

<b>Titre:</b>	Évaluation expérimentale de l'impact de l'opération d'un puits à colonne permanente sur les risques de précipitation minérale dans un aquifère carbonaté
<b>Auteur:</b>	Maximilien Delestre
<b>Date:</b>	2021
<b>Type:</b>	Mémoire ou thèse / Dissertation or Thesis
<b>Référence:</b>	Delestre, M. (2021). Évaluation expérimentale de l'impact de l'opération d'un puits à colonne permanente sur les risques de précipitation minérale dans un aquifère carbonaté [Mémoire de maîtrise, Polytechnique Montréal]. PolyPublie. <a href="https://publications.polymtl.ca/6338/">https://publications.polymtl.ca/6338/</a>

## Document en libre accès dans PolyPublie

Open Access document in PolyPublie

**URL de PolyPublie:** <https://publications.polymtl.ca/6338/>  
PolyPublie URL:

**Directeurs de recherche:** Paul Baudron, & Florent Barbecot  
Advisors:

**Programme:** Génie minéral  
Program:

**POLYTECHNIQUE MONTRÉAL**

affiliée à l'Université de Montréal

**Évaluation expérimentale de l'impact de l'opération d'un puits à colonne  
permanente sur les risques de précipitation minérale dans un aquifère  
carbonaté**

**MAXIMILIEN DELESTRE**

Département de génie civil, géologique et des mines

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

Génie minéral

Avril 2021

**POLYTECHNIQUE MONTRÉAL**

affiliée à l'Université de Montréal

Ce mémoire intitulé :

**Évaluation expérimentale de l'impact de l'opération d'un puits à colonne  
permanente sur les risques de précipitation minérale dans un aquifère  
carbonaté**

présenté par **Maximilien DELESTRE**

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

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

**Benoît COURCELLES**, président

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

**Florent BARBECOT**, membre et codirecteur de recherche

**José Luis GARCÍA ARÓSTEGUI**, membre externe

## DÉDICACE

*À ma mère, à qui je dois tout.*

## REMERCIEMENTS

Une profonde gratitude pour mon directeur Paul Baudron et mon co-directeur Florent Barbecot, qui au-delà des précieux conseils dans les connaissances, les méthodes et la rédaction, m'ont montré la valeur essentielle de se poser les bonnes questions pour espérer apporter les bonnes réponses. Leur bienveillance a été un soutien majeur dans ce cheminement.

Un grand merci aux membres du jury qui ont accepté d'évaluer ces travaux. J'espère qu'ils éveilleront votre intérêt et je vous remercie pour vos commentaires enrichissants.

Quel grand plaisir cela a été de passer ces années en si bonne compagnie : Marc aux nombreux sujets de discussion, Coralie aux terrains riches en surprises, Janie, je te souhaite du plaisir dans la recherche pour bien des années encore, Francis, toujours un bon tuyau et une bonne histoire à raconter, Sabine, associée à jamais au radon et aux colonnes de sable géantes, Azzurra et son Italie, Laurence, toujours souriante, plein de réussite pour ton projet. Les réunions bibliographiques et ses croissants resteront à jamais dans ma mémoire. Quel plaisir ce fut d'écouter ces présentations aussi diverses dans une bonne ambiance !

Les conseils et le soutien des membres des laboratoires ont été inestimables. De grands remerciements à Jérôme Leroy, Manon Leduc, Gabriel St-Jean, Étienne Bélanger, Marina Tcaci et Jean-François Hélie. Merci à Myriam Fortin pour son efficacité administrative sans faille.

Un grand merci au professeur Philippe Pasquier pour ses sages conseils sur les puits à colonne permanente. Travailler sur ces installations uniques était enthousiasmant. Merci à Léo et Gabrielle, ça a été un plaisir de collaborer avec vous, je vous souhaite toute la réussite possible !

J'aimerais chaudement remercier le professeur René Lefebvre, sans qui je ne serais sans doute pas tombé amoureux du Québec et fait ce que bien d'autres Français ont fait depuis plus de 400 ans. Je dois aussi beaucoup au professeur Luc Aquilina, aux professeurs de l'Observatoire des sciences de l'univers de Rennes et à Virginie Vergnaud, qui fut la première à croire en mon potentiel hydrogéologique.

L'appui extraordinaire de ma mère, mes frères et ma sœur a beaucoup compté. Elvys, j'aurais tant aimé que tu sois là. Emma, merveilleuse Emma, soutien à toute épreuve, amour de ma vie, merci.

## RÉSUMÉ

L'urbanisation et la densification concentrent des besoins toujours plus importants en chauffage et climatisation, demandant des solutions pour se chauffer et se rafraîchir performantes et compactes. Le puits à colonne permanente est une configuration de géothermie de très basse température particulièrement intéressante dans ce cas et plus généralement dans les aquifères peu perméables.

Peu de travaux ont été réalisés sur les impacts géochimiques qu'un tel système peut avoir sur les eaux souterraines, en particulier dans les aquifères carbonatés et les risques d'entartrage et de colmatage qui y sont liés. Des approches de modélisation et en laboratoire ont été explorées. Aucune étude expérimentale in-situ ne s'intéresse aux risques de précipitations carbonatées dans en conditions réelles. Ce projet de maîtrise cherche à évaluer expérimentalement l'impact géochimique de l'opération d'un puits à colonne permanente dans un aquifère carbonaté. Pour cela, il utilise un laboratoire mobile capable de reproduire les besoins en chauffage et en climatisation d'un bâtiment de plusieurs étages qui exploite un puits à colonne permanente et son puits annexe.

Pour mieux comprendre les circulations d'eau entre le puits principal et le puits d'injection, en particulier lors d'une saignée, des essais de traçage sont réalisés. Ils mettent en évidence une communication hydraulique rapide et de surface entre les deux puits et l'importance du renouvellement par les circulations hydrogéologiques ambiantes.

Pour déterminer le rôle de l'hydrochimie souterraine régionale dans la qualité des eaux observée dans le puits principal et ses évolutions, un suivi de paramètres physico-chimiques, chimiques et isotopiques est effectué et mis en contexte avec des données à plus grande échelle. Les concentrations en calcium sont principalement contrôlées par les apports d'eau souterraine et il existe une triple origine de la salinité de l'eau.

Enfin, ce suivi informe aussi de l'impact de l'opération de l'unité géothermique sur la chimie de l'eau du puits principal, en particulier la précipitation et dissolution de calcite. Cette dernière est très limitée, la chimie des carbonates étant avant tout contrôlée par les apports d'eau régionale et les réactions d'équilibre entre CO<sub>2</sub> dissous, bicarbonates et carbonates.

## ABSTRACT

Urbanization and densification concentrate more and more important needs for heating and climatization, asking for more and more efficient and compact solutions. The standing column well is a very low geothermal system particularly interesting in that case and more generally in low permeability aquifers.

Little work has been done on the geochemical impacts such a system could have on groundwater, especially in carbonated aquifers and the related hazards of scaling and clogging. A numerical model and laboratory experiments have been realized but no experimental in-situ study has been carried about carbonated precipitation hazards in a regional context. This project aims to experimentally assess the geochemical impact of the operation of a standing column well in a carbonated aquifer.

In order to better understand water circulations between the main well and the injection well, in particular during a bleed, tracer tests are conducted. They highlight a quick and near surface hydraulic communication and the extent of the renewal by ambient hydrogeological circulations.

To determine the role of the regional underground hydrochemistry in the water quality observed in the main well and its evolutions, physical-chemical, chemical and isotopic parameters are monitored and put into perspective with larger scale data. Calcium concentrations are mainly controlled by groundwater intakes and there is a triple origin of salinity.

This monitoring also informs about the impact of the operation of the geothermal unit on the chemistry of the main well, particularly on the precipitation and dissolution of calcite. The latter is very limited, the chemistry of carbonates is above all controlled by regional groundwater intakes and equilibrium reactions between dissolved CO<sub>2</sub>, bicarbonates and carbonates.

## TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE.....	III
REMERCIEMENTS .....	IV
RÉSUMÉ.....	V
ABSTRACT .....	VI
TABLE DES MATIÈRES .....	VII
LISTE DES TABLEAUX.....	XI
LISTE DES FIGURES .....	XIII
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS .....	XVI
LISTE DES ANNEXES .....	XVII
<b>CHAPITRE 1 INTRODUCTION.....</b>	<b>1</b>
1.1    Les enjeux climatiques et d'urbanisation .....	1
1.2    La géothermie très basse température .....	1
1.3    Le puits à colonne permanente.....	2
1.3.1    Principe de fonctionnement.....	2
1.3.2    Transfert de chaleur.....	4
1.3.3    Saignée .....	4
1.3.4    Études de cas .....	5
1.4    Problématique.....	5
1.5    Objectifs .....	6
1.6    Plan du mémoire.....	6
<b>CHAPITRE 2 ÉTAT DE L'ART.....</b>	<b>8</b>
2.1    Le système carbonaté .....	8
2.1.1    Réactions cinétiques .....	8

2.1.2 Réactions d'équilibre.....	9
2.1.3 Principaux paramètres influençant les réactions chimiques.....	10
2.1.4 Le flux de carbone inorganique : système ouvert et système fermé .....	11
2.1.5 Modèles théoriques et expérimentaux.....	11
2.2 Études d'impacts géochimiques dans un contexte de géothermie très basse énergie ....	12
2.2.1 Études en laboratoire et de terrain.....	12
2.2.2 Aquifer thermal energy storage.....	13
2.2.3 Impacts simulés de l'opération d'un PCP sur la chimie des eaux souterraines .....	14
CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE.....	17
3.1 Site d'étude.....	17
3.2 Laboratoire mobile .....	17
3.3 Contexte géologique local.....	20
3.4 Essai de traçage .....	22
3.4.1 Objectifs .....	22
3.4.2 Choix du traceur .....	23
3.4.3 Stratégie d'application de l'essai de traçage .....	25
3.4.4 Mise en œuvre de l'essai de traçage.....	26
3.4.5 Interprétation de l'essai de traçage.....	29
3.5 Suivi de la qualité de l'eau .....	30
3.5.1 Fonctionnement du système géothermique .....	30
3.5.2 Niveaux piézométriques .....	31
3.5.3 Paramètres physico-chimiques .....	31
3.5.4 Alcalinité .....	33
3.5.5 CO <sub>2</sub> dissous.....	34

3.5.6 Ions majeurs .....	34
3.5.7 Isotopes stables de l'eau.....	35
3.5.8 Climat.....	35
<b>CHAPITRE 4 RÉSULTATS .....</b>	<b>36</b>
4.1 Essais de traçage.....	36
4.1.1 Essai de traçage préliminaire du 30 mai 2018.....	36
4.1.2 Essai de traçage du 20 juillet 2018.....	40
4.1.3 Comparaison des deux essais de traçage.....	47
4.1.4 Modélisation et quantification des paramètres de transport.....	48
4.2 Faciès géochimique .....	54
4.3 Isotopes stables de l'eau .....	55
4.4 Indicateurs de salinité.....	58
4.5 Impact du fonctionnement du système géothermique.....	61
4.5.1 Chimie des carbonates.....	61
4.6 Impact du système de traitement de l'eau .....	66
4.7 Recharge préférentielle .....	69
<b>CHAPITRE 5 DISCUSSION .....</b>	<b>71</b>
5.1 Conditions de circulation de l'eau entre le puits principal et le puits d'injection.....	71
5.2 Renouvellement de l'eau des puits par l'eau régionale.....	73
5.3 Modélisation des essais de traçage en milieu fracturé .....	74
5.4 Contexte géochimique régional.....	75
5.4.1 Apport de la géochimie des ions majeurs.....	75
5.4.2 Apport des isotopes stables de l'eau .....	77
5.5 Impact du fonctionnement du système géothermique.....	78

5.5.1	Chimie des carbonates.....	78
5.6	Impact du système de traitement de l'eau .....	81
5.7	Recharge préférentielle .....	85
CHAPITRE 6 CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS .....		86
6.1	Synthèse des travaux .....	86
6.2	Limites de l'étude.....	87
6.3	Recommandations .....	88
RÉFÉRENCES .....		89
ANNEXES .....		97

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1. Paramètres affectant la performance du puits à colonne permanente selon Deng (2004) .....	4
Tableau 4.1. Volume et conductivité électrique des réservoirs en jeu pour l'estimation de la conductivité électrique dans les puits après homogénéisation – Essai de traçage du 30 mai 2018.....	38
Tableau 4.2. Volume et conductivité électrique des réservoirs en jeu pour l'estimation de la conductivité électrique dans les puits après homogénéisation – Essai de traçage du 20 juillet 2018.....	44
Tableau 4.3 Composition de l'eau deutérée utilisée comme traceur et paramètres utilisés pour l'estimation de la signature isotopique en deutérium dans les puits après homogénéisation – Essai de traçage du 20 juillet 2018.....	46
Tableau 4.4 Signature isotopique des réservoirs en jeu pour l'estimation de la signature isotopique en deutérium dans les puits après homogénéisation – Essai de traçage du 20 juillet 2018. ..	46
Tableau 4.5 Paramètres de transport d'après les essais de traçage des 30 mai et 20 juillet 2018. .	50
Tableau 4.6 Caractéristiques des courbes de restitution théorique et observée – Essai de traçage du 30 mai 2018.....	52
Tableau 5.1 Paramètres et résultats du calcul de la conductivité électrique attendue lors du fonctionnement du système de traitement de l'eau et débit de renouvellement nécessaire pour atteindre les conductivités électriques observées. ....	83
Tableau 6.1 Concentrations en ions majeurs, températures et pH relevés en sortie de puits principal. ....	102
Tableau 6.2 Concentrations en ions majeurs, températures et pH relevés en sortie d'échangeur de chaleur. ....	109
Tableau 6.3 Indices de saturation calculés. ....	110
Tableau 6.4 Signatures en isotopes stables de l'eau en sortie de puits principal. ....	112

Tableau 6.5 Signatures en isotopes stables de l'eau en sortie d'échangeur de chaleur.....115

## LISTE DES FIGURES

Figure 1. Techniques de géothermie très basse énergie couplée au sol. ....	2
Figure 2. Schéma de la configuration-type d'un puits à colonne permanente, ici en mode chauffage.	.....3
Figure 3. Localisation du site d'étude.....	17
Figure 4. Configuration des puits et pompages sur le site d'étude. ....	18
Figure 5. Laboratoire de géothermie mobile.....	19
Figure 6. a. Tête du puits principal. b. Aperçu de l'intérieur du laboratoire mobile.....	19
Figure 7. Schéma de circulation des fluides dans le laboratoire mobile en mode chauffage.....	20
Figure 8. a. Photo du système de récipient à débordement. b. Schéma du montage pour le suivi de l'essai de traçage. ....	27
Figure 9. Schéma du montage réalisé pour le suivi des paramètres physico-chimiques de l'eau souterraine. ....	32
Figure 10. Conductivité électrique mesurée en sortie de puits principal – Essai de traçage du 30 mai 2018.....	37
Figure 11. Courbe de restitution en sortie de puits principal – Essai de traçage du 30 mai 2018. 37	37
Figure 12. Courbe de restitution en sortie de puits principal – Essai de traçage du 20 juillet 2018. ....	41
Figure 13. Conductivité électrique spécifique et température en sortie de puits principal et dans le puits d'injection observées – Essai de traçage du 20 juillet 2018.....	42
Figure 14. Concentrations en chlorures et conductivité électrique en sortie de puits principal – Essai de traçage du 20 juillet 2018. ....	43
Figure 15. Conductivité électrique et signature isotopique en deutérium en sortie de puits principal – Essai de traçage du 20 juillet 2018.....	44
Figure 16. Courbes de restitution synchronisées des essais de traçage du 20 juillet et du 30 mai 2018.....	48

Figure 17. Comparaison entre le signal de traceur mesuré et le signal simulé – Essai de traçage du 30 mai 2018.....	51
Figure 18. Comparaison entre le signal de traceur mesuré et le signal simulé – Essai de traçage du 20 juillet 2018.....	52
Figure 19. Diagramme de Piper comparant les données du site d'étude et les données de Beaudry (2013) pour plusieurs groupes géochimiques.....	55
Figure 20. Signatures isotopiques observées en sortie de puits principal. ....	56
Figure 21. a. Isotopes stables de l'eau observés sur le site d'étude, ceux de plusieurs groupes identifiés par Beaudry (2013) et dans les précipitations atmosphériques collectées sur le mont Saint-Bruno (données IRRES 2015-2019). b. Isotopes stables de l'eau observés sur le site d'étude et précipitations atmosphériques collectées sur le mont Saint-Bruno (données IRRES 2015-2019). .....	57
Figure 22. Bromures selon chlorures pour les échantillons du site d'étude et ceux de plusieurs groupes identifiés par Beaudry (2013). .....	59
Figure 23. Sources de salinité observées sur le site d'étude d'après les pôles compilés par Alcala et Custodio (2008).....	60
Figure 24. Concentrations en chlorure et sodium selon la conductivité électrique spécifique. ....	60
Figure 25 a. Pression partielle de CO <sub>2</sub> selon le pH. b. Pression partielle de CO <sub>2</sub> selon la température de l'eau.....	61
Figure 26. Pression partielle de CO <sub>2</sub> selon l'alcalinité totale. ....	62
Figure 27 a. Comparaison de la pression partielle de CO <sub>2</sub> mesurée et de sa valeur calculée à partir de l'alcalinité. b. Pression partielle de CO <sub>2</sub> selon l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite. ....	63
Figure 28 a. Température de l'eau et pH selon l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite. b. Concentrations en calcium, magnésium et bicarbonate selon l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite.....	65

Figure 29. a. Température de l'eau et débit de pompage selon la concentration en calcium ; Concentration en calcium et bicarbonate et température de l'eau pour la période de chauffage de b. mars-avril 2019 ; c. août-septembre 2019 ; d. décembre 2019. ....	66
Figure 30. Concentrations en bicarbonate et calcium et de l'indice saturation vis-à-vis de la calcite sur la période a. février-avril 2019 ; b. août-novembre 2019. Les bandes rouges marquent des périodes d'arrêts accidentels de pompage (coupures de courant, mise en sécurité automatique...).....	67
Figure 31. Concentrations en éléments majeurs sauf calcium et bicarbonate entre août et octobre 2019.....	68
Figure 32. Concentrations en chlorure et en sodium entre novembre 2016 et décembre 2019. ....	69
Figure 33. Charge hydraulique dans les puits et climat d'octobre à décembre 2019. ....	70
Figure 34. a. Solides totaux dissous selon la signature isotopique en $^{18}\text{O}$ observés. b. Concentrations en chlorures selon la signature isotopique en $^{18}\text{O}$ observés. ....	77
Figure 35. Répartition spatiale des groupes d'eau souterraine établis par Beaudry (2017). .....	100
Figure 36. Diagrammes de Stiff pour quelques échantillons représentatifs des groupes CS (orange), M1 (vert), M2 (jaune), M3 (bleu) (Beaudry 2013) et du site d'étude (rose). .....	101

## LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

ATES	<i>Aquifer thermal energy storage</i>
CID	Carbone inorganique dissous
EBI	Erreur sur le bilan ionique
IS	Indice de saturation
ORP	<i>Oxidation-reduction potential</i> , potentiel d'oxydo-réduction
PCP	Puits à colonne permanente
TAC	Titre alcalimétrique complet
TDS	<i>Total dissolved solids</i> , solides totaux dissous
VSMOW	<i>Vienna Standard Mean Ocean Water</i>

## **LISTE DES ANNEXES**

Annexe A Carte géologique extraite du PACES Montérégie Est (Carrier et al., 2013a).....	97
Annexe B Log stratigraphique du puits principal du site d'étude .....	98
Annexe C Exemple de modélisation de L'essai de traçage du 20 juillet 2018 avec le logiciel TRAC .....	99
Annexe D Figures et tableaux complémentaires pour la mise en contexte régional.....	100
Annexe E Données de chimie et d'isotopes stables de l'eau .....	102
Annexe F Compléments sur le contexte des puits à colonne permanente .....	116

## CHAPITRE 1 INTRODUCTION

### 1.1 Les enjeux climatiques et d'urbanisation

La population mondiale croît chaque jour. D'après le département des affaires économiques et sociales de l'ONU, la population mondiale devrait atteindre entre 9 et 11 milliards d'habitants en 2050 (UNDESA, 2017). La population y sera urbaine à 68 % (UNDESA, 2018). En Amérique du Nord, la croissance démographique sera moins intense et la part d'urbains atteint déjà les 82 % (UNDESA, 2018). Comme ailleurs, cette importante proportion pousse d'un côté à l'étalement urbain et de l'autre à la densification des centres-villes. Ces derniers concentrent donc des besoins toujours plus importants en matière de chauffage et de climatisation, demandant des solutions pour se chauffer l'hiver et se rafraîchir l'été de plus en plus performantes et compactes.

Il s'agit là d'un poste non négligeable de consommation énergétique. Au Québec en 2018 par exemple, cela représentait hors chauffage de l'eau 68 % de la consommation résidentielle totale, 53 % pour le secteur commercial et institutionnel (Whitmore & Pineau, 2021). La plupart des gouvernements ont pris des mesures à la portée et à l'efficacité variables pour limiter les impacts anthropiques sur l'environnement. Parmi ces mesures se trouvent le développement et l'encouragement de technologies durables pour le chauffage et la climatisation. C'est en effet la voie la moins coûteuse pour réduire les émissions de carbone (Creyts et al., 2007).

### 1.2 La géothermie très basse température

La géothermie très basse température est efficace dans ce domaine, permettant d'échanger trois à cinq fois plus d'énergie que dépensé (Fischer & Madani, 2017; Hughes, P. J., 2008). Elle consiste à échanger de la chaleur avec l'air, le sol ou l'eau par l'intermédiaire d'une thermopompe. Les températures en jeu sont inférieures à 40 °C, ce qui rend la technique utilisable presque partout (Boschetti, 2013).

Les thermopompes peuvent aussi exploiter l'eau souterraine, utilisation qui est plus directe qu'avec une boucle fermée qui échange la chaleur par conduction avec le sol (Figure 1a et 1b). Son rendement est aussi meilleur (Banks, 2008). Il existe différentes façons d'échanger les calories de l'eau souterraine. La plus répandue est la méthode du doublet ouvert (Figure 1c). Elle consiste en un puits de prélèvement en amont du courant et un puits d'injection en aval. Efficace dans les

aquifères de conductivité hydraulique élevée, elle se prête peu aux milieux hydrogéologiques peu perméables et aux petites superficies (Orio, 1999; Rafferty, 2003). Une grande densité de ces installations peut aussi perturber thermiquement et hydrauliquement l'aquifère (Banks, 2008; Clyde & Madabhushi, 1983). Enfin, la réglementation est parfois trop contraignante (i. e. Abesser, 2010 ; Banks, 2008 ; Rafferty, 2003). Une autre configuration nommée « puits à colonne permanente » se révèle alors intéressante. L'exploitation géothermique de mines abandonnées et inondées est également explorée (Bao et al., 2018; Burnside et al., 2016; Jessop et al., 1995).

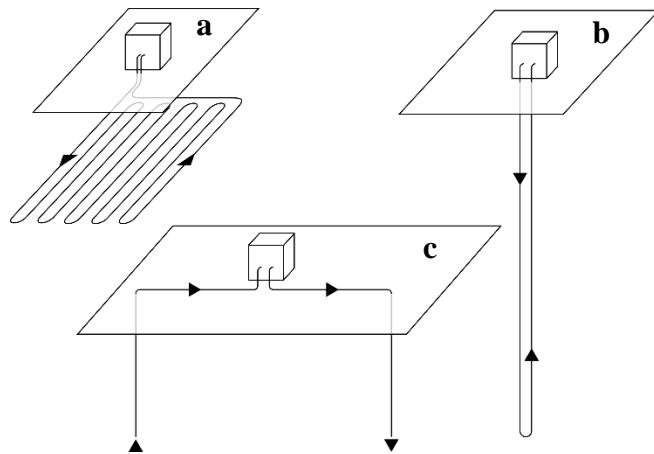


Figure 1. Techniques de géothermie très basse énergie couplée au sol.

a. Boucle fermée horizontale ; b. Boucle fermée verticale ; c. Boucle ouverte en doublet.

## 1.3 Le puits à colonne permanente

### 1.3.1 Principe de fonctionnement

Un puits à colonne permanente (PCP) consiste en un unique forage en trou nu assez profond (75 – 450 m), avec un diamètre typique de 150 mm (Pasquier et al., 2016). Il contient généralement un tube en PVC descendant jusqu'au fond, crépiné ou ajouré à sa base avec une pompe au sommet (Figure 2). L'eau est donc prélevée dans le tubage interne par le bas et réinjectée par le haut dans l'espace annulaire. Lorsque l'eau redescend, elle échange de la chaleur par conduction et par convection, grâce à la rugosité de la paroi. Pour optimiser les performances en période de pointe, il est possible de rejeter une partie de l'eau pompée vers la surface ou plus loin en souterrain via

un puits d'injection ou de « saignée » afin de forcer le pompage d'eau nouvelle et tempérée de l'aquifère dans le puits principal. Ces caractéristiques sont détaillées plus loin.

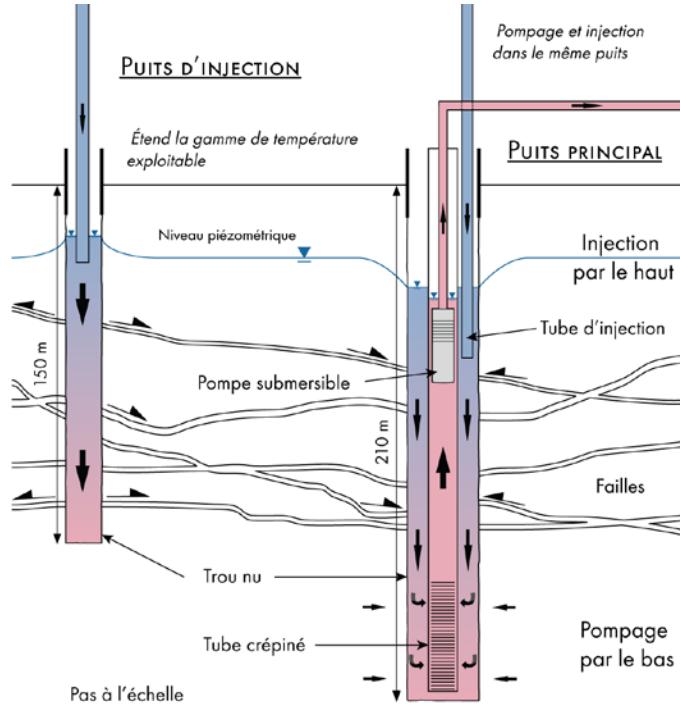


Figure 2. Schéma de la configuration-type d'un puits à colonne permanente, ici en mode chauffage.

L'exploitation d'un PCP a quelques exigences. Étant en trou nu, il requiert une lithologie consolidée pour être économiquement intéressant (Banks, 2008; Rafferty, 2003). L'aquifère doit être pompable en continu et à un débit nécessaire pour l'échange de chaleur, l'eau doit être « réinjectable » en continu, l'homogénéisation des températures en entrée et en sortie assez rapide et les impacts environnementaux négligeables (Wu et al., 2014). En l'absence d'un réseau caloporporeur secondaire faisant le pont entre l'eau souterraine et la thermopompe, la précipitation de fer, l'entartrage et la présence de biofilms et de sulfure d'hydrogène dans les thermopompes peuvent engendrer des coûts d'entretien élevés (Pasquier et al., 2016; Rafferty, 2003; Wu et al., 2014).

### 1.3.2 Transfert de chaleur

Deng (2004) a analysé le mécanisme de transfert de chaleur et les caractéristiques du flux hydrogéologique appliquée aux puits à colonne permanente, en s'appuyant notamment sur un modèle numérique testé avec des données expérimentales (Mikler, 1993). Auparavant, Orio (1994, 1995) avait proposé un modèle analytique simplifié. La modélisation des transferts de chaleur a été approfondie par Pasquier et al. (2016) et Beaudry et al. (2018).

Le transfert de chaleur dans l'aquifère, détaillé par Deng (2004), se fait par conduction dans la phase fluide et solide, le rayonnement de proche en proche, la convection de la phase fluide à la phase solide, et la convection dans la phase fluide (advection). L'auteure ne mentionne pas de convection forcée par l'injection et le pompage mécanique de l'eau. Une étude paramétrique a déterminé les effets majeurs et secondaires sur les performances (Tableau 1.1).

Tableau 1.1. Paramètres affectant la performance du puits à colonne permanente selon Deng (2004)

Paramètres avec un effet majeur	Paramètres avec un effet secondaire
Taux de saignée	Rugosité
Profondeur du puits	Gradient géothermique
Conductivité thermique de la roche et du tube plongeur	Profondeur du revêtement
Conductivité hydraulique de l'aquifère	

Pasquier et al. (2016) et Minea (2013) confirment que plus le forage est profond et son diamètre important, et plus la saignée est intense, plus la consommation d'énergie est faible. La présence de fractures a un effet variable sur les performances du puits à colonne permanente. Si elles sont profondes, elles améliorent l'efficacité de la saignée. Si elles sont superficielles, leur exposition aux variations saisonnières de température peut avoir un effet négatif, en particulier l'hiver.

### 1.3.3 Saignée

Il est possible de forcer un renouvellement par une « saignée » : 5 à 25 % de l'eau pompée est purgée, déviée, créant un pompage net dans le puits stimulant alors le réseau de fractures et permettant un transfert de chaleur par advection. Cette eau extraite peut être rejetée à l'égout, dans

un fossé de drainage, dans les eaux de surfaces, ou bien réinjectée dans l'aquifère par un autre puits (Pasquier et al., 2016). Cela réduit la profondeur de forage nécessaire du puits principal, améliore la consommation d'énergie et l'efficacité de la pompe à chaleur et protège du gel (Deng, 2004; Minea, 2013; O'Neill et al., 2006). Les bénéfices thermiques et donc économiques de la saignée dépassent grandement les surcoûts liés à son installation et son opération (Nguyen et al., 2020; Pasquier et al., 2016). Elle est même indispensable sous climats froids (Minea, 2013; Orio, 1994; Orio, 1999). Le contrôle de ce processus est donc un élément essentiel dans la gestion à long terme des variations de température (Nguyen et al., 2020; Pasquier et al., 2016). En outre, les PCP peuvent aussi servir pour l'alimentation en eau potable, offrant une purge tout au long de l'année (Deng, 2004). La saignée est parfois encadrée voire interdite. Au Québec, l'eau pompée dans un aquifère à des fins de chauffage et de climatisation ne peut être rejetée que dans ce même aquifère (article 23 du Règlement sur le captage des eaux souterraines (2012)).

#### 1.3.4 Études de cas

Il existe un certain nombre d'études de cas de puits à colonne permanente. La plupart portent sur de gros bâtiments, validées pour de courtes périodes, sous climat tempéré d'Amérique du Nord (Minea, 2013) et dans des lithologies cristallines ou métamorphiques fracturées : granite, schiste, gabbro, diorite, grès métamorphisé notamment. Tan et Kush (1986) ont réalisé une étude de terrain de vingt-deux mois sur un PCP dans l'état de New-York. Mikler (1993) et Yuill et Mikler (1995) ont effectué des études expérimentales à la Pennsylvania State University avec deux tubes concentriques et une pompe à chaleur. Orio (1994; 1999) a réalisé des études sur des tubages concentriques. La publication de 1999 examine deux installations de PCP dans le cadre de rénovations : une bibliothèque et une école du Massachusetts. Elle mentionne aussi une installation dans une construction nouvelle. Enfin, Beaudry et al. (2019) et Cerclet et al. (2020) s'intéressent au même site d'étude que ce projet.

### 1.4 Problématique

Relativement bien représentés dans les aquifères de socles, les PCP restent rares dans les environnements carbonatés (Orio et al., 2005; Spitler et al., 2002). Or, les villes de Montréal et Toronto reposent sur de telles lithologies. Les risques géochimiques associés en sont la principale

raison. Ils sont en effet relativement limités dans les aquifères de socle mais plus probables dans les aquifères carbonatés. Comme tout système géothermique très basse température, les puits à colonne permanente modifient les conditions physiques de l'aquifère, principalement en injectant une eau plus froide l'hiver et plus chaude l'été. Cela affecte les équilibres chimiques et peut mener à des cycles de précipitation et dissolution de carbonates dans le puits et les installations en surface, mais aussi au développement d'algues et de bactéries (Eppner, 2016). Le pompage et la réinjection affectent aussi les écoulements locaux, impactant la chimie de la colonne d'eau du puits. Ces phénomènes ont fait l'objet de certaines simulations ou étude à Polytechnique (Brunet, 2017; Eppner, 2016) mais n'ont jamais été étudiés *in situ* et donc prouvés et quantifiés en conditions réelles. Il est alors intéressant d'évaluer expérimentalement l'impact de l'opération d'un puits à colonne permanente sur les risques de précipitation minérale dans un aquifère carbonaté.

## 1.5 Objectifs

L'objectif général de cette maîtrise est d'évaluer expérimentalement l'impact de l'opération d'un puits à colonne permanente sur les risques de précipitation minérale dans un aquifère carbonaté.

Les objectifs spécifiques sont :

1. Comprendre les circulations d'eau entre le puits principal et le puits d'injection, en particulier lors d'une saignée et déterminer l'importance du renouvellement par les circulations hydrogéologiques ambiantes.
2. Déterminer le rôle de l'hydrochimie souterraine régionale dans la qualité des eaux observée dans le puits principal et ses évolutions.
3. Déterminer l'impact de l'opération de l'unité géothermique sur la chimie de l'eau du puits principal, en particulier la précipitation et dissolution de calcite.

## 1.6 Plan du mémoire

La suite de ce mémoire comporte cinq sections. Un état de l'art utile au projet est établi sur le système carbonaté, les modèles géochimiques théoriques et expérimentaux proposés et les impacts géochimiques de la géothermie très basse température. La méthodologie décrit le site d'étude, les paramètres physiques et chimiques jugés pertinents, leurs moyens de mesure et d'analyse et les

protocoles suivis. Les résultats obtenus sont présentés et mènent à une discussion qui cherche à répondre aux objectifs spécifiques. Enfin, la conclusion remet l'ensemble des interprétations en perspective globale pour répondre à la problématique de cette maîtrise. Elle propose des pistes d'approfondissement et des recommandations.

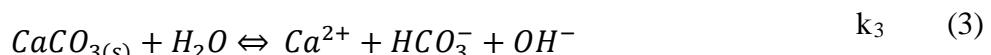
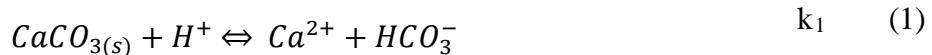
## CHAPITRE 2 ÉTAT DE L'ART

### 2.1 Le système carbonaté

Il existe deux types de réactions rendant compte des échanges entre l'eau et la matrice aquifère (Appelo & Postma, 2005; Brunet, 2017; Pasquier et al., 2016) : des réactions de surface lentes (réactions cinétiques) et des réactions d'équilibre en solution.

#### 2.1.1 Réactions cinétiques

Les réactions cinétiques impliquant la calcite sont des réactions acido-basiques provoquant la dissolution ou la précipitation de calcite  $\text{CaCO}_3$ . Ce sont des réactions qui se produisent par la variation de divers facteurs, notamment la température, la pression, les caractéristiques de l'écoulement de l'eau ou encore la géométrie de l'encaissant rocheux (Appelo & Postma, 2005; Brunet, 2017).



Avec  $\text{H}_2\text{CO}_3^*$ , somme des concentrations ou produit d'activité de l'acide carbonique  $\text{H}_2\text{CO}_3$  et du  $\text{CO}_2$  aqueux. Dans les conditions physico-chimiques habituelles dans les aquifères, l'acide carbonique est instable et aura tendance à se transformer en  $\text{CO}_2$  aqueux.  $k_1$ ,  $k_2$  et  $k_3$  sont les constantes de réaction.

Comme leur nom l'indique, les réactions cinétiques font intervenir une notion de temps nécessaire avant d'atteindre un équilibre rendu compte par le « taux de réaction » soit l'évolution de la concentration en réactifs. Dans le système carbonaté, cette vitesse à laquelle se fait la réaction est constante pour toutes les espèces en jeu, jusqu'à l'atteinte de l'équilibre, en général au bout de quelques jours (Plummer et al., 1978). Elle dépend de la concentration en réactifs, de la température

et de la pression partielle de CO<sub>2</sub> (Appelo & Postma, 2005; Brunet, 2017; Eppner, 2016; Inskeep & Bloom, 1986; Langmuir, 1997; Plummer et al., 1978).

La prépondérance de l'une ou l'autre des réactions dépend du pH, de la pression partielle de CO<sub>2</sub> et de la température du milieu. En région acide et basse pression partielle de CO<sub>2</sub>, le taux de réaction dépend de l'activité des H<sup>+</sup> : la réaction 1 est prépondérante. À pH modéré et haute pression partielle de CO<sub>2</sub>, le taux de réaction dépend linéairement de la concentration en solution du CO<sub>2</sub> dissous : la réaction 2 est prépondérante. À pH élevé et quasiment pas de CO<sub>2</sub>, le taux de réaction est constant et indépendant de la composition de la phase aqueuse, ce qui correspond à une simple réaction d'hydrolyse : la réaction 3 est prépondérante (Plummer et al., 1978).

### 2.1.2 Réactions d'équilibre

L'autre catégorie de réactions chimiques, les réactions d'équilibre, se produit simultanément dans l'objectif de maintenir un équilibre thermodynamique idéal pour toutes les espèces chimiques en jeu. Comme elles sont interdépendantes, une modification de la concentration d'une des espèces par une cause externe provoque le déplacement des équilibres de toutes les autres réactions et modifie donc les concentrations de chaque espèce selon le nouvel équilibre atteint. Pour le système carbonaté, cinq principales réactions sont à considérer (Appelo & Postma, 2005). Le CO<sub>2</sub> se dissout dans l'eau (Réaction 4), produisant de l'acide carbonique H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>. Cet acide se transforme en bicarbonate HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (Réaction 5) puis en carbonate CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> (Réaction 6). La calcite dissoute (Réaction 7) ou solide (Réaction 8) s'hydrolyse en Ca<sup>2+</sup> et CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>. Enfin, l'autoprotolyse de l'eau est à prendre en compte (Réaction 9).





Avec  $K_1$  à  $K_5$ , constantes d'équilibre, rapports des activités des produits sur celles des réactifs.

Eppner (2016) inclut également les réactions suivantes dans son modèle géochimique :



Les concentrations en  $CaHCO_3^+$  et  $CaOH^+$  en jeu dans les équilibres simulés sont toutefois mille à dix millions de fois plus faibles que les autres espèces carbonatées (Eppner, 2016).

### 2.1.3 Principaux paramètres influençant les réactions chimiques

La détermination empirique des taux de réaction et des constantes d'équilibre démontre l'influence de trois principaux paramètres dans la spéciation des carbonates et les quantités de calcite précipitées ou dissoutes : la température, le pH et la pression partielle de  $CO_2$ .

Ces trois paramètres sont intimement liés. La température a un rôle prépondérant dans les réactions cinétiques. Une température plus élevée induit une agitation moléculaire plus importante et donc pour un même laps de temps augmente la probabilité de faire se rencontrer les réactifs d'une réaction : la cinétique est plus grande. Les constantes d'équilibre dépendent aussi grandement de la température. Ce paramètre joue de plus sur la solubilité des gaz décrite par la loi de Henry (Langmuir, 1997). Cela impacte donc les quantités de  $CO_2$  gazeux (la part de la pression partielle) qui pourront se dissoudre dans l'eau, dissolution qui produit de l'acide carbonique  $H_2CO_3$  qui à son tour peut se transformer en bicarbonate  $HCO_3^-$ , émettant un  $H^+$  : le pH diminue. Le pH joue d'ailleurs un rôle prépondérant dans la spéciation des espèces carbonatées, dans un contexte de cinétique comme d'équilibre. Selon si le système carbonaté est ouvert ou fermé à l'atmosphère, le comportement du système sera totalement différent (Brunet, 2017; Clark, 2015). Lorsque le système est ouvert, le  $CO_2$  dissous consommé par les réactions est constamment compensé par

l'apport de CO<sub>2</sub> atmosphérique. Mais lorsque qu'il est fermé, la somme des concentrations des espèces carbonatée est fixe. La pression partielle de CO<sub>2</sub> dans l'eau varie alors selon le pH.

