismes vivants et peut être lié soit à d'autres carbones, soit à des éléments tels que l'hydrogène (H), l'azote (N) ou le phosphore (P). Le carbone inorganique est associé à des composés inorganiques, qui sont en général issus du CO_2 atmosphérique ou de la dissolution des roches carbonatées (Brunet 2004; Clark and Fritz 1997). Compte tenu de la lithologie du site à l'étude qui ne présente pas de roches carbonatées (d'après les observations visuelles des échantillons du sol récupérés) et qui se situe à proximité de forêt et tourbière, donc une végétation de type C3, on s'attendait à observer des valeurs du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ qui s'approchent de -26‰ . (Cerling et al. 1993; Vogel 1993). Cependant, les signatures observées varient entre $-14,5\text{‰}$ et $-8,9\text{‰}$. Cette variation indiquerait une forte contribution du CO_2 atmosphérique.

L'absence de l'influence du milieu humide sur les signatures des eaux souterraines et la contribution importante du CO_2 atmosphérique peuvent être expliquées par la période pendant laquelle l'échantillonnage a été effectué (i.e., l'hiver). En effet, la pression partielle du CO_2 et le $\delta^{13}\text{C}$ dans les sols varient de façon saisonnière (Rightmire 1978; Solomon and Cerling 1987). Pendant l'hiver, l'activité

biologique est réduite et ainsi les teneurs en CO₂ dans le sol diminuent. Lors du printemps et pendant la période estivale, les pressions partielles de CO₂ augmentent à nouveau. Ces variations agissent également sur la signature isotopique du CO₂. En hiver, le δ¹³C présente des valeurs peu négatives, indiquant une contribution moins importante du CO₂ biogénique et donc une contribution plus importante du CO₂ de l'atmosphère. Dès que l'activité biologique reprend, le δ¹³C du CO₂ a des valeurs plus négatives.

L'impact de l'épaisseur de la zone vadose sur la variation du δ¹³C_{CID} a aussi été investigué dans les piézomètres PZ-6, S2-BER et S4-BER (figure 1). Notons que le point S1-BER n'a pas été considéré dans cette interprétation étant donné qu'il n'est pas situé sur la même ligne d'écoulement AA' (figure 1). La courbe montre qu'il y a une forte corrélation entre la diminution du δ¹³C_{CID} et l'augmentation de l'épaisseur de la zone non saturée. L'allure de la courbe obtenue peut être comparée à un modèle de régression polynomiale quadratique avec un coefficient de régression R²= 1 (figure 15). La courbe montre ainsi qu'il y a une forte corrélation entre la diminution du δ¹³C_{CID} et l'augmentation de l'épaisseur de la zone non saturée. Cette corrélation peut être expliquée par la contribution du CO₂ atmosphérique qui s'avère être plus importante lorsque la zone vadose est moins épaisse. Cela confirme bien que nous sommes dans un aquifère à nappe libre et que les piézomètres sont alignés dans la direction de l'écoulement.

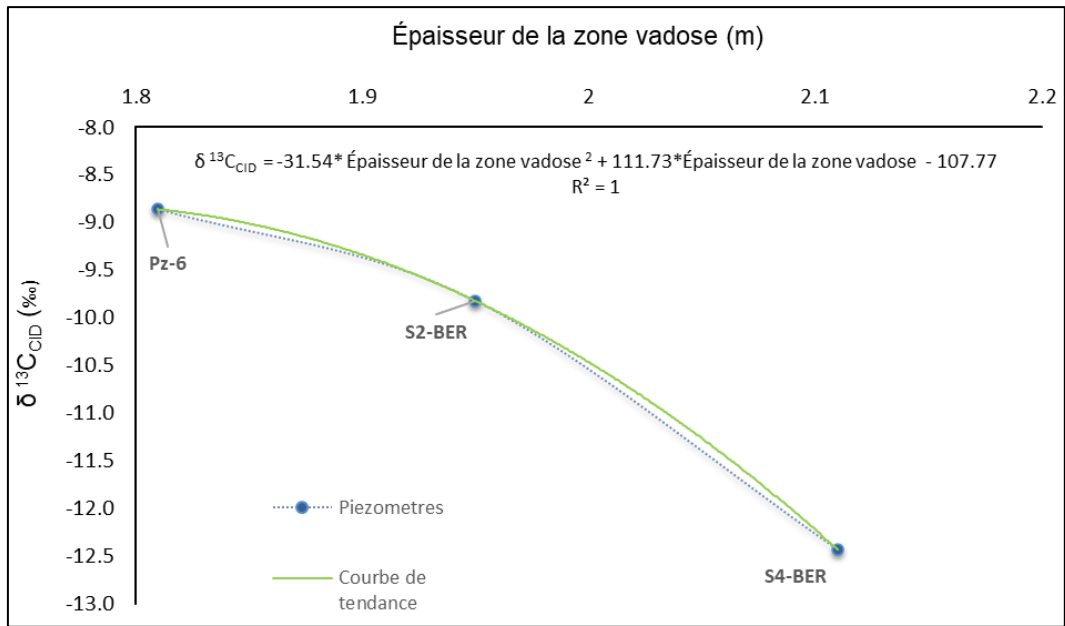


Figure 15: Impact de l'épaisseur de la zone vadose sur les signatures $\delta^{13}C_{CID}$

CHAPITRE 4

MULTI-TECHNIQUE APPROACH FOR ESTIMATING GROUNDWATER TRANSIT TIME THROUGH THE SATURATED ZONE OF AN UNCONFINED GRANULAR AQUIFER

Ce chapitre présente la méthodologie et les résultats du deuxième et troisième objectifs de ce projet, portant sur (ii) la caractérisation des écoulements sub-verticaux au sein de l'aquifère (i.e. la recharge), et (iii) l'estimation du temps de transit dans la zone saturée de l'aquifère de la BER. Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article scientifique qui a été soumis à la revue internationale à comité de lecture Hydrogeology Journal le 14 octobre 2022.

Chaima Miled^{1,2}, Romain Chesnaux^{1,2}, Julien Walter^{1,2}, Lamine Boumaiza³, Maxime Paré⁴

¹ Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Saguenay (Québec), G7H 2B1, Canada

² Centre d'études sur les ressources minérales, Groupe de recherche Risque Ressource Eau, Saguenay (Québec), G7H 2B1, Canada

³ Department of Earth and Environmental Sciences, University of Waterloo, Waterloo (Ontario), N2T 0A4, Canada

⁴ Département des Sciences Fondamentales, Université du Québec à Chicoutimi, Saguenay (Québec), G7H 2B1, Canada

3.1 ABSTRACT

Agricultural activities can generate contaminants that enter underlying granular aquifers and become transported within the aquifer to adjacent streams. Here, we estimate the transit time of groundwater through a saturated granular unconfined aquifer in an agricultural region of Saguenay-Lac-Saint-Jean, Quebec (Canada). We apply a multi-technique approach—integrating analytical, hydrogeochemical, and numerical methods—to determine groundwater flow from a recharge (wetland) to discharge zone (groundwater seep). Fieldwork observations, including borehole drilling, soil/groundwater sampling, and piezometers, were combined with laboratory measurements of soil hydrogeological properties and stable ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$)/radioactive (^3H) isotopes in the collected groundwater. Our Dupuit–Forchheimer-based analytical method estimated a groundwater transit time of 7.75 years, whereas our hydrogeochemical-based and 3D FEFLOW numerical method produced estimates of 7.34 years and 7.27 years, respectively. The similarity of the three estimates highlights the robustness of our approach, which integrates field data to produce accurate assessments of groundwater transit time. This multi-technique approach will help in the sustainable management of groundwater resources and for preparing effective environmental plans for agricultural practices in areas underlain by aquifers.

Keywords: Analytical solution, Groundwater recharge, Hydrogeochemistry, Quebec, Tritium, Water table

3.2 INTRODUCTION

Groundwater plays an integral role in the water cycle by connecting surface water ecosystems, contributing to river and stream flows, and irrigating food resources used by terrestrial fauna (Boumaiza et al. 2020b; Ritter 2002; Zedler and Kercher 2005). When contaminants are released into the subsurface, mechanisms such as advection, dispersion, and diffusion transport the introduced substance within the aquifer over distances of several meters to tens of kilometers (Bradley 2013; Gorelick et al. 1993). The amount of contaminant transported into the subsurface depends on the nature of the contaminant, the aquifer's geology, and groundwater flow (Boumaiza et al. 2022a; McCarthy and Zachara 1989). The transit time of the contaminant can be defined in two ways. First, transit time through the aquifer vadose zone represents the time required for the contaminant to reach the water table from the ground surface (Sousa et al. 2013). The second concept refers to the transit time of a parcel of water from its recharge at the water table to its discharge along a stream bed or spring (Cartwright and Morgenstern 2016). Knowing the transit time of a contaminant permits evaluating the potential movement of groundwater contamination.

Over the past few decades, considerable research has been devoted to investigating groundwater transit times (Boumaiza et al. 2021b; McGuire and McDonnell 2006). Isotopic signatures have been used effectively to trace groundwater transit in aquifers. For example, Małozzewski et al. (1983); (Vitvar and Balderer 1997) used water isotopic content ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$) and solute data in precipitation and stream water to estimate transit time. These studies were limited however by (i) the poor quality of the data series, (ii) the short length of the observational record, and (iii) the sample collection strategy. The application of natural tracers to determine groundwater circulation is widely documented (Clark and Fritz 1997;

Cook and Herczeg 2012; Mazor 2003). Some environmental tracers such as carbon-14 (^{14}C) and tritium (^3H) are used to estimate groundwater transit time, whereas other tracers can reveal the origin of flows, groundwater mixing, and mineralization (Fontes 1992). Tritium (^3H) has been used to determine the transit times of shallow groundwater, soil water, and surface water (Cartwright and Morgenstern 2015, 2016; Cook and Böhlke 2000). When ^3H activity is combined with models that describe the distribution of flow paths within an aquifer (Cook and Böhlke 2000), transit time estimates, up to ~100 years old, can be provided for groundwater.

Multi-tracer approaches have been widely used over the last two decades (Ekwurzel et al. 1994; Gillon et al. 2012; Lefebvre et al. 2015; Mazariegos et al. 2017). Applying several tracers allows identifying groundwater processes (e.g., mixing processes, dispersion, degradation, contamination) that could have been misinterpreted or not observed through use of a single tracer.

Furthermore, the continual development of analytic expressions has made it possible to describe horizontal and vertical flow velocities, age profiles, and fluxes such as recharge (Chesnaux et al. 2021; Cook and Böhlke 2000; Vogel 1967). One of the earliest models was that of Vogel (1967) which provided a solution based on Darcy's Law for the vertical distribution of hydraulic age in an unconfined aquifer characterized by uniform recharge and constant thickness. Cook and Böhlke (2000) summarized the range of analytical solutions available for determining hydraulic age. However, these analytical solutions are only required for homogeneous flow systems. Analytical models can also now combine a hydraulic simulation with an advection–dispersion solution to describe tracer movements within groundwater flow (Bethke and Johnson 2008; Leray et al. 2012).

Multiple numerical methods are available for estimating groundwater travel times (Cornaton 2003; Goode 1996). Goode (1996) applied a numerical advective–dispersive transport model to derive an equation for determining groundwater age and groundwater mass. Cornaton (2003); Etcheverry and Perrochet (2000) applied residence time theory to produce deterministic models of groundwater age. Despite being widely applicable, numerical techniques for solving groundwater transit time require more computational resources; however, they are appropriate for modeling more complex aquifer systems.

Many studies have focused on estimating groundwater transit time using a single approach, whereas few have tried to combine different approaches (Basu et al. (2012)). Although necessary for effective and sustainable groundwater management, studies combining different approaches are challenging because the multiple sources of input data require diverse measurements from relatively large aquifers. Hence, the collection of required field data is one of the most expensive, albeit valuable, tasks for estimating groundwater transit time.

This field-based study applies a multi-technique approach to estimate groundwater transit time through an unconfined granular aquifer. Our approach integrates (i) an analytical-based solution, developed by Chesnaux et al. (2005) to calculate groundwater travel times in the configuration of a Dupuit–Forchheimer type flow system (Bear 1972b; Bear 1988; Dupuit 1863; Forchheimer 1886a) in an unconfined aquifer, (ii) a hydrogeochemical technique involving environmental tracers ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$, $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$, and ^3H), and (iii) numerical modeling for which field observations are used to calibrate the developed model. We selected the aquifer lying within an agricultural experimental site, *Bleuetière d'Enseignement et de Recherche* (BER) because agricultural practices can generate contaminants that are transported through the granular aquifer to reach the surrounding rivers. Collected field data from BER combined with diverse techniques heightens the

accuracy of transit time estimates. This improved estimate is valuable for groundwater researchers/managers for preparing effective environmental plans for agricultural regions.

3.3 MATERIALS AND METHODS

3.3.1 STUDY AREA

BER is an experimental scientific research site managed by the Université du Québec à Chicoutimi (Fig. 16). The site is located 10 km southwest of the town of Normandin in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region (SLSJ) of Quebec, Canada. The 55-ha study site is an agricultural field covered by wild blueberries crops (*Vaccinium angustifolium* Aiton and *Vaccinium myrtilloides* Michx). Regional climate is characterized by hot, humid summers, cold, snowy winters, and wet springs and autumns. Mean annual precipitation is approximately 967 mm·yr⁻¹. Average temperatures range from -15.2 °C in winter to 18.9 °C in summer (Gouv.qc 2022).