#### **2.1.4 Le flux de carbone inorganique : système ouvert et système fermé**

Selon si le système carbonaté est ouvert ou fermé à l'atmosphère, l'évolution des concentrations des espèces carbonatées sera totalement différente (Brunet, 2017; Clark, 2015). Toutefois, pour des valeurs élevées de pCO<sub>2</sub>, les comportements des systèmes ouverts et fermés sont analogues (Atteia, 2015).

Quand un puits à colonne permanente est ouvert à l'atmosphère et peut donc dégazer, le CO<sub>2</sub> dissous consommé par les réactions est constamment compensé par l'apport de CO<sub>2</sub> atmosphérique (Brunet, 2017; Clark, 2015). Le pH, qui régit les équilibres carbonatés, dépend alors de la pression partielle de CO<sub>2</sub> de l'atmosphère extérieure et des sols (Atteia, 2015). La précipitation induit la diminution des concentrations en ions Ca<sup>2+</sup> et l'hiver, la dissolution se traduit par l'augmentation du pH (avec toujours une diminution des concentrations en Ca<sup>2+</sup>).

Lorsque le système carbonaté est fermé à l'atmosphère, la somme des concentrations des espèces carbonatées est fixe, l'eau dans la roche n'acquiert plus de CO<sub>2</sub>. La pression partielle de CO<sub>2</sub> dans l'eau varie alors selon le pH (Brunet, 2017; Clark, 2015). Les caractéristiques du système dépendent alors de l'état initial et des minéraux en présence. La dissolution de calcite y est plus faible qu'en milieu ouvert (Atteia, 2015). Quand la colonne d'eau d'un PCP est isolée de l'atmosphère, la concentration en ions Ca<sup>2+</sup> augmente l'hiver et diminue l'été (Eppner et al., 2017).

#### **2.1.5 Modèles théoriques et expérimentaux**

Eppner (2016) présente les différents modèles théoriques et empiriques estimant la précipitation et la dissolution de la calcite. Chaque modèle a utilisé une approche différente. Ils « permettent d'exprimer le taux de précipitation de la calcite (Nancollas & Reddy, 1971), le taux de dissolution (Arakaki & Mucci, 1995; Lasaga, 1998; Morse & Berner, 1972) ou le taux de réaction global (Chou et al., 1989; Plummer et al., 1978) ».

## 2.2 Études d'impacts géochimiques dans un contexte de géothermie très basse énergie

Plusieurs auteurs se sont intéressés aux modifications géochimiques que l'exploitation d'un système géothermique très basse énergie pourrait causer. Si presque toutes les études ne portent pas explicitement sur les puits à colonne permanente, des systèmes proches donnent une idée des effets attendus. La revue de littérature s'intéresse aux diverses études en laboratoire et sur le terrain impliquant des variations de température similaires à ce qui est observé pour les puits à colonne permanente. Les *Aquifer thermal energy storage* (ATES) sont particulièrement intéressants pour sa saisonnalité des températures en jeu similaire aux PCP. Enfin, l'impact de l'opération d'un PCP sur la chimie de l'eau a déjà été simulé.

### 2.2.1 Études en laboratoire et de terrain

Une attention particulière a été portée sur les variations de température et de pH dans un contexte de géothermie très basse température, étant donné leur rôle majeur dans la chimie des carbonates. Un article observe une augmentation du pH avec une augmentation de la température (Brons et al., 1991) et quatre articles observent une diminution du pH avec une augmentation de la température (Bonte et al., 2013; Holm et al., 1987; Jesušek et al., 2012; Palmer & Cherry, 1984). Les relations pH-température ne sont toutefois claires que pour des différences des températures de plusieurs dizaines de degrés, ce qui n'est pas rencontré dans le cadre du fonctionnement des PCP. Deux articles ne trouvent pas de variation de pH visible et incontestablement liée à de la géothermie très basse température en boucle ouverte sur un à sept ans d'exploitation (Park et al., 2015; Possemiers et al., 2014), sauf une diminution graduelle du pH pour le puits d'injection d'eau chaude d'un site ATES (Possemiers et al., 2014).

L'étude de Park et al. (2015) s'intéresse principalement aux systèmes en boucle ouverte répartis dans tout le pays sauf au Nord-Est, soit dans des lithologies de roches sédimentaires et de granite. Les variations de température sont plus importantes en mode climatisation qu'en mode chauffage, car le mode climatisation d'une thermopompe consomme plus d'énergie que son mode chauffage. Rappelons que la Corée du Sud a des étés chauds et humides. Sur un an, les thermopompes n'ont pas d'influence notable sur le pH, la conductivité électrique, le potentiel d'oxydo-réduction, les

concentrations en  $\text{Fe}^{2+}$  et  $\text{Mn}^{2+}$  ou encore la composition isotopique. Aucune trace de précipitation de carbonates n'a été relevée. D'après d'autres études, l'indice de saturation de Langelier (différence entre le pH de l'eau et le pH de saturation en carbonate de calcium) et l'indice de stabilité de Ryznar (différence entre le double du pH de saturation en carbonate de calcium et le pH de l'eau) sont influencés à un rythme très lent par les pompes à chaleur (Rafferty, 1999, 2003).

Dans les systèmes en boucle ouverte, lorsque l'eau pompée arrive en surface, du  $\text{CO}_2$  se dégaze, le pH augmente et la calcite précipite (Abesser, 2010). Cela s'accompagne de dissolution de dioxygène, d'oxydation de métaux et donc de risque de précipitations, mais aussi de développement de biofilms. La recirculation de l'eau à des pressions et des températures variables peut mener à la précipitation ou à la dissolution de minéraux. La solubilité de la calcite est divisée par quatre entre 0 et 50 °C (Garrel & Christ, 1965). La solubilité des gaz diminue aussi avec l'augmentation de la température. Ainsi, lorsque de l'eau plus froide est injectée dans un milieu plus chaud, de la précipitation peut se produire (Armitage et al., 1980).

## 2.2.2 Aquifer thermal energy storage

Les *Aquifer thermal energy storage* (ATES) sont des systèmes géothermiques qui servent à stocker de l'eau réchauffée par la climatisation pendant l'été pour la réutiliser l'hiver. L'eau est à ce moment rafraîchie et servira à son tour pour la climatisation l'été. Il consiste en un puits « chaud », menant au réservoir d'eau « chaude » (utilisé l'hiver) et un puits « froid », menant au réservoir d'eau « froide » (utilisé l'été). En réalité, l'eau « chaude » ne dépasse pas 20°C et l'eau « froide » 5°C. Cette gamme de température est donc très proche de celle rencontrée dans les puits à colonne permanente, ce qui rend les études d'ATES intéressantes ici.

Hartog et al. (2013) montrent qu'il y a un impact limité sur les masses de minéraux précipités ou dissous vu les faibles différences de températures, les constantes d'équilibre se compensant pour les hausses et les baisses de température. Briemann et al. (2009) indiquent que les différences de température de l'eau souterraine (8,7 – 17,8 °C) n'ont pas provoqué de changement détectable dans la chimie des eaux et étaient moindres que les variations saisonnières de l'eau de subsurface. Toutefois, de nombreuses réactions en jeu dans les systèmes aquifères ne sont pas le fait d'équilibres chimiques mais de processus cinétiques (Appelo & Postma, 2005). Une augmentation de la température mène à une diminution de la solubilité des carbonates de calcium et de

magnésium et, en présence de matière organique, à une inhibition de la précipitation des carbonates par l'occupation des sites de surface de la calcite par des acides organiques. Le calcium est donc moins influencé par la température qu'attendu en se basant uniquement sur les réactions d'équilibre (Griffioen & Appelo, 1993). Enfin la température affecte les processus de sorption et de désorption. À cause d'une forte adsorption d'ions  $\text{Ca}^{2+}$  quand la température augmente, la précipitation de calcite peut être limitée dans une certaine proportion (TNO, 1990).

Les ATES ont un impact sur les mélanges. Ils modifient les gradients (redox, ions, pH...) dans des proportions variables (TCB, 2009). Un mélange d'eaux de pH différents peut dissoudre de la calcite (Sanz et al., 2011). Trois types de mélanges sont identifiés : le mélange initial des différents types d'eau au-dessus de la fenêtre de pompage au démarrage l'ATES, l'apport continu et le remplacement d'une part de l'eau de l'ATES par l'aquifère environnant, et le mélange à l'interface entre l'eau mélangée injectée par l'ATES et l'aquifère environnant pendant l'injection par des processus de dispersion.

Possemier et al. (2014) ont conclu à l'absence d'influence de la température sur la qualité des eaux et que ce sont à la fois la conception de l'ATES et les conditions du milieu qui jouent un rôle dans la qualité de l'eau.

Griffioen et Appelo (1993) montrent en laboratoire que de 11 à 90 °C, l'alcalinité, la concentration en calcium dissous et l'indice de saturation de la dolomite, calcite, sidérite et rhodochrosite diminuent, tandis que le carbone organique dissout augmente. Les concentrations en magnésium et le pH sont stables. L'étude des précipités indique que le processus est contrôlé par la cinétique.

### **2.2.3 Impacts simulés de l'opération d'un PCP sur la chimie des eaux souterraines**

Un modèle géochimique développé par Eppner (2016) a permis de calculer la concentration de neuf espèces chimiques dissoutes dans le temps et l'espace, dont certaines se sont révélées infimes et non significatives. En plus des espèces chimiques, la température et le pH ont été étudiés. D'autres paramètres comme la conductivité électrique ou le potentiel d'oxydoréduction n'ont pas été abordés. Ce modèle est très bien corrélé avec le modèle géochimique PHREEQC. Il a été

appliqué pour une opération d'un PCP sur un an dans milieu poreux ou fracturé, avec un puits isolé de l'atmosphère ou en permettant le dégazage de CO<sub>2</sub>.

Les deux influences majeures de la précipitation et dissolution de calcite sont les variations de température et le dégazage de CO<sub>2</sub> provoqué par l'augmentation de la température de l'eau et le brassage mécanique de celle-ci. La composition des dépôts engendrés par l'opération d'un PCP dépend de la composition chimique de l'eau, de sa température et du type de matériel utilisé pour le puits. Les précipités potentiels sont les carbonates de calcium, minéraux le plus fréquemment observés en boucle ouverte. La matrice géologique peut voir sa perméabilité diminuer et donc le rabattement augmenter (Eppner, 2016).

Le modèle suggère que la dissolution et la précipitation de calcite se produisent souvent simultanément dans le puits, la précipitation étant prépondérante en été et la dissolution prépondérante en hiver. Entre 200 et 250 jours d'opération, de la calcite précipite en haut du puits alors que la concentration en Ca<sup>2+</sup> augmente. Cela s'explique par le contrôle prépondérant de Ca<sup>2+</sup> par les réactions à l'équilibre par rapport aux réactions cinétiques de précipitation-dissolution (Eppner, 2016). La saignée a aussi un impact sur la chimie de l'eau. Elle atténue les fluctuations thermiques et celles de concentration en ions en évacuant ces derniers. Dans la fracture, le flux d'eau constant induit par la saignée est déjà à l'équilibre et limite donc la précipitation de calcite à cet endroit (Eppner et al., 2017). D'après les bilans de masse, selon la façon dont la calcite précipite, la saignée ne semble malgré tout pas bénéfique d'un point de vue géochimique (Eppner, 2016).

La saignée perd son effet bénéfique sur le taux de réaction de la calcite lorsque le puits est ouvert à l'atmosphère à cause du maintien d'un flux de CO<sub>2</sub>. La concentration en ions calcium diminue et le pH augmente toute l'année, favorisant la précipitation de calcite. La calcite précipite donc tout au long de l'année à l'entrée du puits, avec ou sans saignée (attenué avec saignée). Le taux de réaction de la calcite diffère largement avec ou sans dégazage s'il n'y a pas de saignée, mais la différence est minime si 10 % de l'eau pompée sont reinjectés dans le puits d'injection (Eppner, 2016). Il est donc suggéré de maintenir une purge constante pour limiter les précipitations par les variations de température et d'isoler le puits de l'atmosphère (Eppner et al., 2017). Cette dernière conclusion est abondée par Wu et al. (2014) qui soulignent l'importance d'éviter le contact de l'eau avec l'atmosphère et que dans le cas d'eaux contenant des gaz dissous, elles doivent être maintenues sous pression pour éviter le dégazage.

Le comportement des carbonates dans le contexte des PCP a été étudié en laboratoire en se concentrant sur la dissolution de la calcite à partir d'un calcaire du Groupe de Trenton au Québec (Brunet, 2017). Parmi les conclusions, les facteurs identifiés comme influençant la dissolution de la calcite sont la texture de la roche, la pression partielle de CO<sub>2</sub> et la présence de pyrite. L'étude ne considère pas la nature et l'importance d'éventuels précipités carbonatés (c'est la dissolution seule qui est étudiée) et le protocole expérimental met la roche et l'eau à température constante pendant onze jours, ce qui n'est pas représentatif des 0,5 °C de variation observés toutes les demi-heures pendant l'opération normale du système géothermique.

Les problèmes de précipitations carbonatées dans un puits à colonne permanente dans le cadre de l'opération d'une unité de traitement de l'eau sont abordés (Cerclet et al., 2020). Cette unité est équipée d'un filtre à sédiment, de deux adoucisseurs fonctionnant en alternance, d'un microfiltre et de systèmes de désinfection par ultraviolet et ozone. Chaque élément peut être activé ou désactivé indépendamment. La température apparaît comme le paramètre le plus important pour expliquer la présence de calcium dans un PCP et de la dépendance de cet ion aux constantes de réaction de précipitation-dissolution. Il existe aussi une relation entre le débit de saignée et les concentrations en calcium. Par ailleurs, un arrêt du système géothermique entraîne une augmentation assez rapide de la concentration en cet ion dans le puits. L'unité de traitement utilisée a permis une diminution des concentrations en Ca<sup>2+</sup> et de limiter la précipitation de calcite. Cette étude ne prend toutefois pas en compte les flux hydrogéologiques régionaux, le renouvellement de l'eau du puits qu'ils apportent et les conséquences que cela a sur les concentrations en calcium notamment.

Ces études montrent que le comportement de la croissance ou de dissolution de cristaux de calcite dans un milieu particulier est difficilement prédictible d'avance et demande une étude empirique. Il ne semble qu'aucune des études réalisées jusqu'à présent n'ait porté sur un cycle de variation de température aussi court que ceux produits par l'utilisation d'un puits à colonne permanente avec une eau souterraine naturelle et en tenant compte de l'hydrogéochimie régionale.

## CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE

### 3.1 Site d'étude

Le site d'étude se trouve à Varennes (Québec, Canada) sur le site du laboratoire CanmetÉNERGIE, centre de recherche fédéral sur les énergies propres. Une carte de localisation est donnée en figure 3.

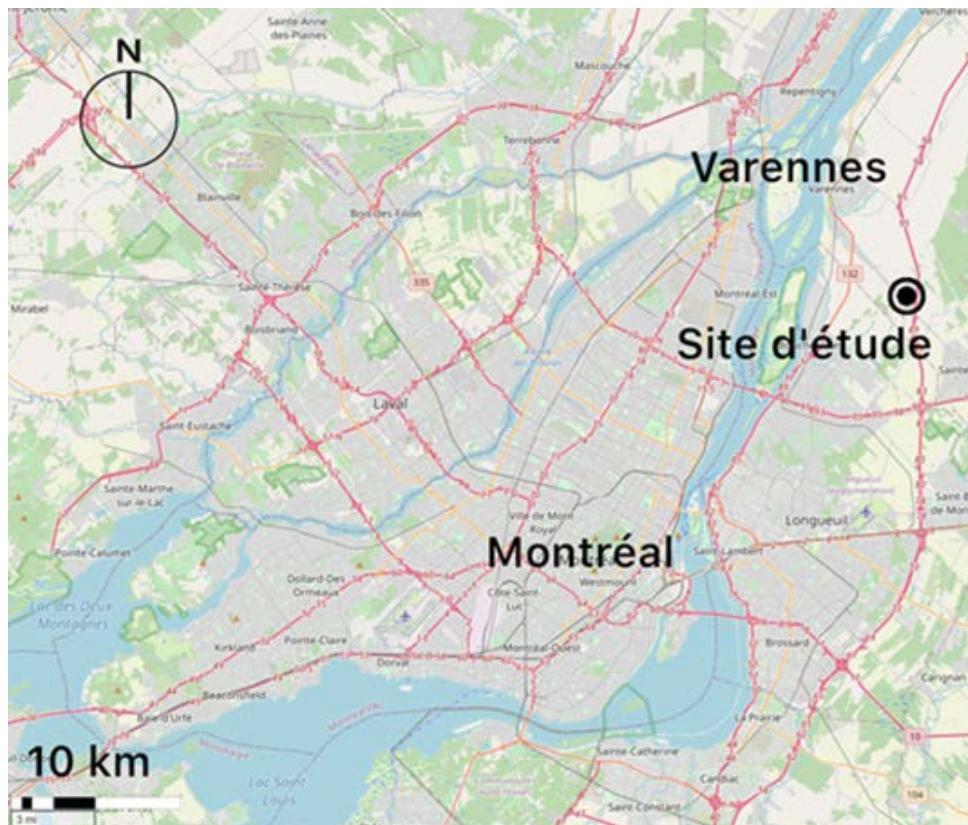


Figure 3. Localisation du site d'étude.

### 3.2 Laboratoire mobile

Le site d'étude consiste en un laboratoire mobile et deux puits (Figure 4). Le puits principal fait 215 m de profondeur et 165 mm de diamètre (Beaudry, G. et al., 2019). Initialement d'une profondeur de 300 m, une partie s'est effondrée sans affecter les performances du système géothermique. L'eau est pompée par le haut et réinjectée via un tube crépiné au fond du puits. Le puits de réinjection dit aussi « de saignée » fait 150 m de profondeur pour 165 mm de diamètre.

Les deux puits sont espacés de 10 m. De la fracturation hydraulique a été réalisée pour optimiser les échanges de chaleur avec l'aquifère.

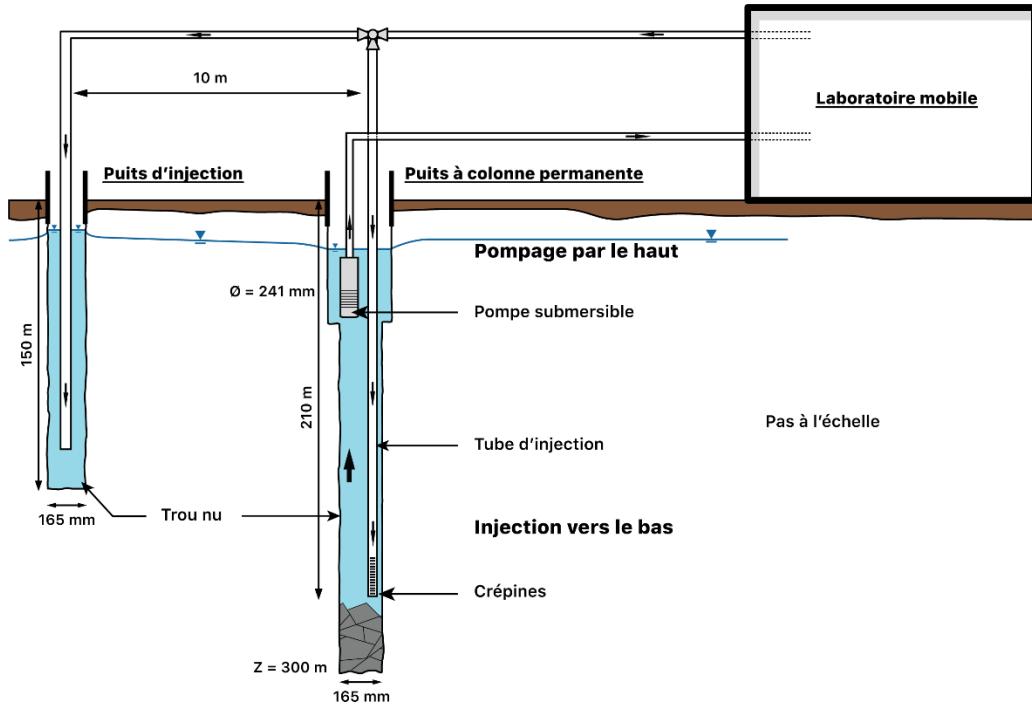


Figure 4. Configuration des puits et pompages sur le site d'étude.

Le laboratoire thermique est un conteneur maritime isolé et aménagé pour simuler le chauffage et la climatisation d'un bâtiment de plusieurs étages (Figure 5). L'eau pompée du puits principal (Figure 6a) passe par un échangeur de chaleur eau-glycol (Figure 7). Le glycol échange ensuite les calories avec quatre pompes à chaleur eau-air. Le circuit interne en propylène glycol (propre) permet un entretien facilité : le nettoyage d'un échangeur de chaleur est plus aisé qu'une thermopompe. En amont de l'échangeur de chaleur, une partie de l'eau entrante peut être dérivée dans un système de traitement de l'eau qui cherche à réduire le risque d'entartrage carbonaté et de développement bactérien dans la tuyauterie. L'air chaud ou froid produit par les thermopompes est partiellement rejeté vers l'extérieur par le biais de fenêtres en volets qui s'ouvrent plus ou moins pour reproduire les besoins d'un bâtiment beaucoup plus important. Cette simulation, tout comme les autres dispositifs de gestion et de contrôle, est pilotée par ordinateur selon un scénario préétabli. Un chauffe-eau permet d'effectuer des essais de réponse thermique et de simuler un fonctionnement en mode climatisation. Plusieurs points de mesures (température, débits,

alimentation électrique...) sont réalisés en divers endroits du circuit (Figure 6b). Les résultats sont centralisés sur un serveur accessible à distance. En complément, une fibre optique mesure la température dans les deux forages. Des robinets permettent l'échantillonnage de l'eau à la sortie du puits, à la sortie du système de traitement de l'eau, en entrée et sortie de l'échangeur de chaleur.



Figure 5. Laboratoire de géothermie mobile.

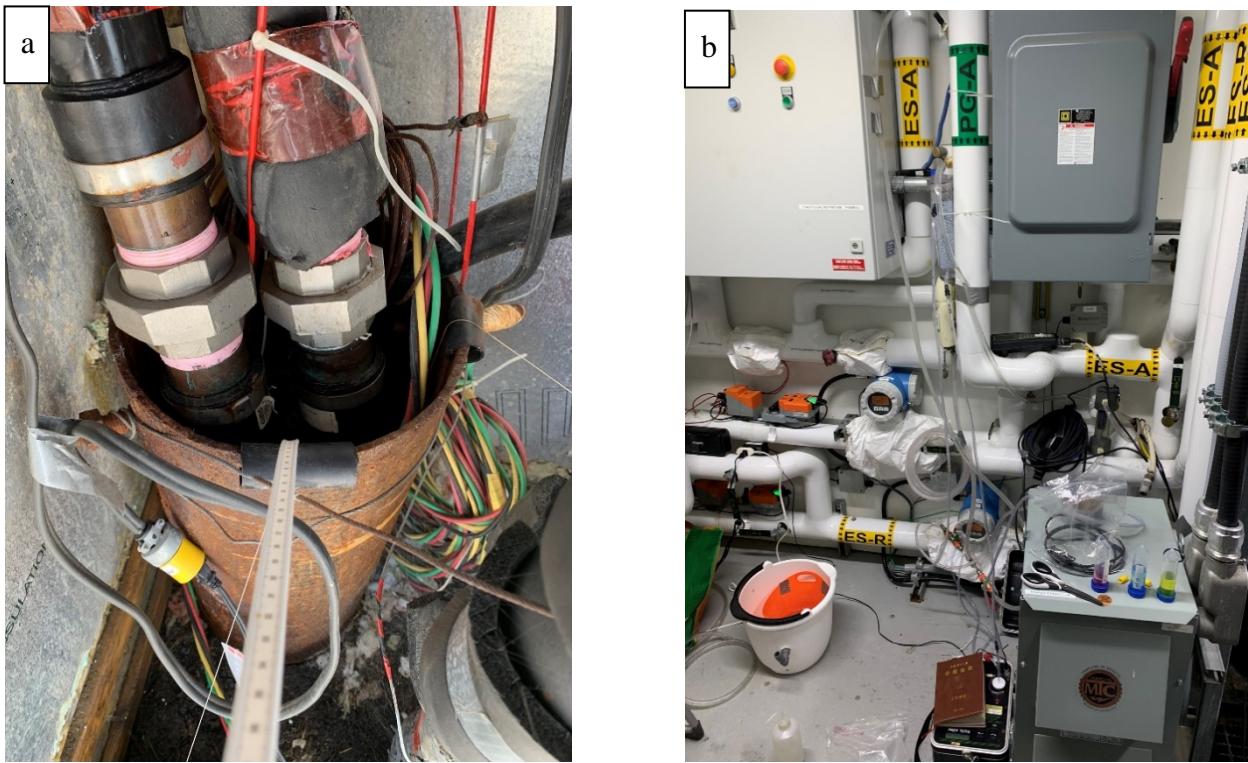


Figure 6. a. Tête du puits principal. b. Aperçu de l'intérieur du laboratoire mobile.

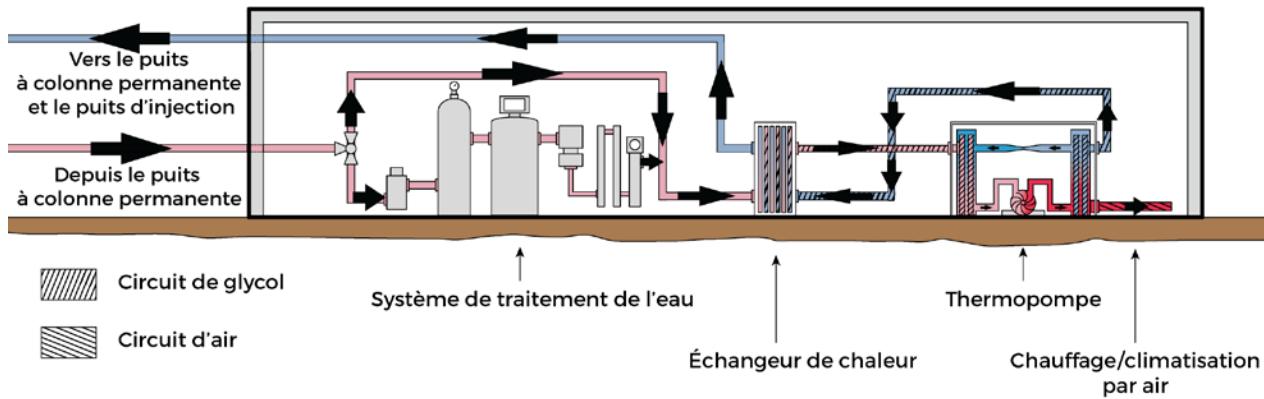


Figure 7. Schéma de circulation des fluides dans le laboratoire mobile en mode chauffage.

### 3.3 Contexte géologique local

Une étude géologique et des déblais de forage dans un rapport de Beaudry et al. (2017) lors de la construction du site du laboratoire mobile, complétée par des recherches personnelles. Une carte géologique extraite du PACES Montérégie Est (Carrier et al., 2013a) est donnée en annexe A et un log stratigraphique du puits principal est en annexe B. Les puits se trouvent là où affleure la formation du Nicolet (Groupe de Lorraine), composée de « shale gris et de mudstone avec interlits de grès lithique, de siltstone, de calcarénite, de dolarenite et quelques lits de conglomérat », avec du « calcaire plus ou moins pur » (Beaudry et al. 2017). La formation du Nicolet repose sur le Groupe d'Utica, principalement composé de shale calcareux (Beaudry et al. 2017), tous deux faisant partie de la plate-forme du Saint-Laurent (Ministère québécois de l'énergie et des ressources naturelles, 2020). Ce shale provient d'une plate-forme carbonatée située au nord-ouest tandis que la formation de Nicolet relativement plus pauvre en carbonates, provient du sud-est, de la chaîne taconienne (Thériault, 2012). Ces roches ordoviciennes « sont recoupées par des roches intrusives du crétacé en raison de la proximité des collines Montérégienennes (monts Saint-Bruno et Saint-Hilaire) » (Beaudry et al. 2017). On retrouve donc aussi sur le site des roches « alcalines intermédiaires telles des syénites à néphéline, nordmarkites, pulaskites, diorites, diorites à néphéline; des roches mafiques comme des essexites, gabbros, gabbros à olivine et des roches ultramafiques telles des pyroxénites et des kimberlites de la suite des Montérégienennes (Beaudry et

al. 2017). Le caractère carbonaté de l'aquifère au droit du site d'étude n'est donc pas le plus marqué par rapport à d'autres lithologies au Québec comme le groupe d'Utica.

L'analyse des échantillons prélevés sur le site indique que la formation de Nicolet se retrouve de la surface jusqu'à 241,9 m de profondeur. Il y a ensuite une transition graduelle vers le Groupe d'Utica, plus carbonaté (Beaudry et al. 2017). Ce dernier n'est toutefois plus recoupé par le puits principal depuis son effondrement partiel.

Le PACES de Montérégie Est répertorie vingt-et-une mesures de conductivité hydraulique à moins de 2 km du site d'étude (Gouvernement du Québec, 2013). Elles vont de nulle à  $1,7 \cdot 10^{-5}$  m/s, avec une moyenne à  $4,4 \cdot 10^{-6}$  m/s. Ces valeurs, issues d'une collecte documentaire et de mesures réalisées par les auteurs, ont été obtenues par essais de pompage et essais de perméabilité (*slug tests*) (Carrier et al., 2013b). Un essai de pompage réalisé sur le site donne des conductivités hydrauliques de  $5,7 \cdot 10^{-7}$  m/s autour du puits principal et  $7,8 \cdot 10^{-7}$  m/s pour le puits d'injection, différences associées aux hétérogénéités naturelles ou induites par la fracturation hydraulique, sans donner plus de détails (Beaudry, G. et al., 2019). La solution analytique utilisée (Cooper & Jacob, 1946) est par ailleurs avant tout adaptée aux aquifères poreux et peut donc ne pas bien rendre compte des hétérogénéités et anisotropies d'écoulement propres aux milieux fracturés. Ces valeurs de perméabilité, bien qu'elles donnent une idée de l'ordre de grandeur, doivent donc être considérées avec précaution. La piézométrie suggère un écoulement local du sud-sud-ouest vers le nord-nord-est. Il existe localement des zones de recharge. La plus importante se trouve au mont Saint-Bruno, à une dizaine de kilomètres au Sud-Est. Une autre plus modeste est située 5 km au Nord-Ouest, correspondant à un léger relief, mais la piézométrie ne suggère pas a priori d'écoulement vers le site d'étude. Une zone potentielle de résurgence est localisée à 1 km au Nord-Est (Carrier et al., 2013a). Ces informations proviennent de points de mesure (piézomètres, données satellites...) distribués sur tout l'est de la Montérégie, cette échelle de travail peut donc ne pas rendre compte d'un contexte fidèle et à la centaine de mètres près aux abords du site d'étude.

## 3.4 Essai de traçage

### 3.4.1 Objectifs

L'eau du puits est chimiquement et thermiquement affectée de deux façons. La première est l'opération du système géothermique en lui-même par les variations de température induites, d'éventuels échanges chimiques avec les installations en surface et les circulations forcées probables entre le puits d'injection et le puits principal. La deuxième est l'arrivée d'une eau de composition chimique et de propriétés physico-chimiques différentes. Elle est donc susceptible de perturber le système carbonaté. Cette eau nouvelle peut notamment provenir d'infiltrations des précipitations atmosphériques à proximité ou de circulations souterraines. Pour comprendre tout cela et déterminer les communications hydrauliques entre les deux puits et l'importance du renouvellement de la colonne d'eau, un essai de traçage peut être effectué. Il consiste à injecter un traceur dans un ou plusieurs puits et d'observer l'évolution temporelle de sa concentration. Concrètement, il permet de déterminer les paramètres de dispersion qui rendent compte à quel point l'eau prend des chemins différents en des temps différents et donc à quel point elle peut interagir avec la matrice aquifère (possibilité de précipitation-dissolution de calcite par exemple). Un autre paramètre hydraulique d'intérêt déterminé par un essai de traçage est la porosité effective. Elle permet de comprendre la contribution réelle du réseau de fractures dans le transport de soluté. Enfin, regarder à quelle vitesse le traceur est dilué par les arrivées d'eau nouvelle permet de quantifier le renouvellement de la colonne d'eau.

Pour Shook et al. (2004) cinq points doivent être considérés dans la planification d'un essai de traçage :

- Définir les objectifs de l'essai de traçage (détaillés ci-dessus),
- Sélectionner le traceur et le tester,
- Développer une stratégie d'application de l'essai de traçage,
- Réaliser l'essai de traçage sur le terrain,
- Interpréter l'essai.

### 3.4.2 Choix du traceur

Il existe de nombreux traceurs artificiels dont le choix dépend du contexte hydrogéologique et des besoins du traçage. Le traceur idéal ne doit pas être déjà présent naturellement ou alors en faibles quantités, être facilement détectable, suffisamment persistant, avoir une dispersion optimale dans le flux d'eau (Käß, 1998) et une toxicité et écotoxicité acceptable (Behrens et al., 2014). Les traceurs artificiels peuvent se regrouper en quatre catégories : les traceurs colorés et fluorescents comme la rhodamine ou la fluorescéine ; les sels, comme le chlorure de sodium ou le bromure de potassium ; les isotopes ; les particules comme les microbilles de polystyrène et les spores de lycopodium (Behrens et al., 2014).

Maloszewski et al. (1999) cherchent à déterminer les paramètres de transport et de la matrice à partir d'un essai de traçage dans un milieu fracturé. Les traceurs utilisés sont du bromure de potassium, de l'éosine, de l'uranine et de l'eau deutérée. Le milieu est considéré comme ayant une unique fracture, car la prise en compte de plusieurs fractures nécessite d'estimer la porosité de fracture de la zone, ce qui peut être complexe. Les auteurs recommandent l'utilisation d'au moins deux traceurs de coefficient de diffusion moléculaire différent pour avoir des résultats significatifs. En effet, l'interprétation d'un essai de traçage à un seul traceur requiert l'ajustement simultané d'au moins trois paramètres (un pour l'advection, un pour la dispersion et un pour la diffusion). L'influence relative de chacun ne peut être connue avec précision. De plus, ces trois phénomènes sont mal connus en milieu fracturé (Becker & Shapiro, 2000). Cette recommandation est donc intégrée dans le protocole et deux traceurs sont sélectionnés : le chlorure de sodium et le deutérium, isotope stable à un neutron de l'hydrogène abrégé « D » qui donne l'eau deutérée.

Les sels, en particulier le chlorure de sodium, sont les traceurs les moins coûteux disponibles. De plus, leur suivi est simple, puisqu'il suffit de mesurer la conductivité électrique de l'eau. Une prise régulière d'échantillons d'eau pour déterminer les concentrations en chlorures, ion considéré comme conservatif et stable, permet de définir la courbe de restitution de façon encore plus fiable. L'incertitude de mesure de la conductivité électrique est en effet plus grande qu'une analyse d'eau par chromatographie ionique (Leibundgut et al., 2009; Maloszewski et al., 1999). Lors d'un essai préliminaire réalisé le 30 mai 2018 (voir la section 3.4.4) utilisant 35 kg de chlorure de sodium, un pic de bromures dans les eaux souterraines a été observé : le brome est une « impureté » rencontrée

assez fréquemment dans le sel de mer. Un suivi des ions bromures peut donc constituer un autre traceur exploitable. Ainsi, Maloszewski et al. (1999) observent au cours de leur premier essai de traçage une différence entre la courbe de restitution du bromure et celle du deutérium qu'ils expliquent par une diffusion moléculaire différente. Pour les besoins de l'essai de traçage sur le site d'étude, plusieurs kilogrammes de sel sont nécessaires. Celui-ci doit être rapide à dissoudre et assez pur pour ne pas affecter les concentrations en ions autres que le chlorure, le sodium et le bromure. Du sel de piscine fin de marque Windsor en sacs de 20 kg a été sélectionné, remplissant l'ensemble de ces critères.

Les isotopes stables peuvent s'appliquer dans l'étude du cycle de l'eau en général, plus particulièrement dans l'étude des interactions hydrogéologiques et écologiques (Clark, 2015; Koeniger et al., 2010; Sharp, 2007). L'eau dite « deutérée » ou « lourde » est efficace comme traceur artificiel dans la plupart des environnements hydrogéologiques. Comme c'est de l'eau, elle se déplace presque comme l'eau « hôte » et est donc le traceur le plus représentatif, là où les autres induisent une diffusion moléculaire plus prononcée à l'origine de courbes de restitution moins représentatives du voyage des molécules d'eau. Cette moindre représentativité est d'autant plus marquée quand la matrice aquifère comporte une importante porosité en cul-de-sac où le traceur peut stagner et diffuser (Becker & Coplen, 2001). D'autres interactions avec leur environnement (dégradation, sorption/désorption) les distinguent aussi du comportement de la molécule d'eau. Si le deutérium en lui-même et son analyse sont plus chers et complexes que l'uranine, il nécessite un volume d'échantillonnage moindre et peut servir de traceur dans divers milieux (saturé ou vadose) (Koeniger et al., 2010). L'eau deutérée peut avoir un retard relatif aux autres traceurs car les molécules d'eau s'échangent librement de l'hydrogène. Cela a été observé pour de l'eau tritée dans des argiles. On en sait toutefois peu sur son importance dans le cadre des essais de traçage (Becker & Coplen, 2001). Il existe aussi de l'eau super-lourde  $D_2^{18}O$ , bien plus onéreuse sans apporter d'avantage significatif, l'eau deutérée ayant fait ses preuves dans les essais de traçage (Becker & Coplen, 2001). L'eau deutérée étant une substance relativement difficile à produire, son coût déjà élevé (plusieurs centaines de dollars par litre) croît exponentiellement avec sa pureté. De plus, peu de fabricants disposent des installations et du savoir-faire nécessaires à sa production. Des estimations de la signature isotopique attendue dans le cadre de l'essai de traçage du projet montrent qu'un degré de pureté élevé n'est pas nécessaire pour obtenir une courbe de restitution

claire et serait même contre-productif puisqu'il requiert un volume à injecter plus faible et donc plus imprécis qu'une eau deutérée de pureté plus faible. Une solution de D<sub>2</sub><sup>16</sup>O pure à 69,9 % de Cambridge Isotope Laboratories, producteur reconnu d'isotopes stables, a été sélectionnée. Diluée dans de l'eau souterraine, elle se met à l'équilibre isotopique et devient alors pour l'essentiel du HDO (Becker & Coplen, 2001).

### **3.4.3 Stratégie d'application de l'essai de traçage**

Il existe une multitude de méthodes d'essais de traçage. À partir d'études de cas et de synthèses disponibles dans la littérature, la méthode la plus adaptée aux objectifs et aux contraintes méthodologiques est sélectionnée.

Sur le site d'étude, les puits principal et d'injection étant écartés de seulement 10 m et de la fracturation hydraulique ayant été réalisée pour augmenter la perméabilité de l'aquifère (Beaudry et al. 2019), il est très probable qu'une ou plusieurs fractures les connectent hydrauliquement. De l'eau injectée dans le puits de saignée peut donc rejoindre le puits principal en pompage. Elle peut alors avoir échangé chimiquement avec la matrice aquifère pendant son parcours. Le système carbonaté en serait donc impacté. Pour savoir à quel point cette eau échange avec les parois des ou de la fracture, il faut déterminer le temps mis pour passer d'un puits à l'autre et le trajet emprunté : plutôt en surface, en profondeur ou équitablement réparti sur toute la hauteur du puits, par une fracture principale ou plusieurs. Un essai de traçage entre les deux puits permettrait de répondre à cette question. Plusieurs essais entre deux puits ont été réalisés en milieu fracturé (Becker & Shapiro, 2000; Hawkins et al., 2017; Kurosawa et al., 2006).

Pour la présente étude, des contraintes méthodologiques s'appliquent. Tout d'abord, l'essai doit se faire en recirculation, car la loi québécoise interdit le rejet en surface d'eau souterraine utilisée pour le chauffage et la climatisation. Cela ne devrait pas engendrer de grosses difficultés d'analyse, le pic principal devant être suffisamment distinct des « échos » dus au retour en boucle du traceur pour permettre d'interpréter le signal global comme une somme de signaux individuels. Des traitements analytiques poussés de tels cas ont déjà été réalisés (Byegård et al., 2000; Reimus et al., 2003). Enfin, puisque l'intégralité de l'eau pompée doit être restituée à l'aquifère, il est plus pratique d'effectuer l'essai en « dipôle pur recirculé », c'est-à-dire que le traceur est injecté dans

un puits, un suivi de ce traceur est fait dans un autre puits (dipôle), le débit de pompage étant égal au débit d'injection (pur) et intégralement réinjecté en boucle dans le puits d'injection (recirculé).

L'injection instantanée d'un traceur en milieu fracturé produit une courbe de restitution avec une queue de distribution plus longue qu'en milieu poreux non consolidé (Becker & Shapiro, 2000). Il existe en effet des échanges diffusifs avec la matrice, entre l'eau mobile dans la fracture et l'eau relativement immobile dans la matrice : la diffusion de matrice. Cette diffusion peut avoir quatre origines : la diffusion moléculaire, la diffusion dans les espaces de faible ouverture à l'intérieur même de la fracture qui servent de puits diffusif, la masse de traceur échangée avec l'eau stagnante le long des fractures, la masse de traceur échangée par diffusion dans une distribution non spécifiée de fluides stagnants associés à la fracture et à la matrice. Becker et Shapiro (2000) recommandent de répéter les essais de traçage sous gradient forcé en utilisant différentes configurations hydrauliques et plusieurs traceurs afin d'éventuellement révéler d'importantes informations sur le transport et augmenter la probabilité d'une interprétation unique de la courbe de restitution. L'aquifère du site d'étude étant relativement peu perméable et l'utilisation d'importantes quantités de traceurs pouvant perturber la qualité de l'eau, répéter plusieurs fois l'essai de traçage en configurations différentes n'est pas intéressant au regard des informations recherchées. Il ne s'agit pas ici d'avoir une compréhension très fine des conditions de circulations hydrauliques, mais plutôt d'évaluer si la communication hydraulique entre le puits principal et le puits d'injection peut affecter la chimie des eaux.

### **3.4.4 Mise en œuvre de l'essai de traçage**

L'injection de traceur se fait au puits de saignée, le suivi se fait au robinet d'arrivée d'eau souterraine pompée dans le puits principal. Ce suivi se fait au moyen d'une sonde multiparamètres physico-chimiques YSI Pro Plus en enregistrement continu (toutes les 2 minutes) et d'échantilleurs automatiques Manning PST8 réglés à un pas de temps adapté, c'est-à-dire qu'il doit être rapide au début pour bien capter le pic de concentration sans sous-échantillonnage puis peut être plus espacé, pour enregistrer efficacement la queue de distribution. Une estimation de ce pas de temps peut être faite avant de réaliser l'essai à partir de la conductivité hydraulique déterminée lors d'essais de pompage dans les puits d'injection et d'observation. Il faut toutefois garder en tête que la vitesse réelle d'écoulement est toujours plus élevée que la vitesse suggérée

par la conductivité hydraulique. Un montage répartit le débit du robinet avec une partie dérivée dans une cellule de mesure en continu dans laquelle est immergée la sonde multiparamètres sans contact avec l'air extérieur et une autre partie vers un récipient à débordement dans lequel est immergé le tube de prélèvement de l'échantillonneur automatique (Figure 8).

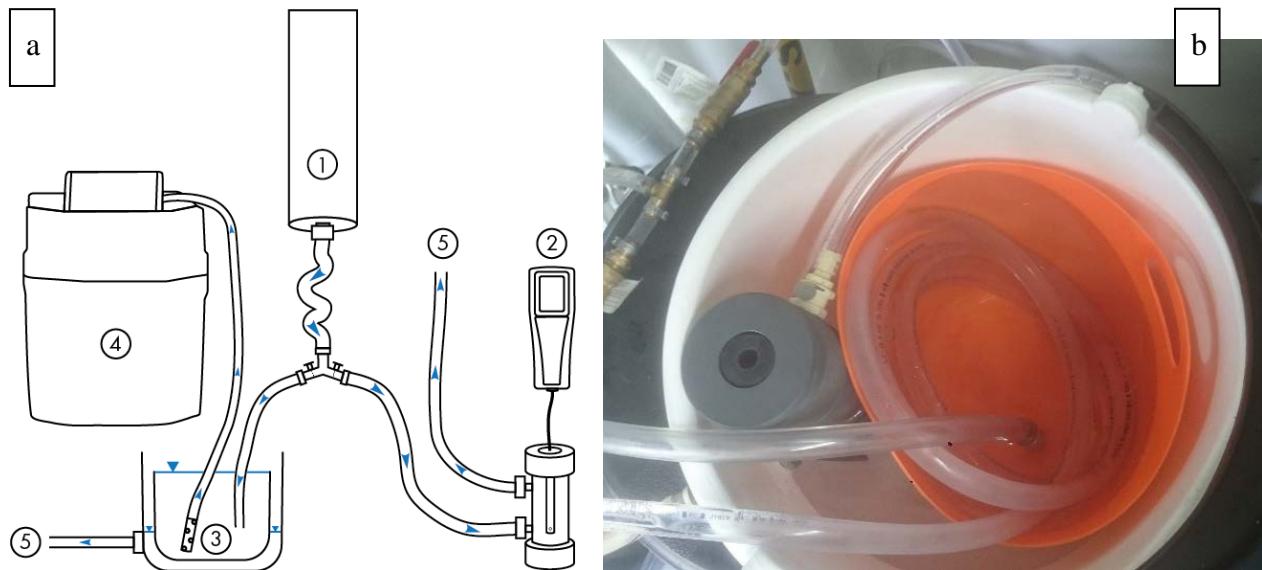


Figure 8. a. Photo du système de récipient à débordement. b. Schéma du montage pour le suivi de l'essai de traçage.

1 : Robinet d'arrivée d'eau souterraine du puits principal ; 2 : Sonde multiparamètres ; 3 : Système de récipient à débordement ; 4 : Échantillonneur automatique ; 5 : Évacuation de l'eau à l'extérieur.

Pour plus de commodité, la cellule de mesure en continu y est placée à l'intérieur. La sonde multiparamètres n'est pas encore insérée.

Un premier essai de traçage est réalisé le 30 mai 2018 pour s'assurer que la concentration en traceur n'est ni trop élevée (limite de détection maximale dépassée), ni trop faible (le pic de concentration noyé dans le bruit de fond), pour connaître le temps d'arrivée (temps entre l'arrivée du traceur et son pic de concentration) pour bien planifier la fréquence d'échantillonnage et pour optimiser le montage de suivi. Pour cela, observer la conductivité spécifique suffit, mais il est intéressant de tester le fonctionnement de l'échantillonneur automatique en conditions réelles. Le débit de la pompe du puits principal est réglé à l'avance de manière à obtenir un régime permanent avec un

débit égal au débit dans le puits d'injection sans faire déborder ce dernier. La concentration initiale de saumure à verser est estimée de sorte à fournir un signal détectable dix fois supérieur au signal de fond si la saumure se dilue dans l'intégralité des deux puits. L'estimation de la conductivité électrique attendue selon la masse de sel injectée (selon la méthode décrite à la section 4.1.1.3) indique que 30 kg de sel dans 110 L d'eau devraient fournir un bon signal. Finalement, environ 35 kg de sel versés dans  $100 \text{ kg} \pm 0,5 \text{ kg}$  d'eau de puits ont été utilisés, proche de la limite de solubilité du NaCl dans l'eau. La dissolution n'étant pas complète malgré une préparation de la saumure la veille et un brassage attentif, le reste de sel solide est directement versé dans le puits de saignée. L'injection du traceur doit se faire le plus ponctuellement possible (durée inférieure à 10 % de la durée totale prévue de l'essai de traçage) pour permettre l'utilisation des solutions analytiques disponibles dans la littérature (Lenda & Zuber, 1970; Maloszewski & Zuber, 1985; Shook et al., 2004). C'est aussi la façon d'injecter la plus simple et la plus pratique. Elle est réalisée en 30 minutes au moyen de seaux. Le tout est « poussé » par 70 L d'eau du puits principal. L'eau deutérée n'est pas testée ici, pour ne pas risquer de contaminer l'eau et dégrader l'efficacité du second essai de traçage, la limite maximale de détection du deutérium étant beaucoup plus faible que celle du chlore. La sonde de conductivité électrique fait une mesure toutes les 2 minutes pour s'assurer de saisir toute la courbe de restitution.

Le second essai de traçage effectué le 20 juillet 2018 injecte de l'eau deutérée et du sel à la concentration ajustée d'après le premier essai. Le protocole est le même que pour le premier essai avec les ajustements suivants : la saumure est constituée 20 kg de sel dissous et d'environ 185 g d'eau deutérée dans 100 L d'eau de puits. Là encore, tout le sel ne s'est pas dissous et le résidu est versé directement dans le puits d'injection. La masse d'eau deutérée nécessaire pour obtenir une signature isotopique de la solution de traçage idéale a été calculée théoriquement, selon la méthode utilisée dans la section 4.1.2.4. Cette eau deutérée est ajoutée à la saumure peu avant l'injection pour éviter des pertes par évaporation. Des aliquotes sont prélevées juste avant l'injection, après un mélange soigneux. Une autre sonde multiparamètre est placée dans le puits de saignée, à environ 6,4 m sous le sol, soit 1 m sous le cuvelage d'acier. Elle contrôle en particulier l'évolution du panache de traceur dans ce puits par la mesure de la conductivité électrique spécifique. La température de l'eau est augmentée jusqu'à une cinquantaine de degrés Celsius par un chauffe-eau avant de retourner dans le puits d'injection afin de déterminer l'évolution de la température au

cours du trajet vers le puits principal. La fréquence d'échantillonnage de l'échantillonneur automatique est ajustée d'après les résultats du premier essai. Pour assurer un suivi sur au moins une journée, trois échantillonneurs automatiques sont utilisés, synchronisés entre eux et avec la sonde de conductivité. De l'eau est mise au fond de chaque échantillonneur pour saturer l'air en humidité et éviter l'évaporation des échantillons. Également pour éviter l'évaporation, les flacons des échantillonneurs sont transférés le plus rapidement possible dans les flacons à fond conique de 50 ml réfrigérés. Les données de conductivité électrique sont récupérées par le logiciel dédié YSI Data Manager, le chlorure et le bromure sont analysés par chromatographie ionique (ICS 500 AS-DP DIONEX Thermo Scientific, Polytechnique Montréal) et le deutérium par spectroscopie de masse (Micromass Isoprime couplé à un système AquaPrep, Géotop – UQÀM).

### **3.4.5 Interprétation de l'essai de traçage**

L'interprétation des essais de traçage entre deux puits en milieu fracturé est complexe. Elle repose bien souvent sur de la modélisation numérique créée spécialement pour l'essai de traçage à interpréter ou encore adaptée d'autres équations plus générales, avec des traitements analytiques poussés. Pour cette étude, deux solutions analytiques pour le milieu fracturé sont considérées, celle de Lenda et Zuber (1970) et celle de Maloszewski et Zuber (1985). Elles reposent sur la détermination préalable d'un certain nombre de paramètres caractérisant la courbe de restitution, paramètres obtenus par la méthode C<sub>PIC</sub> (Maloszewski & Zuber, 1985). La solution analytique de Maloszewski et Zuber (1985) requiert un grand nombre de paramètres parfois difficilement estimables, sans garantie de retourner des solutions réalistes. Les solutions analytiques pour les milieux poreux sont plus simples, mais inadaptées aux essais de traçage en milieu fracturé (Field, 2002; Gutierrez et al., 2011). La réussite des essais de traçage n'est pas toujours garantie, l'échec est même assez courant, principalement dû au mauvais choix de traceur et à une mauvaise compréhension du système hydrogéologique (Maliva, 2016). Si tirer des informations quantitatives d'un tel essai peut donc être ardu, il aide néanmoins à apprécier qualitativement le trajet parcouru et les impacts éventuels sur le système carbonaté qui en découlent en plus de permettre malgré tout d'obtenir la vitesse de renouvellement de la colonne d'eau.

Le suivi de l'évolution de la conductivité électrique après l'essai de traçage et le temps mis pour revenir à la conductivité électrique observée dans le puits avant l'essai permet de déterminer la

vitesse de renouvellement de l'eau du puits par de l'eau d'origine locale ou régionale. En l'absence de pompage sur cette période, la représentativité de l'estimation de ce taux de renouvellement peut être vérifiée en calculant la conductivité hydraulique de l'aquifère nécessaire pour assurer un tel renouvellement. Cette valeur est confrontée à la conductivité hydraulique locale indiquée dans la littérature.

### **3.5 Suivi de la qualité de l'eau**

Plusieurs paramètres ont été observés pour évaluer expérimentalement les impacts possibles de l'opération d'un puits à colonne permanente sur la qualité de l'eau d'un aquifère carbonaté. Suivre le fonctionnement du système géothermique permet de connaître les potentiels forçages susceptibles de modifier la qualité de l'eau : changement de température, débit de pompage, fonctionnement du système de traitement de l'eau. Les variations des niveaux piézométriques témoignent du « bilan de masse d'eau » des puits, résultat de pompages ou de recharges locales par les précipitations atmosphériques par exemple. La température a un rôle majeur dans les équilibres carbonatés. Le pH témoigne de la spéciation des carbonates et des conditions de précipitation-dissolution en plus d'aider, avec la conductivité électrique et le potentiel d'oxydoréduction, à dresser un portrait général de la qualité de l'eau. Les paramètres physico-chimiques sont donc indispensables. L'alcalinité et le CO<sub>2</sub> dissous sont d'autres témoins importants de la chimie des carbonates. La chimie des ions majeurs et les isotopes stables de l'eau aident à comprendre les processus de formation de la qualité de l'eau et les réservoirs mis en jeu. Enfin, le climat via l'infiltration des précipitations météoriques est susceptible de jouer un rôle de forçage naturel.

Un suivi intensif à court terme a été réalisé pendant deux périodes, entre février et avril 2019 puis entre octobre et décembre 2019. Un suivi moins resserré a été effectué entre mai 2018 et décembre 2019 en plus de mesures ponctuelles réalisées par d'autres utilisateurs du laboratoire mobile.

#### **3.5.1 Fonctionnement du système géothermique**

Les données de débit de pompage dans les deux puits (Endress+Hauser Proline Promag 53) et de température en entrée-sortie des installations en surface (Greystone TE200) sont enregistrées à pas de temps d'une minute sur un serveur. Elles sont récupérables à tout moment sur place ou à distance. L'incertitude de mesure de débit est de  $\pm 0,2\%$  et celle de température est de  $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

(Beaudry et al. 2019). La quantité de données étant importante, des moyennes journalières ont été calculées pour faciliter les interprétations sur les variations à long terme.

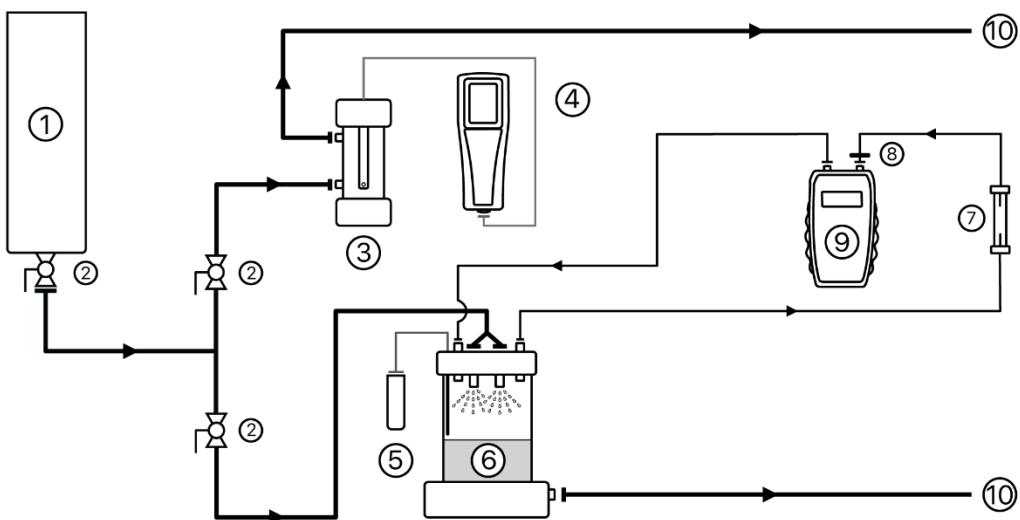
L'activité du système de traitement de l'eau est suivie par le taux de dérivation (en L/min) de l'eau dans le système de traitement, le fonctionnement ou non du filtre à sédiments des unités UV et ozone et de l'adoucisseur et de la résine échangeuse d'ions.

### **3.5.2 Niveaux piézométriques**

Les niveaux piézométriques sont relevés au minimum une fois dans chaque puits lors de chaque visite de terrain au moyen d'une sonde piézométrique (précision de la mesure  $\pm 5$  mm). Un arpementage au théodolite a permis de connaître avec précision l'altitude du point de repère utilisé pour chaque puits et donc de traduire les niveaux de la nappe par rapport au sol en niveaux ou charges piézométriques.

### **3.5.3 Paramètres physico-chimiques**

Les principaux paramètres physico-chimiques sont suivis : la température, le pH, la conductivité électrique et le potentiel d'oxydo-réduction (ORP). Lorsque la mesure se fait sur de longues périodes comme pendant les périodes de suivi intensif, un montage est utilisé, permettant un suivi d'autres paramètres et éventuellement un échantillonnage automatique. Les paramètres physico-chimiques, tout comme les autres paramètres traités aux points 2.2.4 à 2.2.7 sont suivis au robinet d'arrivée d'eau souterraine pompée depuis le puits à colonne permanente. Ponctuellement, des mesures ont aussi été faites à la sortie de l'échangeur de chaleur. Cette eau est répartie dans deux circuits (Figure 9).



#### LÉGENDE

—→ Circuit d'eau      —→ Circuit d'air      ——— Connexion électrique

Figure 9. Schéma du montage réalisé pour le suivi des paramètres physico-chimiques de l'eau souterraine.

1. Robinet d'arrivée de l'eau souterraine ; 2. Robinet à bille ; 3. Cellule d'immersion pour le suivi en continu des paramètres physico-chimiques ; 4. Sonde YSI ProPlus ; 5. Capteur de température Omega ; 6. RAD AQUA ; 7. Piège à eau ; 8. Filtre 0,45 µm hydrophobe ; 9. Capteur-enregistreur de CO<sub>2</sub> ; 10. Rejet de l'eau vers l'extérieur.

Dans le circuit supérieur se fait le suivi des paramètres physico-chimiques avec une sonde YSI ProPlus insérée dans une cellule étanche. Bien que l'équilibre des réactions cinétiques du système carbonaté soit atteint au bout de quelques jours, les conditions de fonctionnement du système géothermique peuvent changer selon une fréquence infra-horaire. Un enregistrement est donc réalisé toutes les 5 minutes.

Une calibration de la sonde à pH est réalisée à chaque visite et une calibration des sondes à conductivité électrique et à potentiel d'oxydo-réduction est réalisée toutes les semaines, deux semaines (suivi intensif de début 2019) ou tous les deux jours environ (suivi intensif de fin 2019). La conductivité électrique dérive peu et la mesure de l'ORP est souvent relativement peu précise

et exacte sur le terrain par ces méthodes en raison notamment du type d'électrode des appareils de terrain, des interférences entre les multiples couples redox, des faibles courants en jeu, de la nécessité d'une mesure précise du pH, du long temps de mesure nécessaire en même temps qu'une sensibilité aux variations de température et d'oxygénéation, ce dernier point étant compensé par l'utilisation d'une cellule de mesure en continu. Les données sont récupérées régulièrement via le logiciel dédié YSI Data Manager. La mesure de température a une précision de  $\pm 0,2$  °C, le pH de  $\pm 0,2$  unités, la conductivité électrique de  $\pm 0,5$  % ou 0,001 mS/cm (la moins bonne des deux), et l'ORP de  $\pm 20$  mV en calibration.

### 3.5.4 Alcalinité

L'échantillonnage est réalisé principalement au robinet d'arrivée d'eau souterraine pompée depuis le puits à colonne permanente et à fréquence relativement élevée, le plus souvent à chaque visite et jusqu'à toutes les 3 à 4 heures en période de suivi intensif, de façon adaptée aux conditions de fonctionnement du système géothermique. Ponctuellement, des échantillonnages ont aussi été faits à la sortie de l'échangeur de chaleur. Après une purge de l'eau déjà contenue dans les tubes, un filtre en ligne de 0,45 µm est monté sur le tuyau amenant l'eau à la cellule de suivi des paramètres physico-chimiques. Les échantillons sont conservés dans des flacons à fond conique ou des flacons génériques en polyéthylène de 50 ml, préalablement rincés trois fois avec l'eau à échantillonner. Ces flacons ne sont pas explicitement étanches aux gaz, mais des tests internes ont montré une variation d'alcalinité sur sept jours de 0,03 % seulement. Une attention particulière est portée à ce que les flacons referment le moins d'air possible, l'alcalinité pouvant le cas échéant être sous-estimée à cause du dégazage du CO<sub>2</sub> dissous. Pendant le transport, les flacons sont conservés au froid dans un sac isotherme avec des pains de glace. Ils sont ensuite gardés à Polytechnique dans un réfrigérateur en attendant d'être analysés. À noter que pour Williams et al. (2009), seule étude trouvée sur les effets de la méthode d'échantillonnage sur les mesures d'alcalinité d'eau douce, la filtration ou la réfrigération n'ont pas d'influence statistiquement significative sur les mesures dans la plupart des localités étudiées. Aucun effet statistiquement significatif de la durée de stockage n'a pas non plus été trouvé, sauf en présence de concentrations élevées en fer dissous et colloïdal. Le fer n'a pas été suivi dans le cadre de cette étude, mais l'analyse initiale après le forage des puits donne des concentrations de seulement 0,34 mg/L.

La détermination de l’alcalinité est faite par titrage potentiométrique (pH-métrique) automatique à l’acide sulfurique avec un titrateur HI901C de Hanna Instruments. Dans la mesure du possible, les analyses ont lieu au plus tard trois jours après l’échantillonnage pour en limiter la modification par échange gazeux. Toutefois certaines analyses ont été réalisées jusqu’à un mois après l’échantillonnage. Des contrôles qualité sont réalisés pour chaque session d’analyse avec une solution de carbonate de sodium visant une alcalinité de 200 mg/L. Les contrôles qualité réalisés donnent pour la plupart une récupération entre 97,5 % et 102,5 %. Baird et al. (2015) indiquent une incertitude typique de  $\pm 5$  mg/L.

### 3.5.5 CO<sub>2</sub> dissous

La pression partielle de CO<sub>2</sub> dissous dans l’eau est mesurée à l’arrivée d’eau souterraine pompée depuis le puits à colonne permanente avec un enregistreur de CO<sub>2</sub>, modèle CM-0056 de la compagnie CO2Meter (spectrométrie infrarouge). Les gaz dissous sont d’abord extraits de l’eau par pulvérisation avec un RAD AQUA (Figure 10). Une purge de 10 secondes avant la mesure optimise la représentativité temporelle en forçant le renouvellement d’air. La durée de la purge (débit de 500 mL/min) est jugée suffisante pour renouveler l’ensemble du circuit d’air menant à la chambre de détection et la chambre de détection elle-même. Ce dernier passe par un piège à eau puis un filtre hydrophobe qui empêchent d’éventuelles intrusions d’eau liquide dans la chambre de détection. La fréquence de mesure se fait aux deux minutes. L’incertitude de mesure est de  $\pm 70$  ppm ou 5 % (la moins bonne). Les données sont régulièrement récupérées sur PC par un logiciel dédié. Les concentrations mesurées dans l’air sont converties en concentrations attendues dans l’eau selon la loi de Henry avec les températures enregistrées dans le RAD AQUA (Exactitude  $\pm 2$  °C). Une calibration à l’air extérieur est régulièrement réalisée (concentration attendue de 400 ppm) bien que l’appareil se décalibre très peu au cours des périodes de suivi.

### 3.5.6 Ions majeurs

Le protocole d’échantillonnage des ions majeurs est identique à celui pour la mesure d’alcalinité (voir la section 3.3.4) selon une fréquence variable adaptée aux conditions de fonctionnement du système géothermique et pouvant aller jusqu’à une fois toutes les 3 à 4 heures par jour en période

de suivi intensif. Des données tirées du PACES pour la Montérégie ont également été intégrées pour comparaison.

Les concentrations sont obtenues par chromatographie ionique (ICS 500 AS-DP DIONEX Thermo Scientific) au CRÉDEAU à Polytechnique. Un contrôle qualité par la mesure d'échantillons standards vérifie la validité des analyses. Un bilan ionique permet de s'assurer que les ions analysés représentent l'essentiel de la chimie de l'eau du puits (incluant l'alcalinité).

### **3.5.7 Isotopes stables de l'eau**

Pour les isotopes de l'eau, la procédure d'échantillonnage est identique à la chimie ou à l'alcalinité (voir section 3.3.4), sauf que l'échantillon n'a pas besoin d'être filtré ni réfrigéré (Clark, 2015). De plus, un volume d'air de moins de 50 % du volume de l'échantillon ne pose pas de problème s'il est bien scellé (Clark, 2015). L'échantillonnage et l'analyse se font selon une fréquence variable adaptée aux conditions de fonctionnement du système géothermique. Des données tirées du PACES pour la Montérégie est et les données de précipitations atmosphériques au Mont Saint-Bruno acquises par l'Infrastructure de recherche sur la recharge des eaux souterraines du Geotop ont également été intégrées pour comparaison. Pour l'analyse, les échantillons sont préalablement équilibrés à 40°C avec une atmosphère de CO<sub>2</sub> pour le δ<sup>18</sup>O et de H<sub>2</sub> pour le δ<sup>2</sup>H (avec un catalyseur de platine) puis sont analysés par un spectroscope de masse Micromass Isoprime couplé à un système AquaPrep en mode « injection double » au laboratoire de géochimie d'isotopes stables légers du Geotop. L'incertitude de mesure est de ± 0,01 ‰ pour le δ<sup>18</sup>O et de ± 2 ‰ pour le δ<sup>2</sup>H.

### **3.5.8 Climat**

Les données de températures minimales, moyennes et maximales et les données de précipitations journalières ont été récupérées à partir de la base de données en ligne du gouvernement canadien. La station météorologique sélectionnée est celle de Saint-Hubert puisqu'elle offre le meilleur compromis entre la proximité avec le site d'étude et la continuité des chroniques. Certaines stations sont ainsi plus proches, mais les données ne sont pas disponibles pour la fin 2019, nécessaires pour ce projet (voir la section 4.7).

## CHAPITRE 4 RÉSULTATS

### 4.1 Essais de traçage

#### 4.1.1 Essai de traçage préliminaire du 30 mai 2018

##### 4.1.1.1 Rappel du protocole

Cet essai de traçage a pour objectif principal de valider et optimiser le protocole utilisé pour l'essai du 20 juillet 2018. Le traceur consiste en une saumure faite de 35 kg de sel mélangés à 100 kg d'eau de puits. Il est injecté dans le puits de saignée (puits d'injection) et suivi par la conductivité électrique de l'eau dans le puits principal (puits d'observation) et, en contrôle, dans le puits de saignée. L'essai est réalisé en dipôle pur, c'est-à-dire que l'intégralité du débit pompé dans le puits principal est réinjectée dans le puits de saignée.

##### 4.1.1.2 Courbe de restitution

Les résultats montrent que le traçage a bien fonctionné, avec un pic franc (Figure 11). L'injection du traceur s'est faite entre 17 h 30 et 17 h 50 environ. Le panache salé commence à arriver vers 18 h 20. Le temps mis par le traceur pour relier le puits d'injection et le puits d'observation est donc d'une cinquantaine de minutes. La conductivité maximale  $\sigma_{\max} = 8\,570 \mu\text{S}/\text{cm}$  est atteinte à 19 h 39. Le temps d'arrivée, qui correspond au temps entre l'arrivée du traceur et le pic est donc de 1 h 17 min  $\pm$  1 min.  $\sigma_{\max}/2 = 4\,285 \mu\text{S}/\text{cm}$  est atteint entre 18 h 55 et 18 h 57. Le temps de voyage, qui est le temps mis depuis l'injection pour atteindre la moitié de la conductivité  $\sigma_{\max}$  est donc 1 h 58 min  $\pm$  2 min. Il donne une indication sur la dispersivité du traceur.

Une coupure dans l'alimentation en eau du système à débordement s'est produite à partir de 23 h 30 jusqu'au retour sur site, comme le montre la stabilisation de la conductivité (Figure 10). Pour rappel, ce montage est constitué d'un récipient ouvert dans lequel se déverse en continu de l'eau provenant du robinet d'arrivée d'eau souterraine et dans lequel se trouve la prise d'eau pour les échantilleurs automatiques. L'eau déborde de ce récipient dans un second récipient avec une évacuation au fond qui rejette l'eau à l'extérieur (voir la section 3.2.4). L'étude des autres paramètres physico-chimiques suggère que le débit d'eau soit devenu irrégulier dès 21 h 15. Cet incident est attribué à une variation non souhaitée du débit de pompage, observée au cours du suivi

du début de l'année 2019 où des arrêts de pompage involontaires et de grandes variations de débit se sont produits régulièrement.

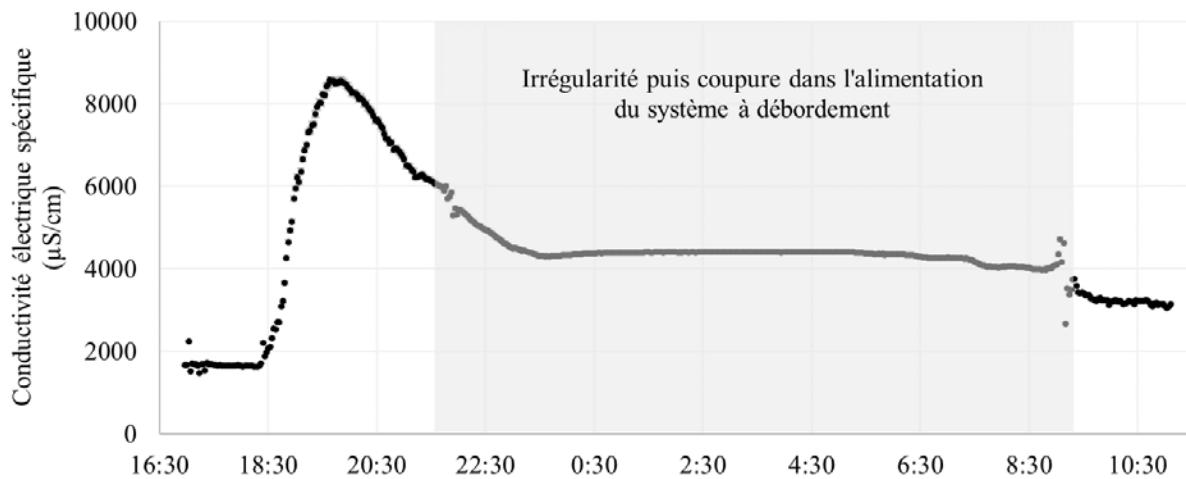


Figure 10. Conductivité électrique mesurée en sortie de puits principal – Essai de traçage du 30 mai 2018.

La conductivité électrique du traceur injecté étant très hétérogène, il est difficile de déterminer un  $C_0$  fiable (Figure 11). Ajouté à une période de mesures non représentative (plateau de conductivité), il n'a pas été possible de déterminer un taux de récupération cohérent.

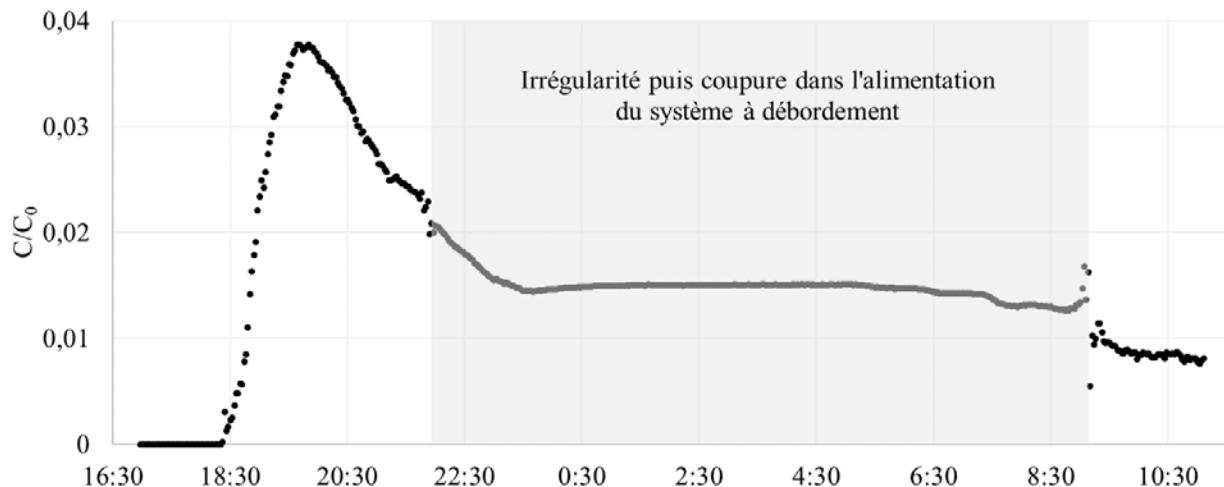


Figure 11. Courbe de restitution en sortie de puits principal – Essai de traçage du 30 mai 2018.

#### 4.1.1.3 Estimation de la conductivité électrique dans les puits après homogénéisation du traceur

La conductivité électrique attendue dans les puits après homogénéisation totale peut être déterminée en connaissant le volume et la conductivité électrique moyenne de chaque réservoir en jeu (Tableau 4.1) et en faisant une simple moyenne pondérée. Le volume de fracture entre les puits n'étant pas estimable avec les informations disponibles, le volume d'eau que ces fractures contiennent est négligé.

Tableau 4.1. Volume et conductivité électrique des réservoirs en jeu pour l'estimation de la conductivité électrique dans les puits après homogénéisation – Essai de traçage du 30 mai 2018.

Réservoir	Conductivité électrique ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	Volume ( $\text{m}^3$ )
Saumure	183 000 environ	0,1
Puits d'injection	1 786 (médiane sur 30 m de profondeur le 29 mai 2018)	2,765
Puits principal	1 684 (moyenne mesurée entre 16 h 59 et 17 h 27 avec un début d'injection de saumure à 17 h 30)	5,012

La conductivité électrique attendue après homogénéisation dans le puits d'injection  $C_{inj}$  est

$$C_{inj} = \frac{C_{saumure} \cdot V_{saumure} + C_{inj\ initial} \cdot V_{inj}}{V_{saumure} + V_{inj}} = \frac{183000 \cdot 0,1 + 1786 \cdot 2,765}{0,1 + 2,765} = 8\,111 \mu\text{S}/\text{cm}$$

Équation 1

De la même manière, la conductivité électrique attendue dans les deux puits après homogénéisation est de 4 022  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Les mesures montrent qu'à la fin du suivi, la conductivité électrique se stabilise autour de 3 170  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (valeur moyenne entre 10 h 09 et 11 h 07 le 31 mai), soit 852  $\mu\text{S}/\text{cm}$  de moins que la valeur anticipée. Elle peut s'expliquer par la représentativité partielle de la mesure de conductivité électrique de la saumure, difficile à homogénéiser malgré un brassage.

Afin de proposer une estimation indépendante de l'apport initial en conductivité électrique, deux autres méthodes de calcul, qui permettent de s'affranchir de l'incertitude de mesure de la conductivité électrique dans la saumure, ont été envisagées. La loi de Kohlrausch (Kohlrausch, 1910) lie la concentration en ions et la conductivité électrique de la solution. Cette loi n'est valide que pour les solutions diluées alors que la dissolution de 35 kg de sel dans les 7,877 m<sup>3</sup> de puits et de saumure apporte une concentration en NaCl de 7,6 . 10<sup>-2</sup> mol/L en plus de la concentration en chlorures (1,2 . 10<sup>-2</sup> mol/L environ), sodium et en autres ions déjà présents (non déterminée). La seconde méthode de calcul est la *Practical Salinity Scale* 1978 (Unesco et al., 1981) qui lie salinité pratique, température, pression de l'eau et conductivité électrique, souvent utilisée en océanographie. La relation entre la salinité pratique et la concentration en chlorure est donnée par Unesco (1962). Ce calcul est toutefois complexe. Ainsi, la dissolution de 35 kg de sel dans le volume cumulé des deux puits et de saumure (7,877 m<sup>3</sup>) représente un apport de conductivité électrique spécifique de 9 602 µS/cm selon la loi de Kohlrausch et 5 274 µS/cm à 1 bar selon la *Practical Salinity Scale*. Les deux méthodes surestiment donc la conductivité électrique observée stable à 3 170 µS/cm. Par ailleurs, ce premier traçage a été réalisé de façon moins rigoureuse que le second car l'objectif ici était avant tout d'avoir une idée du temps nécessaire pour le traceur d'atteindre le puits principal (puits d'observation) depuis le puits de saignée (puits d'injection), de l'intensité du pic et de l'allure de la queue de distribution pour tester et d'optimiser en conséquence le protocole expérimental.

#### **4.1.1.4 Quantification du renouvellement de la colonne d'eau par les circulations hydrogéologiques et comparaison avec la littérature**

Les mesures réalisées le 20 juillet (aucune mesure n'a été réalisée entre le 30 mai et le 20 juillet 2018) montrent que la conductivité électrique n'est pas encore revenue à une valeur similaire à ce qui est observé avant l'essai de traçage le 30 mai : 2 124 µS/cm le 20 juillet contre 1 684 µS/cm le 30 mai. Les puits ont donc été renouvelés à 70 % en 50 jours, soit un débit sur cette période et sur toute la hauteur des puits de 4 L/h. Il faut donc environ 82 jours pour renouveler complètement les deux puits. Il est intéressant de vérifier si ce renouvellement est cohérent avec les caractéristiques locales de l'aquifère et d'identifier d'éventuels effets externes. Pour ce faire, il suffit de connaître le gradient hydraulique local et la conductivité hydraulique de l'aquifère. La formule de Darcy donne :

$$Q = \left| -K \cdot A \cdot \frac{\Delta h}{l} \right|$$

Équation 2

Avec K, conductivité hydraulique (m/s), A, aire de la section d'aquifère considérée (fixée à 1 m<sup>2</sup>), Δh, différence de charge piézométrique sur la longueur l considérée (en m).

Comme mentionné dans la section 3.1, l'essai de pompage a établi la conductivité hydraulique autour du puits principal à  $5,7 \cdot 10^{-7}$  m/s. La carte piézométrique tirée du PACES de la Montérégie Est indique un gradient piézométrique local de 5 m de haut sur 1 200 m de long (Carrier et al., 2013a). Le débit attendu est donc de  $2,38 \cdot 10^{-9}$  m<sup>3</sup>/s par mètre d'aquifère traversé, soit pour les 360 m de puits totaux 3,1 L/h. Cette estimation est en bon accord avec le débit de renouvellement calculé à partir de la conductivité électrique de 4 L/h. Cette information sur le renouvellement de l'eau des puits par l'écoulement régional des eaux souterraines, validée par deux méthodes différentes, apporte un cadre pour les interprétations en lien avec le fonctionnement géochimique du système géothermique.

## 4.1.2 Essai de traçage du 20 juillet 2018

### 4.1.2.1 Rappel du protocole

Le traceur consiste en une saumure faite de 20 kg de sel dissous et d'environ 185 g d'eau deutérée dans 100 kg d'eau de puits. La conductivité électrique est suivie par une sonde multiparamètre tandis que les concentrations en chlorure et les isotopes stables de l'eau sont relevés par des échantilleurs automatiques. L'essai est réalisé en dipôle pur, c'est-à-dire que l'intégralité du débit pompé dans le puits principal est réinjectée dans le puits de saignée.

### 4.1.2.2 Courbe de restitution

L'injection est faite entre 10 h 39 et 10 h 47 et le panache arrive vers 11 h 10 pour atteindre un pic à 12 h 06 avec une conductivité de 5 126 µS/cm (cerclé en tirets sur la Figure 12, C/C<sub>0</sub> = 2,8). Le temps d'arrivée (temps entre l'arrivée du traceur et son pic de concentration) est donc de 56 minutes. La conductivité électrique diminue ensuite en semblant former deux plateaux (cerclés en pointillés sur la Figure 12), l'un entre 13 h 18 et 14 h 40 environ et l'autre beaucoup moins évident

entre 15 h 00 et 16 h 26 environ. Il y a donc environ 2 heures après le début du premier pic ou palier précédent. Tout au long de la pente descendante, la répartition des points est très irrégulière. À partir de 16 h 54, la conductivité électrique remonte de façon tout aussi irrégulière et avec une pente plus douce que la pente descendante. Elle atteint 3 536  $\mu\text{S}/\text{cm}$  ( $C/C_0 = 2,1$ ) à la fin de l'expérience à 18 h 06.