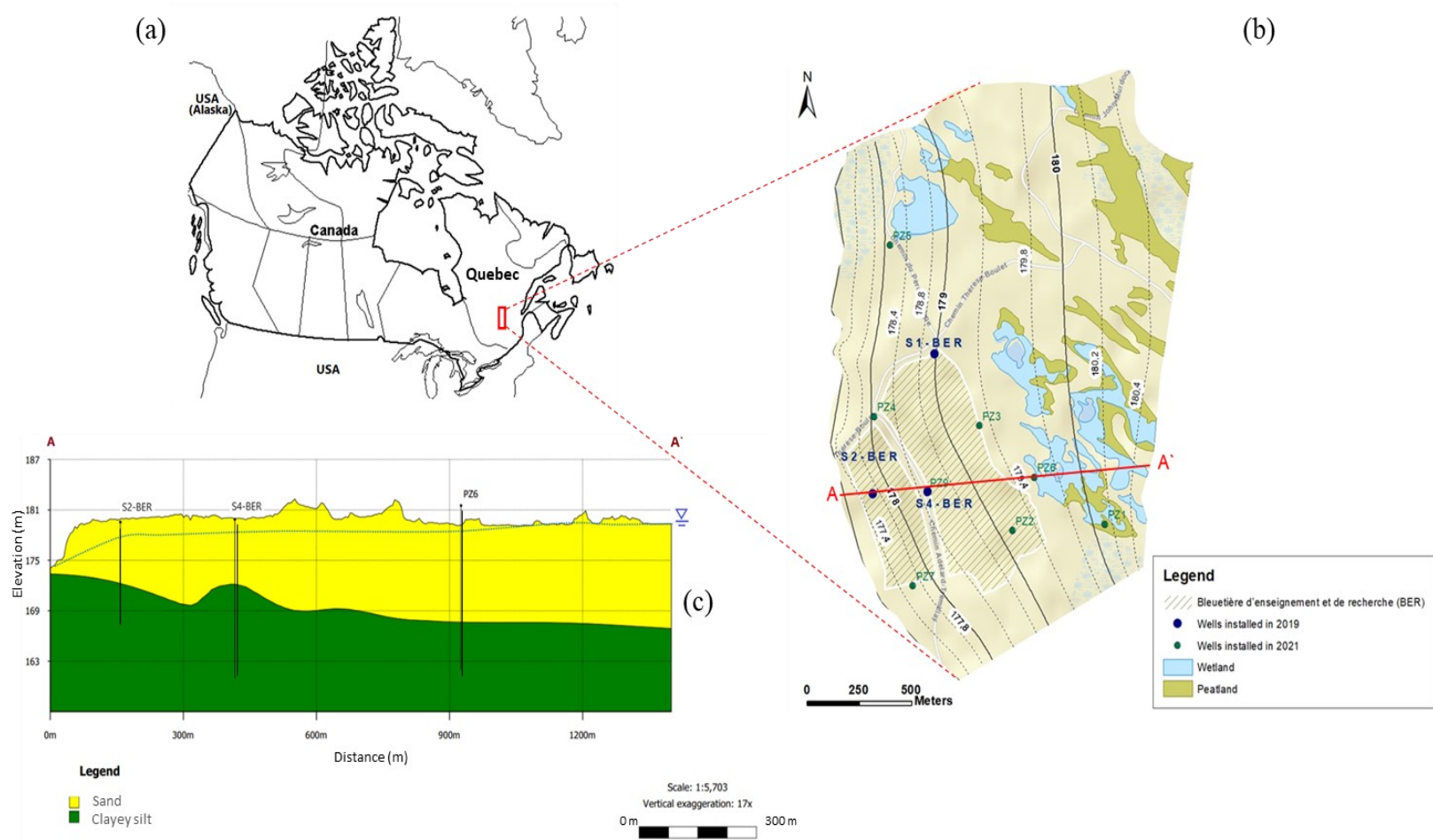


Figure 16: **a)** Location of the study site in Québec (Canada); **b)** locations of the installed observation wells, showing the location of the cross-section presented in c), the surface cover, and equipotential lines; **c)** stratigraphic cross-section A–A' with subsurface materials and the location of studied wells.

BER lies on unconsolidated Quaternary deposits that overlie the crystalline bedrock of the Grenville Province. The Quaternary sediments date to the last glacial and deglacial period. Following the retreat of the Laurentide ice sheet about 11,800 years ago, the Laflamme Sea inundated much of the SLSJ region (LaSalle and Tremblay 1978), leaving deep water marine deposits consisting of grey clay or clayey silt. The BER aquifer—maximum thickness of 14 m—comprises proglacial deltaic sands and silt deposited over an aquitard composed of clayey silt from the Laflamme Sea (Fig. 16). The surface of the unconfined aquifer is characterized by a relatively flat topography, wetlands in the eastern portion of the BER, and a thin vadose zone of variable thickness, 0.5–2.5 m below ground surface (bgs).

3.3.2 Field sampling and laboratory analyses

3.3.2.1 SOIL SAMPLING

Three boreholes were drilled at the study site in October 2019 to serve as the observation wells S1-BER, S2-BER, and S4-BER with depths of 8.23, 6.71, and 12.19 m bgs, respectively (Courchesne 2019). In July 2021, four additional boreholes (PZ-1, PZ2, PZ3, and PZ4) were drilled to a maximum depth of 5 m using a hand threshing beating auger and were then equipped with observation well installations (Fig. 16).

During borehole drilling, continuous soil samples were collected from the split-spoon sampler (0.69-m-long, 0.05-m-diameter). These soil samples were collected at an average interval of 20 cm to obtain a high-resolution vertical profile. At each sampling, the split spoon was cleaned using dry towels to minimize intersample contamination. Following a visual description (sediment texture, colour, humidity) of the samples in the field, the collected

samples were quickly stored in separately labelled polyethylene Ziploc® bags, tightly sealed to avoid moisture loss through evaporation.

3.3.2.2 SOIL PHYSICAL PROPERTIES BY DRYING

In the laboratory, all fresh soil samples were placed into individual metal cylinders of known weight and volume. Following their weighing, the soil samples were dried in an oven for 48 h at 105 °C. The dried-sample weight was then used to determine the total wet and dry soil mass. Gravimetric water content (GWC, expressed in %) was calculated for each soil sample (Gardner 1965). Dry bulk density (D_b), expressed in $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$, was determined according to Black (1965) and the volumetric water content (VWC, expressed in %) was calculated following (Gardner 1965) and assuming a water density (ρ_w) of $1\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Soil porosity (n , expressed in %) was calculated using Black (1965) and assuming a particle density (ρ_p) of $2.69\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ for sand (Boumaiza et al. 2015, 2017; Boumaiza et al. 2020a). The void ratio (e) was also determined. We used n and e to estimate the saturated hydraulic conductivity (K_s).

3.3.2.3 SOIL PHYSICAL PROPERTIES BY GRAIN-SIZE

Successive soil samples of similar texture and structure were combined into a single sample. These grouped samples were analysed with grain-size sieves, and grain-size fractions were reported following the Wentworth classification (Wentworth 1922) and plotted as granulometric curves. The latter were used to estimate K_s using five empirical equations (i.e., Hazen (1983), Beyer (1964), Chapuis (2004), Sauerbrey (1932), U.S. Bureau of Reclamation (Milan and Andjelko 1992), and Navfac (1974)). These equations and their application limits are detailed in Table 3. Some empirical equations adopted in our study

may not apply to certain soil samples because of different conditions of applicability related to void ratio and granulometry. Accordingly, we calculated K_s for each soil sample using only the applicable empirical equations and adopted a geometric mean value (Boumaiza et al. 2020a; Zappa et al. 2006). An equivalent saturated hydraulic conductivity (K_{eq}) value was determined for the full soil profile of each drilled borehole.

Table 3 Selected empirical equations used to estimate K_s and the conditions necessary for their application

Method	Empirical formula for K_s ($\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$)	Applicability conditions
Hazen	$(d_{10})^2$ with d_{10} in mm	1. Sand and gravel 2. $C_u \leq 5$ 3. $0.1 \text{ mm} \leq d_{10} \leq 3 \text{ mm}$
Chapuis	$2.4622((d_{10})^2 e^3) / (1 + e)^{0.7825}$ with d_{10} in mm	1. All natural soils without plasticity 2. $0.003 \text{ mm} \leq d_{10} \leq 3 \text{ mm}$ 3. $0.3 \leq e \leq 1$
Sauerbrey	$2.436n^3 (d_{17})^2 / (1 - n)^2$ with d_{17} in mm	1. Sand and silty sand 2. $d_{10} \leq 0.5 \text{ mm}$
Beyer	$0.45(d_{10})^2 \log(500/C_u)$ with d_{10} in mm	1. Sand 2. $0.06 \text{ mm} \leq d_{10} \leq 0.6 \text{ mm}$ 3. $1 \leq C_u \leq 20$
USBR	$0.36(d_{20})^{2.3}$ with d_{20} in mm	1. Sand and gravel 2. $C_u \leq 5$
NAVFAC DM7	$(d_{10})^{1.291e-0.6435}$ $(d_{10})^{0.5504e-0.02937}$ with d_{10} in mm	1. Sand and mixtures of sand and gravel 2. $2 \leq C_u \leq 12$ 3. $d_{10}/d_5 \leq 3 \text{ mm}$

d_x : effective grain size of x (% by weight of soil)

C_u : coefficient of uniformity for non-plastic soils ($C_u = d_{10}/d_{60}$)

3.3.2.4 GROUNDWATER SAMPLING AND ISOTOPE ANALYSES

The groundwater sampling program included groundwater samples collected from four observation wells, PZ-6, S1-BER, S2-BER, and S4-BER, for isotope analyses (Fig. 16). Prior to sampling, stagnant groundwater present in the observation wells was purged using a pumping system. The physicochemical parameters—temperature (T), pH, and electrical conductivity (EC)—of the pumped groundwater were then monitored with a portable multi-

parameter probe until three consecutive readings stabilized within $\pm 10\%$. Once stable results were attained, groundwater samples were then collected. Groundwater destined for $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ analyses was collected in two 30 mL high-density polyethylene (HDPE) bottles, and water for ^3H activity was collected in 2000 mL HDPE bottles. All samples were collected in bottles without headspace and fitted with Teflon septa parafilm-caps to prevent evaporation. The groundwater samples were stored in a cooler at 4 °C during fieldwork before being stored in a refrigerator. All groundwater samples were transported to the Environmental Isotope Laboratory (EIL) at the University of Waterloo, Ontario, Canada.

The $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ratios were determined using a Los Gatos Research Triple Liquid Water Isotope Analyzer LGR T-LWIA 45-EP following the analytical scheme recommended by the International Atomic Energy Agency (IAEA) (Penna et al. 2010). Groundwater samples for ^3H were degassed and stored in dedicated glass bulbs for the accumulation of the tritium decay product. For high-precision analyses, samples were enriched (ultra-low levels) 45–50 \times by electrolyzing multiple additions of sample followed by counting. The detection limit of ultra-low-level enriched samples is 0.1 ± 0.1 TU (1 TU equals a radioactivity concentration of $0.118 \text{ Bq}\cdot\text{L}^{-1}$) at 2 sigma (at low levels) (Taylor 1976). The obtained ^3H activities were corrected for radioactive decay back to the time of the precipitation event, and ^3H activities are expressed in tritium units (TU). The isotope ratios, expressed in permil (‰) using delta (δ) notation, were calculated using Eq.1, where R_{sample} and R_{standard} are the sample's and the standard's ratios, respectively, of the heavier to lighter isotope, i.e., $^2\text{H}/^1\text{H}$, $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$, or $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$.

$$\delta = \left(\frac{R_{\text{sample}} - R_{\text{standard}}}{R_{\text{sample}}} \right) \times 1000 . \quad (1)$$

Both $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ were reported relative to the Vienna standard mean ocean water (VSMOW), and the precision of the analytical instrument was generally better than $\pm 0.8\text{‰}$ for $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\pm 0.2\text{‰}$ for $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$. The distribution of $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ of the collected groundwater samples was compared to the range of the local meteoric water line (LMWL) derived from the local precipitation stable isotope data collected during the PACES program (*Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines*).

3.3.3 ESTIMATING GROUNDWATER RECHARGE

We estimated groundwater recharge using the analytical approach developed by Bear (1972b), an approach successfully applied by Chesnaux (2013) and Labrecque et al. (2020). Bear (1972b) approach is based on the Dupuit–Forchheimer model (Dupuit 1863; Forchheimer 1886a), which simplifies groundwater flows to a single dimension by assuming (i) the aquifer overlies a fully horizontal impervious substratum; (ii) the aquifer is bound by two fixed-head boundaries; (iii) the vertical component of groundwater velocity is neglected; and (iv) the aquifer is considered homogeneous and isotropic, and steady-state conditions are assumed for the flow. This analytical approach relies on the general Bear's (Bear 1972b) solution to Dupuit–Forchheimer's systems for the saturated groundwater thickness above the datum represented by the top of the impervious substratum underlying the aquifer. The solution is expressed as Eq. 2:

$$h(x) = \sqrt{-\frac{W}{k}x^2 + \left(\frac{h_L^2 - h_0^2}{L} + \frac{WL}{K}\right)x + h_0^2}. \quad (2)$$

where h is the phreatic surface elevation, x represents the distance from the upstream aquifer boundary, L is the length of the aquifer [L], h_0 and h_L are the fixed upstream ($x = 0$)

and downstream ($x = L$) heads, respectively (it is assumed that $h_0 > h_L$), K is the hydraulic conductivity of the aquifer [$L \cdot T^{-1}$], and $h(x)$ is the hydraulic head [L] along the x -axis.

The squared saturated thickness of the aquifer where the piezometers were installed was plotted as a function of distance along the flow line (A–A'). The hydraulic head in the aquifer can be calculated by applying a quadratic regression on the plot using Eq. 2. Introducing the estimated Keq value into Eq. 2 permits calculating groundwater recharge from the constant coefficient of the polynomial regression model (Chesnaux 2013; Labrecque et al. 2020).

We validated groundwater recharge analytical solution–based estimates using the water table fluctuation (WTF) method (Lanini and Caballero 2021; Lanini et al. 2016). Piezometric fluctuations were monitored between March 2021 and March 2022 at three observation wells (S1-BER, S2-BER and S4-BER). These wells were equipped with pressure sensors to monitor local fluctuations of the water table at 15 min intervals. The ESPERE program includes several commonly used tools to run simultaneously for estimating groundwater recharge. In ESPERE, the WTF is based on the RISE method described by Healy and Cook (2002), assuming a continuous aquifer drainage on an event basis as suggested by Nimmo et al. (2015). The annual groundwater recharge estimated by the WTF-based method equals the sum of all increases in water table level and corrections during the year; it is estimated using Eq. 3.

$$W = S_y \sum (\Delta h + \delta) , \quad (3)$$

where W is the groundwater recharge ($mm \cdot year^{-1}$), S_y represents the specific yield, δ is the interpolated exponential recession, and Δh is the head defined by the water level rise (D_H) over the time (D_t).