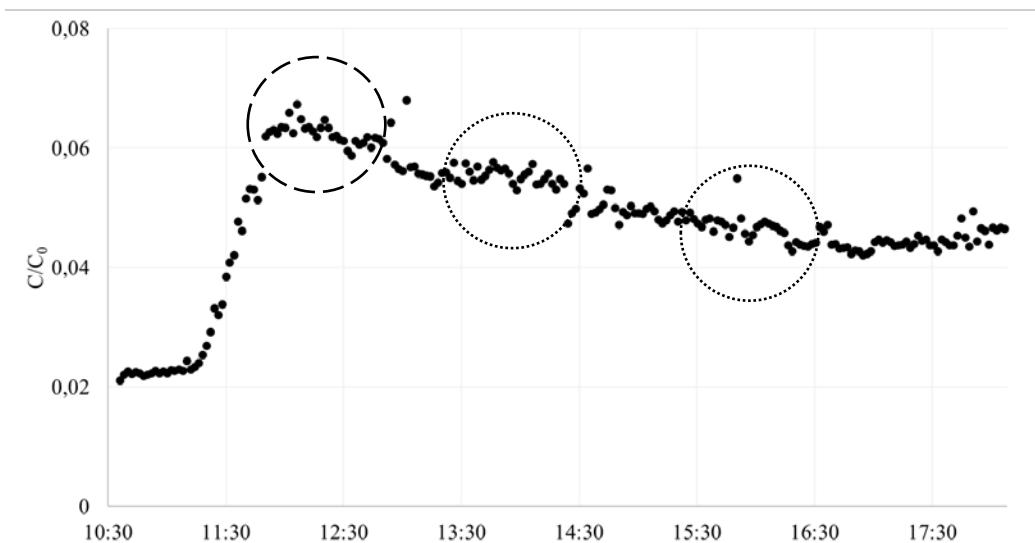


Figure 12. Courbe de restitution en sortie de puits principal – Essai de traçage du 20 juillet 2018.

La température reste stable et basse, variant généralement entre 10,6 °C et 10,9 °C malgré une eau entrant dans le puits d'injection à plus de 30 °C, qui diminue jusqu'à 27 °C lors du passage du pic (Figure 13).

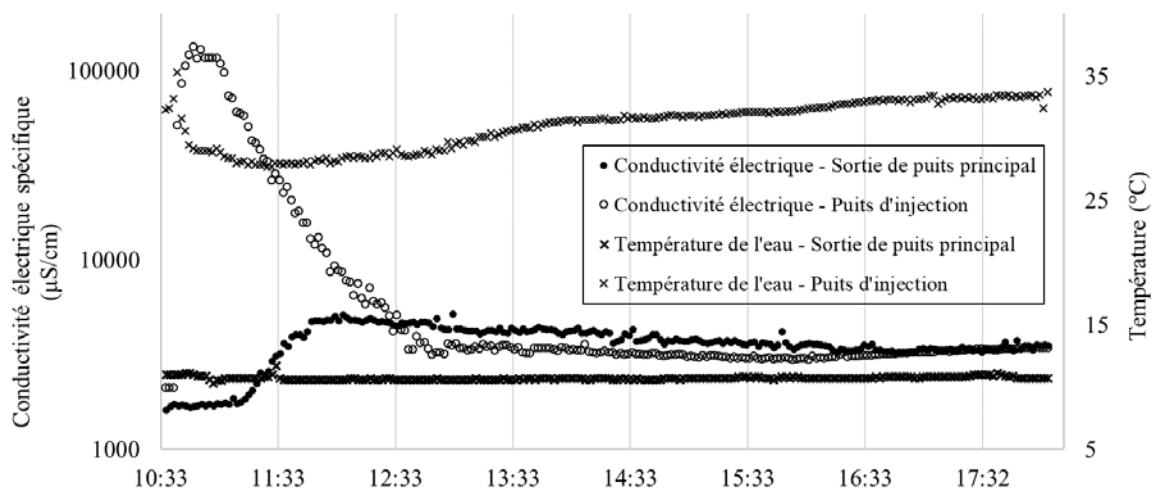


Figure 13. Conductivité électrique spécifique et température en sortie de puits principal et dans le puits d'injection observées – Essai de traçage du 20 juillet 2018.

Les concentrations en chlorure montrent un comportement similaire sur la pente ascendante (Figure 14). Le pic de chlorure semble plus tardif que celui de conductivité électrique (maximum 1 787 mg/l) avec un temps d'arrivée d'1 h 19 contre 56 min pour la conductivité électrique. Sa pente plus abrupte s'adoucit vers la fin sans se stabiliser. Les concentrations en bromure n'ont pas été représentées bien qu'analysées car les fortes concentrations en chlorures ont obligé une dilution importante de l'échantillon, rendant les concentrations en bromures inférieures à la limite de quantification.

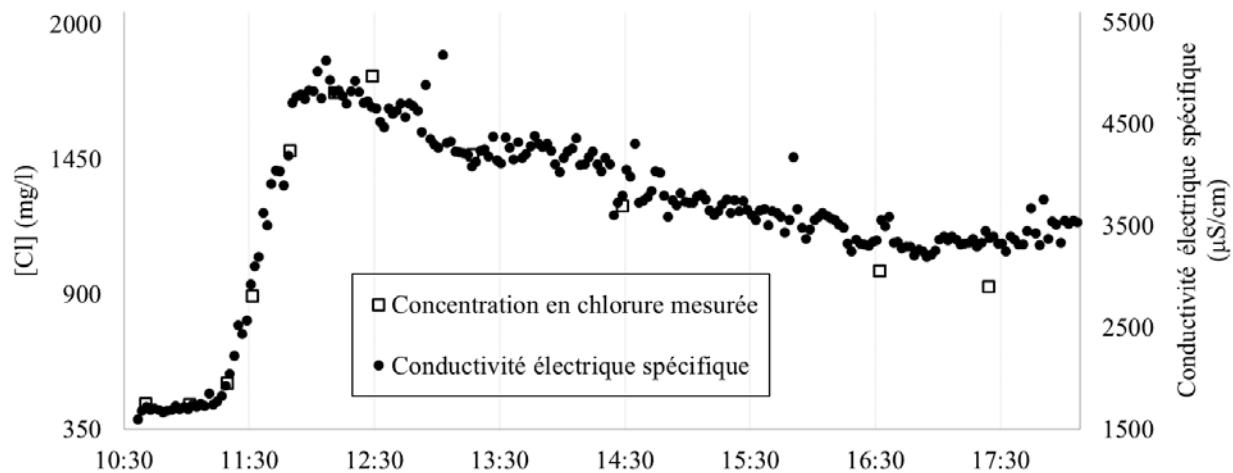


Figure 14. Concentrations en chlorures et conductivité électrique en sortie de puits principal – Essai de traçage du 20 juillet 2018.

Comme pour le chlorure, le deutérium suit la même pente ascendante que pour la conductivité électrique (Figure 15). La signature maximale en deutérium mesurée est de  $-1,5\% \pm 2\%$  VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) quand la signature moyenne avant l'arrivée du traceur est de  $-79\% \pm 2\%$  VSMOW. L'eau deutérée arrive avec un léger retard sur le panache de conductivité élevée puisque la première arrive à 11 h 18 quand le second arrive à 11 h 10. Les pics sont par ailleurs proches, avec un temps d'arrivée de 58 min pour le deutérium contre 54 min pour la conductivité électrique. La signature isotopique décroît ensuite plus rapidement que la conductivité électrique en se stabilisant sensiblement au même moment que les plateaux identifiés dans la courbe de restitution donnée par la conductivité électrique. La queue de distribution finit par se stabiliser durablement entre  $-47$  et  $-48\% \pm 2\%$  environ une heure avant la conductivité électrique.

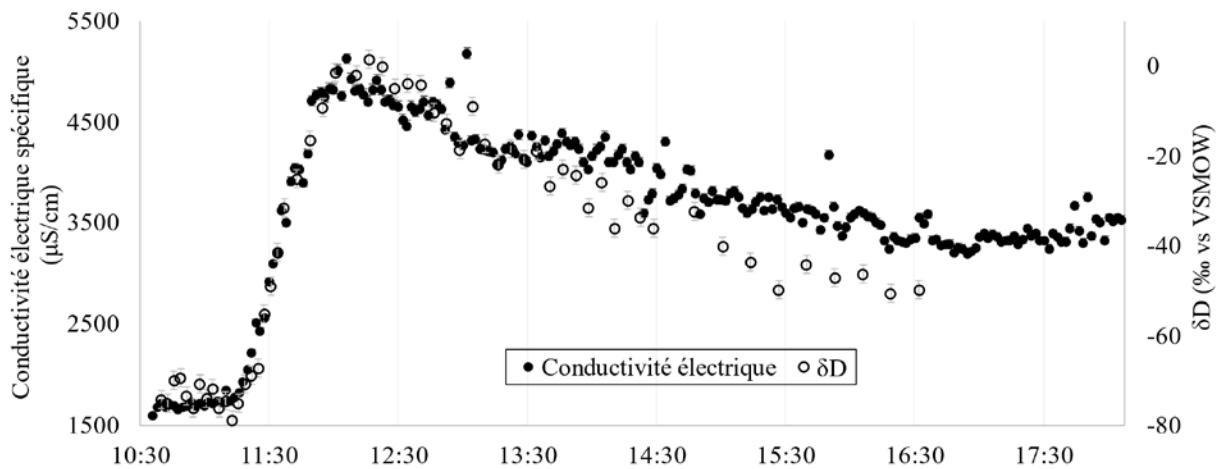


Figure 15. Conductivité électrique et signature isotopique en deutérium en sortie de puits principal – Essai de traçage du 20 juillet 2018.

#### 4.1.2.3 Estimation de la conductivité électrique attendue dans les puits après homogénéisation du traceur

Similairement à l'essai de traçage du 30 mai 2018, la conductivité électrique attendue dans les puits après homogénéisation totale peut être déterminée (Tableau 4.2). La conductivité électrique attendue dans les deux puits après homogénéisation est de 3 061 µS/cm.

Tableau 4.2. Volume et conductivité électrique des réservoirs en jeu pour l'estimation de la conductivité électrique dans les puits après homogénéisation – Essai de traçage du 20 juillet 2018.

Réservoir	Conductivité électrique (µS/cm)	Volume (m <sup>3</sup> )
Saumure	76 000 environ	0,1
Puits d'injection	2 122	2,765
Puits principal	2 124	5,012

À la fin du suivi, la conductivité électrique semble se stabiliser autour de 3 350 µS/cm soit 290 µS/cm environ de plus que la valeur attendue. Elle peut s'expliquer par l'absence de prise en compte du sel non dissous restant au fond du bac de saumure et versé directement dans le puits d'injection immédiatement après l'injection de la saumure liquide. L'estimation de l'apport de conductivité électrique par la dissolution de 20 kg de sel (qui tient compte de la masse de sel non dissoute) dans les 7,777 m<sup>3</sup> de puits donne 5 560 µS/cm selon la loi Kohlrausch et 6 586 µS/cm à 1 bar selon la *Practical Salinity Scale*. Comme pour l'essai du 30 mai 2018, les deux méthodes surestiment la conductivité électrique observée à 3 350 µS/cm. Ne pas tenir compte du sel solide permet finalement un résultat plus proche de la réalité.

#### **4.1.2.4 Estimation de la signature isotopique en deutérium attendue dans les puits après homogénéisation du traceur**

La signature isotopique en deutérium après homogénéisation ne peut être calculée par une simple moyenne pondérée des signatures isotopiques de chaque réservoir. La moyenne doit se faire sur l'abondance en isotopes pour chaque réservoir pondéré par leur masse respective puis être normalisée au VSMOW pour obtenir une signature isotopique globale en ‰ (Tableau 4.3 et Tableau 4.4). La signature isotopique utilisée pour le puits principal, le puits d'injection et la saumure est la signature isotopique moyenne observée en sortie de puits principal le 20 juillet 2018 entre 10 h 40 et 11 h 07 (dix mesures).

Tableau 4.3 Composition de l'eau deutérée utilisée comme traceur et paramètres utilisés pour l'estimation de la signature isotopique en deutérium dans les puits après homogénéisation – Essai de traçage du 20 juillet 2018.

Réservoir	Abondance isotopique en $^2\text{H}$	Abondance isotopique en $^{18}\text{O}$	Masse (g)
Eau deutérée	0,699	0,008998	184,46
Isotope	Masse molaire (g/mol)	Rapports isotopiques absolus du VSMOW	Abondances isotopiques du VSMOW
$^1\text{H}$	1,0078250	N. a.	0,99984426
$^2\text{H}$	2,0141018	$1,5576 \cdot 10^{-4}$	0,00015574
$^{16}\text{O}$	15,9949146	N. a.	0,99762058
$^{18}\text{O}$	17,9991610	$2,0052 \cdot 10^{-3}$	0,00200043

Tableau 4.4 Signature isotopique des réservoirs en jeu pour l'estimation de la signature isotopique en deutérium dans les puits après homogénéisation – Essai de traçage du 20 juillet 2018.

Réservoir	$\delta ^2\text{H} (\text{\%o VSMOW})$	$\delta ^{18}\text{O} (\text{\%o VSMOW})$	Masse (g)
Puits principal	-73,00	-10,63	$5,01 \cdot 10^6$
Puits d'injection	-73,00	-10,63	$2,77 \cdot 10^6$
Saumure	7596,42	-4,62	$1,00 \cdot 10^5$

Le résultat est une signature isotopique attendue de + 24 %o vs VSMOW ( $\delta^2\text{H}$ ), ce qui est bien au-dessus des - 48 %o vs VSMOW observés en moyenne à la fin de l'essai de traçage. Pour  $\delta^{18}\text{O}$ , les

– 10,55 ‰ vs VSMOW attendus sont plus proches des – 10,7 ‰ vs VSMOW mesurés. Il est possible que le modèle ne soit pas adapté au cas d'étude. Par exemple, il est possible que l'eau deutérée ait un « poids » dans le mélange plus important, ou que les réservoirs aient un « poids » dans le mélange plus faible qu'observé (tout le volume d'eau qui s'est réellement mélangé avec le traceur n'est pas inclus dans les calculs). Par ailleurs, reproduire la signature maximale observée pendant l'essai de traçage ( $\delta^2\text{H}$  de – 1,5 ‰ vs VSMOW) requiert de diluer le traceur dans un volume de près de 7,9 m<sup>3</sup> en plus du volume des deux puits et de la saumure, ce qui est très important. La connaissance du réseau de fracturation du site est toutefois limitée et un volume plus important que suggéré par l'analyse des résultats donnés par la conductivité électrique. Il est aussi possible que le mélange n'ait pas été homogène. Par sa salinité importante, la densité de la saumure est plus élevée que celle de l'eau du puits d'injection et une partie a pu couler au fond sans participer à l'écoulement vers le puits principal et donc être observée à la sortie de ce dernier.

#### **4.1.2.5 Détermination du temps de renouvellement par l'eau régionale**

Le 18 février 2019, date de mesure de la conductivité électrique la plus proche suivant le 20 juillet 2018, la conductivité électrique est revenue à son niveau initial avec une conductivité électrique moyenne de 2 155 µS/cm sur le 18-19 février. Si le temps de renouvellement ne peut donc être quantifié précisément, il est d'au plus 213 jours et nécessite un apport d'eau régionale d'au moins 1,5 L/h dans les deux puits.

#### **4.1.3 Comparaison des deux essais de traçage**

La synchronisation des courbes de percée des deux essais de traçage montre que si les pentes ascendantes sont similaires, la queue de distribution est en pente plus douce lors de l'essai du 20 juillet (Figure 16). La stabilisation intervient aussi plus tôt. Le rapport C/C<sub>0</sub> est plus élevé pour l'essai de traçage du 20 juillet (0,07 contre 0,05). Pour les deux essais toutefois le C<sub>0</sub> est incertain.

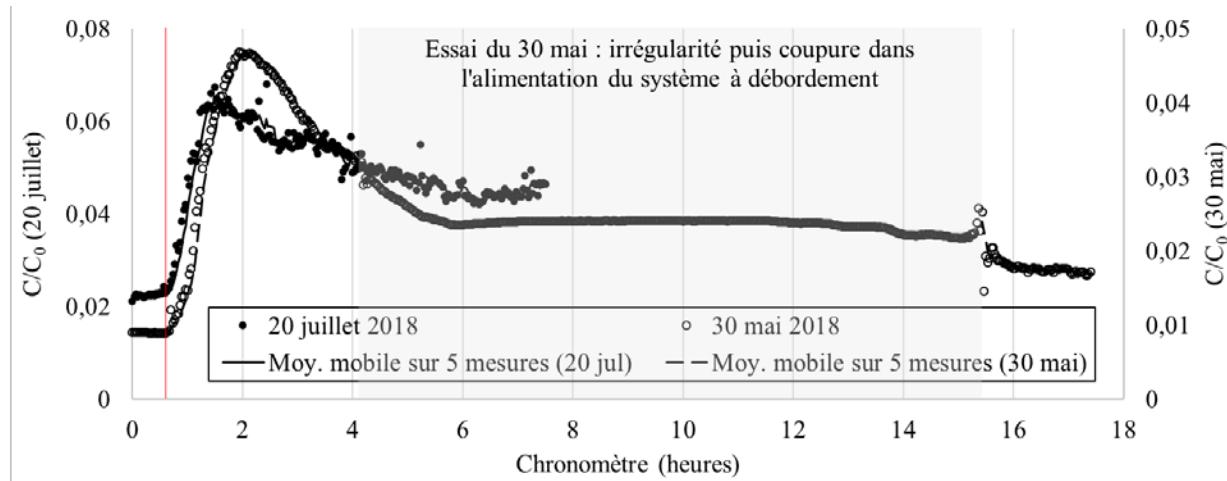


Figure 16. Courbes de restitution synchronisées des essais de traçage du 20 juillet et du 30 mai 2018

#### 4.1.4 Modélisation et quantification des paramètres de transport

Différentes solutions de calcul ont été employées pour quantifier certains paramètres de transport, soient les paramètres de dispersion et la porosité effective. Par ailleurs, la reproduction des courbes de percée a été tentée.

##### 4.1.4.1 Méthode CPIC

La méthode CPIC (Maloszewski & Zuber, 1985) permet de déterminer les paramètres de dispersion et d'autres paramètres de transport dont les résultats sont présentés au tableau 4.5. Elle nécessite une injection instantanée, condition qui a été respectée le mieux possible. Cette méthode utilise une succession de calculs présentés dans les paragraphes suivants.

Soient  $t_1$  et  $t_2$ , temps pour lesquels la conductivité a atteint la moitié de sa valeur maximale respectivement sur les branches ascendante et descendante.  $T_{\text{pic}}$  est le temps pour lequel le pic de concentration est atteint.

Soient  $\varphi_1 = t_{\text{pic}}/t_1$  et  $\varphi_2 = t_{\text{pic}}/t_2$ .

La dispersivité  $\alpha = \frac{D}{v \cdot x}$  est calculée pour les deux branches de la courbe de restitution (Équation 3).

$D$  est le coefficient de dispersion qui intègre à la fois la diffusion (thermique) et la dispersion

cinématique.  $v$  est la vitesse du panache pour relier les deux puits.  $x$  est la distance entre les deux puits.

$$\alpha = \frac{D}{v \cdot x} = \frac{(1 - \varphi)^2}{4\sqrt{\varphi[\ln(2\varphi^2) + 2(1 - \varphi)][\varphi \ln(2\varphi^2) + 2(1 - \varphi)]}}$$

Équation 3

Pour l'essai du 30 mai,  $\alpha_2$  suppose une diffusivité supérieure à la diffusivité calculée pour l'essai du 20 juillet malgré une vitesse moyenne inférieure. Or, une vitesse plus élevée augmente la dispersion cinématique et donc la diffusivité. De plus, la solution analytique de Lenda et Zuber (1970, voir plus bas) produit des résultats cohérents (dispersivité inférieure à  $10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s et supérieure à  $10^{-8}$  m<sup>2</sup>/s) avec  $\alpha_1$  mais pas avec  $\alpha_2$ . Les résultats issus d' $\alpha_2$  sont donc ignorés. Pour l'essai du 20 juillet, seul  $\alpha_1$  est un réel et est donc utilisé par la suite.

Le temps de transit moyen vaut  $t_{moy} = t_{pic} (\sqrt{1 + 4\alpha^2} + 4\alpha)$

La vitesse de transit moyenne vaut  $v_{moy} = \frac{x}{t_{moy}}$

Le coefficient de dispersion vaut  $D = \alpha \cdot v_{moy} \cdot x$

La porosité effective  $n$  du système pour un pompage en flux radial peut se calculer pour les aquifères fissurés à matrice poreuse (Équation 4) (Maloszewski & Zuber, 1985; Zuber, 1974).

$$n = \frac{Q \cdot t_{moy}}{\pi \cdot x^2 \cdot H}$$

Équation 4

Avec  $Q$ , le débit de pompage ;  $x$ , la distance entre le puits d'injection et le puits de pompage ;  $H$ , l'épaisseur de l'aquifère.

Pour l'essai du 30 mai,  $Q$  vaut 5,5 L/min soit  $9,17 \cdot 10^{-5}$  m<sup>3</sup>/s. Pour l'essai du 20 juillet,  $Q$  vaut 8 L/min soit  $9,17 \cdot 10^{-5}$  m<sup>3</sup>/s. L'épaisseur d'aquifère en jeu peut être estimée au puits d'injection en entier (150 m environ) ou à l'épaisseur qui semble effectivement intervenir (30 m au plus).

Tableau 4.5 Paramètres de transport d'après les essais de traçage des 30 mai et 20 juillet 2018.

Paramètre	Essai du 30 mai 2018	Essai du 20 juillet 2018
$t_1 ; t_2 ; t_{pic}$ (s)	5 160 ; 17 280 ; 7 680	3 300 ; 20 100 ; 5 160
$\varphi_1 ; \varphi_2$ (sans unité)	1,49 ; 0,44	1,56 ; 0,26
$\alpha_1 ; \alpha_2$ (sans unité)	0,062 ; 0,34082	0,080 ; Non réel
$t_{moy}$	9 862 s soit 2 h 44 min	6 745 s soit 1 h 52 min
$v_{moy}$ (m/s)	$1,01 \cdot 10^{-3}$	$1,48 \cdot 10^{-3}$
$D$ ( $m^2/s$ )	$6,24 \cdot 10^{-4}$	$1,10 \cdot 10^{-3}$
n pour 150 m d'aquifère ; pour 30 m (%)	0,0039 ; 0,0197	0,0019 ; 0,0095

Les coefficients de dispersion donnés par l'essai du 30 mai et celui du 20 juillet sont proches entre eux et proches de celui obtenu lors d'un essai de traçage dans des schistes fracturés en Bretagne dont les puits d'injection et d'observation étaient aussi éloignés d'une dizaine de mètres et le débit de pompage également d'une dizaine de litres par minute, bien que l'eau pompée ne soit pas réinjectée dans le puits d'injection ( $6,67 \cdot 10^{-4} m^2/s$ , travail personnel non publié).

#### 4.1.4.2 Solution analytique de Lenda et Zuber (1970)

La courbe théorique qui donne la concentration en traceur en un point à l'instant  $t_i$  en tenant compte de l'advection et de la dispersion cinématique peut se calculer analytiquement selon l'équation 5 proposée par Lenda et Zuber (1970) et utilisée par Maloszewski et Zuber (1985). Cette équation n'est valable seulement si l'injection est instantanée. Elle utilise des paramètres relativement simples à obtenir : la concentration maximale observée  $C_{pic}$ , l'instant où ce maximum est atteint  $t_{pic}$ , le coefficient de dispersion longitudinale  $D_L$  considéré ici comme égal au coefficient de

dispersion total D (dispersion transversale supposée négligeable) et le temps de transit moyen  $t_{moy}$ . En dehors de la concentration en traceur, les unités du système international sont utilisées.

$$C(t_i) = C_{pic} \cdot \left( \frac{t_{pic}}{t_i} \right)^2 \cdot \exp \left[ \frac{1 - \left( \frac{t_{pic}}{t_i} \right)}{4 \cdot \left( \frac{D_L}{v \cdot x} \right) \cdot t_{pic}} \cdot \left( t_{moy} - \frac{t_{pic} \cdot t_i}{t_{moy}} \right) \right]$$

Équation 5

Pour les deux essais, le panache théorique est très bien reproduit dans sa première partie (Figure 17 et 18). Les pentes ascendantes sont très similaires et le maximum est bien reproduit en valeur et en temps. La pente descendante calculée est en revanche plus prononcée que les observations. Le panache simulé est un peu plus fidèle aux observations pour l'essai du 30 mai que du 20 juillet. Quelques caractéristiques des courbes sont comparées dans le Tableau 4.6. Pour rappel, le temps d'arrivée est le temps entre l'arrivée du traceur et le pic, et le temps de voyage est le temps mis depuis l'injection pour atteindre la moitié de la conductivité électrique maximale. La conductivité maximale, le temps d'arrivée et le temps de voyage simulés sont systématiquement supérieurs aux observations sauf pour le temps de voyage de l'essai du 20 juillet plus précoce de 34 % par rapport aux mesures.

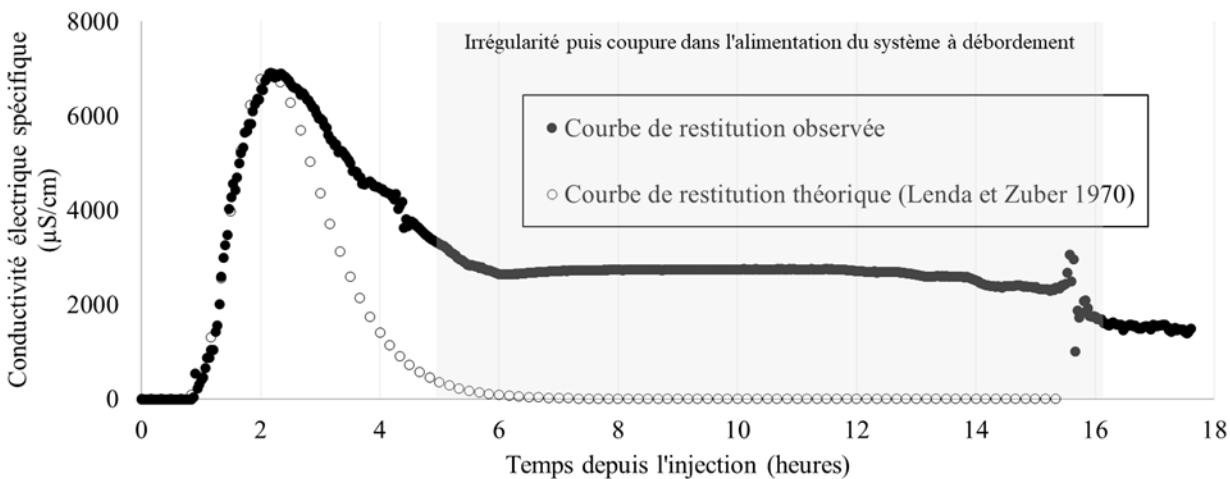


Figure 17. Comparaison entre le signal de traceur mesuré et le signal simulé – Essai de traçage du 30 mai 2018.

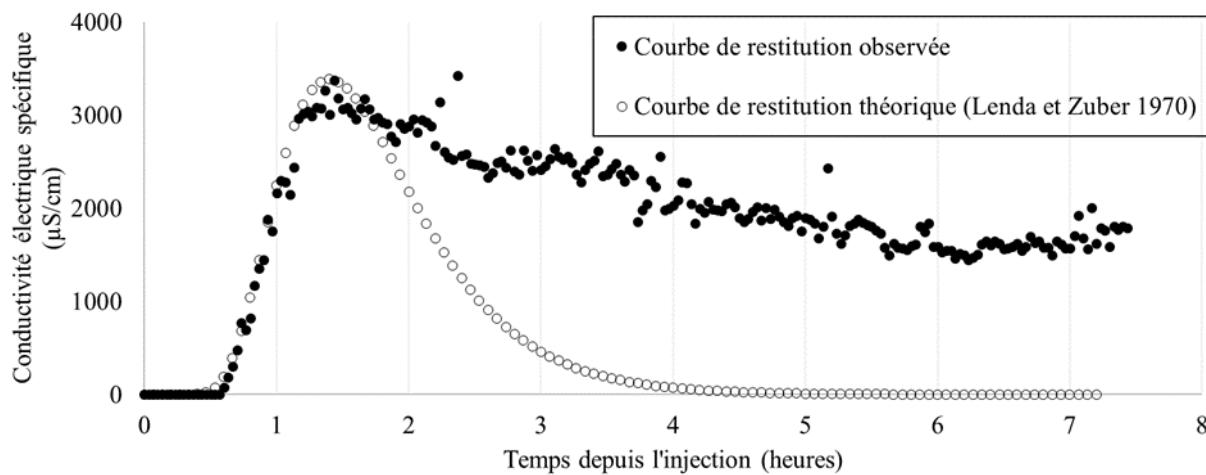


Figure 18. Comparaison entre le signal de traceur mesuré et le signal simulé – Essai de traçage du 20 juillet 2018.

Tableau 4.6 Caractéristiques des courbes de restitution théorique et observée – Essai de traçage du 30 mai 2018.

Paramètre	Essai du 30 mai 2018		Essai du 20 juillet 2018	
	Courbe simulée	Courbe observée	Courbe simulée	Courbe observée
Conductivité électrique max.	7 341 µS/cm	6 911 µS/cm (- 6 %)	3 705 µS/cm	3 376 µS/cm (- 9 %)
Temps d'arrivée	1 h 26 min	1 h 19 min (- 8 %)	52 min	46 min (- 12 %)
Temps de voyage	1 h 27 min	1 h 26 min (- 1 %)	41 min	55 min (+ 34 %)

#### 4.1.4.3 Solution analytique de Maloszewski et Zuber (1985) et outils logiciels

Une simulation de l'essai de traçage a été tentée selon la solution analytique plus précise de Maloszewski et Zuber (Équation 6, 1985). Elle donne aussi la concentration au cours du temps en traceur dans un puits d'observation pour un essai de traçage en milieu fracturé :

$$C_f(t) = \frac{aM}{2\pi Q} \int_0^t \sqrt{Pe t_0} \exp\left(-\frac{Pe(t_0-u)^2}{4ut_0} - \frac{a^2 u^2}{t-u}\right) \times \frac{du}{\sqrt{u(t-u)^3}}$$

Équation 6

Avec :

- M, masse de traceur injecté
- Q, débit volumique au travers du système
- $t_0$ , temps moyen de transit dans l'eau
- Pe, nombre de Peclet intégrant le coefficient de dispersion et la dispersivité
- a, paramètre décrivant la diffusion de matrice intégrant la porosité de matrice, l'ouverture de fracture, le coefficient de diffusion effective du traceur dans l'eau de matrice, le coefficient de diffusion moléculaire et le facteur de tortuosité de matrice.
- $u = \frac{Pe t_0}{4\xi^2}$  avec  $\xi$ , variable d'intégration

Cette solution nécessite donc de nombreux paramètres difficiles à estimer et les concentrations observées n'ont pu être reproduites. Des solutions de calcul numérique permettraient certainement de déterminer les paramètres optimums et mieux reproduire les concentrations observées.

Par ailleurs, diverses solutions pour les essais de traçage en milieux poreux ont été explorées sans donner de résultats satisfaisants : le logiciel EHTD offre une solution analytique pour différents types d'essais de traçage en milieux karstiques ; le logiciel ModelMuse utilise la modélisation numérique MODFLOW qui détermine l'écoulement des eaux souterraines par la méthode des différences finies ; enfin, le logiciel TRAC donne une solution analytique pour les milieux poreux. Les paramètres d'entrée nécessaires sont souvent trop nombreux et difficiles à estimer. Les résultats retournés sont insatisfaisants (masse de traceur requise pour reproduire les résultats plusieurs ordres

de grandeur différents de celle réellement utilisée, porosité requise incohérente avec la géologie du site...) et n'ont donc pas été exploités. Un exemple de calcul avec le logiciel TRAC est donné en annexe C.

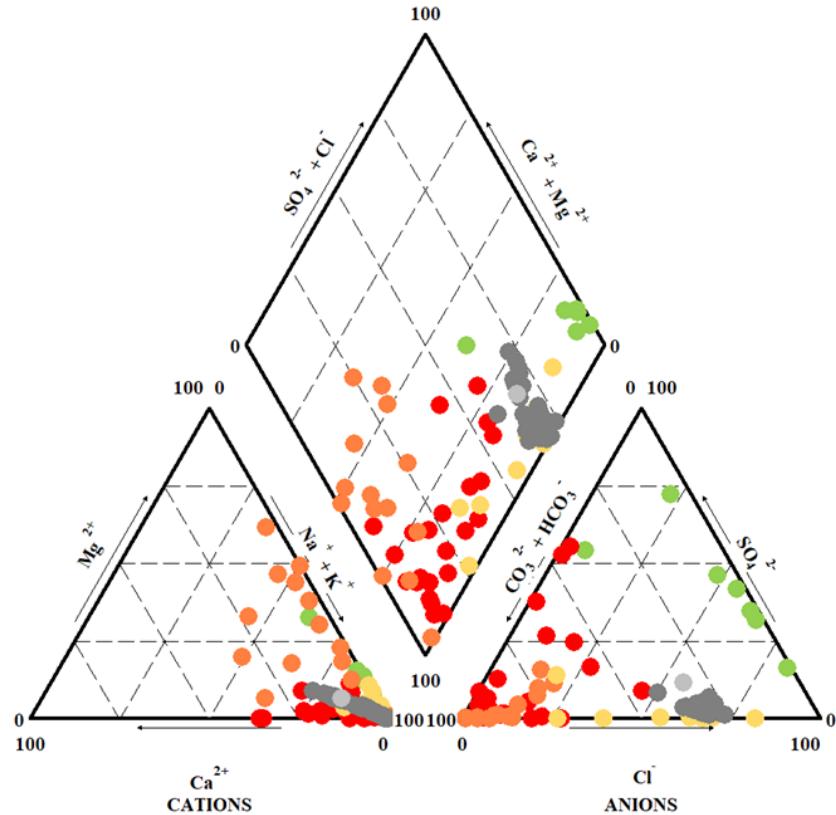
## 4.2 Faciès géochimique

L'eau du site d'étude est saumâtre avec un TDS entre 983 et 1 806 mg/L (moyenne 1 473 mg/L). La composition relative en ions majeurs de l'eau du site d'étude est donnée par un diagramme de Piper (Figure 19). Un tableau des concentrations en ions majeurs est donné en annexe E. La distribution en anions est homogène, anions représentés surtout par le chlorure (25 à 35 % de la minéralisation totale) et les bicarbonates (12 à 21 %). Le sodium représente 39 % à 52 % de la minéralisation molaire calculée et jusqu'à 99 % des cations. Le calcium (< 1 à 9 %) et le magnésium (< 1 à 5 %) sont des contributeurs plus modestes et variables. L'ensemble des ions donne une eau de type chloruré sodique. La minéralisation et le bilan ionique sont déterminés pour 66 échantillons, deux échantillons prélevés fin 2016 étant exclus car l'alcalinité n'a pas été mesurée. Pour les autres, 92 % des échantillons présentent une erreur sur le bilan ionique (EBI) comprise entre – 5% et + 5%. Les EBI extrêmes sont – 4,8 % et + 6,6 %. Un excès en cations est observé pour 35 (53 %) échantillons, ne dépassant toutefois pas un EBI de 6,6 %. Parmi eux, 30 (86 %) des EBI sont inférieures à 5 %.

Le PACES pour la Montérégie est (Carrier et al. 2013a et 2013b) dresse un portrait géochimique de la région, précisé dans le mémoire de maîtrise de Beaudry (2013). Afin de déterminer auquel des groupes géochimiques établis par les auteurs l'eau du site de Varennes appartient, ces données sont comparées. La carte en annexe (Figure 35) montre que trois échantillons au Nord-Ouest, au Nord-Est et à l'est à environ 5 km du site d'étude font partie du groupe M3, c'est-à-dire un mélange d'eau de la mer de Champlain (elle-même mélange d'eau de mer, d'eau de fonte de glaciers et de précipitations atmosphériques, groupe CS) et d'eau souterraine du groupe M1 (mélange d'eau de la mer de Champlain et d'eau souterraine très évoluée). À 5 km au Sud se trouve une eau de groupe M1. Pour information, le groupe M2 regroupe les eaux issues d'un mélange entre les eaux du groupe M1 et d'eau jeune non évoluée.

Sans apporter de preuve incontestable, le diagramme de Stiff (Figure 36 en annexe) suggère que le groupe M3 est le plus représentatif de l'eau de Varennes. Le diagramme de Piper (Figure 19)

montre une plus grande stabilité des proportions en anions qu'en cations mais pas de similitudes claires avec l'un ou l'autre groupe.



Légende	
● Groupe CS : Mer de Champlain	● Groupe M1 : Mélange groupe CS–eau très évoluée
● Groupe M2 : Mélange groupe M1–eau jeune non évoluée	● Groupe M3 : Mélange groupe CS–groupe M1
● Site d'étude <b>avant</b> le démarrage du système géothermique (2016)	● Site d'étude <b>après</b> le démarrage du système géothermique (2018 et 2019)

Figure 19. Diagramme de Piper comparant les données du site d'étude et les données de Beaudry (2013) pour plusieurs groupes géochimiques.

### 4.3 Isotopes stables de l'eau

En dehors de l'essai de traçage incluant de l'eau deutérée, les signatures isotopiques de l'eau de Varennes s'étendent de  $-10,20\text{\textperthousand}$  le 7 octobre 2016 à  $-10,93\text{\textperthousand}$  le 8 mars 2019 pour le  $\delta^{18}\text{O}$  (médiane  $-10,71\text{\textperthousand}$ ) et de  $-67,1\text{\textperthousand}$  le 26 octobre 2016 à  $-76,5\text{\textperthousand}$  le 5 octobre 2016 pour le  $\delta\text{D}$ .

(médiane – 72,52 ‰) (Figure 20). Les valeurs de  $\delta D$  les plus extrêmes et la valeur de  $\delta^{18}\text{O}$  la plus enrichie se retrouvent dans le groupe des échantillons prélevés fin 2016 et analysés pour la plupart en 2020. De telles valeurs peuvent s'expliquer par des biais de stockage, la longue conservation des échantillons dans des flacons coniques qui ne sont pas expressément étanches aux gaz (dont la vapeur d'eau) a pu permettre des échanges avec l'humidité extérieure entre 2016 et 2020. Les duplicates d'analyse réalisés écartent la possibilité de biais analytiques importants. La gamme de signatures isotopiques obtenues après l'essai de traçage du 20 juillet 2018 est plus réduite pour le  $\delta^{18}\text{O}$  (– 10,30 ‰ à – 10,93 ‰, médiane – 10,73 ‰) mais tout aussi variable pour le  $\delta D$  (– 67,8 ‰ à – 75,6 ‰, médiane – 72,5 ‰). Cette plus grande variabilité s'explique par une plus grande incertitude de mesure pour le  $\delta D$  ( $\pm 2\text{‰}$  contre  $\pm 0,1\text{‰}$  pour le  $\delta^{18}\text{O}$ ), la différence de masse entre  $^1\text{H}$  et  $^2\text{H}$  étant moitié moindre et donc plus difficilement mesurable qu'entre  $^{16}\text{O}$  et  $^{18}\text{O}$ .

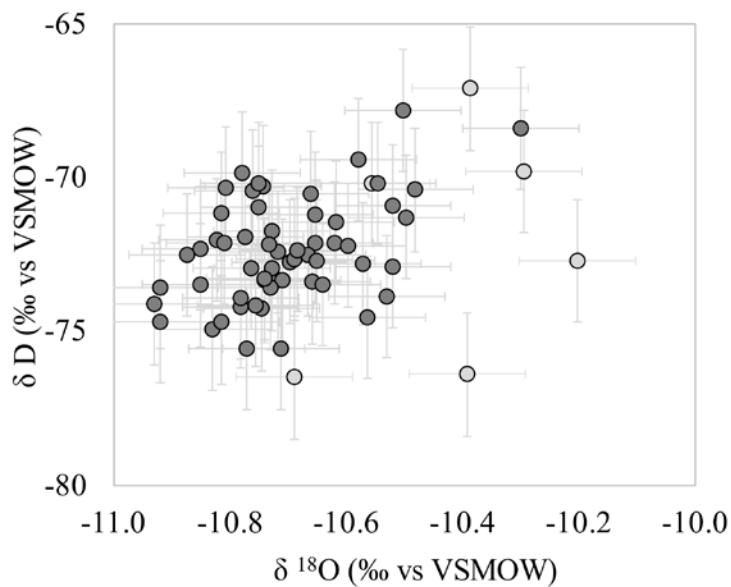


Figure 20. Signatures isotopiques observées en sortie de puits principal.

Les signatures isotopiques observées sur le site d'étude sont proches des signatures isotopiques observées dans les Basses-Terres du Saint-Laurent et des précipitations collectées sur le Mont Saint-Bruno (Figure 21a). La variabilité de ces dernières est plus importante. Le  $\delta^{18}\text{O}$  varie entre – 9,01 ‰ et – 12,33 ‰ (médiane – 10,54 ‰) et le  $\delta D$  s'étend entre – 63,0 ‰ et – 82,5 ‰ (médiane

– 70,0 ‰) pour les eaux des Basses-Terres du Saint-Laurent. Les précipitations sur le Mont Saint-Bruno ont des signatures isotopiques entre – 4,32 ‰ le 30 mai 2016 et – 21,25 ‰ le 13 février 2018 (médiane – 9,53 ‰) pour le  $\delta^{18}\text{O}$  entre – 21,9 ‰ le 30 mai 2016 et – 156,8 ‰ le 13 février 2018 (médiane – 64,3 ‰) pour le  $\delta\text{D}$  (données IRRES 2015-2019). Les valeurs médianes du site d'étude sont donc toujours inférieures aux valeurs médianes observées dans le cadre du PACES (tout en étant proche) et pour les précipitations collectées sur le Mont Saint-Bruno. La droite météorique locale (MWL) a pour équation  $\delta\text{D} = 7,91 \pm 0,17 \delta^{18}\text{O} + 12,64 \pm 1,73$  selon une régression pondérée par le volume de précipitations (Hughes, C. E. & Crawford, 2012). Les signatures isotopiques observées sur le site d'étude se répartissent très bien sur cette droite (Figure 21b). Certaines valeurs présentent un excès de deutérium relativement plus fort (valeurs de deutérium plus proches de zéro sans que le  $\delta^{18}\text{O}$  ne varie dans les mêmes proportions). Il n'est toutefois pas possible de distinguer les groupes entre eux.

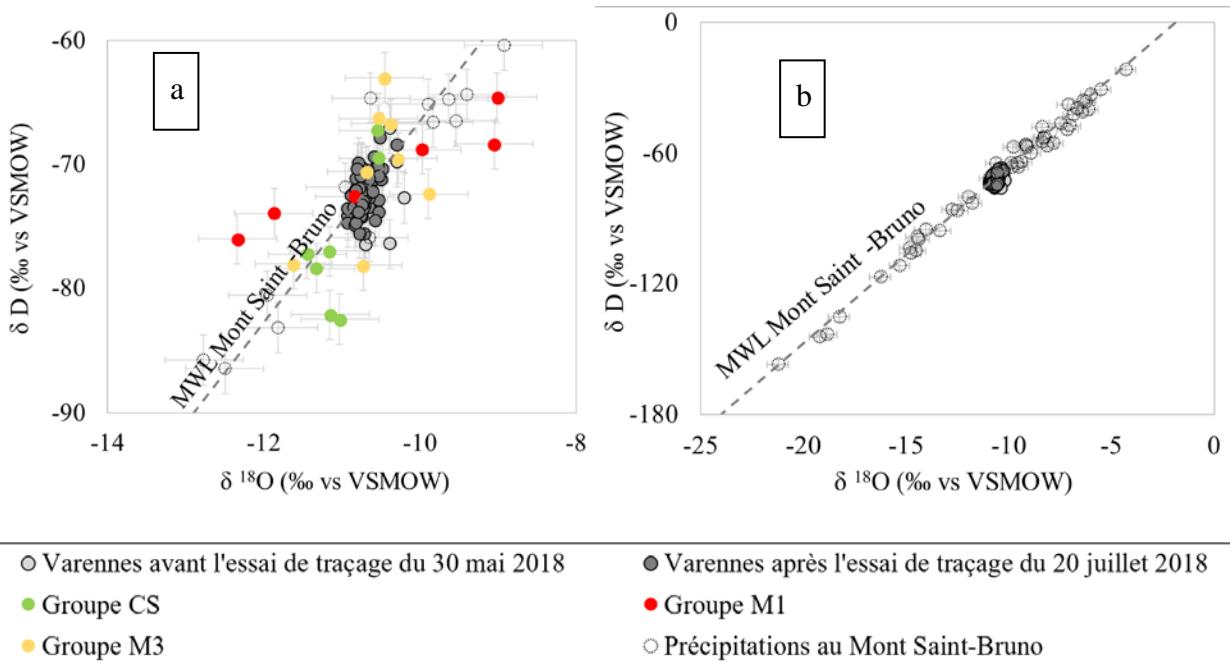


Figure 21. a. Isotopes stables de l'eau observés sur le site d'étude, ceux de plusieurs groupes identifiés par Beaudry (2013) et dans les précipitations atmosphériques collectées sur le mont Saint-Bruno (données IRRES 2015-2019). b. Isotopes stables de l'eau observés sur le site d'étude et précipitations atmosphériques collectées sur le mont Saint-Bruno (données IRRES 2015-2019).

## 4.4 Indicateurs de salinité

Comprendre l'origine de la salinité permet de mieux cerner l'origine de l'eau elle-même. Celle-ci peut être déterminée en étudiant les relations entre chlorure et bromure. Bien que ces deux cations soient chimiquement proches et considérés comme conservatifs (Fetter et al., 2017; Langmuir, 1997), la décomposition de la matière organique du sol peut mener à une diminution du rapport Cl/Br (Davis et al., 1998; Gerritse & George, 1988). De la matière organique, notamment microbienne, est présente dans la colonne d'eau des puits étudiés (Cerclet et al., 2020). L'interprétation des relations entre chlorure et bromure devra donc se réaliser en ayant en tête les limitations liées à de tels effets. Sur le site d'étude, hors essai de traçage, les concentrations en chlorures varient moins que celles observées dans les Basses-Terres du Saint-Laurent (groupes CS, M1 et M3), entre 8 et 29 mmol/L contre 0,02 à 178 mmol/L. Toutes proportions gardées, les concentrations en bromure sont, elles, plus variables par rapport aux chlorures mais moins que les données du PACES : entre 0 et 0,1 mmol/L contre 0 à 0,4 mmol/L. Dans les deux cas les concentrations sont faibles. La relation entre chlorures et bromures est relativement linéaire et coupe la droite de dilution de l'eau de mer sans pourtant en suivre la pente (Figure 22). Les groupes M et le groupe CS se répartissent bien le long de la droite de dilution de l'eau de la mer de Champlain établie d'après Cloutier et al. 2010. Parmi les groupes identifiés par Beaudry (2013), les points du site d'étude sont les plus proches du groupe M3 avec toutefois une variabilité plus importante en bromures qu'en chlorures. Les rapports molaires Cl/Br variant d'une source à l'autre, il est possible d'identifier d'éventuels pôles de mélange (Figure 25).

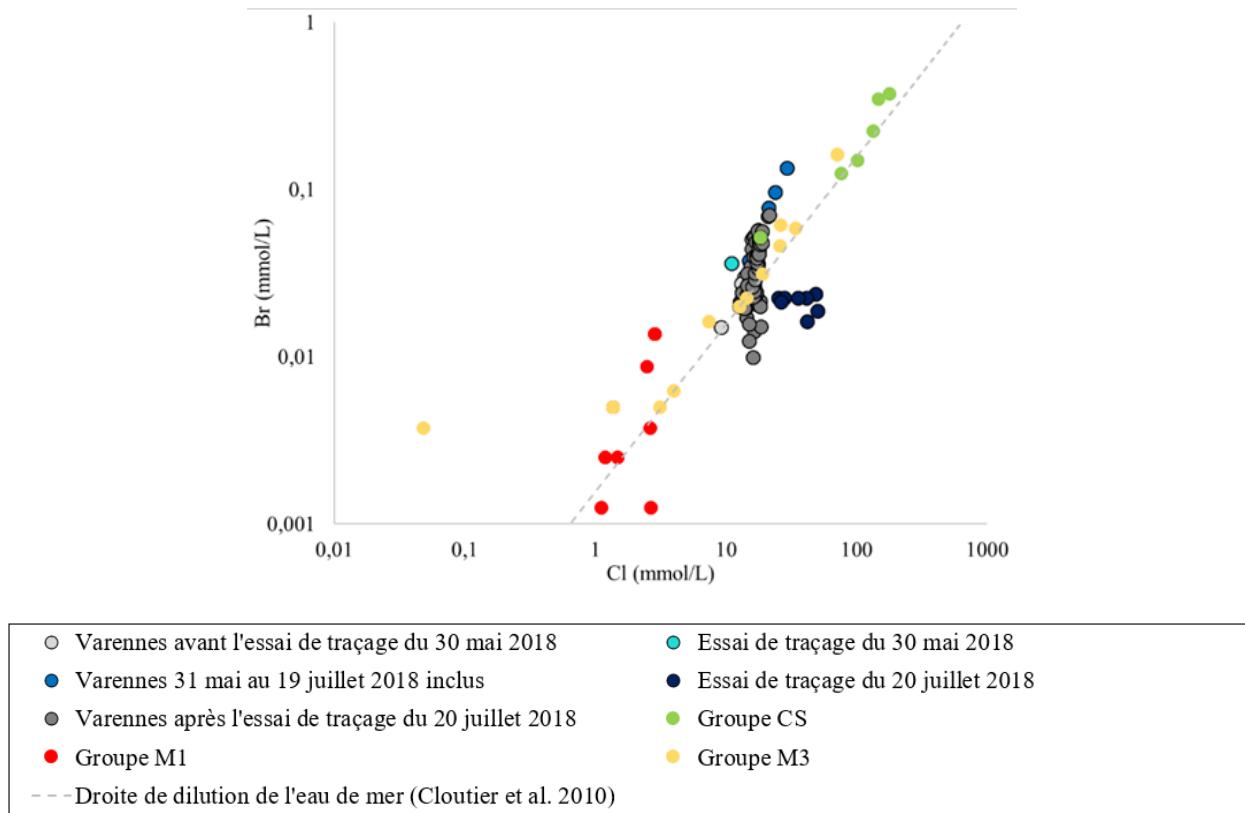


Figure 22. Bromures selon chlorures pour les échantillons du site d'étude et ceux de plusieurs groupes identifiés par Beaudry (2013).

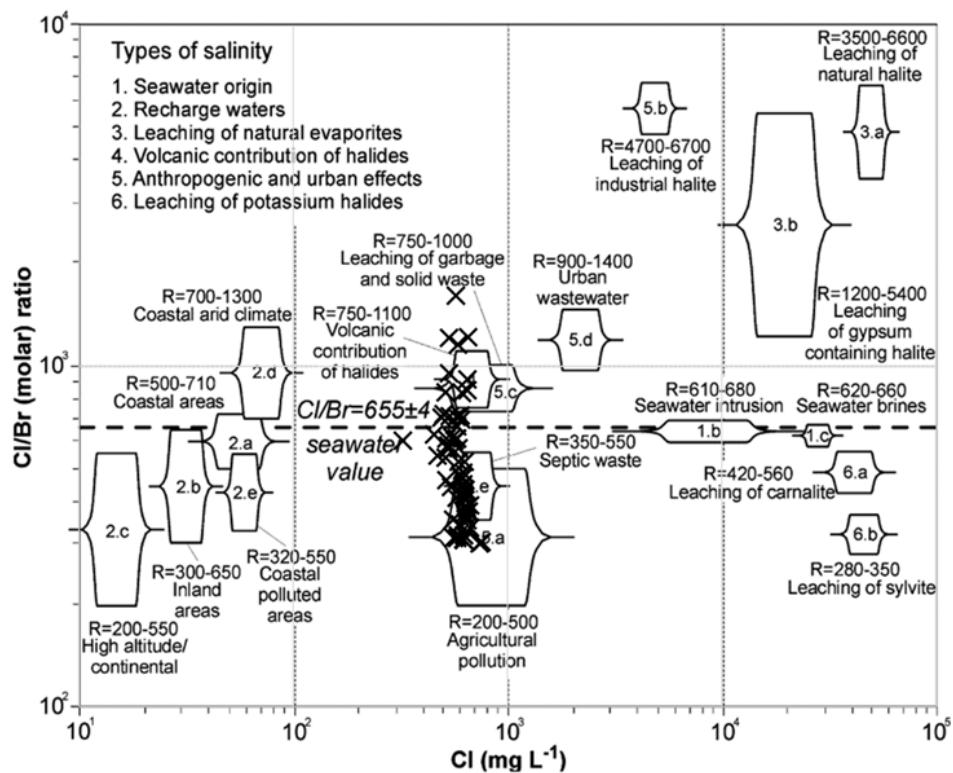


Figure 23. Sources de salinité observées sur le site d'étude d'après les pôles compilés par Alcala et Custodio (2008).

Le chlorure et le sodium représentant à eux deux entre 65 et 86 % de la minéralisation totale, la conductivité électrique est liée aux concentrations en ces deux ions, la relation avec le chlorure étant la plus franche (Figure 24).

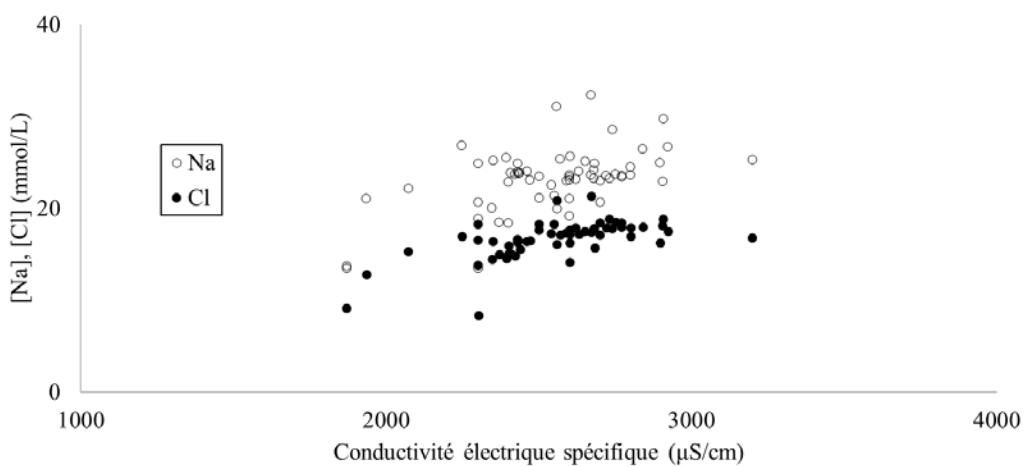


Figure 24. Concentrations en chlorure et sodium selon la conductivité électrique spécifique.

## 4.5 Impact du fonctionnement du système géothermique

### 4.5.1 Chimie des carbonates

#### 4.5.1.1 Pression partielle de CO<sub>2</sub>

La pression partielle de CO<sub>2</sub> est susceptible de faire varier le pH. En théorie, la dissolution de CO<sub>2</sub> diminue le pH par l'ajout d'acide carbonique (Réaction 4). La figure 25a montre une corrélation inverse nette entre la pCO<sub>2</sub> et le pH, où le pH augmente (et donc les concentrations en H<sup>+</sup> diminuent) lorsque la pCO<sub>2</sub> diminue. La figure 25b ne montre pas de corrélation pCO<sub>2</sub>-température.

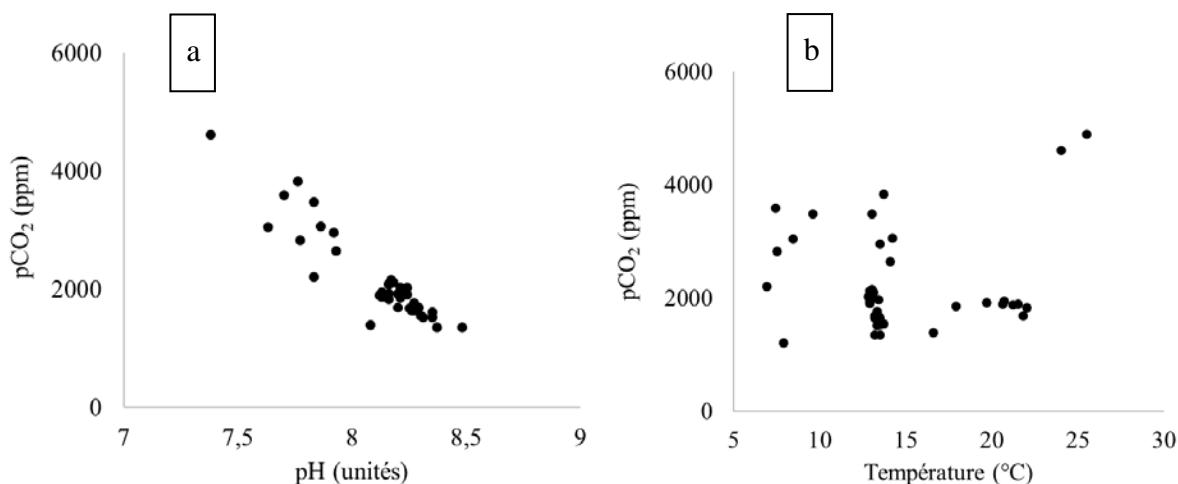


Figure 25 a. Pression partielle de CO<sub>2</sub> selon le pH. b. Pression partielle de CO<sub>2</sub> selon la température de l'eau.

Lorsque la pression partielle de CO<sub>2</sub> à l'équilibre avec l'eau est supérieure à 3 000 ppm, l'alcalinité totale augmente lorsque la pression partielle diminue (Figure 26). En dessous de cette pression, l'alcalinité est stable autour de 7,5 mmol/L mais peut parfois atteindre 8 mmol/L.

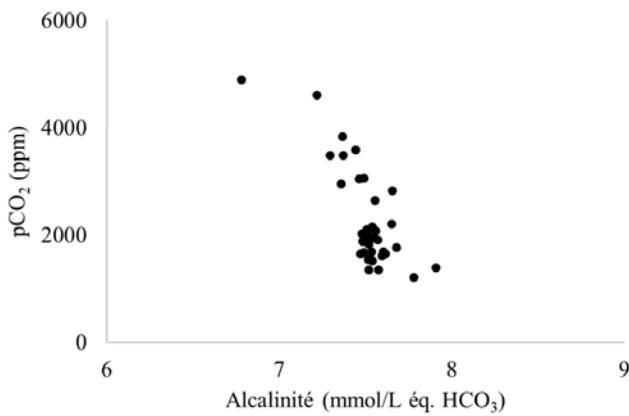


Figure 26. Pression partielle de  $\text{CO}_2$  selon l'alcalinité totale.

Le calcul de la pression partielle de  $\text{CO}_2$  se fait indirectement à partir du pH et de l'alcalinité (Bastviken et al., 2015). Pour déterminer si la pression partielle de  $\text{CO}_2$  est représentative de l'alcalinité mesurée par le respect des équilibres carbonatés, les  $\text{pCO}_2$  sont recalculées à partir de l'alcalinité totale mesurée par titrage potentiométrique (tel que décrit dans le chapitre Méthodologie) par le modèle géochimique PHREEQC via le logiciel Diagrammes sur la période d'octobre à décembre 2019. Ce modèle permet de calculer la spéciation des éléments chimiques et leurs concentrations indépendamment de la complexité de la solution puisqu'il repose sur les interactions électriques à l'échelle atomique et moléculaire. Les données de la période de suivi de début 2019 ne sont pas utilisées car potentiellement perturbées par les multiples problèmes techniques qui se sont produits. Ces valeurs calculées sont du même ordre de grandeur que les valeurs mesurées par infrarouge (Figure 27a). Dans le comparatif, les valeurs de pression partielle de  $\text{CO}_2$  mesurées vont de 1 338 à 3801 ppm (moyenne 2 002 ppm) tandis que les  $\text{pCO}_2$  calculées vont de 1 220 à 6 070 ppm (moyenne 2 708 ppm). L'écart relatif moyen entre une valeur mesurée et son calcul est de 32 % (maximum 146 %).

Le calcul de la  $\text{pCO}_2$  à partir de l'alcalinité donne un résultat généralement plus élevé que la mesure par infrarouge. Pour les  $\text{pCO}_2$  les plus basses, les valeurs par calcul et par mesure sont les plus proches. Plus les  $\text{pCO}_2$  sont élevées, plus l'écart est important.

Une mesure de  $\text{CO}_2$  étant plus rapide et moins coûteuse qu'une mesure d'alcalinité par titrage, déterminer l'alcalinité à partir de la pression partielle de  $\text{CO}_2$  permettrait un suivi avec un pas de temps qui ne serait pas envisageable avec des mesures par titrage. Ce calcul a donc été investigué

sous Excel. À partir de la loi de Henry, la pression partielle de CO<sub>2</sub> dans l'air est convertie en pression partielle dans l'eau. L'intégration de cette pression aux réactions d'équilibre (Réactions 5 à 7) permet de calculer la spéciation des espèces carbonatées et leurs concentrations ajustées à la température de l'eau. Des gammes d'alcalinité plus grandes, souvent inférieures à l'alcalinité obtenue par titrage mais du même ordre de grandeur sont produites : sur la période d'octobre à décembre 2019 le calcul donne 75 % des valeurs comprises entre 248 et 400 mg/L éq. HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> tandis que 75 % des mesures par titrage se trouvent entre 368 et 376 mg/L éq. HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>. Le calcul produit un nombre non négligeable de valeurs extrêmes, reflets de la variabilité des mesures de CO<sub>2</sub>. L'analyse de sensibilité aux variables montre un impact important du pH dans les calculs.

Il n'y a pas de corrélation entre l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite et la pression partielle de CO<sub>2</sub> dans l'eau (Figure 27b).

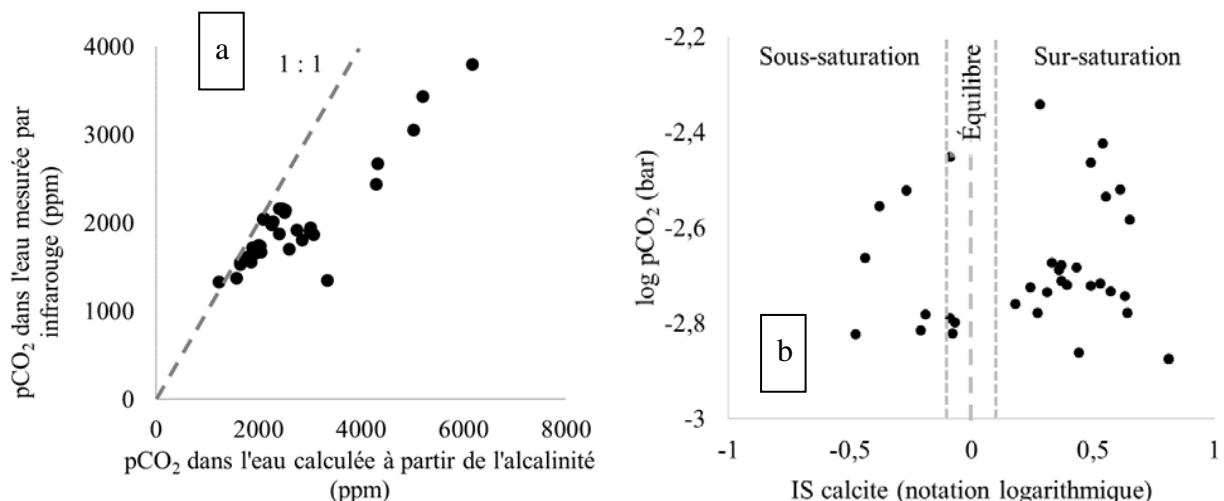


Figure 27 a. Comparaison de la pression partielle de CO<sub>2</sub> mesurée et de sa valeur calculée à partir de l'alcalinité. b. Pression partielle de CO<sub>2</sub> selon l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite.

#### 4.5.1.2 Indice de saturation

Quarante-huit des quarante-neuf indices de saturation vis-à-vis de la calcite calculés sont compris entre - 1 et + 1 (notation logarithmique; données en annexe E). La valeur la plus extrême est comprise entre - 1 et - 1,5. L'eau qui sort du puits principal est donc proche de l'équilibre vis-à-vis de la calcite. Pour sept jours entre le 11 mars et le 1<sup>er</sup> avril 2019, l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite a été déterminé à la fois pour l'eau arrivée du puits et de l'eau y retournant après son

passage dans l'échangeur de chaleur. Les valeurs extrêmes sont - 0,73 et + 0,42. Sur les sept doublets de mesures, cinq ont un indice de saturation de l'eau arrivant du puits supérieur à celui de l'eau retournant au puits et deux présentent le cas inverse. Trois des quatre indices de saturation les plus élevés correspondent aux trois jours où le système de traitement de l'eau est en fonction (à partir du 27 mars). L'indice de saturation le plus élevé est mesuré le 15 mars. L'écart maximal de valeur pour un doublet est de 0,45. Les trois plus grands écarts se produisent pendant le chauffage de l'eau au chauffe-eau simultanément au fonctionnement des thermopompes en mode chauffage le 26 et le 31 mars, chauffage temporairement interrompu par un arrêt de sécurité de la pompe du puits principal. Comme les thermopompes sont en mode chauffage, la chaleur est extraite de l'eau du puits et la température de l'eau relevée en sortie d'échangeur de chaleur est donc plus basse (minimum 2,8 °C) que l'eau provenant du puits (18 °C environ le 30 mars). L'eau chauffée par le chauffe-eau entre la sortie de l'échangeur de chaleur et le retour au puits n'a pu être prélevée. Il n'y a pas de corrélation évidente entre la température de l'eau et l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite (Figure 28a). Toutefois, les températures les plus élevées sont associées à des indices de saturation parmi les plus élevés (sur-saturation) et les températures les plus faibles sont associées aux indices de saturation les plus faibles (sous-saturation). L'indice de saturation vis-à-vis de la calcite n'est pas non plus corrélé au pH (Figure 28a). Toutefois, les pH les plus élevés ( $> 8,4$ ) regroupent les indices de saturation les plus élevés. Les indices de saturation sont dans l'ensemble corrélés aux concentrations en calcium et magnésium mais pas corrélés en bicarbonate (Figure 28b).

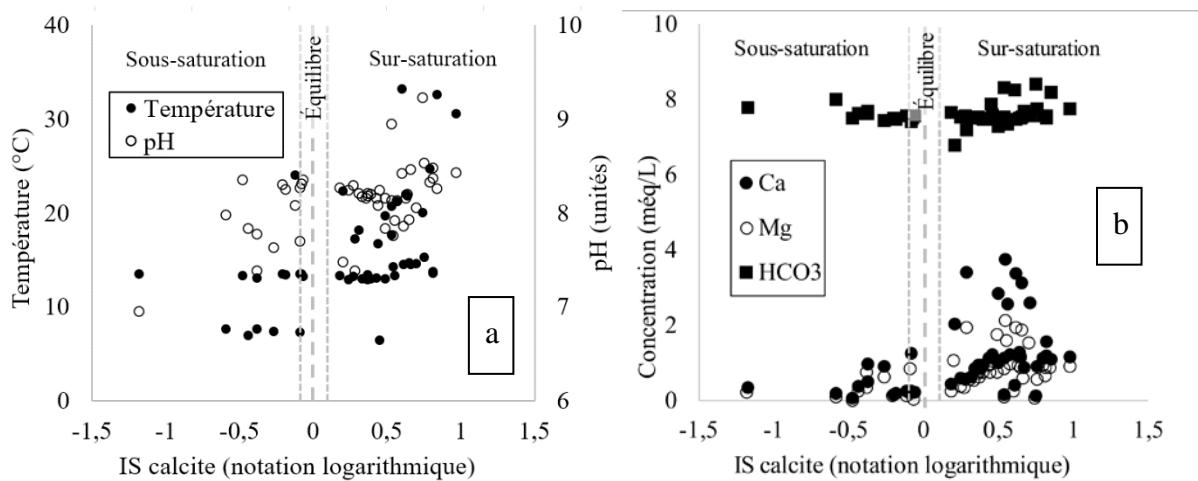


Figure 28 a. Température de l'eau et pH selon l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite. b. Concentrations en calcium, magnésium et bicarbonate selon l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite.

#### 4.5.1.3 Calcium, magnésium et bicarbonate

La température est un facteur majeur de la précipitation-dissolution de calcite. Des concentrations de calcium inférieures à 0,5 mmol/l se rencontrent sur toute la gamme de température. Sur les trois périodes de chauffage étudiées (Figure 29b à Figure 29d), il y a peu de relation entre la température et les concentrations en calcium, sauf pour la période de suivi de début 2019 lorsque les variations sont les plus intenses (Figure 29b). Dans les autres cas, l'augmentation des concentrations est due à un forçage qui a lieu avant, pendant ou après cette période de chauffage. Les concentrations en bicarbonate sont variables et diminuent de 7,4 à 6,8 mmol/L (Figure 29b), diminuent puis augmentent entre 7,6 et 8,4 mmol/L (Figure 29c) ou restent stables (Figure 29d).

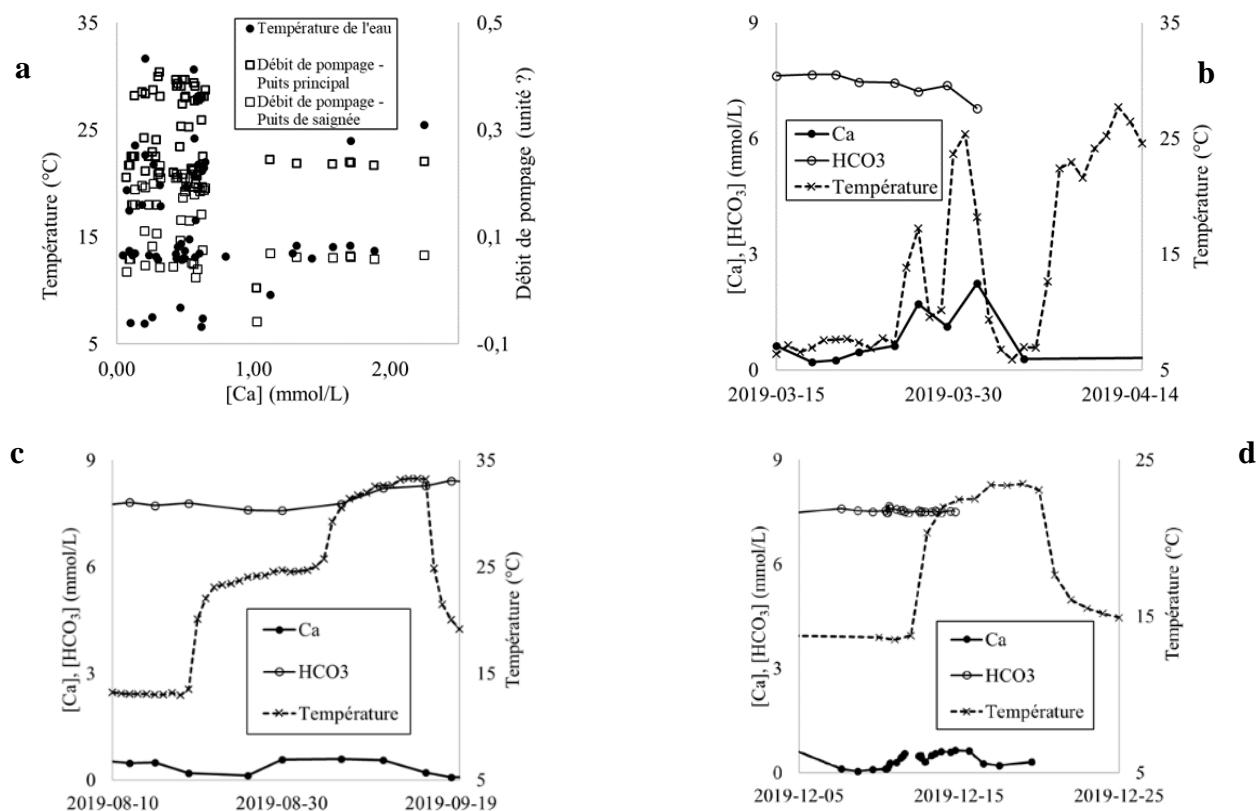


Figure 29. a. Température de l'eau et débit de pompage selon la concentration en calcium ; Concentration en calcium et bicarbonate et température de l'eau pour la période de chauffage de b. mars-avril 2019 ; c. août-septembre 2019 ; d. décembre 2019.

## 4.6 Impact du système de traitement de l'eau

Le système de traitement de l'eau du laboratoire mobile inclut un adoucisseur par résine échangeuse d'ions qui réduit la dureté de l'eau souterraine en échangeant les ions calcium et magnésium de l'eau avec des ions sodium adsorbés sur la résine. Deux périodes de fonctionnement de cet appareil ont été étudiées en 2019, en février-mars et entre août et octobre (Figure 30a et Figure 30b).

Lorsque l'adoucisseur fonctionne, le calcium et le bicarbonate varient indépendamment (Figure 30a et Figure 30b). Les concentrations molaires en bicarbonate sont toujours un ordre de grandeur supérieures aux concentrations en calcium. Sur la période d'août à octobre 2019, l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite passe de sous-saturé à sursaturé par l'augmentation du pH. L'indice de saturation pour février-mars n'est pas disponible.

Sur la période de février-mars 2019 pendant l'arrêt de l'adoucisseur, l'indice de saturation reste négatif et stable, la concentration molaire en calcium augmente de façon prononcée, diminue puis augmente à nouveau sans dépasser les 2 mmol/L. Le bicarbonate continue une baisse régulière des concentrations molaires amorcée avant l'arrêt de l'adoucisseur. Sur la période d'août à octobre 2019, l'indice de saturation augmente avant que l'adoucisseur ne fonctionne et devient positif le jour de son démarrage. Le calcium diminue puis augmente d'1 mmol/L tandis que le bicarbonate diminue de façon régulière d'1 mmol/L. Par ailleurs, sur cette même période de fonctionnement de l'adoucisseur, la concentration en sodium varie entre 23 et 32 mmol/L et celle en chlorure varie entre 15 et 19 mmol/L. Ces deux éléments ont une évolution conjointe avec une chute brusque juste après le démarrage de l'appareil puis une augmentation quasi régulière jusqu'à un pic le 19 novembre avant de diminuer à nouveau régulièrement. Les autres éléments ont une évolution distincte qui s'approche plus de ce qui est observé pour le calcium (Figure 31).

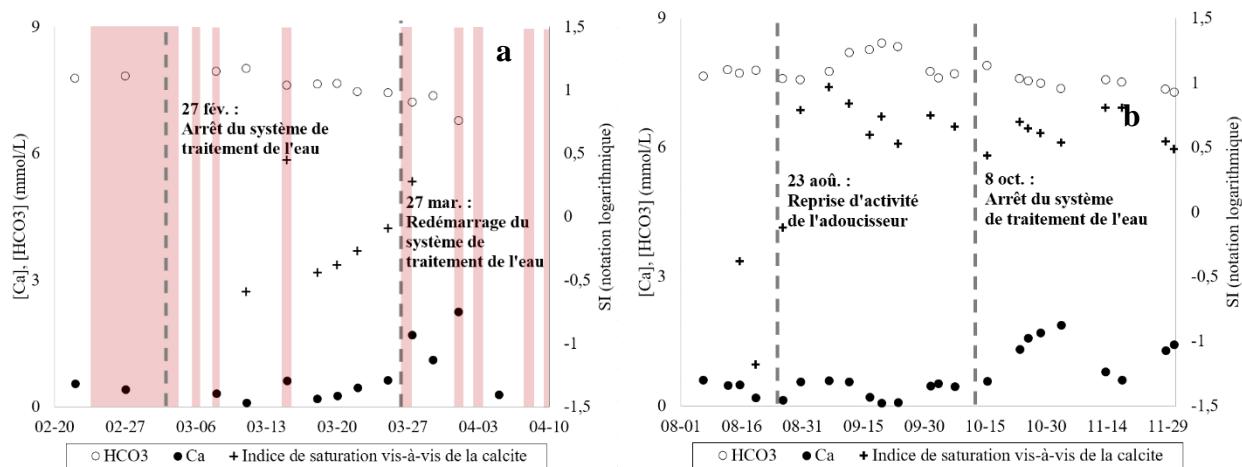


Figure 30. Concentrations en bicarbonate et calcium et de l'indice saturation vis-à-vis de la calcite sur la période a. février-avril 2019 ; b. août-novembre 2019. Les bandes rouges marquent des périodes d'arrêts accidentels de pompage (coupures de courant, mise en sécurité automatique...)

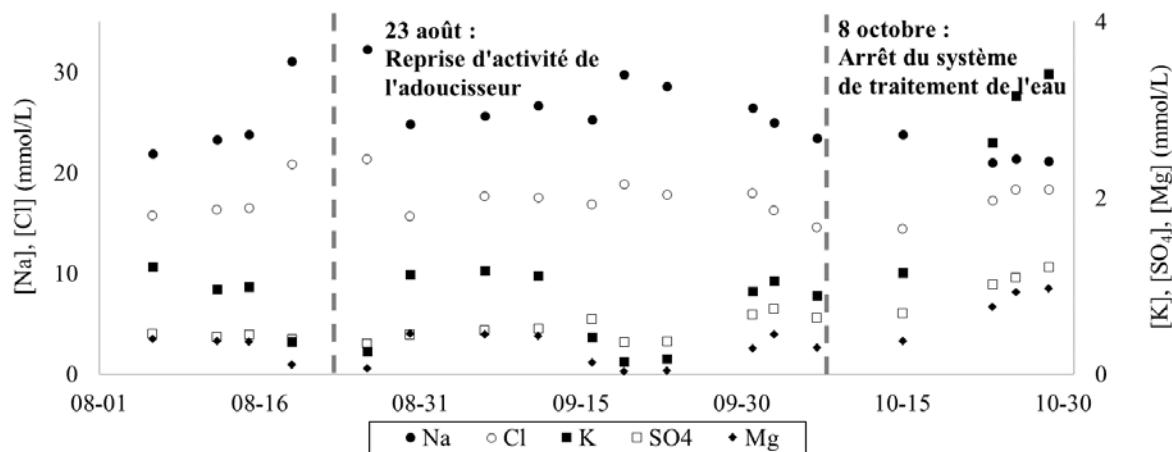


Figure 31. Concentrations en éléments majeurs sauf calcium et bicarbonate entre août et octobre 2019.

Lorsque la résine de l'adoucisseur est saturée en ions calcium et magnésium, une saumure de chlorure de sodium circule pour les chasser et les remplacer à nouveau par des ions sodium. Cette saumure est ensuite évacuée en surface sous le laboratoire mobile. Elle peut donc rejoindre l'aquifère et la colonne d'eau des puits. L'activité du système de traitement de l'eau peut donc augmenter à plus long terme les concentrations en chlorure et en calcium-magnésium (lessivage des sites d'échange) et en sodium (saumure en excès). Pour le vérifier, la figure 32 donne les concentrations de sodium et chlorure sur environ trois ans. Elles sont d'environ 300 mg/L avant la mise en service du laboratoire tandis que les valeurs mesurées en 2019 sont toutes supérieures à 400 mg/L et peuvent atteindre près de 800 mg/L en variant de façon importante entre ces deux extrêmes.