3.3.4 APPROACHES USED TO ESTIMATE TRANSIT TIME

3.3.4.1 ANALYTICAL APPROACH

We assessed travel time analytically using a closed-form analytical solution developed by Chesnaux et al. (2005). This analytical solution considers the configuration of an unconfined aquifer under Dupuit–Forchheimer conditions (Bear 1972a; Forchheimer 1886b) assuming a steady-state regime, saturated flow through a horizontal aquifer experiencing a constant groundwater recharge, and groundwater discharge to a downgradient fixed-head boundary. Chesnaux et al. (2005) considered two cases: Case I applies to flow systems containing a flow divide between two fixed-head boundaries, whereas Case II refers to unidirectional flow between an upstream and downstream constant head boundary. We adopted Case II (Fig. 17). A transformation was applied to the flow system by placing the upstream head, i.e., the upgradient water divide (see Fig. 17), at the origin of the flow system. The application of Case II is constrained between $x = 0$ and $x = L$; however, the solution transformed the flow system between $x = |xWD|$ and $x = L + |xWD|$, where $L + |xWD| = L'$, and L' represents the length of the transformed flow system. Accordingly, the travel time is only representative of the original flow system between $x = |xWD|$ and $x = L'$. Equation 3 represents the analytical solution developed by Chesnaux et al. (2005), where K is the hydraulic conductivity of the aquifer [$L \cdot T^{-1}$], W is the aquifer recharge [$L \cdot T^{-1}$], L' is the length of the aquifer [L], n_e is the effective porosity of the aquifer, and h_L is the constant head boundary discharge [L]. The prefix α in Eq. 5 is calculated using Eq. 4.

$$t(x) = n_e \sqrt{\frac{\alpha}{K \cdot W}} \left[x \sqrt{\frac{1}{x^2} - \frac{1}{\alpha}} - x_i \sqrt{\frac{1}{x^2} - \frac{1}{\alpha}} + \ln \left(\frac{\sqrt{\frac{\alpha}{x_i} + \sqrt{\frac{\alpha}{x_i^2} - 1}}}{\sqrt{\frac{\alpha}{x} + \sqrt{\frac{\alpha}{x^2} - 1}}} \right) \right], \quad (4)$$

where

$$\alpha = L^2 + \frac{K \cdot h_L^2}{W} . \quad (5)$$

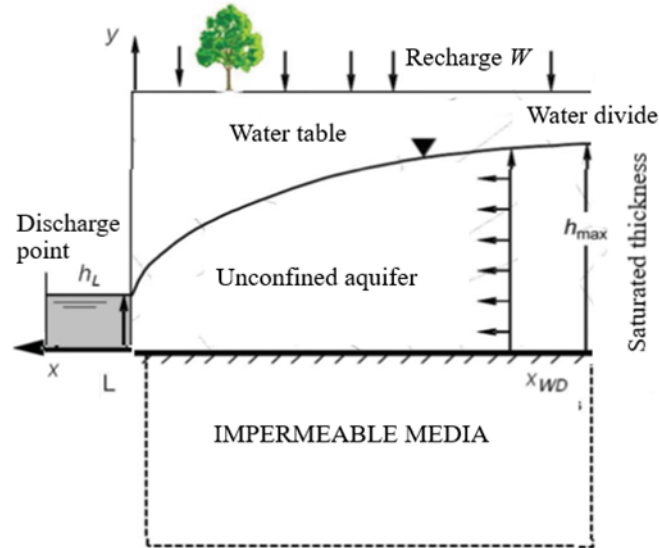


Figure 17 : Conceptual model of flow in a uniformly recharged, unconfined horizontal aquifer, where groundwater flow is unidirectional and unidimensional between the upstream and downstream constant head boundaries. Adapted from (Chesnaux 2013; Chesnaux et al. 2005)

3.3.4.2 HYDROGEOCHEMICAL APPROACH

We applied the radioactive decay method (Clark and Fritz 1997) to date groundwater. Dating of groundwater by ^3H decay assumes a known tritium input into the groundwater and that the residual tritium, which is measured in the groundwater sample, is the result of decay. The decay is calculated using Eq. 6.

$$a_t^{3\text{H}} = a_0^{3\text{H}} \times e^{-\lambda t}, \quad (6)$$

where $a_0^{3\text{H}}$ is the initial tritium activity or concentration (expressed in TU), $a_t^{3\text{H}}$ is the activity (measured in a groundwater sample) remaining after decay over time t , and λ represents the decay term calculated via Eq. 7, where the half-life $t_{1/2}$ equals 12.43 years.

$$\lambda = \frac{\ln 2}{t_{1/2}}. \quad (7)$$

Finally, Eq. 6 can be rewritten as

$$t = -17.93 \times \frac{a_t^{3\text{H}}}{a_0^{3\text{H}}}. \quad (8)$$

The value of $a_0^{3\text{H}}$ was determined online from a member station of the Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP) database, operated by the International Atomic Energy Agency (Aggarwal et al. 2010). Here, ^3H monthly data are available from August 1953 to March 2019 from the closest GNIP-member station (Ottawa, ON), located approximately 453 km southwest of the study site. The initial tritium concentration ($a_0^{3\text{H}}$) data set was chosen to coincide with the recharge potential period suggested by the stable water isotope signatures obtained in this study and to validate the travel time result obtained from the analytical model.

3.3.4.2 NUMERICAL APPROACH

We applied a numerical-based approach developed using FEFLOW-3D code (Version 7.5) (Diersch 2013). A geological model was initially built using Leapfrog Geo (Seequent 2022) and then integrated within FEFLOW-3D to conduct numerical groundwater flow

simulations (Diersch 2013). Numerous studies have confirmed the robustness of these codes (Hudon-Gagnon et al. 2011; Larocque et al. 2019; Nastev et al. 2005).

For these analyses, we modeled the entire 55 ha study area. Maximum depth for the model was 22 m as the natural impermeable substratum has been investigated to this depth. FEFLOW-3D modelling requires information on the horizontal/vertical distribution of hydrofacies to distinguish permeable/impermeable lithofacies within the modeled area. The modeling requires certain input parameters including hydraulic conductivity and porosity. The model is divided into two layers for which the attribution of the hydrogeological parameters is imported as shape files prepared previously in ArcGIS. We selected two layers: (i) the aquifer, assumed as homogeneous, and (ii) the impermeable substratum. The introduced values for hydraulic conductivity and porosity were those obtained from the sieve grain analyses. Once the modelled domain was established, we ran the TetGen mesh generator, included in FEFLOW code, to generate a finite element mesh comprising tetrahedral elements. The steady-state condition was set for the established model, which was constrained by specific boundary conditions. A Dirichlet boundary condition was set by inputting head values on the eastern and western model boundaries. The eastern boundary of the aquifer consisted of a wetland area; this boundary is assumed to be acting as a groundwater divide. The western boundary represents the discharge area where groundwater seeps out of the point of contact between the aquifer and the aquitard, whereas the northern and southern limits of the study site were assigned without any specification. Therefore, these limits were deemed as impermeable borders, as there were no obvious boundaries observed on the field site. The study site was modeled as a domain receiving a uniform spatial recharge, a parameter adopted from the results of the present study, i.e., the groundwater recharge value estimated analytically by the Dupuit–Forchheimer solution.

Model performance based on the available head observations was evaluated with several statistics that rely on the error of the model mass balance and the root mean squared error (RMSE). The RMSE measured the deviation between the simulated and observed water levels within the site's observation wells and is defined as

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^m (y_i - O_i)^2}{m}}, \quad (9)$$

where m is the number of observations, and O_i and y_i are the observed and predicted data, respectively.

The forward particle-tracking option of the FEFLOW-3D code is a postprocessing tool that calculates the pathway and transit time for an introduced particle (Anderson et al. 2015). Particle tracking is generally used for representing the advective transport of solutes and contaminants (Anderson et al. 2015). Here, we applied standard streamlines because they represent trajectories of particles flowing by advective velocity within steady-state conditions; the particle tracking between two specified points corresponds to transit time.

3.4 RESULTS

3.4.1 AQUIFER STRATIGRAPHY FROM THE COLLECTED SOIL SAMPLES

The sediment material at the drilled boreholes varied only slightly among sites and matching samples recovered in an earlier study (Courchesne (2019), demonstrating the relative homogeneity of the granular aquifer (Table 4). Samples were dominated by fine to medium/coarse sands with traces of silt and gravel.

Table 4: Sediment and groundwater characteristics at the drilled boreholes

Observation well	Ground elevation (m)	Stratigraphic unit	Elevation at the base of the unit (m)	Water table elevation (m)
S1-BER	179.379	FCBGS-S	171.76	177.63
		CS	171.15	
S2-BER	179.57	FCBGS-S	171.37	177.46
		CS	171.15	
S4-BER	179.88	FCBGS-S	168.30	177.93
		CS	167.69	
PZ-1	182.49	FMGB-S	179.56	180.87
		FCBGS-S	179.19	
PZ-2	180.91	FMGB-S	178.01	179.04
		FCBGS-S	177.10	
PZ-3	180.84	FMGB-S	178.71	179.17
		FCBGS-GS	176.98	
PZ-4	181.34	FMGB-S	177.38	177.96
		FCBGS-GS	176.82	
PZ-5	180.79	FMGB-S	177.79	178.62
		FCBGS-GS	177.22	
PZ-6	181.52	FMGB-S	178.52	179.71
		FCBGS-GS	176.95	
PZ-7	180.19	FMGB-S	176.38	177.61
		FCBGS-GS	175.00	
PZ-9	180.21	FMGB-S	175.33	177.92

FCBGS-S, fine to coarse brownish-gray sand with traces of silt; CS, clayey silt; FMGBS-S, fine to medium gray-brownish sand with traces of silt; FCBGS-GS, fine to coarse brownish-gray sand with traces of gravel and silt

3.4.2 CALCULATED HYDROGEOLOGICAL PROPERTIES

Grain-size sieve analysis (Fig. 18) using Wentworth's (1922) classification revealed that the aquifer is generally composed of fine to medium/coarse sands with traces of silt and gravel. Using obtained grain-size curves (Fig. 18) and estimated soil properties (i.e., porosity and void ratio), we determined the average K_s for each combined soil sample. The K_s values were calculated using selected empirical equations (Table 3), and we then averaged the calculated K_s to obtain a value $K_{s.eq}$ assumed to represent the entire aquifer. Our obtained $K_{s.eq}$ ($4.65 \times 10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) was comparable to previous estimates for sites S1 ($6.4 \times 10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) and S2 ($4.5 \times 10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) situated in adjacent aquifers (Boumaiza 2008; Boumaiza et al. 2019; Boumaiza et al. 2020a).

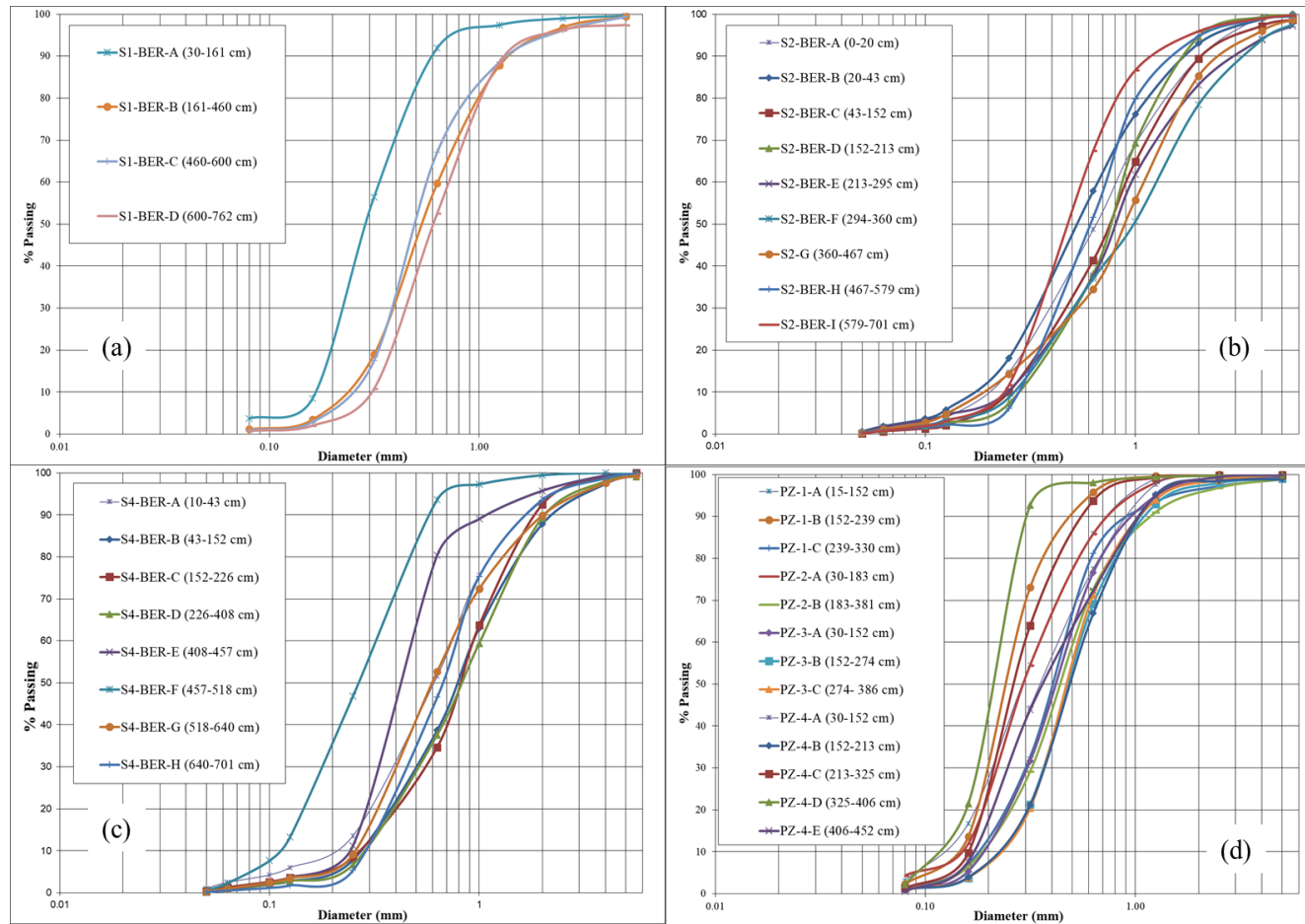


Figure 18: Grain-passing percentages versus sieve-opening diameter for the combined soil samples from (a) S1-BER, (b) S2-BER, (c) S4-BER, and (d) PZ-1, PZ-2, PZ-3, and PZ-4

After applying the analytical solution (Bear 1972b; Chesnaux 2013), we obtained a quadratic regression of the squared saturated soil height against distance (Fig. 19). The estimated mean groundwater recharge based on a constant parameter—the ratio of recharge to hydraulic conductivity—was $198 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$. This value is comparable to groundwater recharge assessed within other proximal aquifers in the SLSJ region (Boumaiza et al. 2022b); CERM-PACES (2013).