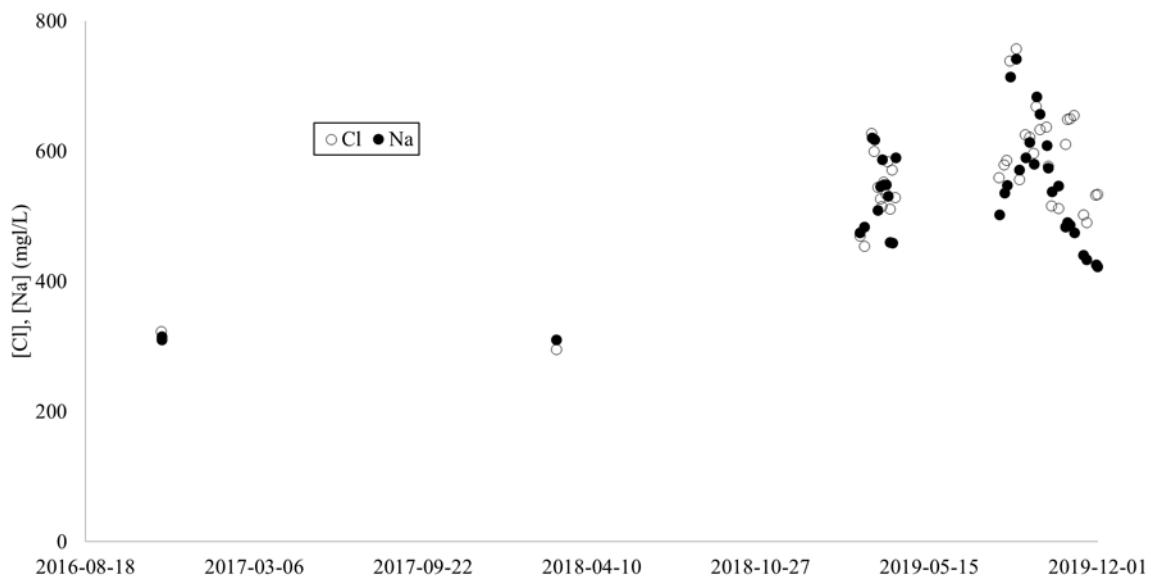


Figure 32. Concentrations en chlorure et en sodium entre novembre 2016 et décembre 2019.

## 4.7 Recharge préférentielle

Pour étudier la possibilité que la recharge naturelle par l'infiltration depuis la surface se retrouve plus rapidement dans le puits principal ou dans le puits d'injection, la variation de charge hydraulique de ces deux puits est comparée aux conditions climatiques journalières. Les épisodes de précipitations atmosphériques notables coïncident avec une augmentation de la charge hydraulique dans les deux puits entre 7 et 26 cm (flèches noires, Figure 33). Cette charge augmente plus fortement dans le puits d'injection (en moyenne 20 cm) que dans le puits principal (en moyenne 11 cm) et l'écart se résorbe au fil des jours suivants.

D'autres variations de charge hydraulique ne coïncident pas avec des épisodes de précipitations. Les jours où la charge hydraulique dans le puits principal devient supérieure à celle dans le puits principal (5 et 24 cm d'écart), d'autres utilisateurs du laboratoire sont présents et effectuent des manipulations pouvant potentiellement affecter temporairement les circulations d'eau (flèches blanches, Figure 33). Un écart de charges hydrauliques entre les deux puits atteignant 26 cm se produit entre le 22 et le 25 novembre (flèche grise, Figure 33). Il coïncide avec un adoucissement des températures avec toutefois un retard de 3 jours.

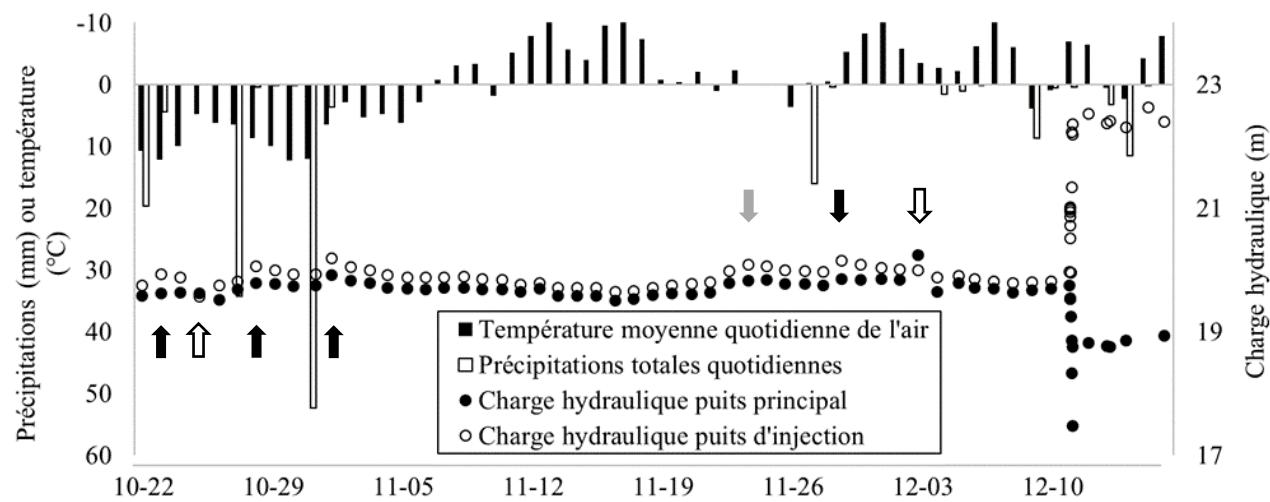


Figure 33. Charge hydraulique dans les puits et climat d'octobre à décembre 2019.

## CHAPITRE 5 DISCUSSION

### 5.1 Conditions de circulation de l'eau entre le puits principal et le puits d'injection

Lors de l'essai de traçage du 20 juillet 2018, l'arrivée du pic de concentration en 28 minutes soit une vitesse de 35 cm/min indique une communication rapide entre le puits d'injection et le puits principal. La conductivité hydraulique « effective » observée ce jour est donc de  $6,0 \cdot 10^{-3}$  m/s. La conductivité hydraulique de l'aquifère autour du puits principal a été évaluée à  $5,7 \cdot 10^{-7}$  m/s (Beaudry, G. et al., 2019), indiquant un réseau de fractures hydrauliquement plus efficace entre les deux puits que dans les autres directions. Cela s'explique certainement par la fracturation hydraulique réalisée lors de leur forage. L'injection du traceur s'étant faite proche de la surface et le laps de temps entre l'injection du traceur et sa détection dans le puits d'observation étant trop court pour parcourir des distances verticales de plusieurs dizaines de mètres dans les deux puits en plus du trajet au travers des fractures, il est possible que le lien hydraulique soit une fracture ou un groupe de fractures également proche de la surface. Beaudry et al. (2019) arrivent à la même conclusion dans une étude combinant essais de réponse thermique et modélisation. La stabilisation relativement rapide des concentrations en traceurs indique ensuite une rapide et efficace homogénéisation de la saumure dans l'ensemble des deux puits, comme l'indique la bonne correspondance entre la conductivité électrique attendue en cas d'homogénéisation totale dans les deux puits et la conductivité électrique mesurée.

La succession régulière de pics ou plateaux observée lors de l'essai du 20 juillet 2018 suggère une réapparition cyclique du panache d'eau salée par la remise en circulation permanente de l'eau pompée (Figure 12). Il faut donc deux heures au traceur pour faire la boucle. Ce résultat est à mettre en comparaison avec le temps d'arrivée du pic (temps mis entre l'apparition du panache et son maximum de concentration) qui est de 56 minutes. Cela indique que le panache prend un chemin différent après son premier passage dans l'aquifère. Ces plateaux peuvent aussi s'expliquer par une circulation en boucle au sein même du puits principal et que le panache de traceur est déjà suffisamment homogénéisé au premier retour dans le puits d'injection pour qu'il ne soit pas détectable en sortie de puits principal. L'attention portée à l'étude attentive de la queue de

distribution d'une courbe de restitution est donc essentielle lorsque l'eau est constamment recirculée dans les puits d'un système de PCP.

La différence de pentes descendantes des courbes de restitution entre les deux essais peut s'expliquer par un protocole expérimental légèrement différent (Figure 16). La pente descendante témoigne des effets de la dispersion cinématique, de la diffusion et d'autres processus pouvant affecter un traceur comme sa dégradation ou son adsorption/désorption. Ici, le traceur observé est le même pour les deux essais, ce qui exclut a priori les effets principalement intrinsèques à chaque traceur (diffusion thermique, dégradation et sorption/désorption). Le débit de pompage différent entre l'essai du 30 mai et celui du 20 juillet 2018 (5,5 L/min contre 8 L/min) a pu induire une dispersion cinématique différente, en d'autres termes, une distribution des chemins d'écoulement différents et donc une queue de distribution différente.

Les différences de pente des traceurs au cours d'un même essai s'expliquent souvent par leurs différentes réactivités avec la matrice aquifère (Becker & Shapiro, 2000). Les chlorures présentent ainsi une diminution des concentrations plus rapide que la conductivité électrique, représentée ici par les ions chlorure et sodium injectés. Cela s'explique par la plus grande interaction du sodium avec la matrice. En effet, si le chlore peut être considéré comme conservatif, le sodium s'adsorbe et se désorbe à la surface des minéraux de la matrice aquifère. Cela ralentit sa progression, induit un retard par rapport aux chlorures et à un transport qui serait uniquement advectif, dispersif et diffusif et étire alors la queue de distribution de la conductivité électrique. Un effet de double porosité peut être envisagé, où la porosité de la matrice permet la circulation du traceur mais de façon moins rapide et donc retardée par rapport à la circulation dans la fracturation, étirant alors la courbe de restitution. Le deutérium présente une homogénéisation plus rapide car il interagit de façon négligeable avec la matrice. En théorie, des échanges isotopiques peuvent avoir lieu entre l'hydrogène et les minéraux retenant de l'eau immobile (Becker & Coplen, 2001), tels que les argiles présentes en grande quantité dans les shales de la formation de Nicolet. Ces échanges, d'autant plus intenses que la signature isotopique des deux eaux est différente, peuvent donc théoriquement ralentir le déplacement de l'eau deutérée (Becker & Coplen, 2001). L'impact réel et quantifié de ce processus lors d'un essai de traçage est toutefois mal connu (Becker & Coplen, 2001). Des expérimentations comparant les qualités de traçage de l'uranine et de l'eau deutérée en colonnes (saturées d'eau) et sur le terrain (zone vadose) n'ont pas relevé de tels effets (Koeniger et

al., 2010). Ces échanges isotopiques sont lents et donc difficilement perceptibles pour un essai de traçage de quelques heures.

Les essais de traçage imposent un transport principalement advectif des traceurs, illustré par un temps de transit moyen (temps mis par le « centre de gravité » du panache pour relier le puits d'injection et le puits d'observation) relativement court (2 h 44 pour l'essai du 30 mai 2018, 1 h 52 pour celui du 20 juillet 2018). Un tel écoulement empêche des interactions efficaces entre les espèces dissoutes et la matrice carbonatée aux conditions de température considérées, limite donc les risques de précipitation de calcite dans le réseau de fracture et une diminution de l'efficacité thermique de la saignée. Une recirculation prolongée peut favoriser ces échanges.

La bonne correspondance entre la conductivité électrique attendue et la conductivité électrique mesurée montre que le traceur s'est bien homogénéisé et que le volume de fracture efficace pour conduire l'eau entre les deux puits est négligeable au regard du volume total des puits. Les échanges dynamiques entre les fractures autour des puits et la colonne d'eau du puits ne sont pas visibles ici puisque ces derniers auraient apporté un volume d'eau supplémentaire qui aurait systématiquement diminué la conductivité électrique mesurée. Deux explications sont avancées : le pompage assure une homogénéisation dans l'essentiel du volume de fractures qui ne relient pas les deux puits ou bien les volumes échangés sont trop faibles. Une caractérisation hydraulique des fractures par diagraphe permettrait de trancher.

Les variations de température observées au début et à la fin du suivi peuvent avoir de multiples origines : légères variations du débit dans le dispositif de mesure, manipulations, etc. L'écart de température d'une vingtaine de degrés Celsius entre l'eau arrivant dans le puits d'injection et l'eau sortant du puits principal indique que l'eau réchauffée est rapidement mise à une température proche de la température naturelle en se mélangeant avec l'eau déjà présente lorsque la perturbation thermique provoquée dure moins de 24 heures.

## 5.2 Renouvellement de l'eau des puits par l'eau régionale

Le renouvellement de l'eau des puits a été évalué à 4 L/h, en bon accord avec les propriétés locales de l'aquifère. L'eau du puits est donc renouvelée au moins tous les 82 jours, soit au moins quatre fois par an. Cette fréquence indique qu'entre la saison chaude et la saison froide, lorsque ni le mode

climatisation ni le mode chauffage ne sont utilisés, les éventuelles perturbations induites précédemment et directement par le fonctionnement des thermopompes sur la chimie de l'eau sont évacuées. Toutefois, l'inertie thermique de l'encaissant peut permettre des échanges de chaleur, modifier la température de l'eau et donc sa chimie. Cet aspect ne semble pas avoir été étudié, les travaux se concentrant généralement sur les périodes d'activité des thermopompes (Beaudry, G. et al., 2018; Beaudry, G. et al., 2019; Nguyen et al., 2020; Pasquier et al., 2016). Le renouvellement tamponne ces mêmes perturbations pendant l'activité des thermopompes mais de façon négligeable face au volume de la colonne d'eau du PCP (environ 5 m<sup>3</sup>). Enfin, en période de pointe, la dérivation d'une partie de l'eau dans le puits d'injection augmente encore ce taux de renouvellement puisqu'elle accroît le pompage d'eau nouvelle. Il serait intéressant d'évaluer l'effet de différents débits de pompages dans le puits principal seul sur la vitesse de renouvellement de la colonne d'eau.

### **5.3 Modélisation des essais de traçage en milieu fracturé**

La méthode CPIC produit des paramètres de dispersion cohérents avec ce qui a été observé dans des lithologies similaires pour les deux essais de traçage. Ils sont donc représentatifs des caractéristiques locales de l'aquifère. Sans être aberrante, le coefficient d'emmagasinement calculé est extrêmement faible (entre 0,002 % et 0,02 %), plus faible que la porosité effective typique du groupe de Lorraine trouvée dans la littérature, entre 0,12 et 4,66 % (Séjourné et al., 2013) et ce malgré la fracturation artificielle réalisée. La représentativité des valeurs relevées par Séjourné et al. (2013) est toutefois mise en doute par les auteurs (peu de mesures et une seule mesure dont la localisation et la profondeur sont connues). La détermination de la porosité effective par un essai de traçage repose toutefois sur une cascade de paramètres et de variables dont les incertitudes se propagent. L'incertitude associée à la porosité effective elle-même peut donc être élevée. La formule utilisée demande par ailleurs un flux de pompage radial, condition qui n'est pas vraiment respectée vu la fracturation préférentielle entre les deux puits. Malgré tout, cela met en évidence d'une part une porosité primaire qui assure une faible conductivité hydraulique et d'autre part un milieu avec quelques fractures peu ouvertes. L'essentiel du transport du traceur est assuré par une ou plusieurs fractures parmi les plus ouvertes et les mieux connectées.

Le calcul des paramètres de transport permet une reproduction satisfaisante de la courbe de restitution pour les deux essais de traçage selon la solution analytique de Lenda et Zuber (1970) et indique que cette méthodologie et le traitement des données employés sont les plus adaptés. La modélisation produit cependant une pente descendante plus abrupte que les observations puisqu'elle ne prend pas en compte la réinjection cyclique du traceur depuis le puits principal, qui maintient une conductivité électrique plus élevée. La lente baisse de concentration en traceur constatée dans les observations est due à sa dispersion hors de la boucle entre les deux puits, mais aussi et surtout au renouvellement de l'eau des puits par des apports extérieurs. Les mesures de conductivité électrique plus erratiques pour l'essai du 20 juillet que celui du 30 mai peuvent expliquer la moins bonne reproduction des observations. L'échec de la modélisation par la solution analytique de Maloszewski et Zuber (1985) illustre la difficulté de concilier une reproduction fine des conditions de transport dans l'aquifère avec les possibilités d'accéder sur le terrain aux multiples paramètres requis. Des outils de calcul numérique permettraient sans doute de trouver itérativement les paramètres idéaux. La solution de Lenda et Zuber (1970) reproduit toutefois déjà de manière satisfaisante les observations et suffit pour les besoins de l'étude. Enfin, les outils logiciels à disposition pour l'interprétation d'essais de traçage en milieu poreux ne sont pas compatibles ici avec des essais de traçage en milieu fracturé.

## 5.4 Contexte géochimique régional

Comparer les données géochimiques acquises sur le site d'étude avec celles obtenues pour le PACES de la région permet de vérifier si l'eau du site d'étude s'inscrit dans le cadre géochimique naturel régional ou présente des différences attribuables à des particularités locales ou à l'impact de l'opération du puits à colonne permanente.

### 5.4.1 Apport de la géochimie des ions majeurs

Beaudry (2013) a identifié les eaux souterraines de la zone des Basses-Terres du Saint-Laurent incluant le site de Varennes comme un mélange entre l'eau saumâtre de la mer de Champlain – elle-même résultant d'un mélange de deux tiers d'eau de fonte de glaciers et de précipitations et d'un tiers d'eau de mer (Cloutier et al., 2010) – et d'eau souterraine douce (groupes « M »). Les diagrammes de Piper (Figure 19) et de Stiff (Figure 36) confortent la proximité géochimique des

eaux du site d'étude au groupe M3. Les résultats géochimiques obtenus dans le présent projet montrent donc que la chimie des eaux souterraines du site de Varennes est principalement construite par un mélange entre la mer de Champlain et une eau souterraine douce provenant de précipitations similaires à celles rencontrées sur le mont Saint-Bruno. La part de chlorure plus importante et de bicarbonate plus faible témoigne cependant de processus au sein même du puits principal, liés au fonctionnement du système géothermique. Ce point est traité dans la section 5.5.

Les Basses-Terres du Saint-Laurent sont en grande partie constituées de shales qui permettent l'adsorption de cations. Lors de la transgression de la mer de Champlain il y a environ 14 000 ans (Parent & Occhietti, 1988), l'eau de mer a envahi les aquifères. Le sodium, cation dominant, s'est donc préférentiellement adsorbé sur les sites cationiques des argiles. La mer de Champlain s'est ensuite retirée environ 2 000 ans plus tard (Lévesque, 1982). Les précipitations atmosphériques, du type Na-Cl, s'enrichissent en calcium lors de l'infiltration par l'altération des minéraux présents dans le sol et le sous-sol. L'activité biologique enrichit la part de CO<sub>2</sub> gazeux par rapport à l'atmosphère extérieure, qui une fois dissous dans l'eau prend essentiellement la forme de HCO<sub>3</sub>. L'eau de recharge est alors du type Ca-HCO<sub>3</sub> au moment de rejoindre la nappe. Pendant son voyage dans la zone saturée, le calcium est venu remplacer le sodium sur les sites cationiques argileux. Les concentrations en calcium dans l'eau ont donc diminué et les concentrations en sodium ont augmenté.

Une eau de concentration beaucoup plus élevée en sodium qu'en calcium observée dans la région des Basses-Terres du Saint-Laurent en général peut donc avoir deux origines : soit un mélange entre l'eau souterraine issue des zones de recharge et l'eau de la mer de Champlain, soit une eau douce ayant échangé des ions calcium et des ions sodium avec les argiles. Déterminer s'il s'agit de l'une ou l'autre source de sodium requiert notamment de connaître la position du front d'échange cationique, ce qui n'est pas déterminé. L'évolution géochimique locale dans le temps n'est pas non plus connue avec précision. Vu l'ancienneté de la régression de la mer de Champlain, il est probable que sur le site d'étude le sodium ait été lessivé des argiles et évacué depuis longtemps. L'échange cationique serait donc négligeable et ne contrôlerait pas les concentrations en calcium.

### 5.4.2 Apport des isotopes stables de l'eau

Cloutier et al. (2010) évaluent le  $\delta^{18}\text{O}$  de la mer de Champlain à - 10,6 ‰ VSMOW et les échantillons de l'eau de la mer de Champlain (groupe CS) de Beaudry (2013) s'étendent de - 10,54 ‰ à - 11,44 ‰ VSMOW. Ces mesures de l'eau du site d'étude sont donc proches (- 10,20 ‰ à - 10,93 ‰ VSMOW hors essais de traçage). Il n'y a pas de relation nette entre les TDS et le  $\delta^{18}\text{O}$  (Figure 34a) ni entre les chlorures et le  $\delta^{18}\text{O}$  (Figure 34b). Les variations en chlorures et TDS sont beaucoup plus importantes que celles en  $\delta^{18}\text{O}$ , très stables. Or, une corrélation entre les concentrations en solides totaux dissous (TDS) ou en chlorure et la signature isotopique indique un contrôle des variations de la chimie en général ou de la salinité en particulier par des mélanges variables d'eaux de signatures isotopiques différentes. Cela signifie donc qu'une variation des concentrations en chlorures n'est pas due à une variation de la part d'eau de la mer de Champlain dans le mélange. En d'autres termes, si la mer de Champlain contribue à la salinité de l'eau du site d'étude, elle n'en contrôle pas les variations.

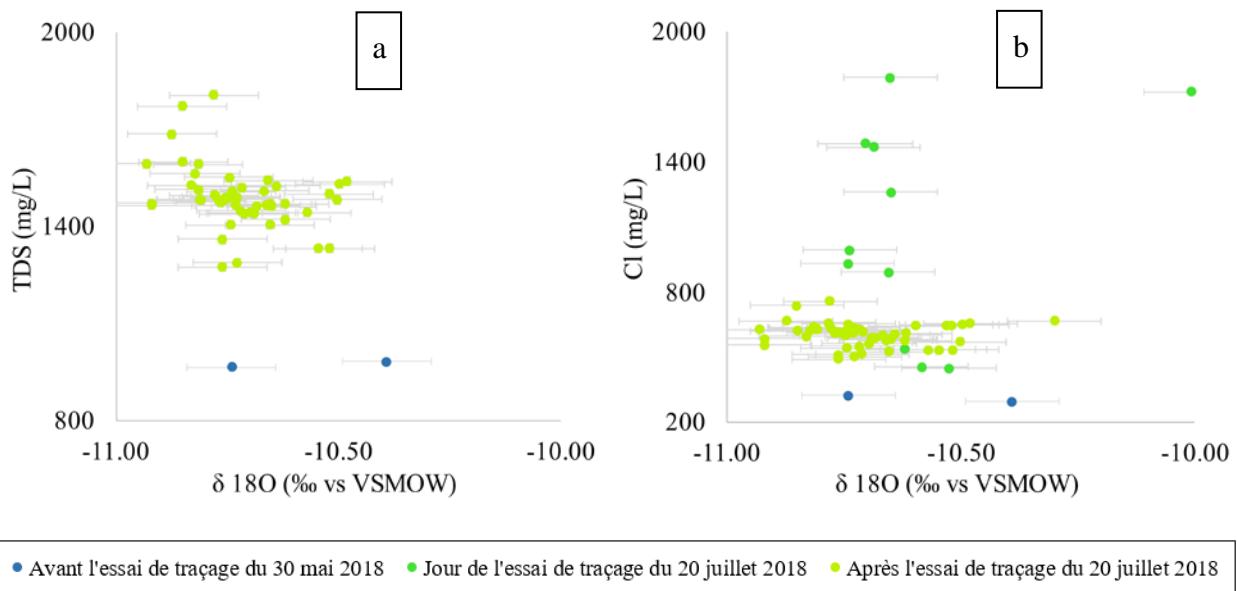


Figure 34. a. Solides totaux dissous selon la signature isotopique en  $^{18}\text{O}$  observés. b. Concentrations en chlorures selon la signature isotopique en  $^{18}\text{O}$  observés.

## 5.5 Impact du fonctionnement du système géothermique

### 5.5.1 Chimie des carbonates

#### 5.5.1.1 Pression partielle de CO<sub>2</sub>

Les pressions partielles de CO<sub>2</sub> observées n’expliquent pas la totalité du volume de gaz dissous qui se manifeste par de l’effervescence lorsque l’eau souterraine est mise au contact de l’air. L’odeur d’œuf pourri indique en effet la présence de sulfure d’hydrogène. Le rH calculé sur les données d’août à décembre 2019 varie entre 8 et 17 mV soit principalement en domaine anaérobiose (rH inférieur à 15 mV). La littérature indique des concentrations en méthane entre 20 et 25 mg/L dans la zone d’étude et que l’effervescence se produit à partir de 28 mg/L (Moritz et al., 2015; Rivard et al., 2017). Du méthane est donc bien présent dans l’eau. Les concentrations en ces gaz bien supérieures à celle du CO<sub>2</sub> ne sont toutefois pas susceptibles de perturber les quantifications de pCO<sub>2</sub> (Hodgkinson et al., 2013; Yasuda et al., 2012).

La corrélation nette entre la pCO<sub>2</sub> et le pH indique que les variations de concentration en CO<sub>2</sub> dissous dans l’eau modifient l’équilibre entre les espèces calco-carboniques qui contrôlent à leur tour les variations de pH : le pH est un bon témoin des réactions d’équilibre entre les différentes espèces carbonatées (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub><sup>\*</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> et CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>) se produisant dans le puits principal.

D’après la loi de Henry, une augmentation de la température devrait mener à une diminution de la pCO<sub>2</sub> dans l’eau. L’absence de corrélation entre la pression partielle de CO<sub>2</sub> et la température observée dans les données montre que l’effet de la température sur la pression partielle de CO<sub>2</sub> n’a pu être mesuré (Figure 25b). La température n’affecte donc pas de façon perceptible la pression partielle de CO<sub>2</sub> et donc, par les réactions d’équilibre, le système carbonaté dans son ensemble. Les réactions cinétiques comme la précipitation-dissolution de calcite sont en théorie beaucoup plus sensibles à la température. Cet aspect est traité dans la section 5.5.1.2.

Lors du calcul de la pression partielle de CO<sub>2</sub> à partir de l’alcalinité, l’écart croissant entre la pCO<sub>2</sub> mesurée et la pCO<sub>2</sub> calculée pour des pressions partielles croissantes peut s’expliquer par le caractère saumâtre de l’eau. Weiss (1974) montre que la solubilité du CO<sub>2</sub> diminue quand la salinité de l’eau augmente. La mesure par infrarouge est une technique éprouvée et fiable pour le cadre de l’étude (Bastviken et al., 2015). La calibration de l’appareil est toutefois faite en un seul

point et pour une valeur plus basse que celles rencontrées dans l'eau souterraine. Les écarts observés entre les calculs et les observations peuvent donc provenir d'une moindre exactitude de mesure pour les concentrations les plus élevées. Une calibration à plusieurs points et dans la gamme des concentrations observées permettrait de s'assurer d'une mesure fiable. L'estimation de la pression partielle de CO<sub>2</sub> à partir de l'alcalinité peut donc se révéler intéressante. Si elle semble fournir une bonne estimation de l'ordre de grandeur pour des eaux saumâtres, le calcul sera d'autant plus exact que la salinité sera faible et la calibration optimale.

Pour le calcul de l'alcalinité à partir de la pression partielle de CO<sub>2</sub>, la qualité de la conversion dépend essentiellement de la qualité de la mesure du pH. L'exactitude des appareils de mesures de pH de terrain (typiquement  $\pm 0,2$  unités) ne permet pas une estimation précise de l'alcalinité mais permet au moins de l'évaluer à une centaine de mg/L équivalent HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> près. Enfin se pose le biais induit par la salinité de l'eau qui ferait obtenir des alcalinités sous-estimées. Malgré son potentiel d'augmenter le pas de temps de mesure d'alcalinité de façon bien supérieure à ce qui est envisageable par une mesure par titrage, cette méthode est trop imprécise pour être recommandée.

### 5.5.1.2 Indice de saturation

La gamme des indices de saturation, restreinte et centrée autour de l'équilibre, montre que l'eau qui sort du puits est alternativement en sous- ou sur-saturation, avec un état de sous-saturation rencontré généralement pour les températures les plus faibles et un état de sous-saturation rencontré généralement pour les températures les plus élevées (Figure 28). Ces observations confirment les résultats du modèle d'Eppner (2016). Les simulations montrent une dissolution et une précipitation de calcite souvent simultanée dans le puits, la précipitation étant prépondérante en été et la dissolution prépondérante en hiver. L'étude des indices de saturation en entrée et sortie de puits indique que l'eau reste proche de l'équilibre, y compris lorsque la température de l'eau diminue d'une quinzaine de degrés Celsius. Une éventuelle différence lorsque la température est élevée n'a pu être mise en évidence. L'entartrage de 0,8 mm d'épaisseur relevé par Cerclet et al. (2020) montre toutefois que de la précipitation de calcite a bien lieu au moins dans les installations en surface. Au vu des indices de saturation, cette précipitation est donc limitée.

L'absence de corrélation entre le pH et la température indique que le processus de précipitation-dissolution de carbonates est négligeable face à d'autres processus affectant le pH comme les

réactions d'équilibres carbonatés par dissolution ou échappement de CO<sub>2</sub> et le renouvellement du puits par l'eau régionale. Par ailleurs, le pH est stable sur la durée de l'étude.

Une certaine corrélation de l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite avec le calcium et le magnésium et l'absence de corrélation avec le bicarbonate (Figure 30) suggère que de la précipitation-dissolution se produit. Cette dernière est principalement contrôlée par le calcium, de concentration beaucoup plus faible que le bicarbonate. Les concentrations élevées de bicarbonate proviennent de la dissolution de CO<sub>2</sub> dans l'eau par l'intermédiaire des réactions d'équilibres carbonatés. Les quantités de bicarbonate impliquées dans la précipitation-dissolution de calcite sont trop faibles pour modifier de façon visible les concentrations en HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> et donc de voir une corrélation avec l'indice de saturation.

### 5.5.1.3 Calcium, magnésium et bicarbonates

L'absence de corrélation nette entre la température et la concentration en calcium (Figure 29a) appuie l'hypothèse d'une précipitation-dissolution de calcite au fond du puits, où la température y est différente du haut, l'eau injectée via le tube central étant peu modifiée en arrivant en profondeur. Les simulations d'Eppner<sup>1</sup> indiquent que lorsque la température de l'eau entrante dans le puits est réchauffée, de la calcite précipite dans les premières dizaines de mètres, diminuant la concentration en calcium. En progressant dans le puits, la température diminue, menant à une sous-saturation par rapport à la calcite et donc de la dissolution et une augmentation progressive des concentrations en Ca<sup>2+</sup>. Il arrive toutefois que les réactions d'équilibre affectent davantage la concentration en calcium que la précipitation-dissolution. Dans ce cas, la concentration en calcium augmente dans les premiers mètres malgré la précipitation de calcite. Lorsque la température de l'eau entrante dans le puits est refroidie, l'inverse se produit avec de la dissolution de calcite et une augmentation des concentrations en calcium dans les premières dizaines de mètres puis de la précipitation et une diminution des concentrations en Ca<sup>2+</sup> en allant plus en surface. Dans le flux descendant, la vitesse

<sup>1</sup> La configuration d'injection/pompage du site d'étude est inversée par rapport à la simulation d'Eppner (2016) : l'eau est injectée au fond du puits et pompée proche de la surface. Les indications restent valides et ont été adaptées à la configuration utilisée dans ce projet.

de l'eau limite les échanges de chaleur et donc les variations de concentration en calcium. Lorsque le changement de température est suffisamment important (plus de 10 °C), un effet sur la concentration en calcium et en magnésium peut se voir comme sur la figure 29b.

Les données montrent une absence de corrélation entre les débits de pompage (et donc la présence ou l'absence de saignée) et les concentrations en calcium et magnésium notamment (les concentrations en bicarbonates restent sensiblement constantes). Les modélisations d'Eppner indiquent pourtant que les concentrations en calcium et bicarbonate sont plus faibles avec saignée que sans. Cela peut s'expliquer par le pompage d'une part d'eau régionale non négligeable qui impose alors sa composition chimique. De plus les concentrations en calcium et magnésium sont déjà relativement faibles. Un éventuel effet de la saignée peut donc ne pas être visible.

D'après les simulations réalisées avec le modèle géochimique PHREEQC, l'augmentation de la température amène une augmentation des concentrations en  $\text{HCO}_3^-$  et donc une augmentation de l'alcalinité,  $\text{HCO}_3^-$  étant l'espèce dominante dans la gamme de pH étudiée. Toutefois Atteia (2015) indique qu'en théorie une légère diminution des  $\text{HCO}_3^-$  de même qu'une baisse des  $\text{CO}_3^{2-}$  accompagne une augmentation de la température. L'alcalinité diminue donc avec l'augmentation de la température. Dans ce cas-là,  $\text{CO}_3^{2-}$  est largement dominant, sa consommation par précipitation de calcite est donc largement dominante. Les données montrent plutôt une constance des concentrations en bicarbonate qui s'explique par une quantité de calcite précipitée ou dissoute trop faible pour modifier de façon visible les concentrations en  $\text{HCO}_3^-$ .

## 5.6 Impact du système de traitement de l'eau

Plusieurs facteurs tendent à limiter théoriquement un impact du système de traitement de l'eau sur la chimie des eaux souterraines, l'adoucisseur étant par son principe de fonctionnement l'équipement le plus susceptible de modifier la chimie de l'eau dans les puits. L'eau étant pompée par le haut du puits et réinjectée par le fond, il est possible qu'une part importante d'eau nouvelle plus profonde soit intégrée et impose alors ses caractéristiques chimiques. Au final, la part d'eau traitée dans l'eau sortant du puits pourrait être a priori trop faible pour impacter de façon perceptible les concentrations en calcium, magnésium et bicarbonate.

Toutefois, lors de l'utilisation intensive de l'adoucisseur comme entre août et octobre 2019, de grandes quantités de saumures sont déversées (288 kg de sel ont été utilisés). En effet, la régénération de la résine échangeuse d'ion se fait par la circulation d'une eau saturée en sel de mer, qui va libérer les ions  $\text{Ca}^{2+}$  en solution. Le rinçage des résines va ensuite évacuer le surplus de  $\text{Na}^+$ . L'eau issue de ce processus est ensuite rejetée sous le laboratoire mobile. Ce rejet affecte temporairement les concentrations en sodium et chlorures, sans pourtant modifier de façon perceptible les concentrations des autres ions dont le calcium et le bicarbonate, ces dernières étant déjà faibles avant la forte activité de l'adoucisseur (Figure 30). Le lessivage de halite peut également expliquer l'évolution du rapport  $\text{Cl}/\text{Br}$ , limitant l'utilisation de cet outil pour étudier la chimie de l'eau régionale et montrant par ailleurs que l'eau à proximité immédiate du laboratoire intègre rapidement le puits principal. La figure 32 montre une augmentation graduelle de la salinité avec le temps. Une mesure faite le 27 février 2018 a des valeurs très proches de ce qui est observé avant la mise en service du laboratoire mobile (environ 300 mg/L) alors que le système de traitement de l'eau était en fonctionnement au moins depuis le 16 janvier. Le journal de bord de ce dernier montre toutefois des périodes d'inactivité de quelques jours. L'eau du puits peut donc revenir à ses valeurs de salinité naturelle pourvu que l'activité de l'adoucisseur ne soit pas trop intense. Il est aussi possible que la saumure rejetée depuis le premier jour du redémarrage du système de traitement (avant le 16 janvier donc) n'ait pas encore rejoint le puits principal. Par le rejet de saumure, le système de traitement d'un puits à colonne permanente peut donc modifier de façon durable la chimie de sa colonne d'eau. Cet impact le distingue de celui créé par l'activité de chauffage et de climatisation dans le sens qu'il n'est pas au moins partiellement compensé entre la saison chaude et la saison comme le peut l'être la précipitation-dissolution de carbonates. Pour comprendre l'ensemble des impacts géochimiques d'un PCP à long terme, un suivi de l'activité d'un tel système de traitement et de la salinité de la colonne d'eau du puits est donc indispensable.

L'impact sur la conductivité électrique du fonctionnement du système de traitement peut être estimé. Les paramètres et résultats sont donnés dans le Tableau 5.1. Les cycles de régénération et la quantité de sel consommée ne sont pas enregistrés par l'adoucisseur mais d'après le journal de bord des utilisateurs du laboratoire, plusieurs centaines de kg sont consommées pour une année. Sans tenir compte du renouvellement de l'eau du puits principal et en supposant une absence de saignée, la conductivité électrique attendue dans le puits principal peut se calculer par la loi de

Kohlrausch. Ce calcul a tendance à surestimer la conductivité électrique lorsque l'on s'éloigne du cas des solutions diluées (+ 82 % entre l'estimation par la loi de Kohlrausch par rapport à l'estimation par mélange de conductivités de chaque pôle dans le cas de l'essai de traçage du 20 juillet 2018). Ici, la solution n'est pas diluée (1,7 mol/L, contre  $1,2 \cdot 10^{-2}$  mol/L estimés lors de l'essai de traçage).

Tableau 5.1 Paramètres et résultats du calcul de la conductivité électrique attendue lors du fonctionnement du système de traitement de l'eau et débit de renouvellement nécessaire pour atteindre les conductivités électriques observées.

Masse de sel consommée par an	500 kg
Concentration en NaCl attendue (puits principal : $5,012 \text{ m}^3$ )	$1\ 716 \text{ mol.m}^{-3}$ ( $1\ 705 \text{ mol.m}^{-3}$ apportés par les 500 kg de sel et $11 \text{ mol.m}^{-3}$ de concentration initiale de l'eau souterraine)
Renouvellement annuel de la colonne d'eau	4,5 fois
$\lambda_{\text{Na}}$ ; $\lambda_{\text{Cl}}$ (conductivité molaire ionique à $25^\circ\text{C}$ )	$5,008 \text{ mS.m}^2.\text{eq}^{-1}$ ; $7,631 \text{ mS.m}^2.\text{eq}^{-1}$
Conductivité électrique de l'eau régionale (observée le 16 novembre 2016, avant la mise en service du laboratoire)	$1\ 870 \mu\text{S/cm}$
Correction appliquée (surestimation loi de Kohlrausch)	-82 %
Conductivité électrique attendue	$8\ 676 \mu\text{S/cm}$
Débit de renouvellement attendu	5,9 L/h

La conductivité électrique attendue est de  $8\ 676 \mu\text{S/cm}$ . Cette conductivité est plus de 2,5 fois supérieure aux observations qui ne dépassent pas  $3\ 300 \mu\text{S/cm}$ . Plusieurs explications peuvent être données. La recharge par l'eau météorique (moins chargée en ions) n'est pas prise en compte alors qu'il a été observé que des épisodes de précipitation peuvent modifier la piézométrie du puits (Voir

la section 5.7). De plus, le renouvellement par les circulations souterraines est considéré comme minimal : par la configuration du puits et la technique de saignée, le pompage dans le puits principal induit un renouvellement accru. Pour atteindre la conductivité électrique moyenne observée sur l'année 2019 ( $2\ 473 \mu\text{S}/\text{cm}$ ), le volume sur un an à faire circuler dans le puits principal est de  $52 \text{ m}^3$  soit  $5,9 \text{ L}/\text{h}$ . Cette valeur est de l'ordre du débit de renouvellement par le gradient hydraulique naturel évalué dans le cadre des essais de traçage ( $4 \text{ L}/\text{h}$ ). Le pompage dans le puits principal, la saignée et la recharge locale par les précipitations accentuent donc le renouvellement de quelques litres par heure en moyenne sur une année. Ce calcul n'a toutefois été réalisé que sur une année et la surestimation obtenue par la loi de Kohlrausch est incertaine.

La relation observée entre les concentrations en chlorure et sodium d'une part et la conductivité électrique rend possible l'identification d'un signal ponctuel de la régénération de la résine de l'adoucisseur d'eau et ainsi de tracer son activité en l'absence d'un suivi automatique. Pour cela, trois critères ont été considérés : si l'adoucisseur est allumé ou éteint (évidemment), l'ouverture de la vanne de dérivation (plus la vanne est ouverte, plus grand est le débit traité, plus intense est le fonctionnement de l'adoucisseur, plus fréquemment la résine est régénérée) et le journal des recharges de réserve de sel (il est possible que l'adoucisseur ne fonctionne pas par manque de sel). La période investiguée est celle d'août à septembre 2019 car à cette période le système de traitement est actif, il n'y a pas eu de problèmes particuliers avec les installations de pompage et le suivi de la chimie est rapproché.

D'après ces critères, l'identification d'une infiltration ponctuelle de saumure vers l'eau du puits principal n'est pas évidente. Des sacs de sels ont ainsi été ajoutés le 23 août, 6, 24 et 26 septembre et le 1<sup>er</sup> octobre. Dans la moitié des cas, les concentrations en Na et Cl augmentent légèrement les jours qui suivent et dans l'autre moitié les concentrations diminuent sauf entre le 23 septembre et le 1<sup>er</sup> octobre où les concentrations en Cl restent stables (Figure 31). La vanne de dérivation est progressivement ouverte tout au long de la période du 23 août au 8 octobre sauf les 10 et 11 septembre, sans que cela semble se répercuter dans les concentrations en Na et Cl. Il ne semble donc pas possible d'identifier et tracer d'éventuels impacts ponctuels du système de traitement de l'eau sur la salinité de l'eau, mais plutôt un effet à long terme.

L'augmentation graduelle de la salinité de l'eau peut affecter les interprétations géochimiques à long terme. Pour une eau de salinité trop élevée, l'utilisation des concentrations molaires peut

devenir moins pertinente que l'expression des concentrations en activités. Les calculs utilisant le modèle géochimique PHREEQC tiennent compte de cet effet de force ionique. Les autres calculs raisonnent typiquement en concentrations molaires. Toutefois, la salinité pratique du puits au sens de la *Practical salinity scale* (proche de la salinité « classique » exprimée en ‰) est d'environ 1,8 à 10 °C tandis que celle de l'eau de mer est de 35 ou 35 ‰ (Pilson, 2013). L'eau du puits, qualifiable de saumâtre, a donc une salinité plus proche de l'eau douce (de l'ordre du dixième de ‰) que de l'eau de mer. L'effet de la salinité de l'eau du puits sur la représentativité des concentrations molaires et donc son impact sur les différents calculs qui utilisent de telles concentrations semblent toutefois limités. Par exemple, Mucci (1983) donne les produits de solubilité de la calcite pour différentes salinités et températures. À 10 °C, pour une salinité de 0 ‰, ce produit de solubilité est de  $10,98 \cdot 10^{-8}$ , pour une salinité de 5 ‰, il est de  $10,85 \cdot 10^{-8}$  tandis que pour une salinité de 35 ‰ (eau de mer), il est de  $9,099 \cdot 10^{-8}$ . L'interprétabilité des données géochimique ne semble donc pas remise en cause par les variations de salinité induites par l'activité du système de traitement de l'eau.

## 5.7 Recharge préférentielle

La piézométrie évoluant de façon plus prononcée dans un puits que dans l'autre peut s'expliquer par une recharge très locale qui alimente chaque puits différemment. Le pompage au fond du puits principal force l'intégration d'eau nouvelle plus profonde et tamponne alors les variations induites par les apports locaux de surface comme les précipitations directes et le dégel d'eau proche de la surface. Un tel pompage n'a pas lieu dans le puits d'injection, ce qui le rend plus sensible aux apports de surface. Des manipulations au laboratoire peuvent aussi avoir un impact ponctuel sur la piézométrie dans les deux puits, en jouant sur le débit de pompage ou l'extraction ponctuelle d'eau hors du circuit.

Dans les simulations d'Eppner (2016), l'augmentation de la température n'a pas d'influence notable sur la charge hydraulique. Cette observation est vérifiée expérimentalement. Les précipitations ont un impact limité sur la conductivité électrique de l'eau où seuls les épisodes de précipitation les plus intenses modifient de façon perceptible la piézométrie. Cela signifie que la part d'eau s'infiltrant à proximité dans le volume total pompé est limitée.

## CHAPITRE 6 CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

Les puits à colonne permanente sont une solution de chauffage et de climatisation durable particulièrement intéressante dans les milieux densément peuplés. Relativement bien représentés dans les aquifères de socles, ils restent rares dans les environnements carbonatés. Les risques géochimiques associés en sont la principale raison. Ce projet de maîtrise cherche donc à évaluer expérimentalement l'impact géochimique de l'opération d'un puits à colonne permanente dans un aquifère carbonaté. Pour cela, il utilise un laboratoire mobile capable de reproduire les besoins en chauffage et en climatisation d'un bâtiment de plusieurs étages qui exploite un puits à colonne permanente et son puits annexe.

### 6.1 Synthèse des travaux

Les essais de traçage réalisés mettent en évidence une connexion hydraulique efficace entre le puits principal et le puits d'injection. Lorsque la saignée est active, l'ensemble du volume des puits est homogénéisé en moins de 24 heures. Dans ces conditions, le transport essentiellement advectif limite les risques de précipitation de calcite dans le réseau de fracture et une diminution de l'efficacité thermique de la saignée. Une recirculation prolongée peut toutefois favoriser ces échanges. Le renouvellement de la colonne d'eau du puits principal a pu être déterminé mais il serait intéressant d'évaluer l'effet de différents débits de pompages dans le puits principal seul sur la vitesse de renouvellement de la colonne d'eau. Les paramètres de transport ont pu être déterminés et la solution analytique de Lenda et Zuber (1970) reproduit très bien les observations sur la pente ascendante et au pic. Cette méthode est recommandable pour contribuer à évaluer la connectivité hydraulique entre le puits principal et le puits d'injection et mériterait d'être testée sur d'autres sites. Les solutions pour milieux poreux sont en revanche peu applicables.

L'eau observée sur le site, saumâtre du type chloruré sodique, s'inscrit dans un cadre géochimique régional avec des particularités locales. La salinité de cette eau a deux origines : un mélange entre l'eau de la mer de Champlain et de l'eau douce moderne et le système de traitement de l'eau du laboratoire mobile, qui comprend un adoucisseur utilisant du sel. Le CO<sub>2</sub> ne constitue qu'une partie des gaz dissous dans l'eau, avec le méthane et le sulfure d'hydrogène. Les variations de

concentration en CO<sub>2</sub> dissous contrôlent les variations de pH : le pH est donc un bon témoin des réactions d'équilibre entre les différentes espèces carbonatées se produisant dans le puits principal. Le calcul de la pression partielle de CO<sub>2</sub> à partir de l'alcalinité semble fournir une bonne estimation de l'ordre de grandeur pour des eaux saumâtres, mais le calcul sera d'autant plus exact que la salinité sera faible. En revanche, l'imprécision de la mesure du pH avec les appareils de terrain limite l'intérêt du calcul de l'alcalinité à partir de la pression partielle de CO<sub>2</sub>.

L'eau qui sort du puits reste proche de l'équilibre en tout temps ou bien se met à l'équilibre au cours de son trajet dans le puits. De la précipitation de calcite a bien lieu au moins dans les installations en surface, mais cette précipitation est limitée. Le processus de précipitation-dissolution de carbonates est contrôlé par les concentrations en calcium, bien plus faibles que celles en bicarbonate. La distribution spatiale de la précipitation-dissolution de carbonate dans le puits n'a pu être déterminée.

Le système de traitement du laboratoire mobile a un impact sur la chimie de l'eau par la régénération de l'adoucisseur d'eau qui augmente les concentrations en chlorure et en sodium sur le long terme. Un suivi de son activité et de la salinité de l'eau est donc indispensable pour comprendre l'ensemble des interactions géochimiques d'un puits à colonne permanente sur le long terme. Un impact ponctuel directement liée à l'activité à court terme de cet équipement n'a pu être identifié. Malgré cette augmentation de la salinité, l'interprétabilité des données géochimique ne semble pas remise en cause. Enfin, les précipitations météoriques ont un impact limité sur la conductivité électrique de l'eau où seuls les épisodes de précipitation les plus intenses modifient de façon perceptible la piézométrie. La part d'eau s'infiltrant à proximité dans le volume total pompé est donc limitée.

## 6.2 Limites de l'étude

Ce projet de maîtrise évalue les différents impacts géochimiques possibles de l'activité d'un puits à colonne permanente dans un contexte carbonaté. Certains aspects constituent toutefois une limite à la portée de cette étude. Un seul cycle de saison chaude-saison froide a été suivi. Les variations climatiques interannuelles changent les besoins en chauffage et climatisation et donc l'impact thermique du système géothermique sur d'une année à l'autre. Le suivi n'a pas été réalisé sur une année au complet et parfois compliqué par des arrêts accidentels de pompage. Peu de données sont

disponibles avant la mise en service du puits à colonne permanente et peu après. L'impact géochimique sur la première année de fonctionnement est donc méconnu, en particulier juste après le démarrage du système, où les perturbations géochimiques peuvent être temporairement importantes. Un seul site a été étudié, dont les puits se trouvent principalement dans un shale plutôt que dans une lithologie plus carbonatée comme un calcaire. L'applicabilité des conclusions pour un autre contexte carbonaté peut s'en trouver limitée. Enfin l'activité du système de traitement de l'eau n'est pas consignée automatiquement alors qu'elle a un impact non négligeable sur la qualité de l'eau du puits. Évaluer ses effets à court terme s'en est trouvé plus difficile.

### 6.3 Recommandations

Ce projet a été réalisé pour établir une première appréciation des impacts géochimiques de l'activité d'un puits à colonne permanente dans un contexte d'aquifère carbonaté. Pour une meilleure compréhension de ses impacts, les projets subséquents pourraient s'inspirer des recommandations suivantes : il serait intéressant de réaliser un suivi sur plusieurs années et tout au long des années, particulièrement rapproché lors des charges de pointe en chauffage et climatisation. Un portrait exhaustif de la géochimie de l'eau avant la mise en service d'un puits à colonne permanente et un suivi rapproché peu après est très utile pour mieux comprendre son évolution à plus long terme. Il serait aussi utile d'étudier des sites se trouvant dans diverses lithologies carbonatées comme les calcaires et pour des bâtiments avec des besoins en chauffage et climatisation différents pour une connaissance plus diversifiée des PCP en milieu carbonaté. Des cas impliquant plusieurs puits à colonne permanente sur un même site pourraient aussi être investigués pour identifier d'éventuelles interactions et interférences. Enfin, un enregistrement rigoureux des activités du système de traitement de l'eau (s'il y en a un) est recommandé pour vérifier l'existence d'impacts à court terme sur la salinité de l'eau.

## RÉFÉRENCES

- Abesser, C. (2010). *Open-loop ground source heat pumps and the groundwater systems: A literature review of current applications, regulations and problems* (OR/10/045). British Geological Survey.
- Appelo, C. A. J., & Postma, D. (2005). *Geochemistry, Groundwater and Pollution, Second Edition*. A. A. Balkema.
- Arakaki, T., & Mucci, A. (1995). A continuous and mechanistic representation of calcite reaction - controlled kinetics in dilute solutions at 25 °C and 1 atm total pressure. *Aquatic Geochemistry*, 1, 105-130.
- Armitage, D. M., Bacon, D. J., Massey-Norton, J. T., & Miller, J. M. (1980). *Ground-water Heat Pumps: an Examination of Hydrogeologic, Environmental, Legal, and Economic Factors Affecting their Use* (DOE/CS/20060-5120). Department of Energy.
- Assemblée nationale du Québec. (2012). *Règlement sur le captage des eaux souterraines*.
- Atteia, O. (2015). *Chimie et pollutions des eaux souterraines*. Lavoisier.
- Baird, R. B., Eaton, A. D., & Rice, E. W. (2015). *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater* (23<sup>e</sup> éd.). American Public Health Association, American Water Works Association, Water Environment Federation.
- Banks, D. (2008). *An Introduction to Thermogeology: Ground Source Heating and Cooling*. Blackwell Publishing Ltd.
- Bao, T., Liu, Z., Meldrum, J., Green, C., Xue, P., & Vitton, S. (2018). Field tests and multiphysics analysis of a flooded shaft for geothermal applications with mine water. *Energy Conversion and Management*, 169, 174-185. <https://doi.org/10.1016/j.enconman.2018.05.065>
- Bastviken, D., Sundgren, I., Natchimuthu, S., Reyier, H., & Gålfalk, M. (2015). Technical Note: Cost-efficient approaches to measure carbon dioxide (CO<sub>2</sub>) fluxes and concentrations in terrestrial and aquatic environments using mini loggers. *Biogeosciences*, 12(12), 3849-3859. <https://doi.org/10.5194/bg-12-3849-2015>
- Beaudry, C. (2013). *Hydrogéochimie de l'aquifère rocheux régional en Montérégie est, Québec*, Institut national de la recherche scientifique].
- Beaudry, G., Pasquier, P., & Cerclet, L. (2017). *Caractérisation géothermique des puits d'essai PE-16-01 et PE-16-02 situés sur la propriété de CanmetÉNERGIE à Varennes* (EP-17-01). Polytechnique Montréal.
- Beaudry, G., Pasquier, P., & Marcotte, D. (2018). *Hydrogeothermal Characterization and Modelling of a Standing Column Well Experimental Installation* IGSHPA, Stockholm, Suède.
- Beaudry, G., Pasquier, P., & Marcotte, D. (2019). The impact of rock fracturing and pump intake location on the thermal recovery of a standing column well: model development, experimental validation and numerical analysis. *Science and Technology for the Built Environment*, 25(8), 1052-1068.

- Becker, M. W., & Coplen, T. B. (2001). Use of deuterated water as a conservative artificial groundwater tracer. *Hydrogeology Journal*, 9(5), 512-516. <https://doi.org/10.1007/s100400100157>
- Becker, M. W., & Shapiro, A. M. (2000). Tracer transport in fractured crystalline rock: Evidence of nondiffusive breakthrough tailing. *Water Resources Research*, 36(7), 1677-1686. <https://doi.org/10.1029/2000wr900080>
- Behrens, H., Beims, U., Dieter, H., Dietze, G., Eikmann, T., Grummt, T., . . . Tilkes, F. (2014). Toxicological and ecotoxicological assessment of water tracers. *Hydrogeology Journal*, 9(3), 321-325. <https://doi.org/10.1007/s100400100126>
- Bonte, M., van Breukelen, B. M., & Stuyfzand, P. J. (2013). Temperature-induced impacts on groundwater quality and arsenic mobility in anoxic aquifer sediments used for both drinking water and shallow geothermal energy production. *Water Res*, 47(14), 5088-5100. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2013.05.049>
- Boschetti, T. (2013). Oxygen isotope equilibrium in sulfate–water systems: A revision of geothermometric applications in low-enthalpy systems. *Journal of Geochemical Exploration*, 124, 92-100. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2012.08.011>
- Bose, J. E. (1981). *Design and Field Testing of Solar Assisted Earth Coils - 1 August 1978 - 31 January 1981 - Final report* (DOE/CS/30210-T1). U. S. Department of Energy.
- Braud, H., Klimkowki, H., & Oliver, J. (1983). Earth source heat exchanger for heat pumps. *Transactions of ASABE*, 26, 1818-1822.
- Brielmann, H., Griebler, C., Schmidt, S. I., Michel, R., & Lueders, T. (2009). Effects of thermal energy discharge on shallow groundwater ecosystems. *FEMS Microbiol Ecol*, 68(3), 273-286. <https://doi.org/10.1111/j.1574-6941.2009.00674.x>
- Brons, H. J., Griffioen, J., Appelo, C. A. J., & Zehnder, A. J. B. (1991). (Bio)geochemical reactions in aquifer material from a thermal energy storage site. *Water Research*, 25(6), 729-736. [https://doi.org/10.1016/0043-1354\(91\)90048-U](https://doi.org/10.1016/0043-1354(91)90048-U)
- Brunet, P. (2017). *Détermination expérimentale des constantes de réaction influençant la dissolution d'une roche carbonatée à différentes températures*, École Polytechnique de Montréal].
- Burnside, N. M., Banks, D., Boyce, A. J., & Athresh, A. (2016). Hydrochemistry and stable isotopes as tools for understanding the sustainability of minewater geothermal energy production from a ‘standing column’ heat pump system: Markham Colliery, Bolsover, Derbyshire, UK. *International Journal of Coal Geology*, 165, 223-230. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2016.08.021>
- Byegård, J., Skarnemark, G., & Skålberg, M. (2000). Transport modelling of tracers influenced by kinetic hindered sorption — applied to laboratory and in situ studies of lanthanide EDTA complexes. *Journal of Contaminant Hydrology*, 42(2-4), 165-186.
- Carrier, M.-A., Lefebvre, R., Rivard, C., Parent, M., Ballard, J.-M., Benoit, N., . . . Lavoie, D. (2013a). *Atlas hydrogéologique de la Montérégie Est, Québec, Canada* (R-1432).

- Carrier, M.-A., Lefebvre, R., Rivard, C., Parent, M., Ballard, J.-M., Benoit, N., . . . Lavoie, D. (2013b). *Portrait des ressources en eau souterraine en Montérégie Est, Québec, Canada* (R-1433).
- CCEG. (2012). *État de l'industrie canadienne de la géothermie 2011. Analyse du marché et enquête de l'industrie. Rapport technique.* Coalition canadienne de l'énergie géothermique.
- Cerclet, L., Courcelles, B., & Pasquier, P. (2020). Impact of Standing Column Well Operation on Carbonate Scaling. *Water*, 12(8). <https://doi.org/10.3390/w12082222>
- Chou, L., Garrel, R. M., & Wollast, R. (1989). Comparative study of the kinetics and mechanisms of dissolution of carbonate minerals. *Chemical Geology*, 78(3-4), 269-282. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90063-6](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90063-6)
- Clark, I. (2015). *Groundwater Geochemistry and Isotopes*. CRC Press.
- Cloutier, V., Lefebvre, R., Savard, M. M., & Therrien, R. (2010). Desalination of a sedimentary rock aquifer system invaded by Pleistocene Champlain Sea water and processes controlling groundwater geochemistry. *Environmental Earth Sciences*, 59(5), 977-994. <https://doi.org/10.1007/s12665-009-0091-8>
- Clyde, C. G., & Madabhushi, G. V. (1983). Spacing of Wells for Heat Pumps. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 109(3), 203-212.
- Cooper, H. H., & Jacob, C. E. (1946). A generalized graphical method for evaluating formation constant and summarizing well-field history. *Eos*, 27(4). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/TR027i004p00526>
- Creyts, J., Derkach, A., Nyquist, S., Ostrowski, K., & Stephenson, J. (2007). *Reducing U.S. greenhouse gas emissions: How much at what cost?* McKinsey & Company.
- Davis, S. N., Whittemore, D. O., & Fabryka-Martin, J. (1998). Uses of Chloride/Broide Ratios in Studies of Potable Water. *Ground Water*, 36(2), 338-350. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1998.tb01099.x>
- Deng, Z. (2004). *Modeling of Standing Column Wells in Ground Source Heat Pump Systems*, Oklahoma State University].
- Eppner, F. (2016). *Évolution thermo-hydro-géochimique d'un puits à colonne permanente conduisant à la précipitation et à la dissolution de la calcite*, École Polytechnique de Montréal].
- Eppner, F., Pasquier, P., & Baudron, P. (2017). A coupled thermo-hydro-geochemical model for standing column well subject to CO<sub>2</sub> degassing and installed in fractured calcareous aquifers. *Geomechanics for Energy and the Environment*, 11, 14-27. <https://doi.org/10.1016/j.gete.2017.05.003>
- Fetter, C. W., Boving, T., & Kremer. (2017). *Contaminant Hydrogeology - Third Edition* (Third Edition<sup>e</sup> éd.). Waveland Press.
- Field, M. S. (2002). *EHTD (Efficient hydrologic tracer-test design)*. USEPA.
- Fischer, D., & Madani, H. (2017). On heat pumps in smart grids: A review. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 70, 342-357. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2016.11.182>

- Garrel, R. M., & Christ, C. L. (1965). *Solutions, Minerals and Equilibria*. Harper and Row.
- Gerritse, R. G., & George, R. J. (1988). The role of soil organic matter in the geochemical cycling of chloride and bromide. *Journal of Hydrology*, 101(1-4), 83-95. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694\(88\)90029-7](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694(88)90029-7)
- Gouvernement du Québec. (2013). *Carte interactive du PACES Montérégie Est*. <https://www.pes1.enviroweb.gouv.qc.ca/AtlasPublic/CartesPubliques/cartesmddelcc.html?cfg=PacesMTE.json>
- Griffioen, J., & Appelo, C. A. J. (1993). Nature and extent of carbonate precipitation during aquifer thermal energy storage. *Applied Geochemistry*, 8(2), 161-176. [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(93\)90032-C](https://doi.org/10.1016/0883-2927(93)90032-C)
- Gutierrez, A., Klinka, T., Thiéry, D., & Elsass, J. (2011). *TRAC*. BRGM.
- Hartog, N., Drijver, B., Dinkla, I., & Bonte, M. (2013). *Field assessment of the impacts of Aquifer Thermal Energy Storage (ATES) systems on chemical and microbial groundwater composition*. European Geothermal Congress.
- Hawkins, A. J., Becker, M. W., & Tsolfias, G. P. (2017). Evaluation of inert tracers in a bedrock fracture using ground penetrating radar and thermal sensors. *Geothermics*, 67, 86-94. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.01.006>
- Hodgkinson, J., Smith, R., Ho, W. O., Saffell, J. R., & Tatam, R. P. (2013). Non-dispersive infrared (NDIR) measurement of carbon dioxide at 4.2 μm in a compact and optically efficient sensor. *Sensors and Actuators B: Chemical*, 186, 580-588. <https://doi.org/10.1016/j.snb.2013.06.006>
- Holm, T. R., Eisenreich, S. J., Rosenberg, H. L., & Holm, N. P. (1987). Groundwater Geochemistry of Short-Term Aquifer Thermal Energy Storage Test Cycles. *Water Resources Research*, 23(6), 1005-1019. <https://doi.org/10.1029/WR023i006p01005>
- Hughes, C. E., & Crawford, J. (2012). A new precipitation weighted method for determining the meteoric water line for hydrological applications demonstrated using Australian and global GNIP data. *Journal of Hydrology*, 464-465, 344-351. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.07.029>
- Hughes, P. J. (2008). *Geothermal (Ground-source) Heat Pumps: Market Status, Barriers to Adoption, and Actions to Overcome Barriers* (ORNL/TM-2008/232). Oak Ridge National Laboratory.
- Inskeep, W. P., & Bloom, P. R. (1986). Kinetics of Calcite Precipitation in the Presence of Water-soluble Organic Ligands. *Soil Science Society of America*, 50(5), 1167-1172. <https://doi.org/10.2136/sssaj1986.03615995005000050015x>
- Jessop, A. M., Macdonald, J. K., & Spence, H. (1995). Clean Energy from Abandoned Mines at Springhill, Nova Scotia. *Energy Sources*, 17(1), 93-106. <https://doi.org/10.1080/00908319508946072>
- Jesušek, A., Grandel, S., & Dahmke, A. (2012). Impacts of subsurface heat storage on aquifer hydrogeochemistry. *Environmental Earth Sciences*, 69(6), 1999-2012. <https://doi.org/10.1007/s12665-012-2037-9>

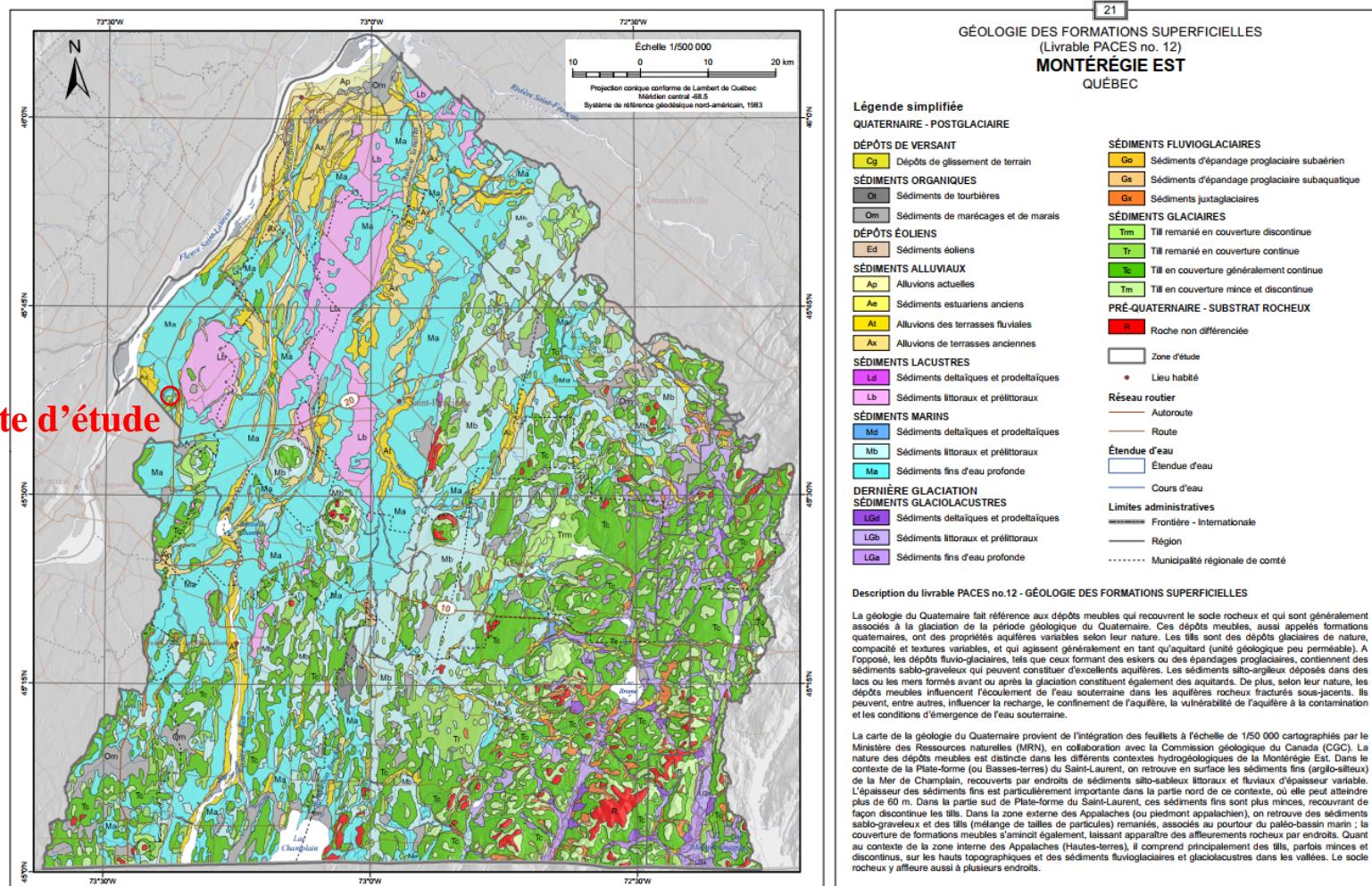
- Käß, W. (1998). *Tracing Technique in Geohydrology*. CRC Press.
- Koeniger, P., Leibundgut, C., Link, T., & Marshall, J. D. (2010). Stable isotopes applied as water tracers in column and field studies. *Organic Geochemistry*, 41(1), 31-40. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2009.07.006>
- Kohlrausch, F. (1910). *Lehrbuch der praktischen Physik*. Druck und Verlag von B. G. Teubner.
- Kurosawa, S., James, S. C., Yui, M., & Ibaraki, M. (2006). Model analysis of the colloid and radionuclide retardation experiment at the Grimsel Test Site. *Journal of Colloid and Interface Science*, 298(1), 467-475. <https://doi.org/10.1016/j.jcis.2005.12.036>
- Kwon, K. S., Lee, J. Y., & Mok, J. K. (2012). Update of current status on ground source heat pumps in Korea. *Journal of the Geological Society of Korea*, 48, 193-199.
- Langmuir, D. (1997). *Aqueous environmental geochemistry*. Prentice-Hall.
- Lasaga, A. (1998). *Kinetic Theory in the Earth Sciences*. Princeton University Press.
- Leibundgut, C., Maloszewski, P., & Külls, C. (2009). *Tracers in Hydrology*. Wiley-Blackwell.
- Lenda, A., & Zuber, A. (1970). *Tracer dispersion in groundwater experiments*. Agence internationale de l'énergie atomique,.
- Lévesque, G. (1982). *Géologie des dépôts quaternaires de la région de Oka - Ste-Scholastique, Québec*, Université du Québec à Montréal].
- Liu, X., Lu, S., Hughes, P., & Cai, Z. (2015). A comparative study of the status of GSHP applications in the United States and China. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 48, 558-570. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2015.04.035>
- Maliva, R. G. (2016). *Aquifer Characterization Techniques: Schlumberger Methods in Water Resources Evaluation Series No. 4*. Springer.
- Maloszewski, P., Herman, A., & Zuber, A. (1999). Interpretation of tracer tests performed in fractured rock of the Lange Bramke basin, Germany. *Hydrogeology Journal*, 7(2), 209-218. <https://doi.org/10.1007/s100400050193>
- Maloszewski, P., & Zuber, A. (1985). On the theory of tracer experiments in fissured rocks with a porous matrix. *Journal of Hydrology*, 79(3-4), 333-358. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(85\)90064-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(85)90064-2)
- Mikler, V. (1993). *A Theoretical and Experimental Study of the “Energy Well” Performance*, Pennsylvania State University].
- Minea, V. (2013). Experimental investigation of the reliability of residential standing column heat pump systems without bleed in cold climates. *Applied Thermal Engineering*, 52(1), 230-243. <https://doi.org/10.1016/j.applthermaleng.2012.11.031>
- Ministère québécois de l'énergie et des ressources naturelles. (2020). *Système d'information géominière*. [http://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108\\_afchCarteIntr](http://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108_afchCarteIntr)
- Moritz, A., Helie, J. F., Pinti, D. L., Larocque, M., Barnetche, D., Retailleau, S., . . . Gelinas, Y. (2015). Methane baseline concentrations and sources in shallow aquifers from the shale

- gas-prone region of the St. Lawrence lowlands (Quebec, Canada). *Environmental Science & Technology*, 49(7), 4765-4771. <https://doi.org/10.1021/acs.est.5b00443>
- Morse, J. W., & Berner, R. A. (1972). Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea water : II. A kinetic origin for the lysocline. *American Journal of Science*, 272, 840-851.
- Mucci, A. (1983). The solubility of calcite and aragonite in seawater at various salinities, temperatures, and one atmosphere total pressure. *American Journal of Science*, 283(7), 780-799. <https://doi.org/10.2475/ajs.283.7.780>
- Nancollas, J. W., & Reddy, M. M. (1971). The crystallization of calcium carbonate. II. Calcite growth mechanism. *Journal of Colloid and Interface Science*, 37.
- Nguyen, A., Beaudry, G., & Pasquier, P. (2020). Experimental assessment of a standing column well performance in cold climates. *Energy and Buildings*, 226. <https://doi.org/10.1016/j.enbuild.2020.110391>
- O'Neill, Z. D., Spitzer, J. D., & Rees, S. J. (2006). Performance Analysis of Standing Column Well Ground Heat Exchanger Systems. *ASHRAE Transactions*, 112(2), 10.
- Orio, C. D. (1994). Geothermal heat pumps and standing column wells. *Transactions - Geothermal resources Council*, 18, 6.
- Orio, C. D. (1995). *Design, use & example of standing column wells*. IGSPHA Technical Meeting.
- Orio, C. D. (1999). Geothermal Heat Pump Applications Industrial/Commercial. *Energy Engineering*, 96(3), 58-79. <https://doi.org/10.1080/01998595.1999.10530463>
- Orio, C. D., Johnson, C. N., Rees, S. J., Chiasson, A., Deng, Z., & Spitzer, J. D. (2005). A Survey of Standing Column Well Installations in North America. *ASHRAE Transactions*, 111(2), 109-121.
- Palmer, C. D., & Cherry, J. A. (1984). Geochemical reactions associated with low-temperature thermal energy storage in aquifers. *Canadian Geotechnic Journal*, 21, 475-488.
- Parent, M., & Occhietti, S. (1988). Late Wisconsinan Deglaciation and Champlain Sea Invasion in the St. Lawrence Valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 42(3), 215-246. <https://doi.org/10.7202/032734ar>
- Park, Y., Kim, N., & Lee, J.-Y. (2015). Geochemical properties of groundwater affected by open loop geothermal heat pump systems in Korea. *Geosciences Journal*, 19(3), 515-526. <https://doi.org/10.1007/s12303-014-0059-x>
- Pasquier, P., Nguyen, A., Eppner, F., Marcotte, D., & Baudron, P. (2016). Standing column wells. Dans *Advances in Ground-Source Heat Pump Systems* (p. 269-294).
- Pilson, M. E. Q. (2013). *An Introduction to the Chemistry of the Sea* (2<sup>e</sup> éd.). Cambridge University Press.
- Plummer, L. N., Wigley, T. M. L., & Parkhurst, D. L. (1978). The kinetics of calcite dissolution in CO<sub>2</sub>-water systems at 5 to 60 °C and 0 to 1 atm CO<sub>2</sub>. *American Journal of Science*, 278, 179-216.

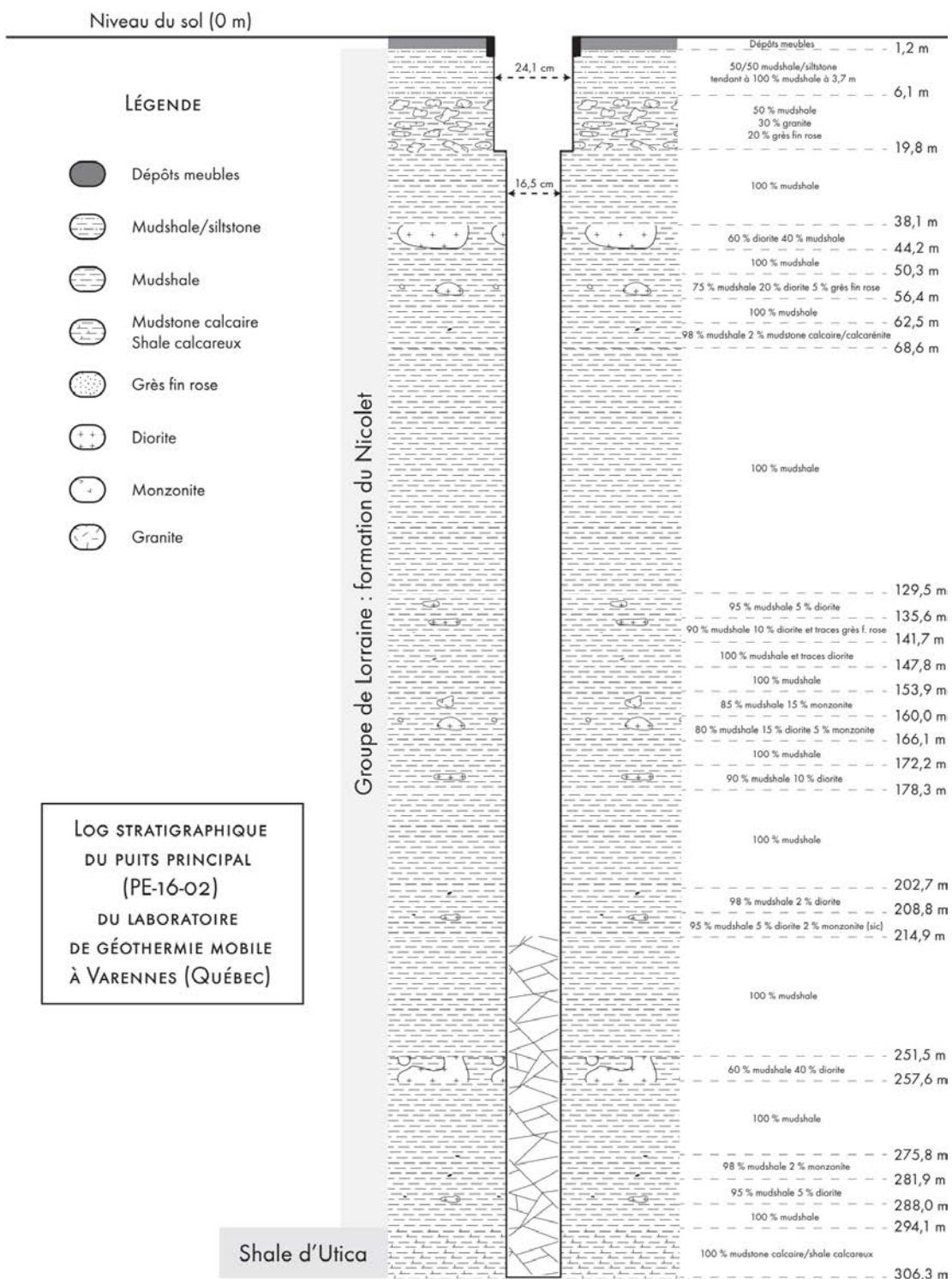
- Possemiers, M., Huysmans, M., & Batelaan, O. (2014). Influence of Aquifer Thermal Energy Storage on groundwater quality: A review illustrated by seven case studies from Belgium. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 2, 20-34. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2014.08.001>
- Rafferty, K. (1999). *Scaling in geothermal heat pump system*. U. S. Department of Energy.
- Rafferty, K. (2003). Ground water issues in geothermal heat pump systems. *Ground Water*, 41, 408-410.
- Rawlings, R. H. D., & Sykulski, J. R. (1999). Ground source heat pumps: A technology review. *Building Services Engineering Research and Technology*, 20(3), 119-129. <https://doi.org/10.1177/014362449902000304>
- Reimus, P. W., Haga, M. J., Adams, A. I., Callahan, T. J., Turin, H. J., & Counce, D. A. (2003). Testing and parameterizing a conceptual solute transport model in saturated fractured tuff using sorbing and nonsorbing tracers in cross-hole tracer tests. *Journal of Contaminant Hydrology*, 62-63, 613-636. [https://doi.org/10.1016/s0169-7722\(02\)00185-7](https://doi.org/10.1016/s0169-7722(02)00185-7)
- Rivard, C., Bordeleau, G., Lavoie, D., Lefebvre, R., & Malet, X. (2017). Temporal variations of methane concentration and isotopic composition in groundwater of the St. Lawrence Lowlands, eastern Canada. *Hydrogeology Journal*, 26(2), 533-551. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1677-y>
- Sanz, E., Ayora, C., & Carrera, J. (2011). Calcite dissolution by mixing waters: geochemical modeling and flow-through experiments. *Geologica Acta*, 9(1), 67-77. <https://doi.org/10.1344/105.000001652>
- Séjourné, S., Lefebvre, R., Malet, X., & Lavoie, D. (2013). *Synthèse géologique et hydrogéologique du Shale d'Utica et des unités sus-jacentes (Lorraine, Queenston et dépôts meubles), Basses-Terres du Saint-Laurent, Québec*. Comission géologique du Canada., Comission géologique du Canada.
- Self, S. J., Reddy, B. V., & Rosen, M. A. (2013). Geothermal heat pump systems: Status review and comparison with other heating options. *Applied Energy*, 101, 341-348. <https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2012.01.048>
- Sharp, Z. (2007). *Principles of Stable Isotope Geochemistry*. Pearson Prentice Hall.
- Shook, M. G., Ansley, S. L., & Wylie, A. (2004). *Tracers and Tracer Testing: Design, Implementation, and Interpretation Methods* (INEEL/EXT-03-01466). Idaho National Engineering and Environmental Laboratory.
- Spitler, J. D., Rees, S. J., Deng, Z., Chiasson, A., & Orio, C. D. (2002). *R&D Studies Applied to Standing Column Well Design - Final Report* (1119-RP). ASHRAE.
- Tan, C., & Kush, E. (1986). *Semi-closed loop standing column well groundwater source heat pump*. Geoexchange.
- TCB. (2009). *Advies Duurzaam gebruik van de bodem voor WKO*. Technische Commissie Bodem (TCB).

- Thériault, R. (2012). *Caractérisation du shale d'Utica et du groupe de Lorraine, Basses-Terres du Saint-Laurent. Partie 2 : Interprétations géologiques.* Géologie Québec.
- TNO. (1990). *Hydrochemistry and Energy Storage in Aquifers.* TNO committee on Hydrological Research.
- UNDESA. (2017). *World Population Prospects: The 2017 Revision, Online Demographic Profiles.* United Nations Department of Economic and Social Affairs - Population Division,. United Nations Department of Economic and Social Affairs - Population Division. <https://population.un.org/wpp/Graphs/DemographicProfiles/>
- UNDESA. (2018). *World Urbanization Prospects : The 2018 Revision, Key Facts.* UNDESA (United Nations Department of Economic and Social Affairs) - Population Division.
- Unesco. (1962). *Joint Panel on the Equation of State of Sea Water.* Cité dans Pilson (2013).
- Unesco, ICES, SCOR, & IAPSO. (1981). *Background papers and supporting data on the International Equation of State of Seawater 1980.* Unesco.
- Weiss, R. F. (1974). Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. *Marine Chemistry*(2), 203-215. [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(74\)90015-2](https://doi.org/10.1016/0304-4203(74)90015-2)
- Whitmore, J., & Pineau, P.-O. (2021). *État de l'énergie au Québec 2021.*
- Williams, A. J., Brannon Andersen, C., & Lewis, G. P. (2009). Evaluating the effects of sample processing treatments on alkalinity measurements. *Journal of Hydrology*, 377(3-4), 455-464. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.09.007>
- Wu, Q., Xu, S., Zhou, W., & LaMoreaux, J. (2014). Hydrogeology and design of groundwater heat pump systems. *Environmental Earth Sciences*, 73(7), 3683-3695. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3654-2>
- Yasuda, T., Yonemura, S., & Tani, A. (2012). Comparison of the characteristics of small commercial NDIR CO<sub>2</sub> sensor models and development of a portable CO<sub>2</sub> measurement device. *Sensors (Basel)*, 12(3), 3641-3655. <https://doi.org/10.3390/s120303641>
- Yuill, G. K., & Mikler, V. (1995). Analysis of the Effect of Induced Groundwater Flow on Heat Transfert from a Vertical Open-hole Concentric-tube Thermal Well. *ASHRAE Transactions*, 101(1), 173-185.
- Zion Market Research. (2017). *Geothermal Heat Pumps Market by Technology (Open Loop Systems and Closed Loop Systems), by End-user (Residential and Commercial): Global Industry Perspective, Comprehensive Analysis, and Forecast, 2017 – 2024 (Abstract).* <https://www.zionmarketresearch.com/report/geothermal-heat-pumps-market>
- Zuber, A. (1974). *Theoretical possibilities of the two-well pulse method.* Agence internationale de l'énergie atomique,.