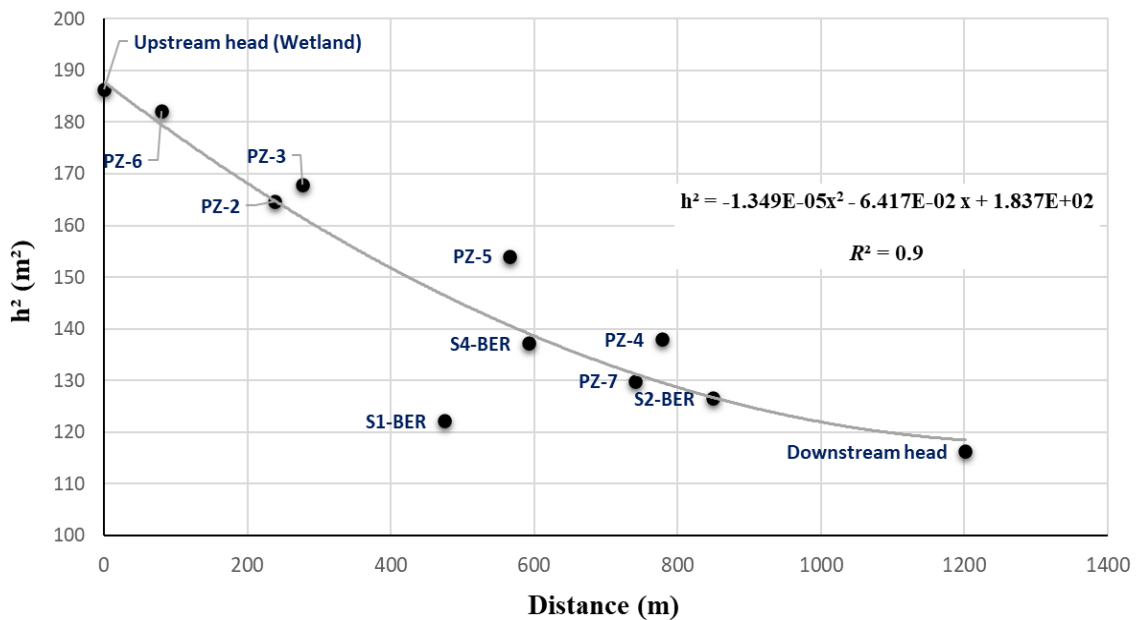


Figure 19: Quadratic regression of the squared saturated thickness (h^2) along the distance of the cross-section A–A'

The annual (March 2021–March 2022) fluctuations of water table level within the three piezometers at S1-BER, S2-BER and S4-BER (Fig. 20) were integrated into the WTF-ESPERE automated program to estimate mean annual groundwater recharge. The obtained value was $197 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$, matching the value obtained via the analytical approach.

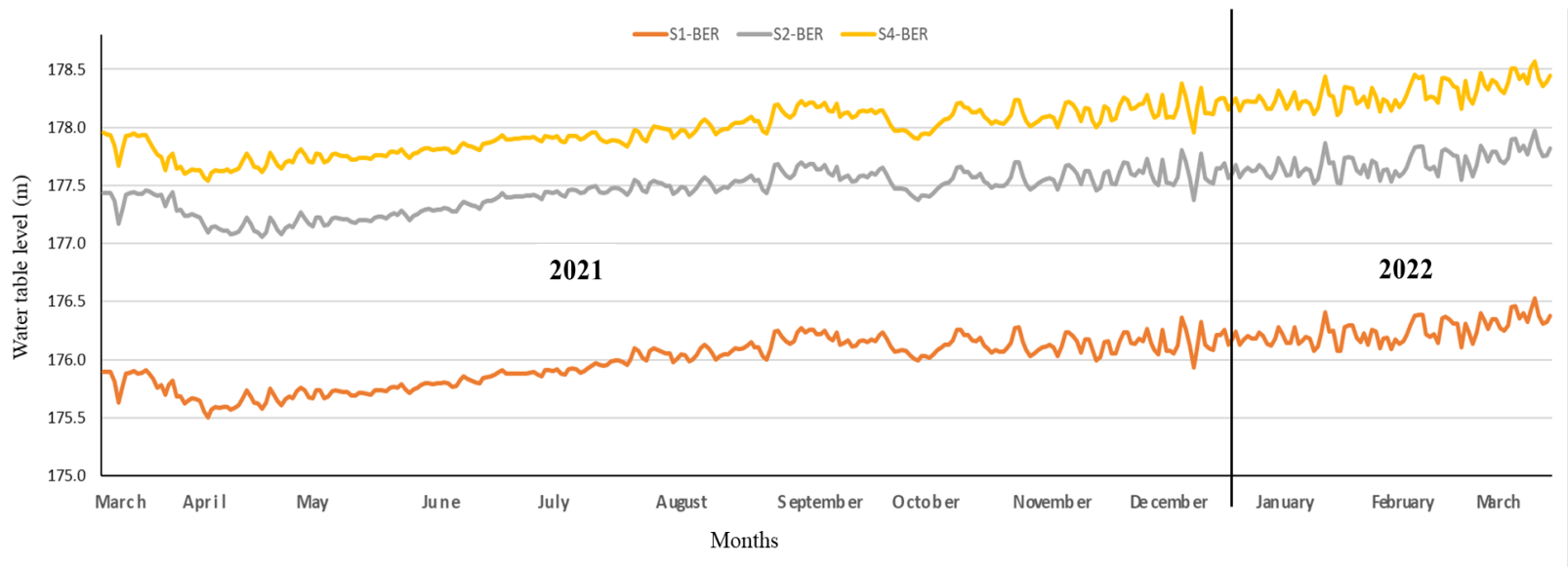


Figure 20: Elevation of the water table in boreholes S1-BER, S2-BER, and S4-BER between March 2021 and March 2022

3.4.3 GROUNDWATER ISOTOPIC SIGNATURES

The $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values for the collected groundwater samples ranged from -13.76‰ to -9.59‰ with a median value of -11.92‰ for $\delta^{18}\text{O}$, and from -98.10‰ to -73.82‰ with a median value of -89.79‰ for $\delta^2\text{H}$ (Fig. 21). These groundwater isotopic values are comparable to those of Tremblay et al. (2021) who focused on granular aquifers within the Grenville province and St. Lawrence Platform in southern Québec. The range of stable isotope values for $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ suggests that the water infiltrated the soil during the warm season. This observation is expected for the study site as recharge in northern Quebec occurs during the warmer summer–autumn rather than the colder winter–spring when recharge is negligible because of the presence of a snowpack and frozen surface soil acting as a barrier to water infiltration (Boumaiza et al. 2020a; Boumaiza et al. 2021a; Boumaiza et al. 2021b; Boumaiza et al. 2021c; 2022b; Chesnaux and Stumpp 2018).

When the obtained $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ are plotted along the PACES-derived local meteoric water line (LMWL), we note that they plot around the LMWL, suggesting that the groundwater has been recharged into the BER aquifer through the direct infiltration of precipitation with minimal effect from evaporation (Fig. 21). This pattern is expected for the unconfined aquifer of BER that is dominated by permeable sandy material. The S1-BER and PZ-6 groundwater samples plot slightly below the LMWL, reflecting an effect of evaporation or mixing processes. Evaporation appears to be the dominant process because the calculated groundwater d-excess values ($\text{d-excess} = \delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}} - 8\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$) for S1-BER (-2.93‰) and PZ-6 (3‰) are low compared with those of S2-BER (11.63‰) and S4-BER (13.9‰), the latter mostly indicative of a modern recharge that is experiencing a reduced evaporation effect. The water table level variations shown in Fig. 20 confirm the warm summer–autumn recharge, as suggested by $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ signatures. The plots

illustrate an increased water table level beginning in June because of snow melt and rainfall. Consequently, we selected June for the $\delta^3\text{H}$ data set when calculating groundwater transit time via the hydrogeochemical approach.

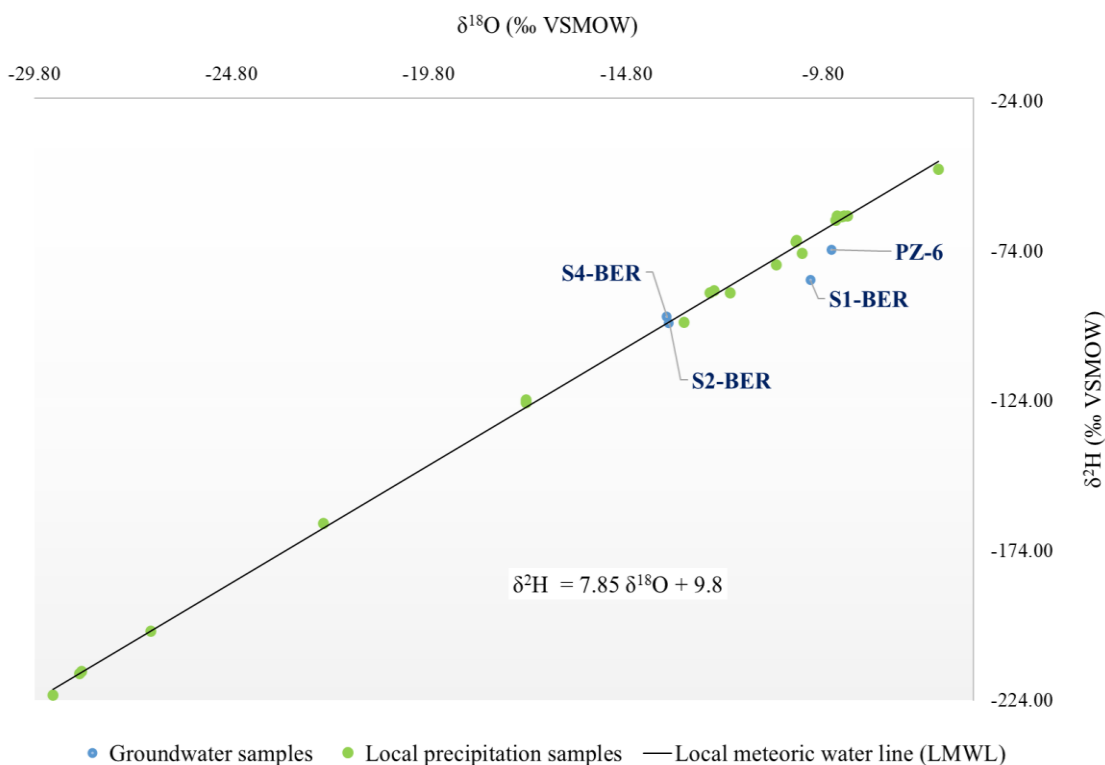


Figure 21: Distribution of isotopic values of the collected groundwater samples from sites S4-BER, S2-BER, S1-BER, and PZ-6

3.4.4 ASSESSED GROUNDWATER TRANSIT TIME

3.4.4.1 ASSESSED TRANSIT TIME ACCORDING TO THE ANALYTICAL APPROACH

Because of the homogeneity of the BER aquifer, it is possible to apply the analytical approach to estimate groundwater travel time between the wetland and the discharge zones. We used the analytical solution of Chesnaux et al. (2005) with the upstream head (wetland) and downstream head (discharge point) positioned along a groundwater flow line A–A' (Fig. 16), involving an east–west groundwater flow across the study site. The eastern boundary condition (wetland) acts as a groundwater divide line, whereas the western imposed boundary represents a groundwater seep (Fig. 17). A groundwater spring was observed at the discharging points during field work. In addition, the studied domain is imposed as homogeneous. Such a flow within the homogeneous sediments of the BER aquifer reflect the Dupuit–Forchheimer flow system conditions, for which groundwater flow is assumed to be under a steady-state regime, unidirectional, and unidimensional within a homogeneous unconfined aquifer constrained by a horizontal substratum. Introducing the calculated mean value of the groundwater recharge into the analytical solution along the A–A' flow line (Fig. 16), we calculated the groundwater travel time from multiple positions (x_i) to the discharge outlet point (Eq. 4). The calculated groundwater travel time from wetland to the discharge point was approximately 7.75 years, with a relatively consistent time vs. tracking distance along the A–A' flow line (Fig. 22).

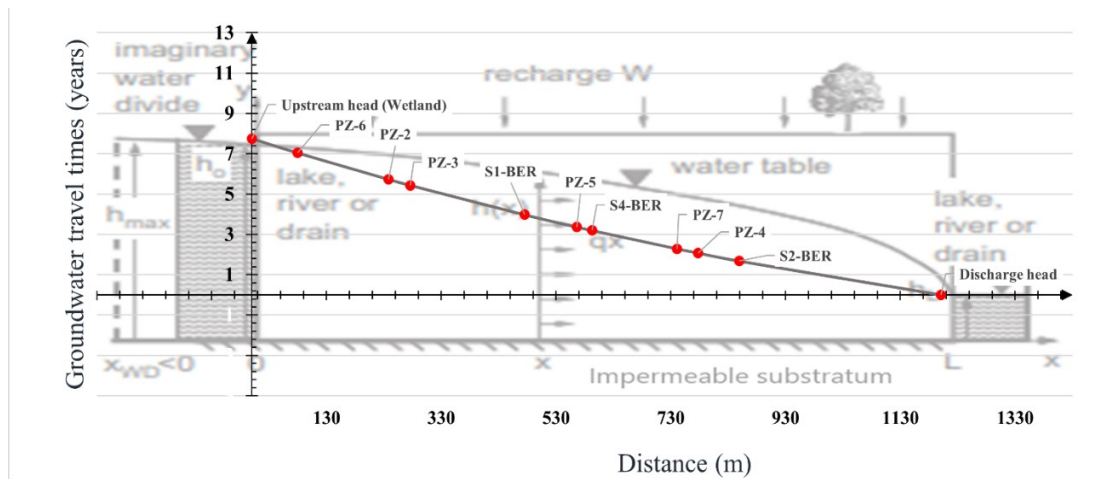


Figure 22: Illustration of groundwater transit times in the BER aquifer in relation to distance. Background illustration adapted from (Chesnaux et al. 2005)

3.4.4.2 ASSESSED TRANSIT TIME ACCORDING TO THE HYDROGEOCHEMICAL APPROACH

The obtained activities of ^3H ($a_t^3\text{H}$) from the collected groundwater samples are presented in Table 3. The initial ^3H activity ($a_0^3\text{H}$) was set at 9.2 TU, measured from precipitation collected 15 June 2014, a representative month for the potential groundwater recharge period as suggested by $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (i.e., starting from June), and a year (2014) reflecting the transit time yielded by the analytical approach (7.75 years). We calculated the transit times by applying the radioactive decay calculation method (Eq. 8) to the groundwater sample signatures (Table 5). Because we did not have a sample representing the discharge head directly, we considered S2-BER (located at 351 m from the discharge boundary) as the discharging point. We calculated a transit time from the wetland (recharging point) to the discharging point (S2-BER) of 7.34 years.

Table 5 : Tritium activity and groundwater travel times computed using the hydrogeochemical approach

Sample	$a_t^3\text{H}$ (tritium units)	Date of $a_t^3\text{H}$	$a_0^3\text{H}$ (tritium units)	Date of $a_0^3\text{H}$	Transit time (years)
PZ-6	9	2021-12-10	9.2	2014-06-15	0.31
S2-BER	6.1	2021-12-14	9.2	2014-06-15	7.34
S4-BER	6.5	2021-12-14	9.2	2014-06-15	6.09

Tritium is reported in tritium units; 1TU = 3.221 pCi-L⁻¹

3.4.4.3 ASSESSED TRANSIT TIME ACCORDING TO THE NUMERICAL APPROACH

Our calibration of the numerical model generated a model mass balance of $1.64 \times 10^{-2} \%$, and the calculated RMSE was 0.31 m, highlighting the robustness of the fitting process between the simulated and the observed water level data (Fig. 23)

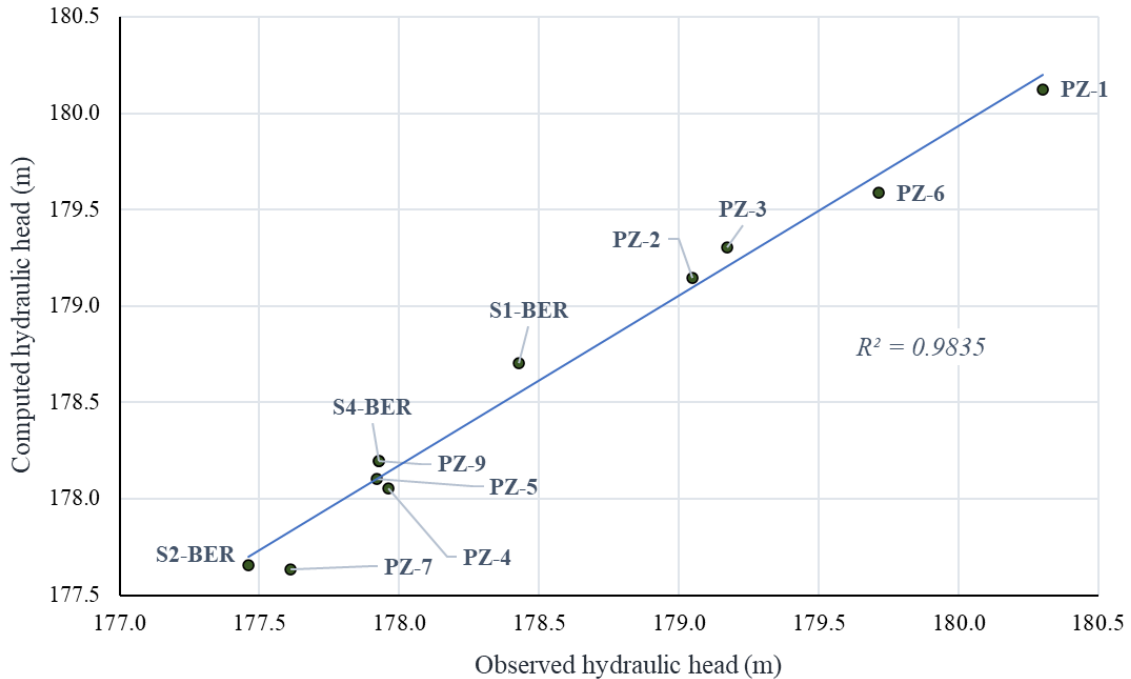


Figure 23: Relationship between the observed and computed hydraulic heads (m)

Once calibrated, the model computed the transit time for a particle tracking in the forward direction, i.e., from the wetland to discharge point along the groundwater A–A' flow line, as presented in Fig. 24. We calculated a transit time of 7.27 years through this approach.

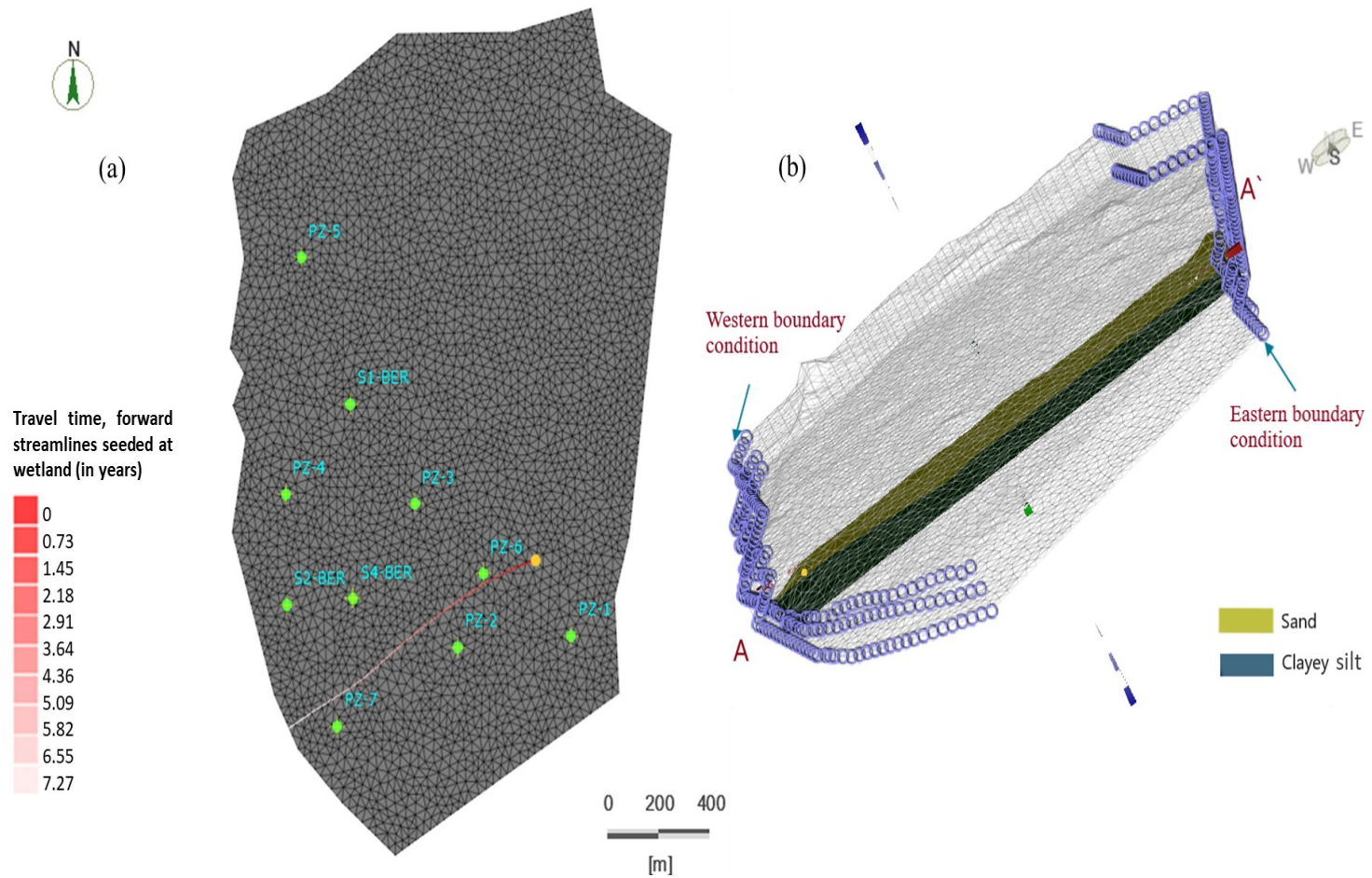


Figure 24: (a) A 1D representation of the domain modeled by using the FEFLOW model. The traced line is the tracking path, and the transit time in years is indicated in the legend; (b) a 3D perspective of the studied aquifer

3.5 DISCUSSION

Estimates of transit time using the analytical approach involve a number of limitations. These limitations include the uncertainty associated with the input parameters (for use of Eq. 4), including hydraulic conductivity, groundwater recharge, and porosity. Furthermore, the restrictive assumptions associated with a Dupuit–Forchheimer flow type aquifer produce simplistic albeit realistic features of the study site. For instance, contaminant transport is affected by multiple natural processes (Bradley 2013; Gorelick et al. 1993) and can be subjected to diverse transportation processes, e.g., diffusion and dispersion, rather than only advection as assumed in our study. Moreover, infiltration through the vadose zone can influence groundwater transit time (Boumaiza et al. 2021b), whereas our analytical and numerical approaches limit groundwater flow to only the saturated zone. Thus, the assessed groundwater transit time using the our analytical and numerical approaches is less certain. Sousa et al. (2013) and Wang et al. (2012) demonstrated that aquifers having a thick vadose zone exhibit a much longer groundwater transit time in this zone; for example (Schwientek et al. 2009; Zoellmann et al. 2001) found that unsaturated zones greater than 10 m thick affected groundwater transit times. Given that the BER site has a thin unsaturated zone (0.5–2 m), we believe any vadose zone effects on transit time are negligible.

The hydrogeochemical approach determined that the groundwater transit time was 7.34 years, slightly less than that obtained via the analytical method (7.75 years). This subtle difference may stem from S2-BER being considered as the discharge point. This point is 350 m distant from the actual downstream head boundary, as considered in the analytical model. Moreover, ^3H activity and the associated transit

times (Table 5) agree with published values. Indeed, Clark and Fritz (1997) indicate that for continental regions, as is the case of our study site, ^3H concentrations between 5 and 15 TU correspond to modern recharge (<5–10 years).

Nonetheless, the hydrogeochemical approach relies on a simple model, which is not a typical characteristic of natural systems. This approach assumes that three samples are sufficient for obtaining an accurate transit time, and this approach does not consider possible mixing processes during the recharge and infiltration (Michel 2005). As shown by (Małozzewski et al. 1983); Vitvar and Balderer (1997), the use of isotopes and solutes is limited by short data time series, which provides little insight into the temporal variation of transit times. Moreover, because the ^3H concentrations of remnant bomb pulse waters in the Northern Hemisphere are currently greater than concentrations in modern rainfall, it is increasingly necessary to estimate transit times using ^3H -level time series (Morgenstern et al. 2010). (Clark and Fritz 1997) recommend to ideally use a ^3H input representing a multiyear average and applying an input function calculated via a model that incorporates mixing and decay into the recharge process.

The numerical approach yielded a transit time of 7.27 years, slightly shorter than that of the analytical and hydrogeochemical approaches. A source of error in the numerical approach involves uncertainties and insufficiencies in the input data. Although these input parameters are the same as those of the analytical approach, it appears that the calibrating process involving a change in these input parameters affects the estimated transit time.

Furthermore, advection is also assumed to be the main transport mechanism for our particle-tracking computation. Therefore, in cases where dispersion is expected to

play an important role, our approach may not be very applicable. However, in terms of contaminant transport, this method is suited for conservative solutes because other biogeochemical reactions are not explicitly considered.

Moreover, actual aquifer depths recorded during field observations were used in the FEFLOW 3D model. Therefore, the 3D model does not present a perfectly horizontal substratum as assumed by the Dupuit–Forchheimer system. This difference could explain the variation between the two results. In the analytical model, we assumed that the saturated thickness of the aquifer was uniform. This assumption does not necessarily reflect the actual geological conditions. Indeed, the base of the aquifer forms a slight slope (Figs. 16 and 24b), leading to a variable saturated zone thickness. Because the thickness of the saturated aquifer affects both the transit path track and the horizontal hydraulic gradients (Haitjema 1995), the longer transit time estimated by the analytical approach, relative to that of the numerical approach, can be attributed to uncertainties in the initial estimates of saturated aquifer thickness. This discrepancy demonstrates the challenge in considering a representative saturated thickness for an unconfined aquifer, especially at larger scales. Therefore, the analytical solution proposed by Chesnaux et al. (2005) appears valid under conditions of an idealized unconfined aquifer with a slight variation in head relative to the saturated aquifer thickness.

All three methods required significant amounts of field data. The analytical approach was the least complex and the least time-consuming once these data were available, whereas the numerical approach required the most time investment to learn the software and involved laborious computational resources. Finally, the geochemical approach was of intermediate complexity because of the waiting period for the results, although their interpretation was not time consuming. Consequently, if the main goal

is the approximate and prompt estimation of transit time, the analytical solution provides the best approach.

3.6 CONCLUSION

We combined analytical, hydrogeochemical, and numerical approaches in a multi-technique framework to estimate advective groundwater transit time in granular unconfined aquifer. Transit time represented the time for groundwater to be transported from a wetland to the discharge zone of the aquifer. We integrated realistic soil physical properties into the analytical and numerical approaches and used ^3H -groundwater isotopes in the hydrogeochemical approach. Estimated groundwater transit times varied from 7.27 to 7.75 years for the three approaches, demonstrating the advantage of combining several approaches using field data to estimate groundwater transit time. Further studies are required to estimate groundwater transit time through the vadose zone; these results would allow tracking groundwater movement from the ground surface to the discharge point.

Our study aimed to estimate the transit time of potential contamination generated from an agricultural field to the nearby river, using groundwater transit time as analog of contaminant transit time and assuming a simple transport advective mechanism. Additional studies should consider other processes affecting contaminant transport, such as dispersion, diffusion, sorption, and degradation. Nonetheless, our study provides a valuable contribution to understanding the behaviour of the BER aquifer and to improving the management of groundwater resources of this aquifer.

3.7 ACKNOWLEDGMENTS

We thank Mitacs Globalink Graduate Fellowship Program (Canada), *Fonds d'appui au rayonnement des régions* (FARR), and *Fondation de l'Université du Québec à Chicoutimi* (FUQAC) for financial support. We also thank David Noël for his greatly appreciated help and guidance during field work and Mike Bellemare, Laura-Pier Perron Desmeules, and Pier-Olivier Gilbert for their assistance during field work.

CHAPITRE 5

SYNTHÈSE ET CONCLUSION

L'objectif de ce projet de maîtrise était de caractériser le système aquifère de la BER dans un contexte d'exploitation agricole. La mise en place de ce projet a permis de créer et d'avoir accès à une banque de données hydrogéologiques, géochimiques ou encore géophysiques. La collecte des données a été réalisée dans le cadre de travaux de terrain au cours de l'été et l'hiver 2021.

L'élargissement des connaissances hydrogéologiques sur le site de la BER a été effectué à l'aide de plusieurs méthodes d'investigation sur le terrain au cours de l'été 2021. Au total 4 sondages au piezocône, 7 forages et 28 levés TEM ont été exploités pour construire un modèle géologique. Le modèle géologique représentant le site d'étude a été créé sur une profondeur de 22 m, et est composé d'une couche unifiée de sable et sable silteux reposant sur une couche d'aquitard constituée de silt argileux. Il est recommandé dans des travaux futurs d'investiguer la géologie du site de la BER sur des profondeurs atteignant le roc par le biais d'un forage profond ou encore des sondages de diagraphie en forage. Cela permettrait de bien investiguer la présence du till et/ou les dépôts fluvioglaciers et de construire ainsi un modèle géologique plus complet. Il serait intéressant également de tenir compte et de bien définir les lits de silt sableux/ silt argileux se trouvant parfois dans les dépôts sableux dans le modèle géologique afin de vérifier dans quelle mesure l'hétérogénéité pourrait influencer les résultats de cette étude.

Les signatures du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ obtenues dans ces études varient entre $-14,5\text{‰}$ et $-8,9\text{‰}$. Cette variation a indiqué une forte contribution du CO_2 atmosphérique. L'épaisseur de la zone vadose s'est avérée avoir un impact sur le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$; Lorsqu'elle

augmente, on observe une diminution de la signature qui serait due à la réduction de l'apport du CO₂ atmosphérique.

L'influence du milieu humide sur les eaux souterraines de la BER n'a pas été observée dans les signatures du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$. En effet, le milieu humide étant caractérisé par une végétation de type C3, aurait une signature isotopique proche de -26‰. Tandis que la valeur moyenne du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ des eaux souterraines de la BER est de -11.5 ‰. Cela peut être expliqué par la période d'échantillonnage (hiver) pendant laquelle l'apport du CO₂ biogénique est considéré faible suite à la réduction de l'activité biologique. Pour pousser plus loin les conclusions, un échantillonnage durant les périodes du printemps et de l'été serait recommandé, permettant de voir si les signatures de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ deviennent de plus en plus négatives. Une forte corrélation entre la diminution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et l'augmentation de l'épaisseur de la zone non saturée a également été démontrée. Cette corrélation peut être expliquée par la contribution du CO₂ atmosphérique qui s'avère être plus importante lorsque la zone vadose est moins épaisse. En effet, le gradient de concentration de CO₂ augmente entre l'atmosphère et la zone saturée lorsque l'épaisseur de la zone vadose diminue (Chesnaux 2009) (Chesnaux, 2009). Une nouvelle fois, cette observation confirme bien que nous sommes dans un aquifère à nappe libre et que les piézomètres s'alignent dans la direction de l'écoulement.

Les propriétés physiques et hydrauliques des échantillons de sol ont été mesurées à l'aide des analyses granulométriques au laboratoire et une application d'un ensemble de formules empiriques. La conductivité hydraulique moyenne K_s a été évaluée à 4.65×10^{-4} m/s concorde bien avec les valeurs de K_s obtenues pour les dépôts granulaires de l'aquifère de Saint-Honoré à nappe libre qui sont situés au SLSJ (Boumaiza 2008; Boumaiza et al. 2019; Boumaiza et al. 2020a). Plusieurs études

futures pourraient être menées pour définir adéquatement les paramètres de l'aquifère à nappe libre en régime transitoire tels que les essais de pompage de longue durée, des essais de perméabilité ainsi que des essais de choc hydraulique dans les piézomètres.

La recharge a été estimée en utilisant une solution analytique (Bear 1972b) et a été validée ensuite par la méthode de calcul WTF-ESPERE. Les deux valeurs de 198 mm/année et 197 mm/année obtenues respectivement à partir des deux méthodes concordent avec les résultats obtenus par Boumaiza et al. (2022b); CERM-PACES (2013) pour des dépôts d'aquifères avoisinants au SLSJ. Il serait recommandé de réestimer la recharge avec d'autres méthodes de calcul telles que l'approche du bilan hydrique qui est basée sur la loi de conservation de la masse dans le cycle hydrologique. Cela permettra de valider la valeur obtenue ainsi que d'estimer le taux d'évaporation et de ruissellement ayant lieu sur le site d'étude.

Les signatures de $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ont suggéré une origine d'eau souterraine de saison chaude. Cette observation peut être expliquée par la recharge qui se produit généralement durant les saisons été- automne dans les régions du Québec méridional. La recharge dans cette région serait négligeable pendant les périodes froides d'hiver-printemps en raison de la présence d'un sol dont la surface gelée agit comme une barrière à l'infiltration de l'eau (Boumaiza et al. 2020a; Boumaiza et al. 2021a; Boumaiza et al. 2021b; Boumaiza et al. 2021c; 2022b; Chesnaux and Stumpp 2018). Les variations du niveau de la nappe dans S1-BER, S2-BER et S4-BER confirment la période de recharge chaude (saisons été-automne) suggérée par les signatures $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$; en effet, elles indiquent des niveaux d'eau qui augmentent au mois de juin. Cette augmentation peut être expliquée par l'infiltration de l'eau résultant de la fonte des neiges ainsi que par les précipitations.

Le calcul du temps de transit à l'aide des trois approches analytique, hydrogéochimique et numérique présente certaines limites. Les limites de l'approche analytique peuvent être liées à l'incertitude sur les paramètres hydrauliques utilisés dans le calcul, notamment la conductivité hydraulique, la recharge des eaux souterraines et la porosité. Une limite peut être également associée au fait que nous avons considéré seulement le mécanisme d'advection dans cette approche. Tandis que le transport des contaminants est affecté en réalité par de multiples processus naturels (Bradley 2013; Gorelick et al. 1993) et pourrait subir divers mécanismes de transport (c.-à-d., diffusion, dispersion, etc.) plutôt qu'un seul processus adjectif. Les temps de transit de l'eau souterraine évalués dans cette étude sont basés sur un transfert advectif de l'eau souterraine. Ainsi, advenant que l'on s'intéresse à un temps de transit d'un contaminant (soluté dissous dans l'eau souterraine), il faudrait alors considérer le phénomène de dispersion en plus de l'advection pour décrire le temps de transit du contaminant. Cela étant, le calcul du temps de transit advectif, tel que nous l'avons réalisé dans notre étude, donne une idée du temps de transit moyen du contaminant.

Le temps de transit estimé par l'approche hydrogéochimique (7,34 ans), est légèrement inférieur à celui obtenu par la méthode analytique (7,75 ans). Cette différence pourrait s'expliquer par le fait que le point considéré pour représenter la limite de décharge dans cette méthode est S2-BER qui est situé à 350 m de la limite de décharge définie pour le modèle analytique.

Les activités ^3H mesurées dans les échantillons ainsi que les résultats de temps de transit estimés sont en accord avec les gammes proposées dans la littérature. En effet, Clark and Fritz (1997) indiquent que pour les régions continentales, ce qui est le cas de notre site d'étude, les concentrations en tritium variant entre 5 et 15 TU correspondraient à une recharge moderne (<5 à 10 ans). Néanmoins, dans cette

approche, seulement 3 échantillons ont été exploités. Ce nombre limité d'échantillons fournit peu d'informations sur la variation temporelle des temps de transit. Il serait recommandé d'effectuer un échantillonnage plus dense et recouvrant plus de piézomètres, zone de résurgence et zone de recharge sur le site. Il serait intéressant également de considérer les processus de mélange ayant lieu lors des événements d'infiltration et de recharge (Michel 2005) ainsi que d'effectuer un échantillonnage représentatif de la variation temporelle des concentrations en ^3H (Clark and Fritz 1997; Morgenstern et al. 2010)

L'approche numérique a permis d'aboutir à un temps de transit de 7,27 ans légèrement inférieur à ceux obtenus par l'approche analytique (7,75 ans) et l'approche hydrogéochimique (7,37 ans). Une source d'erreur peut provenir des incertitudes et des insuffisances des données d'entrée. En outre, l'advection est également supposée être le principal mécanisme de transport pour la méthode numérique. Ainsi, dans les cas où la dispersion est censée jouer un rôle important, cette approche ne fournirait pas un résultat précis. Cependant, en termes de transport de contaminants, cette méthode peut être adaptée aux solutés conservateurs.

Par ailleurs, les valeurs réelles de la profondeur de l'aquifère, recueillies à partir d'observations sur le terrain, ont été prises en compte dans le modèle Feflow 3D. Par conséquent, le modèle 3D ne présente pas un substratum complètement horizontal contrairement à ce qui était supposé dans le modèle analytique. En effet, la base de l'aquifère forme une légère pente. Étant donné que l'épaisseur de l'aquifère saturé affecte à la fois la trajectoire de transit et les gradients hydrauliques horizontaux (Haitjema 1995), cela pourrait expliquer la différence observée entre les temps de transit évalués par les solutions analytique et numérique.

En outre, le temps de transit des eaux souterraines peut être influencé par l'infiltration à travers la zone vadose (Boumaiza et al. 2021b). Cependant, les

approches analytiques/numériques utilisées dans cette étude étaient limitées à l'écoulement dans la zone saturée uniquement. Cette limitation pourrait contribuer aux incertitudes dans l'évaluation du temps de transit. Par ailleurs, Sousa et al. (2013); Wang et al. (2012) ont démontré que les aquifères dotés d'une zone vadose épaisse sont plus susceptibles de présenter un temps de transit significatif dans cette dernière. D'autres études (Schwientek et al. 2009; Zoellmann et al. 2001) ont indiqué que les aquifères présentant des zones non saturées d'une épaisseur supérieure à 10 m auraient le plus d'influence sur le temps de transit. Ainsi, puisque notre site d'étude présente une zone non saturée de faible épaisseur (entre 0,5 et 2,5 m), son impact sur le temps de transit devrait être plus faible.

Les résultats de ce projet de recherche ont permis d'acquérir une bonne compréhension de l'hydrogéologie de la BER et pourraient permettre d'orienter des futures recherches sur le site. La recharge et le temps de transit qui ont été estimés, le suivi continu des variations du niveau d'eau et le modèle numérique d'écoulement élaboré pourraient être exploités dans une future étude portant sur la possibilité de l'irrigation du site à partir des eaux souterraines. Pour ce faire, une série de simulations pourrait être effectuée pour évaluer le comportement hydrodynamique de l'aquifère dans le cadre de scénarios d'irrigation. Ces scénarios consisteraient à simuler des pompages au sein de la nappe à des fins d'irrigation dépendamment des besoins des bleuets. Par ailleurs, les résultats de ce projet de maîtrise peuvent ouvrir la voie également à des projets futurs portant sur l'étude des impacts éventuels de la contamination de l'eau souterraine de la BER, notamment en ce qui concerne l'hexazinone.

RÉFÉRENCES

- Aggarwal, P.K., Araguás-Araguás, L.J., Groening, M., Kulkarni, K.M., Kurttas, T., Newman, B.D., and Vitvar, T. 2010. Global hydrological isotope data and data networks. *Isoscapes*: 33-50.
- Agrinova, I.C.C.B., le MAPAQ et le CRAAQ. 2010. Guide de production du bleuet sauvage. <http://perlebleue.ca/>.
- Anderson, M.P., Woessner, W.W., and Hunt, R.J. 2015. Chapter 8 - Particle Tracking. *In Applied groundwater modeling: simulation of flow and advective transport*. Academic press.
- Aubriot, O. 2006. Baisse des nappes d'eau souterraine en Inde du Sud: forte demande sociale et absence de gestion de la ressource. *Géocarrefour*, **81**: 83-90.
- Basu, N.B., Jindal, P., Schilling, K.E., Wolter, C.F., and Takle, E.S. 2012. Evaluation of analytical and numerical approaches for the estimation of groundwater travel time distribution. *Journal of Hydrology*, **475**: 65-73.
- Bear, J. 1972a. Dynamics of fluids in porous media. American Elsevier Publishing Company, New York, NY.
- Bear, J. 1972b. Dynamics of Fluids in Porous Media. No. pties. 1 à 2. American Elsevier Publishing Company.
- Bear, J. 1988. Dynamics of fluids in porous media. Courier Corporation.
- Beaulieu, M.F. 2012. Reconstitution des contextes hydrogéologiques à partir d'essais au piézocône, exemple du site de Vauvert au Lac-St-Jean Université du Québec à Chicoutimi Chicoutimi.
- Benoit, G.R., Grant, W.J., Ismail, A.A., and Yarborough, D.E. 1984. Effect of soil moisture and fertilizer on the potential and actual yield of lowbush blueberries. *Canadian journal of plant science*, **64**: 683-689.
- Bergeron, L. 1995. Effet de la teneur en eau du sol sur le rendement et la qualité des fruits du bleuet nain. Université du Québec à Chicoutimi.
- Bersezio, R., Bini, A., and Giudici, M. 1999. Effects of sedimentary heterogeneity on groundwater flow in a Quaternary pro-glacial delta environment: joining facies analysis and numerical modelling. *Sedimentary Geology*, **129**: 327-344.
- Bethke, C.M., and Johnson, T.M. 2008. Groundwater age and groundwater age dating. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **36**: 121-152.
- Beyer, W. 1964. Zur Beschreibung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und Sanden. *Zeitschr. f. Wasserwirtschaft-Wassertechnik*, **14**: 165-168.
- Black, C.A. (ed). 1965. Methods of soil analysis. Pt. 1. Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling. American Society of Agronomy, Madison, WI.
- Boumaiza, L. 2008. Caractérisation hydrogéologique des hydrofaciès dans le paléodelta de la rivière Valin au Saguenay. Université du Québec à Chicoutimi.
- Boumaiza, L., Rouleau, A., and Cousineau, P. Estimation de la conductivité hydraulique et de la porosité des lithofaciès identifiés dans les dépôts granulaires du paléodelta de la rivière Valin dans la région du Saguenay au Québec. *In Proceedings of the 68th Canadian Geotechnical Conference*, Quebec City, Quebec, Canada. p. 2015. Vol. 9.
- Boumaiza, L., Rouleau, A., and Cousineau, P. Determining hydrofacies in granular deposits of the Valin River paleodelta in the Saguenay region of Quebec. *In*

- Proceedings of the 70th Canadian Geotechnical Conference and the 12th Joint CGS/IAH-CNC Groundwater Conference, Ottawa, Ontario, Canada. 2017. Vol. 8.
- Boumaiza, L., Rouleau, A., and Cousineau, P. Combining shallow hydrogeological characterization with borehole data for determining hydrofacies in the Valin River paleodelta. *In* Proceedings of the 72nd Canadian Geotechnical Conference, St-John's, Newfoundland, Canada. p. 2019. Vol. 8.
- Boumaiza, L., Chesnaux, R., Walter, J., and Stumpp, C. 2020a. Assessing groundwater recharge and transpiration in a humid northern region dominated by snowmelt using vadose-zone depth profiles. *Hydrogeology Journal*, **28**: 2315-2329.
- Boumaiza, L., Chesnaux, R., Walter, J., and Meghnefi, F. 2021a. Assessing response times of an alluvial aquifer experiencing seasonally variable meteorological inputs. *Groundwater for Sustainable Development*, **14**: 100647.
- Boumaiza, L., Chesnaux, R., Walter, J., and Stumpp, C. 2021b. Constraining a flow model with field measurements to assess water transit time through a vadose zone. *Groundwater*, **59**: 417-427.
- Boumaiza, L., Chesnaux, R., Walter, J., Lenhard, R.J., Hassanizadeh, S.M., Dokou, Z., and Alazaiza, M.Y. 2022a. Predicting vertical LNAPL distribution in the subsurface under the fluctuating water table effect. *Groundwater Monitoring & Remediation*, **42**: 47-58.
- Boumaiza, L., Chesnaux, R., Drias, T., Walter, J., Huneau, F., Garel, E., Knoeller, K., and Stumpp, C. 2020b. Identifying groundwater degradation sources in a Mediterranean coastal area experiencing significant multi-origin stresses. *Science of the Total Environment*, **746**: 141203.
- Boumaiza, L., Walter, J., Chesnaux, R., Brindha, K., Elango, L., Rouleau, A., Wachniew, P., and Stumpp, C. 2021c. An operational methodology for determining relevant DRASTIC factors and their relative weights in the assessment of aquifer vulnerability to contamination. *Environmental Earth Sciences*, **80**: 1-19.
- Boumaiza, L., Walter, J., Chesnaux, R., Lambert, M., Jha, M.K., Wanke, H., Brookfield, A., Batelaan, O., Galvão, P., and Laftouhi, N.E. 2022b. Groundwater recharge over the past 100 years: Regional spatiotemporal assessment and climate change impact over the Saguenay-Lac-Saint-Jean region, Canada. *Hydrological Processes*, **36**: e14526.
- Bradley, P. 2013. Current Perspectives in Contaminant Hydrology and Water Resources Sustainability. InTech, Rijeka, Croatia. pp. 344.
- Brunet, F. 2004. Variations de la signature isotopique $\delta^{13}\text{C}$ du carbone inorganique dissous dans les rivières et les fleuves. Université Paul Sabatier-Toulouse III.
- Cartwright, I., and Morgenstern, U. 2015. Transit times from rainfall to baseflow in headwater catchments estimated using tritium: the Ovens River, Australia. *Hydrology and Earth System Sciences*, **19**: 3771-3785.
- Cartwright, I., and Morgenstern, U. 2016. Using tritium to document the mean transit time and sources of water contributing to a chain-of-ponds river system: implications for resource protection. *Applied Geochemistry*, **75**: 9-19.
- Cerling, T.E., Wang, Y., and Quade, J. 1993. Expansion of C4 ecosystems as an indicator of global ecological change in the late Miocene. *Nature*, **361**: 344-345.

- CERM-PACES. 2013. Résultats du programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Université du Québec à Chicoutimi
- Chapuis, R.P. 2004. Predicting the saturated hydraulic conductivity of sand and gravel using effective diameter and void ratio. *Canadian Geotechnical Journal*, **41**: 787-795.
- Chesnaux, R. 2009. How groundwater seepage and transport modelling software can be useful for studying gaseous transport in an unsaturated soil. *Water and Environment Journal*, **23**: 32-40.
- Chesnaux, R. 2013. Regional recharge assessment in the crystalline bedrock aquifer of the Kenogami Uplands, Canada. *Hydrological Sciences Journal*, **58**: 421-436.
- Chesnaux, R., and Stumpp, C. 2018. Advantages and challenges of using soil water isotopes to assess groundwater recharge dominated by snowmelt at a field study located in Canada. *Hydrological Sciences Journal*, **63**: 679-695.
- Chesnaux, R., Molson, J., and Chapuis, R. 2005. An analytical solution for ground water transit time through unconfined aquifers. *Groundwater*, **43**: 511-517.
- Chesnaux, R., Marion, D., Boumaiza, L., Richard, S., and Walter, J. 2021. An analytical methodology to estimate the changes in fresh groundwater resources with sea-level rise and coastal erosion in strip-island unconfined aquifers: illustration with Savary Island, Canada. *Hydrogeology Journal*, **29**: 1355-1364.
- Clark, I.D., and Fritz, P. 1997. *Environmental isotopes in hydrogeology*. FL, Boca Raton. pp. 328 p. : illustrations ; 26 cm.
- Cook, P.G., and Böhlke, J.-K. 2000. Determining timescales for groundwater flow and solute transport. *In Environmental tracers in subsurface hydrology*. Springer. pp. 1-30.
- Cook, P.G., and Herczeg, A.L. 2012. *Environmental tracers in subsurface hydrology*.
- Cornaton, F. 2003. Deterministic models of groundwater age, life expectancy and transit time distributions in advective-dispersive systems. Université de Neuchâtel.
- Courchesne, C. 2019. Caractérisation hydrogéologique de la bleuetière d'enseignement et de recherche Secteur Normandin, Québec. Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi.
- De Vries, J.J., and Simmers, I. 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, **10**: 5-17.
- Diersch, H.-J.G. 2013. *FEFLOW: finite element modeling of flow, mass and heat transport in porous and fractured media*. Springer Science & Business Media.
- Dupuit, J.E. 1863. *Etudes théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables avec des considérations relatives au régime des grandes eaux, au débouché à leur donner, et à la marche des alluvions dans les rivières à fond mobile*. Dunod, éditeur.
- Ekwrzel, B., Schlosser, P., Smethie Jr, W.M., Plummer, L.N., Busenberg, E., Michel, R.L., Weppernig, R., and Stute, M. 1994. Dating of shallow groundwater: Comparison of the transient tracers $^3\text{H}/^3\text{He}$, chlorofluorocarbons, and ^{85}Kr . *Water Resources Research*, **30**: 1693-1708.
- Eslami, A., and Fellenius, B.H. 1997. Pile capacity by direct CPT and CPTu methods applied to 102 case histories. *Canadian Geotechnical Journal*, **34**: 886-904.

- Etcheverry, D., and Perrochet, P. 2000. Direct simulation of groundwater transit-time distributions using the reservoir theory. *Hydrogeology Journal*, **8**: 200-208.
- Fellenius, B., and Eslami, A. Soil profile interpreted from CPTu data, "Year 2000 Geotechnics" Geotech. *In Eng. Conf.*, AIT, Bangkok, Thailand. 2000.
- Fitterman, D.V., and Stewart, M.T. 1986. Transient electromagnetic sounding for groundwater. *Geophysics*, **51**: 995-1005.
- Fontes, J.-C. 1992. Chemical and isotopic constraints on ¹⁴C dating of groundwater. *In Radiocarbon after four decades*. Springer. pp. 242-261.
- Forchheimer, P. 1886a. Über die Ergiebigkeit von Brunnenanlagen und Sickershlitzen. *Z. Architect Ing. Verein, Hannover*, **32**.
- Forchheimer, P. 1886b. Über die Ergiebigkeit von Brunnenanlagen und Sickershlitzen. **32**.
- Gardner, W.H. 1965. Water content. *Methods of Soil Analysis: Part 1 Physical and Mineralogical Properties, Including Statistics of Measurement and Sampling*, **9**: 82-127.
- geologismiki.gr. 2018. CPeT-IT v.3.0 – CPT interpretation software. Available from <https://geologismiki.gr/products/cpet-it/>.
- Gillon, M., Barbecot, F., Gibert, E., Plain, C., Corcho-Alvarado, J.-A., and Massault, M. 2012. Controls on ¹³C and ¹⁴C variability in soil CO₂. *Geoderma*, **189**: 431-441.
- Glass, V., Percival, D., and Proctor, J. 2005. Tolerance of lowbush blueberries (*Vaccinium angustifolium* Ait.) to drought stress. I. Soil water and yield component analysis. *Canadian journal of plant science*, **85**: 911-917.
- Glass, V.M. 2001. Drought Stress Effects in Wild Blueberries (*Vaccinium Angustifolium* Ait.). National Library of Canada= Bibliothèque nationale du Canada, Ottawa.
- Goode, D.J. 1996. Direct simulation of groundwater age. *Water Resources Research*, **32**: 289-296.
- Gorelick, S.M., Freeze, R.A., Donohue, D., and Keely, J.F. 1993. Groundwater contamination: optimal capture and containment. Lewis Publishers Inc.
- Gouda-Geo. 2022. CPT-Office Software for Processing and Interpretation. Available from <https://gouda-geo.com/product/cpt-office-software-for-processing-and-interpretation#>.
- Gouv.qc. 2022. Normales climatiques du Québec 1981-2010 [accessed 2021-02-10].
- Haitjema, H.M. 1995. Analytic element modeling of groundwater flow. Elsevier.
- Hazen, A. 1983. Some physical properties of sand and gravel with special reference to their use in filtration. 24th Ann. Rep., Mass. State Board of Health, Boston, 1983.
- Healy, R.W., and Cook, P.G. 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, **10**: 91-109.
- Hébert, S., and Légaré, S. 2000. Suivi de la qualité de l'eau des rivières et des petits cours d'eau.
- Hudon-Gagnon, E., Chesnaux, R., Cousineau, P.A., and Rouleau, A. 2011. A methodology to adequately simplify aquifer models of quaternary deposits: preliminary results. *GeoHydro* 2011.
- Kalisperi, D., Kouli, M., Vallianatos, F., Soupios, P., Kershaw, S., and Lydakis-Simantiris, N. 2018. A transient electromagnetic (TEM) method survey in

- north-central coast of Crete, Greece: Evidence of seawater intrusion. *Geosciences*, **8**: 107.
- Kinsman, G. 1993. The history of the lowbush blueberry industry in Nova Scotia 1950-1990. Nova Scotia Dept. of Agriculture & Marketing.
- Kløve, B., Ala-Aho, P., Bertrand, G., Boukalova, Z., Ertürk, A., Goldscheider, N., Ilmonen, J., Karakaya, N., Kupfersberger, H., and Kværner, J. 2011. Groundwater dependent ecosystems. Part I: Hydroecological status and trends. *Environmental Science & Policy*, **14**: 770-781.
- Koltermann, C.E., and Gorelick, S.M. 1996. Heterogeneity in sedimentary deposits: A review of structure-imitating, process-imitating, and descriptive approaches. *Water Resources Research*, **32**: 2617-2658.
- Labrecque, G.v., Chesnaux, R., and Boucher, M.-A.I. 2020. Water-table fluctuation method for assessing aquifer recharge: application to Canadian aquifers and comparison with other methods. *Hydrogeology Journal*, **28**.
- Lanini, S., and Caballero, Y. 2021. ESPERE, a Tool for Multimethod Aquifer Recharge Estimation: What's New with Version 2? *Groundwater*, **59**: 5-6.
- Lanini, S., Caballero, Y., Seguin, J.-J., and Maréchal, J.-C. 2016. ESPERE-A multiple-method Microsoft Excel application for estimating aquifer recharge. *Groundwater*, **54**: 155-156.
- Larocque, M., Levison, J., Martin, A., and Chaumont, D. 2019. A review of simulated climate change impacts on groundwater resources in Eastern Canada. *Canadian Water Resources Journal/Revue canadienne des ressources hydriques*, **44**: 22-41.
- LaSalle, P., and Tremblay, G. 1978. Dépôts meubles Saguenay-Lac-Saint-Jean.
- Lefebvre, K., Barbecot, F., Larocque, M., and Gillon, M. 2015. Combining isotopic tracers (^{222}Rn and $\delta^{13}\text{C}$) for improved modelling of groundwater discharge to small rivers. *Hydrological Processes*, **29**: 2814-2822.
- Leray, S., De Dreuzy, J.-R., Bour, O., Labasque, T., and Aquilina, L. 2012. Contribution of age data to the characterization of complex aquifers. *Journal of Hydrology*, **464**: 54-68.
- Lévesque, Y., Walter, J., and Chesnaux, R. 2021. Transient Electromagnetic (TEM) Surveys as a First Approach for Characterizing a Regional Aquifer: The Case of the Saint-Narcisse Moraine, Quebec, Canada. *Geosciences*, **11**: 415.
- Lunne, T., Powell, J.J., and Robertson, P.K. 2002. Cone penetration testing in geotechnical practice. CRC Press.
- MacInnes, S., and Raymond, M. 2001. ZONGE Data Processing Two-Dimensional, Smooth-Model CSAMT Inversion version 3.00. Zonge Engineering and Research Organization, Inc.: Edwardstown, Australia.
- MacInnes, S., and Raymond, M. 2005. STEMINV: Smooth Model TEM Inversion. Zonge Engineering, Tucson, AZ.
- Madramootoo, C.A., and Fyles, H. 2010. Irrigation in the context of today's global food crisis. *Irrigation and Drainage: The journal of the International Commission on Irrigation and Drainage*, **59**: 40-52.
- Małozzewski, P., Rauert, W., Stichler, W., and Herrmann, A. 1983. Application of flow models in an alpine catchment area using tritium and deuterium data. *Journal of Hydrology*, **66**: 319-330.

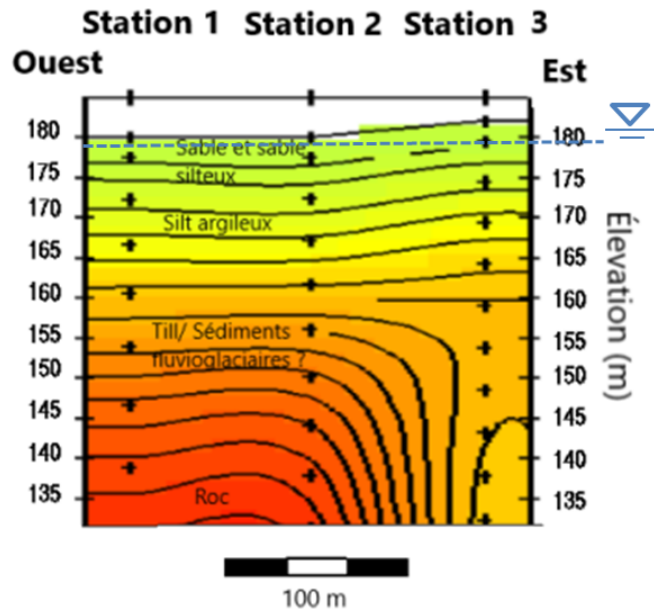
- Mazariegos, J.G., Walker, J.C., Xu, X., and Czimeczik, C.I. 2017. Tracing artificially recharged groundwater using water and carbon isotopes. *Radiocarbon*, **59**: 407-421.
- Mazor, E. 2003. *Chemical and isotopic groundwater hydrology*. CRC press.
- McCarthy, J., and Zachara, J. 1989. ES&T Features: Subsurface transport of contaminants. *Environmental science & technology*, **23**: 496-502.
- McGuire, K.J., and McDonnell, J.J. 2006. A review and evaluation of catchment transit time modeling. *Journal of Hydrology*, **330**: 543-563.
- Michel, R.L. 2005. Tritium in the hydrologic cycle. *In* *Isotopes in the water cycle*. Springer. pp. 53-66.
- Milan, V., and Andjelko, S. 1992. Determination of hydraulic conductivity of porous media from grain-size composition. No. 551.49 V 986.
- Miller, J., Foroud, N., Hill, B., and Lindwall, C. 1995. Herbicides in surface runoff and groundwater under surface irrigation in southern Alberta. *Canadian Journal of Soil Science*, **75**: 145-148.
- Morgenstern, U., Stewart, M.K., and Stenger, R. 2010. Dating of streamwater using tritium in a post nuclear bomb pulse world: continuous variation of mean transit time with streamflow. *Hydrology and Earth System Sciences*, **14**: 2289-2301.
- Nastev, M., Rivera, A., Lefebvre, R., Martel, R., and Savard, M. 2005. Numerical simulation of groundwater flow in regional rock aquifers, southwestern Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal*, **13**: 835-848.
- Navfac, D. 1974. *Design manual-soil mechanics, foundations, and earth structures*. US Government Printing Office, Washington, DC.
- Nimmo, J.R., Horowitz, C., and Mitchell, L. 2015. Discrete-storm water-table fluctuation method to estimate episodic recharge. *Groundwater*, **53**: 282-292.
- Pang, L., and Close, M.E. 2001. A field tracer study of attenuation of atrazine, hexazinone and procymidone in a pumice sand aquifer. *Pest Management Science: formerly Pesticide Science*, **57**: 1142-1150.
- Penna, D., Stenni, B., Sanda, M., Wrede, S., Bogaard, T., Gobbi, A., Borga, M., Fischer, B., Bonazza, M., and Chárová, Z. 2010. On the reproducibility and repeatability of laser absorption spectroscopy measurements for $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic analysis. *Hydrology and Earth System Sciences*, **14**: 1551-1566.
- Peterson, H.G., Boutin, C., Freemark, K.E., and Martin, P.A. 1997. Toxicity of hexazinone and diquat to green algae, diatoms, cyanobacteria and duckweed. *Aquatic Toxicology*, **39**: 111-134.
- Rightmire, C.T. 1978. Seasonal variation in pCO₂ and ¹³C content of soil atmosphere. *Water Resources Research*, **14**: 691-692.
- Ritter, K.S., Paul Sibley, Ken Hall, Patricia Keen, Gevan Mattu, Beth Linton, Len. 2002. Sources, pathways, and relative risks of contaminants in surface water and groundwater: a perspective prepared for the Walkerton inquiry. *Journal of Toxicology and Environmental Health Part A*, **65**: 1-142.
- Robertson, P., and Cabal, K. 2008. *Guide to Cone Penetration Testing for Geo-Environmental Engineering*. Prepared for Gregg Drilling & Testing Inc.
- Robertson, P.K. 1990. Soil classification using the cone penetration test. *Canadian Geotechnical Journal*, **27**: 151-158.
- Robertson, P.K. 2009. Interpretation of cone penetration tests—a unified approach. *Canadian Geotechnical Journal*, **46**: 1337-1355.

- Robertson, P.K. Soil behaviour type from the CPT: an update. *In* 2nd International symposium on cone penetration testing. 2010. Cone Penetration Testing Organizing Committee. Vol. 2, p. 8.
- Samuel, O. 2004. Présence d'hexazinone dans l'eau de consommation au Saguenay-Lac-Saint-Jean. desLibris.
- Sauerbrey, I. 1932. On the problem and determination of the permeability coefficient. *Proceedings VNIIG*: 115-145.
- Scanlon, B.R., Healy, R.W., and Cook, P.G. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, **10**: 18-39.
- Schwientek, M., Maloszewski, P., and Einsiedl, F. 2009. Effect of the unsaturated zone thickness on the distribution of water mean transit times in a porous aquifer. *Journal of Hydrology*, **373**: 516-526.
- Seequent. 2022. Leapfrog Geo 2021.2.5 Help and Support. Available from <https://www.seequent.com/help-support/leapfrog-geo/> [accessed 01-15 2022].
- Seymour, R., Starr, G., and Yarborough, D.E. 2004. Lowbush Blueberry (*Vaccinium angustifolium*) with irrigated and rain-fed conditions. *Small Fruits Review*, **3**: 45-56.
- Siebert, S., Burke, J., Faures, J.M., Frenken, K., Hoogeveen, J., Döll, P., and Portmann, F.T. 2010. Groundwater use for irrigation – a global inventory. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **14**: 1863-1880. doi:10.5194/hess-14-1863-2010.
- Simard, P.T., Chesnaux, R., Rouleau, A., Daigneault, R., Cousineau, P.A., Roy, D.W., Lambert, M., Poirier, B., and Poignant-Molina, L. 2015. Imaging Quaternary glacial deposits and basement topography using the transient electromagnetic method for modeling aquifer environments. *Journal of Applied Geophysics*, **119**: 36-50.
- Solinst Canada Ltd. 2021. Télémétrie LevelSender. Available from solinst.com/products/dataloggers-and-telemetry/solinst-telemetry-systems/9500-levelsender/levelsender.php [accessed April 5th 2021].
- Solomon, D.K., and Cerling, T.E. 1987. The annual carbon dioxide cycle in a montane soil: Observations, modeling, and implications for weathering. *Water Resources Research*, **23**: 2257-2265.
- Sousa, M.R., Jones, J.P., Frind, E.O., and Rudolph, D.L. 2013. A simple method to assess unsaturated zone time lag in the travel time from ground surface to receptor. *Journal of contaminant hydrology*, **144**: 138-151.
- Struchtemeyer, R. 1956. For larger yields irrigate lowbush blueberries. *Maine Farm Res. Maine Agr. Expt. Sta.*, **4**: 7-18.
- Tang, C., Chen, J., Shindo, S., Sakura, Y., Zhang, W., and Shen, Y. 2004. Assessment of groundwater contamination by nitrates associated with wastewater irrigation: a case study in Shijiazhuang region, China. *Hydrological processes*, **18**: 2303-2312.
- Taylor, C. 1976. Tritium enrichment of environmental waters by electrolysis: development of cathodes exhibiting high isotopic separation and precise measurement of tritium enrichment factors.
- Tremblay, R., Walter, J., Chesnaux, R., and Boumaiza, L. 2021. Investigating the Potential Role of Geological Context on Groundwater Quality: A Case Study of the Grenville and St. Lawrence Platform Geological Provinces in Quebec, Canada. *Geosciences*, **11**: 503.

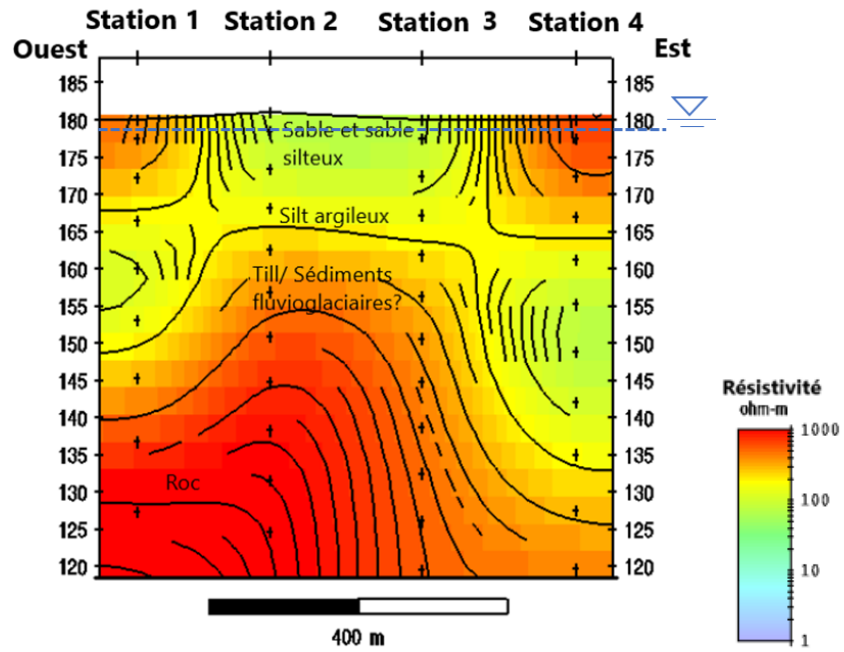
- Trevett, M. 1967. Irrigating lowbush blueberries the burn year. *Maine Farm Research*, **15**.
- Vitvar, T., and Balderer, W. 1997. Estimation of mean water residence times and runoff generation by 180 measurements in a Pre-Alpine catchment (Rietholzbach, Eastern Switzerland). *Applied Geochemistry*, **12**: 787-796.
- Vogel, J. 1967. Investigation of groundwater flow with radiocarbon: in *Isotopes in Hydrology*: International Atomic Energy Agency. Vienna.
- Vogel, J.C. 1993. Variability of carbon isotope fractionation during photosynthesis. *In* *Stable isotopes and plant carbon-water relations*. Elsevier. pp. 29-46.
- Walter, J. 2010. Les eaux souterraines à salinité élevée autour du lac Saint-Jean, Québec: origines et incidences. Université du Québec à Chicoutimi.
- Walter, J., Rouleau, A., Chesnaux, R., Lambert, M., and Daigneault, R. 2018. Characterization of general and singular features of major aquifer systems in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region. *Canadian Water Resources Journal/Revue canadienne des ressources hydriques*, **43**: 75-91.
- Wang, L., Stuart, M., Bloomfield, J., Butcher, A., Goody, D., McKenzie, A., Lewis, M., and Williams, A. 2012. Prediction of the arrival of peak nitrate concentrations at the water table at the regional scale in Great Britain. *Hydrological Processes*, **26**: 226-239.
- Weill, A., and Duval, G. 2009. Manuscrit du guide de gestion globale de la ferme maraîchère biologique et diversifiée. Équiterre.
- Wentworth, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The journal of geology*, **30**: 377-392.
- Wilson, P. 2012. *The Relationship Among Micro-topographical Variation, Water Table Depth and Biogeochemistry in an Ombrotrophic Bog*. McGill University.
- Yarborough, D.E. 2004. Factors contributing to the increase in productivity in the wild blueberry industry. *Small Fruits Review*, **3**: 33-43.
- Zappa, G., Bersezio, R., Felletti, F., and Giudici, M. 2006. Modeling heterogeneity of gravel-sand, braided stream, alluvial aquifers at the facies scale. *Journal of Hydrology*, **325**: 134-153.
- Zedler, J.B., and Kercher, S. 2005. Wetland resources: status, trends, ecosystem services, and restorability. *Annu. Rev. Environ. Resour.*, **30**: 39-74.
- Zhang, X., Sun, M., Wang, N., Huo, Z., and Huang, G. 2016. Risk assessment of shallow groundwater contamination under irrigation and fertilization conditions. *Environmental Earth Sciences*, **75**: 603.
- Zoellmann, K., Kinzelbach, W., and Fulda, C. 2001. Environmental tracer transport (3H and SF6) in the saturated and unsaturated zones and its use in nitrate pollution management. *Journal of Hydrology*, **240**: 187-205.

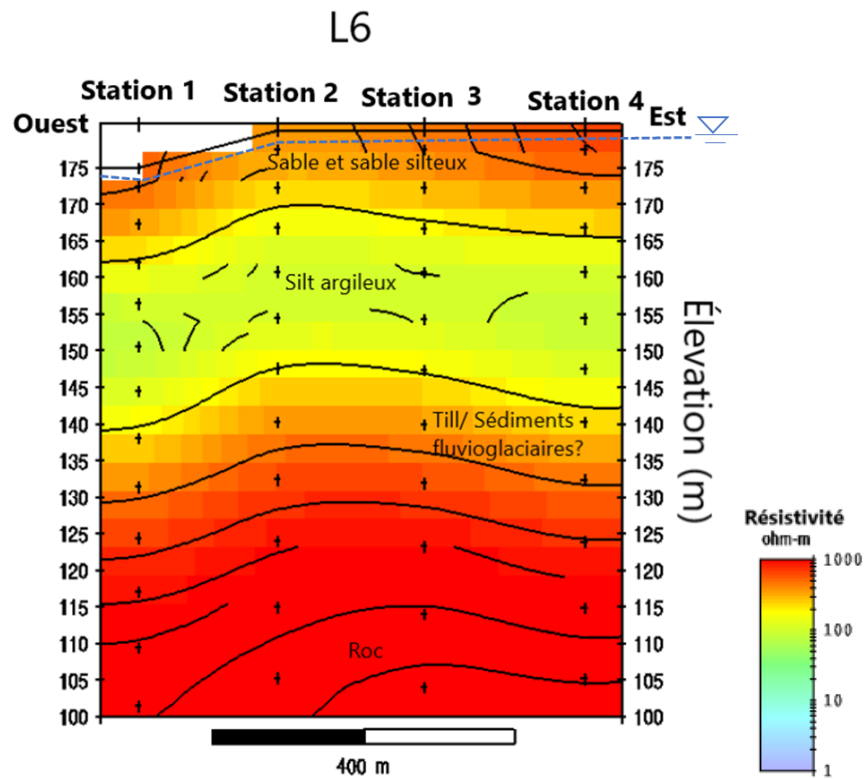
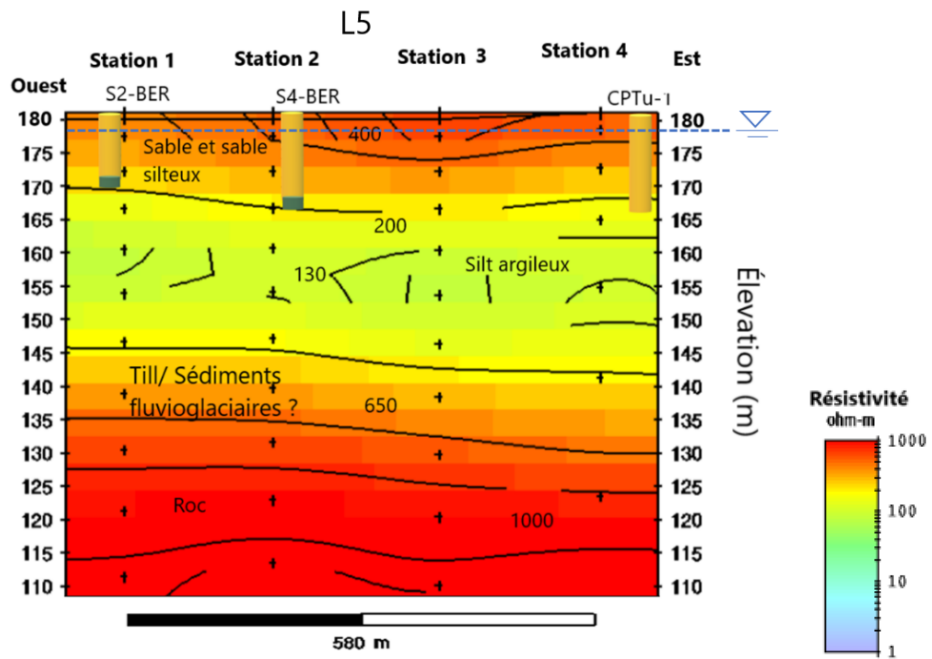
**ANNEXE : SECTIONS TEM : PROFILS DE LA RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE EN
FONCTION DE L'ÉLEVATION AUX DIFFRENTES STATIONS**

L3

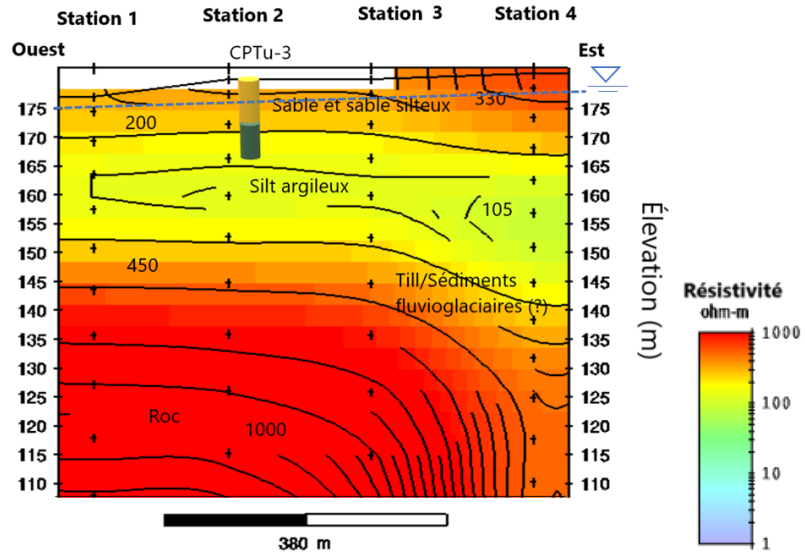


L4





L7



L8