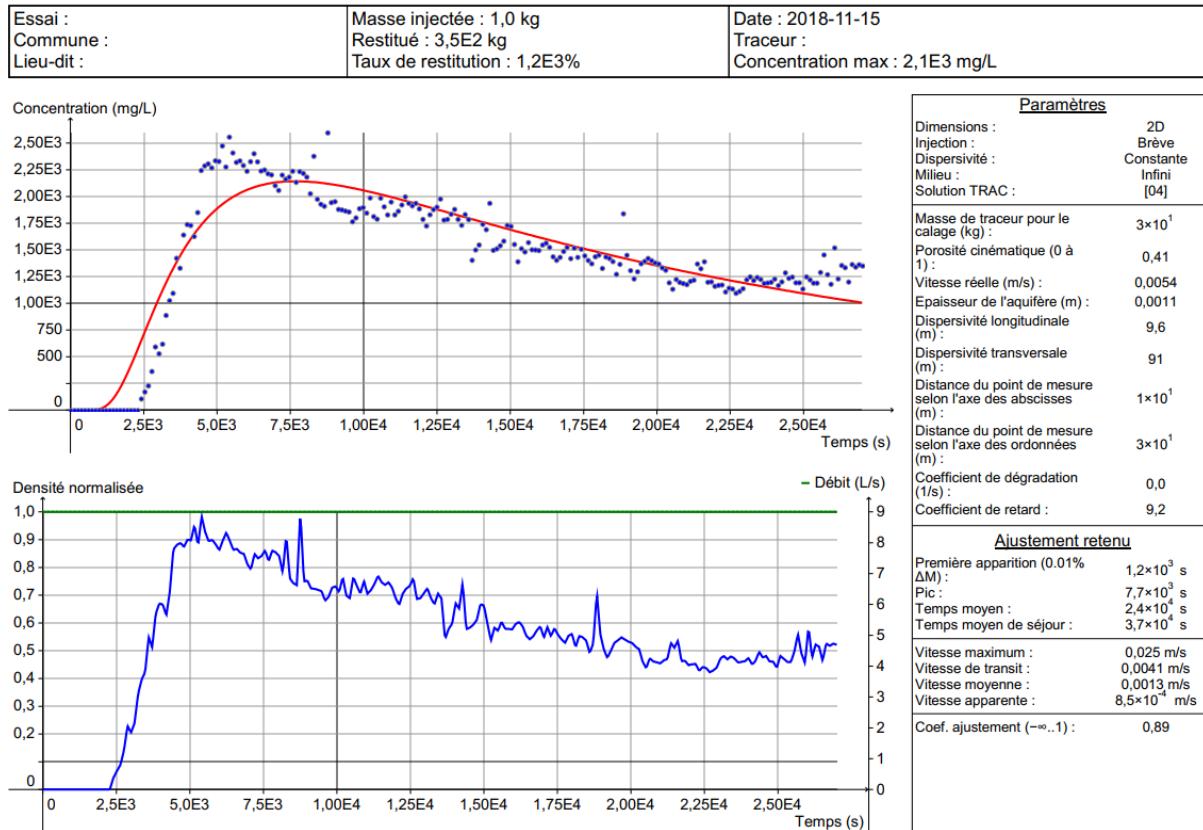
## ANNEXE A CARTE GÉOLOGIQUE EXTRAITE DU PACES MONTÉRÉGIE EST (CARRIER ET AL., 2013A)



## ANNEXE B LOG STRATIGRAPHIQUE DU PUITS PRINCIPAL DU SITE D'ÉTUDE



## ANNEXE C EXEMPLE DE MODÉLISATION DE L'ESSAI DE TRAÇAGE DU 20 JUILLET 2018 AVEC LE LOGICIEL TRAC



## **ANNEXE D FIGURES ET TABLEAUX COMPLÉMENTAIRES POUR LA MISE EN CONTEXTE RÉGIONAL**

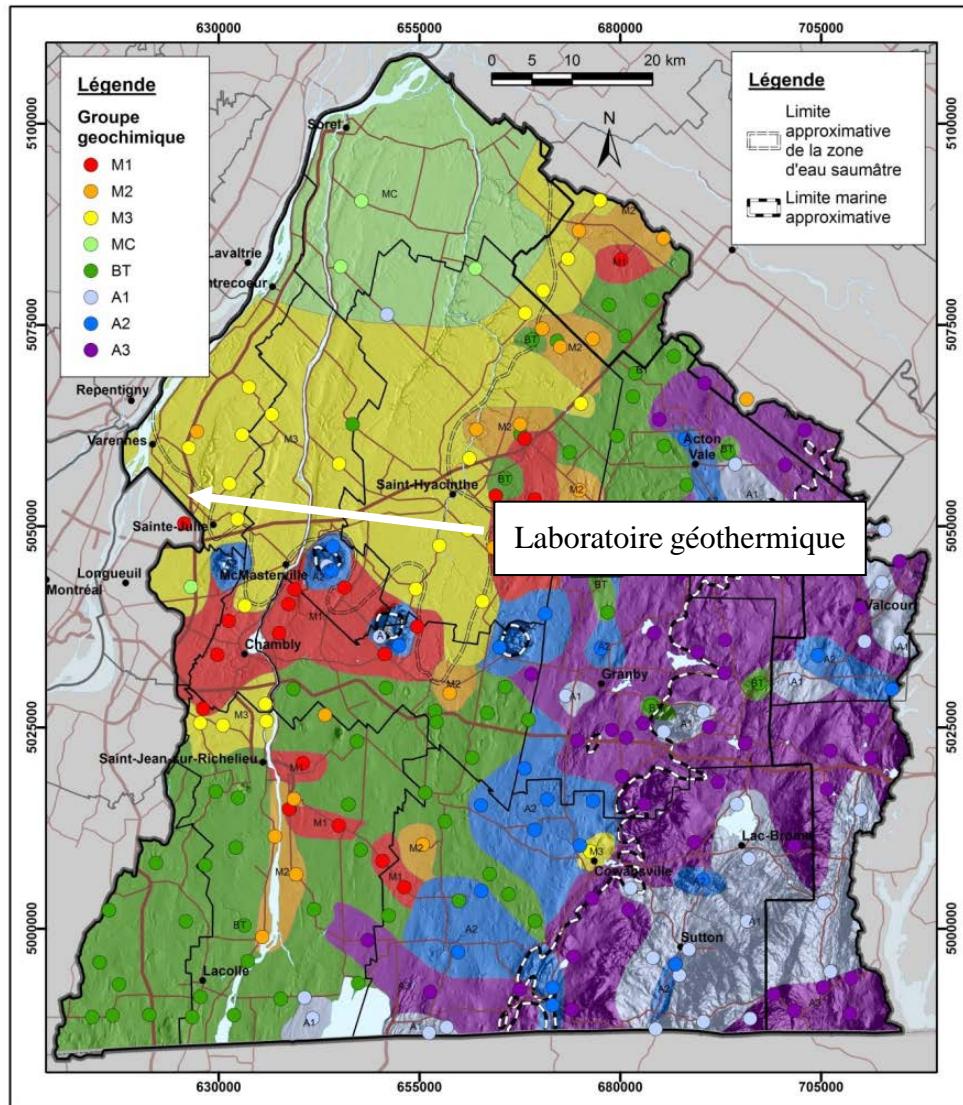


Figure 35. Répartition spatiale des groupes d'eau souterraine établis par Beaudry (2017).

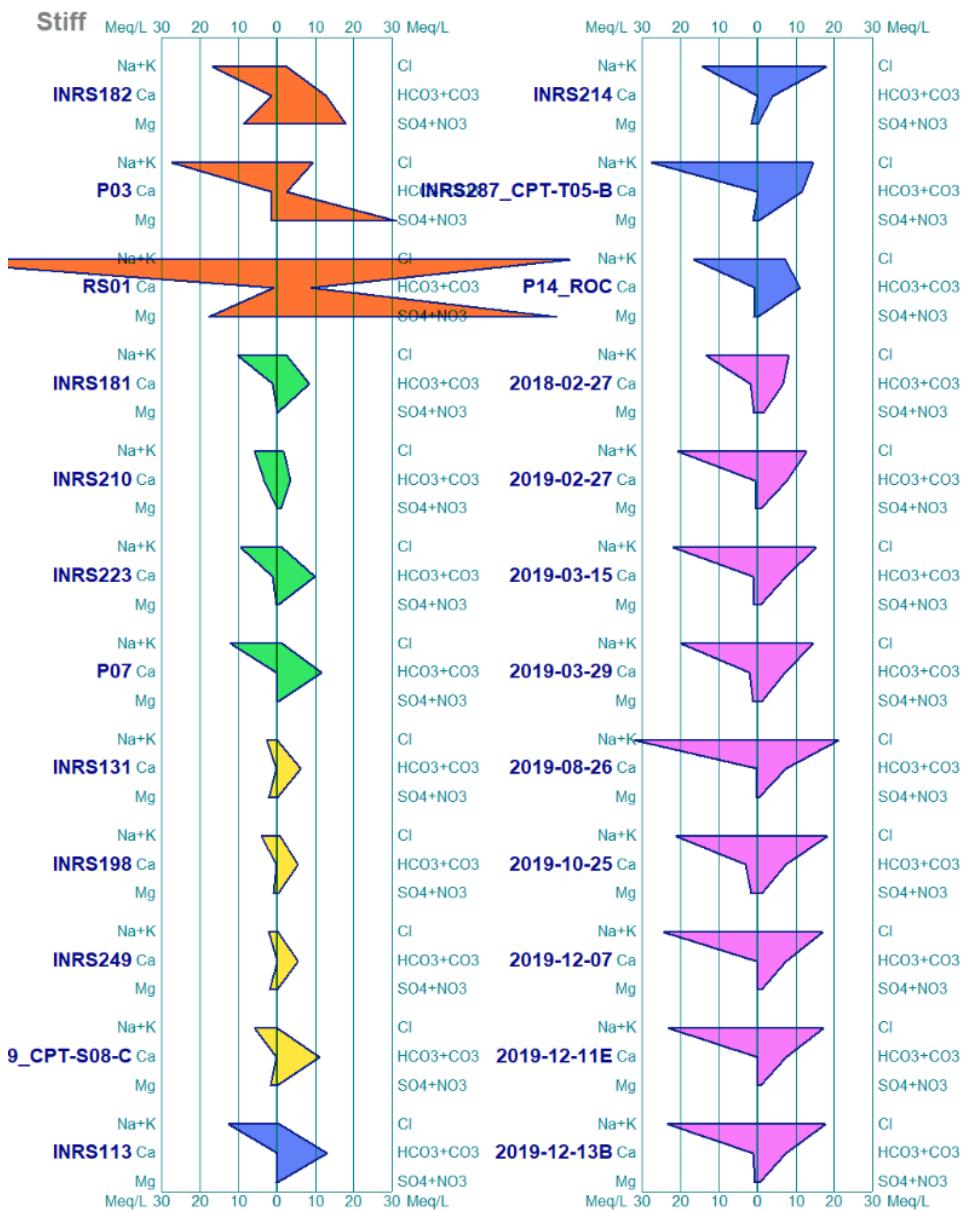


Figure 36. Diagrammes de Stiff pour quelques échantillons représentatifs des groupes CS (orange), M1 (vert), M2 (jaune), M3 (bleu) (Beaudry 2013) et du site d'étude (rose).

## ANNEXE E DONNÉES DE CHIMIE ET D'ISOTOPES STABLES DE L'EAU

Tableau 6.1 Concentrations en ions majeurs, températures et pH relevés en sortie de puits principal<sup>2</sup>.

Date	Température (°C)	pH (unité)	Li (mg/L)	Na (mg/L)	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> (mg/L)	K <sup>+</sup> (mg/L)	Mg <sup>2+</sup> (mg/L)	Ca <sup>2+</sup> (mg/L)	F <sup>-</sup> (mg/L)	Cl <sup>-</sup> (mg/L)	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	Br <sup>-</sup> (mg/L)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (mg/L)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	Bilan ionique (%)
2016-11-16	Néant	Néant	Néant	310,0	Néant	5,2	13,0	32,4	2,2	323,0	0,0	1,2	0,0	90,6	Néant	315,9	Néant
2016-11-16	Néant	Néant	Néant	315,0	Néant	5,2	13,0	31,9	Néant	Néant	Néant	Néant	Néant	Néant	Néant	Néant	Néant
2018-02-27 09:23		7,48	0,2	309,9	Néant	3,8	13,0	41,0	1,5	295,5	0,0	0,0	2,3	66,5	0,0	415,8	Néant
2019-02-22	7,88	Néant	0	474,7	0,0	3,9	9,0	21,9	2,5	469,2	0,3	1,9	0,0	39,8	0,0	474,5	1,5
2019-02-27	22,82	Néant	0	483,7	0,0	3,0	5,4	16,6	1,8	453,2	0,3	1,6	0,0	37,0	0,0	477,8	2,2
2019-03-08	10,4	Néant	0	620,5	0,0	2,4	4,6	12,5	1,9	627,0	1,1	4,4	0,0	33,7	0,0	484,4	2,9
2019-03-11	7	7,98	0	617,8	0,0	0,6	1,1	3,9	2,5	599,8	1,5	2,8	0,0	33,1	0,0	488,8	2,5
2019-03-15	6,6	8,24	0	509,1	0,0	1,5	12,0	24,8	2,4	543,8	1,3	2,8	0,0	32,4	0,0	464,8	1,2
2019-03-18	6,9	7,83	0	545,7	0,0	1,0	3,2	8,1	2,1	526,6	1,5	2,1	0,0	38,7	0,0	466,7	2,0

---

<sup>2</sup> Pour les incertitudes de mesure, se référer au [chapitre 2 « Méthodologie »](#).

2019-03-20	7,5	7,77	0	587,1	0,0	1,2	4,2	10,4	1,9	515,1	1,4	1,9	0,0	39,4	0,0	466,8	6,6
2019-03-22	8,42	7,63	0	548,4	0,0	1,5	7,8	18,5	2,2	551,8	1,4	2,0	0,0	45,3	0,0	455,1	2,7
2019-03-25 18:20	7,4	7,7	0	548,9	0,0	1,7	10,3	25,2	1,9	533,9	1,4	1,7	0,0	49,1	0,0	454,0	4,7
2019-03-27 09:51	24	7,38	0	530,6	0,0	2,6	23,4	68,6	0,9	583,2	1,4	1,1	0,0	69,2	0,0	440,3	6,2
2019-03-29 11:16	9,6	Néant	0	460,1	0,0	4,5	16,1	45,0	1,8	511,1	1,2	1,4	0,0	53,0	0,0	449,5	1,6
2019-04-01	25,5	Néant	0	458,6	0,4	6,0	29,3	90,1	0,8	570,5	1,5	0,8	0,0	79,9	0,0	413,6	4,9
2019-04-05	Néant	Néant	0	589,7	0,0	2,1	4,9	11,6	1,7	528,1	1,4	2,0	0,0	46,5	0,0	653,3	0,0
2019-08-06 11:18	Néant	Néant	0,3	502,5	0,0	3,3	9,8	24,4	2,5	559,5	0,0	4,0	0,0	22,0	0,0	467,4	0,0
2019-08-12 11:08	Néant	Néant	0,3	535,7	0,0	2,9	9,2	19,3	2,6	579,0	0,0	4,2	0,0	20,4	0,0	476,5	0,9
2019-08-15 10:25	13,7	7,38	0,4	547,3	0,0	2,9	9,1	19,9	2,6	585,2	0,0	4,1	0,0	21,7	0,0	471,1	1,7
2019-08-19 10:10	18	6,95	0,3	714,1	0,0	1,7	2,6	7,4	2,9	738,6	0,0	5,5	0,0	19,1	0,0	475,3	4,2
2019-08-26	23,6	8,08	0,3	742,2	0,0	1,8	1,7	5,3	3,1	757,3	0,0	5,6	0,0	16,6	0,0	463,6	5,3

2019-08-30 10:00	24,2	8,33	0,4	571,6	0,0	3,5	11,3	22,8	2,4	555,8	0,0	3,5	0,0	21,7	0,0	462,3	6,5
2019-09-06 11:00	28,1	8,43	0,4	589,6	0,0	4,0	11,0	23,6	2,6	625,2	0,0	4,6	0,0	24,2	0,0	473,9	3,5
2019-09-11 09:45	30,7	8,26	0,4	614,0	0,0	3,8	10,6	22,5	2,6	621,3	0,0	4,5	0,0	24,9	0,0	501,1	4,5
2019-09-16 10:20	31,7	8,42	0,3	580,4	0,0	2,2	3,2	8,4	2,6	596,7	0,0	3,9	0,0	29,9	0,0	505,2	0,3
2019-09-19 10:22	19,4	9,23	0,3	684,1	0,0	0,8	0,7	2,8	3,2	668,6	0,0	4,5	0,0	17,4	0,0	513,8	3,7
2019-09-23 10:36	17,5	8,95	0,3	656,7	0,0	0,9	1,1	3,5	3,3	632,7	0,0	4,0	0,0	18,1	0,0	508,8	3,8
2019-10-01 10:24	14,4	8,53	0,3	608,6	0,0	2,2	7,1	18,8	2,5	637,0	0,0	3,7	0,0	32,4	0,0	474,1	2,9
2019-10-03 10:15	14,8	Néant	0,3	574,4	0,0	2,2	11,1	21,2	2,1	576,5	0,0	3,2	0,0	35,5	0,0	464,3	4,5
2019-10-07 09:40	14,1	8,46	0,3	538,3	0,0	2,0	7,4	17,9	2,1	515,7	0,0	2,5	0,0	30,7	0,0	470,7	4,2
2019-10-15 10:30	16,6	8,08	0,4	546,9	0,0	3,2	9,1	23,1	2,6	512,1	0,0	2,1	0,0	33,1	0,0	482,4	5,5

2019-10-23 10:02	14,2	8,05	0,3	483,5	0,0	5,7	18,5	52,7	2,0	610,4	0,0	1,6	0,0	48,9	0,0	463,5	-0,9
2019-10-25 13:35	14,1	7,93	0,3	491,1	0,0	6,3	22,7	63,3	1,8	649,0	0,0	1,7	0,0	52,6	0,0	460,7	-0,6
2019-10-28 15:16	14,2	7,86	0,2	486,3	0,0	6,7	23,7	68,3	1,8	649,2	0,0	1,6	0,0	58,1	0,0	456,7	-0,4
2019-11-02 15:41	13,7	7,76	0,2	475,3	0,0	7,0	25,8	75,5	1,6	654,7	0,0	1,2	0,0	60,7	0,0	449,2	-0,4
2019-11-13 15:05	13,2	8,37	0,3	440,3	0,0	4,9	10,8	31,9	2,3	501,7	0,0	1,6	0,0	38,8	0,0	461,9	-1,7
2019-11-17 15:20	13,5	8,48	0,3	433,9	0,0	4,5	8,1	24,2	2,5	490,4	2,0	1,6	0,0	36,4	0,0	458,6	-3,1
2019-11-28 10:41	13,5	7,92	0,2	425,5	0,0	6,4	19,3	51,5	1,7	532,8	0,0	1,3	0,0	54,1	0,0	448,7	-1,3
2019-11-30 12:05	13	7,83	0,0	422,8	0,0	6,7	21,1	57,2	1,5	533,4	4,6	1,0	0,0	58,1	0,0	444,8	-1,1
2019-12-07 15:18	13,3	8,35	0,0	563,9	0,0	2,1	0,4	4,5	2,2	601,1	0,0	1,9	0,0	43,6	0,0	463,3	-1,4
2019-12-08 16:13	13,3	8,35	0,0	583,6	0,0	1,6	0,0	1,8	2,3	606,0	0,0	2,0	0,0	43,4	0,0	459,7	-0,2

2019-12-09 14:47	13,7	8,3	0,0	543,5	0,3	1,8	1,6	3,6	2,2	576,3	0,0	1,8	0,0	42,1	0,0	458,3	-1,5
2019-12-10 09:36	13,5	8,31	0,0	551,9	0,0	2,1	2,6	4,8	2,3	582,7	0,5	2,1	0,0	41,9	0,0	459,6	-0,9
2019-12-10 11:41	13,4	8,25	0,0	550,5	0,4	2,2	2,2	4,3	2,2	578,1	0,0	2,1	0,0	42,5	0,0	456,8	-0,7
2019-12-10 12:36	13,5	8,27	0,0	579,8	0,0	2,5	2,2	5,2	2,2	581,1	0,0	2,0	0,0	42,6	0,0	455,7	1,8
2019-12-10 14:35	13,3	8,27	0,0	526,2	1,1	2,8	3,2	9,3	2,1	563,5	0,0	2,1	0,0	40,6	0,0	468,3	-1,5
2019-12-10 15:33	13,2	8,26	0,2	572,5	0,0	4,2	0,0	0,0	2,2	591,1	0,0	2,3	0,0	41,1	0,0	464,5	-0,3
2019-12-10 16:41	13,2	8,29	0,2	572,5	0,0	3,3	4,4	11,4	2,2	587,9	0,0	2,5	0,0	39,3	0,0	463,7	1,7
2019-12-11 02:31	12,9	8,24	0,2	540,3	0,0	3,3	4,5	12,0	2,2	627,2	1,8	2,7	0,0	36,1	0,0	461,7	-3,1
2019-12-11 08:31	13	8,17	0,3	553,3	0,0	4,0	6,4	17,5	2,1	609,5	1,8	2,9	0,0	34,0	0,0	459,8	0,1
2019-12-11 11:32	13	8,16	0,3	537,4	1,3	4,1	8,8	19,2	2,0	622,0	0,0	2,9	0,0	34,3	0,0	460,9	-1,1

2019-12-11 14:36	13,1	8,16	0,3	578,0	1,6	4,7	11,4	22,9	2,0	620,0	0,0	3,2	0,0	33,7	0,0	457,9	3,3
2019-12-11 20:45	12,8	8,24	0,3	529,6	0,0	4,4	0,0	0,0	2,1	607,2	2,1	3,2	0,0	32,2	0,0	456,2	-4,5
2019-12-12 11:47	12,9	8,18	0,3	543,1	1,5	4,6	9,5	18,9	2,1	618,4	0,0	3,1	0,0	30,7	0,0	459,8	-0,1
2019-12-12 13:54	12,9	8,2	0,3	529,6	1,5	4,7	9,2	19,2	2,1	613,5	0,4	2,9	0,0	30,5	0,0	457,1	-0,9
2019-12-12 14:47	13	8,21	0,3	531,0	1,4	4,7	9,2	20,0	2,1	620,0	0,0	3,3	0,0	30,6	0,0	410,7	0,4
2019-12-12 15:26	13,4	8,21	0,3	517,7	1,8	4,3	7,5	17,4	2,0	613,2	0,0	3,1	0,0	30,7	0,0	458,5	-2,5
2019-12-12 21:16	17,9	8,21	0,3	542,7	0,0	4,0	6,7	12,7	2,2	633,2	2,8	3,4	0,0	29,6	0,0	458,4	-2,4
2019-12-13 06:16	19,7	8,16	0,3	531,9	1,2	5,1	9,2	20,2	2,2	635,3	0,5	3,3	0,0	28,8	0,0	457,8	-1,8
2019-12-13 12:30	20,7	8,13	0,3	535,0	1,6	5,3	10,5	22,7	2,2	632,6	0,3	3,5	0,0	28,2	0,0	460,3	-0,9
2019-12-13 15:15	20,6	8,12	0,3	540,7	0,0	6,4	0,0	0,0	2,2	635,2	3,4	3,3	0,0	28,6	0,0	457,7	-4,8

2019-12-13 21:15	21,2	8,13	0,3	556,3	0,0	5,7	11,9	24,9	2,2	631,0	3,7	3,8	0,0	27,4	0,0	456,3	1,1
2019-12-14 11:14	21,8	8,2	0,3	537,9	1,7	5,6	10,9	23,8	2,2	638,3	0,5	4,0	0,0	24,7	0,0	459,5	-0,6
2019-12-14 18:04	22	8,16	0,3	540,7	1,9	5,8	11,4	25,9	2,3	652,3	0,6	3,9	0,0	26,5	0,0	458,5	-0,9
2019-12-15 15:08	21,5	8,15	0,3	545,1	1,7	5,7	11,0	25,5	2,2	657,7	0,4	4,0	0,0	25,8	0,0	416,2	0,4
2019-12-16 12:31	21,8	8,13	0,3	527,6	0,0	6,0	11,4	10,7	2,2	643,7	4,2	3,8	0,0	25,4	0,0	416,4	-2,1
2019-12-17 12:31	22,7	8,14	0,3	533,9	0,0	6,3	12,1	8,3	2,4	667,3	3,4	3,8	0,0	25,4	0,0	352,5	-0,9
2019-12-19 12:31	19,9	8,21	0,3	475,4	0,0	5,5	14,9	12,6	2,4	649,0	4,2	4,1	0,0	22,5	0,0	324,5	-3,4

Tableau 6.2 Concentrations en ions majeurs, températures et pH relevés en sortie d'échangeur de chaleur<sup>3</sup>.

Date	Température (°C)	pH (unité)	$\text{Li}^+$ (mg/L)	$\text{Na}^+$ (mg/L)	$\text{NH}_4^+$ (mg/L)	$\text{K}^+$ (mg/L)	$\text{Mg}^{2+}$ (mg/L)	$\text{Ca}^{2+}$ (mg/L)	$\text{F}^-$ (mg/L)	$\text{Cl}^-$ (mg/L)	$\text{NO}_2^-$ (mg/L)	$\text{Br}^-$ (mg/L)	$\text{NO}_3^-$ (mg/L)	$\text{SO}_4^{2-}$ (mg/L)	$\text{PO}_4^{3-}$ (mg/L)	$\text{HCO}_3^-$ (mg/L)	Bilan ionique (%)
2019-03-08	Néant	Néant	< 0,1	1041,1	< 0,2	4,2	11,6	26,0	1,6	1205,6	2,4	13,6	< 0,2	31,9	< 0,2	477	5,4
2019-03-11	6,3	8,09	< 0,1	599,0	< 0,2	0,5	1,0	4,2	2,5	590,1	1,4	2,9	< 0,2	33,1	< 0,2	487	1,6
2019-03-15	Néant	Néant	< 0,1	528,3	< 0,2	1,1	12,4	25,2	2,5	559,7	1,2	3,0	< 0,2	34,4	< 0,2	464	2,0
2019-03-18	4,3	7,74	< 0,1	571,6	< 0,2	0,8	1,9	5,5	2,1	522,5	0,8	2,2	< 0,2	38,5	< 0,2	468	4,0
2019-03-20	Néant	Néant	< 0,1	583,6	< 0,2	1,1	3,6	8,7	1,8	526,9	1,5	2,2	< 0,2	41,2	< 0,2	467	5,3
2019-03-22	4,5	7,72	< 0,1	577,0	< 0,2	1,4	6,6	13,5	2,1	543,3	1,5	1,8	< 0,2	44,0	< 0,2	455	5,0
2019-03-27	6,5	7,38	< 0,1	559,0	< 0,2	3,2	11,3	25,9	1,5	551,0	1,4	1,7	< 0,2	55,3	< 0,2	457	4,5
2019-03-29	2,8	7,57	< 0,1	527,2	< 0,2	3,9	12,1	31,2	1,5	523,7	1,5	1,7	< 0,2	49,6	< 0,2	458	4,4
2019-04-01	3,3	7,14	< 0,1	476,5	0,3	5,9	27,9	83,8	0,9	569,7	1,4	0,8	< 0,2	77,6	< 0,2	414	5,4

---

<sup>3</sup> Pour les incertitudes de mesure, se référer au [chapitre 2 « Méthodologie »](#).

Tableau 6.3 Indices de saturation calculés.

Date	Indice de saturation vis-à-vis de la calcite		Indice de saturation vis-à-vis de l'aragonite	Indice de saturation vis-à-vis de la dolomite
	Sortie de puits principal	Sortie d'échangeur de chaleur	Sortie de puits principal	Sortie de puits principal
2018-02-27 09:23	0,2	Néant	0,06	0,26
2019-03-11	-0,59	-0,47	-0,75	-1,67
2019-03-15	0,45	0,37	0,29	0,64
2019-03-18	-0,44	-0,73	-0,6	-1,22
2019-03-20	-0,38	-0,59	-0,54	-1,08
2019-03-22	-0,27	-0,39	-0,43	-0,82
2019-03-25 18:20	-0,09	Néant	-0,24	-0,49
2019-03-27 09:51	0,28	-0,22	0,14	0,44
2019-08-15 11:16	-0,38		-0,53	-0,91
2019-08-19 10:10	-1,18		-1,33	-2,56
2019-08-26	-0,12		-0,27	-0,41
2019-08-30 10:00	0,79		0,65	1,62
2019-09-06 11:00	0,97		0,83	2
2019-09-11 09:45	0,84		0,7	1,77
2019-09-16 10:20	0,6		0,46	1,21
2019-09-19 10:22	0,74		0,59	1,18
2019-09-23 10:36	0,53		0,38	0,79
2019-10-01 10:24	0,75		0,6	1,28
2019-10-07 09:40	0,66		0,51	1,14

2019-10-15 10:30	0,44		0,29	0,73
2019-10-23 10:02	0,7		0,55	1,15
2019-10-25 13:35	0,65		0,5	1,06
2019-10-28 15:16	0,61		0,46	0,96
2019-11-02 15:41	0,54		0,38	0,8
2019-11-13 15:05	0,81		0,65	1,33
2019-11-17 15:20	0,81		0,65	1,32
2019-11-28 10:41	0,55		0,4	0,86
2019-11-30 12:05	0,49		0,34	0,73
2019-12-07 15:18	-0,07		-0,22	-0,96
2019-12-08 16:13	-0,48		-0,63	Néant
2019-12-09 14:47	-0,21		-0,36	-0,57
2019-12-10 09:36	-0,08		-0,23	-0,24
2019-12-10 11:41	-0,19		-0,34	-0,49
2019-12-10 12:36	-0,09		-0,24	-0,37
2019-12-10 14:35	0,18		0,02	0,07
2019-12-10 16:41	0,27		0,12	0,31
2019-12-11 02:31	0,24		0,08	0,23
2019-12-11 08:31	0,33		0,17	0,4
2019-12-11 11:32	0,36		0,21	0,56
2019-12-11 14:36	0,43		0,28	0,73
2019-12-12 11:47	0,37		0,22	0,62
2019-12-12 13:54	0,39		0,24	0,65

2019-12-12 15:26	0,37		0,22	0,57
2019-12-12 21:16	0,31		0,16	0,6
2019-12-13 06:16	0,49		0,34	0,92
2019-12-13 12:30	0,53		0,38	1,02
2019-12-13 21:15	0,57		0,42	1,13
2019-12-14 11:14	0,64		0,49	1,24
2019-12-14 18:04	0,63		0,49	1,23

Tableau 6.4 Signatures en isotopes stables de l'eau en sortie de puits principal<sup>4</sup>.

Date	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)
2016-09-30	-10,29	-69,8
2016-10-03	-10,56	-70,2
2016-10-05	-10,69	-76,5
2016-10-07	-10,20	-72,7
2016-10-26	-10,39	-67,1
2016-11-16	-10,74	-73,4
2016-11-16	-10,37	Néant
2018-02-27 09:23	-10,39	-76,4
2018-07-20 10:40	-10,58	-74,1
2018-07-20 10:43	-10,53	-74,9
2018-07-20 10:46	-10,69	-69,8

<sup>4</sup> Pour les incertitudes de mesure, se référer au [chapitre 2 « Méthodologie »](#).

2019-03-08	-10,93	-74,1
2019-03-11	-10,75	-74,3
2019-03-15	-10,74	-70,3
2019-03-18	-10,65	-72,1
2019-03-20	-10,71	-75,6
2019-03-22	-10,72	-72,4
2019-03-25 18:20	-10,57	-72,8
2019-03-27 09:51	-10,66	-73,4
2019-03-29	-10,76	Néant
2019-04-01	-10,50	-67,8
2019-08-15 11:16	-10,92	-73,6
2019-08-19 10:10	-10,85	-72,3
2019-08-26	-10,78	-74,2
2019-08-30 10:00	-10,92	-74,7
2019-09-06 11:00	-10,82	-72,0
2019-09-11 09:45	-10,85	-73,5
2019-09-16 10:20	-10,83	-74,9
2019-09-19 10:22	-10,87	-72,5
2019-10-01 10:24	-10,81	-71,2
2019-10-23 09:51	-10,62	-71,4
2019-10-25 13:35	-10,52	-72,9
2019-10-28 15:11	-10,50	-71,3
2019-11-02 15:36	-10,48	-70,4

2019-11-13 14:56	-10,73	-71,7
2019-11-17 15:17	-10,76	-70,4
2019-11-28 10:41	-10,55	-70,2
2019-11-30 12:03	-10,52	-70,9
2019-12-07 15:16	-10,67	-72,5
2019-12-08 16:10	-10,64	-73,5
2019-12-09 14:42	-10,62	-72,1
2019-12-10 09:36	-10,65	-72,7
2019-12-10 11:38	-10,66	-70,5
2019-12-10 12:32	-10,65	-71,2
2019-12-10 14:32	-10,70	-72,7
2019-12-10 15:31	-10,69	-72,7
2019-12-10 16:38	-10,68	-72,3
2019-12-11 02:31	-10,72	-73,3
2019-12-11 08:31	-10,76	-74,1
2019-12-11 11:28	-10,73	-72,2
2019-12-11 14:32	-10,75	-70,2
2019-12-11 20:45	-10,75	-71,0
2019-12-12 11:47	-10,76	-72,9
2019-12-12 13:48	-10,77	-75,6
2019-12-12 14:45	-10,71	-73,3
2019-12-12 15:24	-10,73	-73,6
2019-12-12 21:16	-10,78	-69,8

2019-12-13 03:16	-10,77	-71,9
2019-12-13 12:26	-10,81	-72,1
2019-12-13 15:15	-10,73	-73,0
2019-12-13 21:15	-10,81	-70,3
2019-12-14 11:10	-10,81	-74,7
2019-12-14 18:04	-10,74	-73,3
2019-12-15 15:05	-10,78	-73,9
2019-12-16 12:31	-10,60	-72,2
2019-12-17 12:31	-10,30	-68,4
2019-12-18 12:31	-10,58	-69,4
2019-12-19 12:31	-10,53	-73,9
2019-12-20 00:31	-10,56	-74,5

Tableau 6.5 Signatures en isotopes stables de l'eau en sortie d'échangeur de chaleur<sup>5</sup>.

Date	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)
2019-03-08	-10,75	-63,0
2019-03-18	-10,66	-70
2019-04-01	-10,53	-81,6

---

<sup>5</sup> Pour les incertitudes de mesure, se référer au [chapitre 2 « Méthodologie »](#).

## ANNEXE F COMPLÉMENTS SUR LE CONTEXTE DES PUITS À COLONNE PERMANENTE

### **Historique et pays actifs en recherche**

Deng (2004) donne un aperçu historique des pompes à chaleur géothermique. La première suggestion documentée d'utiliser la chaleur du sous-sol remonte à 1912 en Suisse. La première thermopompe géothermique en Amérique du Nord a été installée dans une maison d'Indianapolis en 1945 (Rawlings & Sykulski, 1999). La technologie a connu un véritable décollage après le premier choc pétrolier en 1973. Concernant les puits à colonne permanente, la première suggestion de leur utilisation a été faite par des foreurs et des hydrogéologues du Maine. La première étude rapportée date de 1979 (Bose, 1981). Elle s'est affinée au milieu des années 1980 avec les travaux de Braud, Klimkowki et Olivers (1983) sur les échanges de chaleur et l'étude de terrain de Tan et Kush (Tan & Kush, 1986).

La recherche sur les puits à colonne permanente est présentement la plus active au Canada, en Corée du Sud et en Chine. Jusqu'en 2008, une partie importante de la recherche sur le sujet vient néanmoins de son berceau, les États-Unis, en particulier de l'ASHRAE, organisation regroupant des professionnels du génie climatique et thermique (O'Neill et al., 2006; Orio et al., 2005), de l'Oak Ridge national laboratory, dont l'une des spécialités est les énergies propres (Hughes, P. J., 2008; Rafferty, 1999) et de l'Oklahoma State University, précurseur dans le domaine (Bose, 1981) où une thèse de doctorat y a été réalisée (Deng, 2004).

### **Marché**

Deng (2004) rapporte environ 1 000 installations de PCP aux États-Unis, la plupart au Nord-Est et au Nord-Ouest en plus de certains endroits au Canada. Au Canada justement, la croissance de la géothermie très basse énergie était aussi importante dans les années 2000, alimentée par des subventions fédérales et parfois provinciales, notamment pour la rénovation (Hughes, P. J., 2008). Au Québec, ce sont les boucles fermées qui sont les plus utilisées avec 83 % du parc installé entre 2008 et 2012 (CCEG, 2012). La Chine et la Corée du Sud ont connu une croissance rapide dans les années 2000, où pour la Chine la puissance cumulée a dépassé celle des États-Unis en 2015 (Hughes, P. J., 2008; Kwon et al., 2012; Liu et al., 2015). Le marché mondial des pompes à chaleur

géothermique devrait passer de 70,61 milliards de dollars américains en 2017 à 187,72 milliards en 2024, notamment grâce à une chute significative des coûts d'installation (Wu et al., 2014; Zion Market Research, 2017).

## **Avantages**

Échanger de la chaleur avec le sol ou l'eau est énergétiquement plus performant qu'avec de l'air. Avec l'air, le rapport entre énergie échangée et énergie dépensée (appelé coefficient de performance) est de 3,2 à 4,5 alors qu'avec l'eau celui-ci est de 4,2 à 5,2 (Fischer & Madani, 2017). De plus, la température du sol et de l'eau souterraine est plus stable que celle de l'air, permettant une plage d'utilisation accrue. En revanche, cela nécessite une installation plus lourde et coûteuse. L'avantage majeur de la configuration en puits à colonne permanente est sa compacité qui la rend plus adaptée aux zones densément urbanisées et potentiellement moins coûteuse que les systèmes en boucles ouvertes ou fermées (Pasquier et al., 2016). Grâce à la rugosité du trou nu, les PCP requièrent 60 % de profondeur de forage en moins que les systèmes fermés en U. Correctement conçus et installés, ils peuvent se mesurer à n'importe quel système fermé en termes de performances et de coûts (Mikler, 1993; O'Neill et al., 2006). Par modélisation Wu et al. (2014) évaluent pourtant les PCP comme les moins efficaces et les plus exigeants en termes de conditions hydrogéologiques et thermo-géologiques. Si effectivement un PCP est moins efficace qu'un doublet ouvert bénéficiant d'une ressource abondante et renouvelée, le grand volume d'eau contenu dans le forage et son long temps de résidence permet d'absorber les pics de demande. Il est donc bien moins exigeant en termes de conditions hydrogéologiques et peut très bien fonctionner dans des aquifères peu transmissifs, contrairement aux doublets ouverts (Eppner, 2016; Pasquier et al., 2016; Rafferty, 2003). En 2004, il a été estimé que les puits à colonne permanente coûtent 17 à 45 % moins chers sur 20 ans sans saignée par rapport aux boucles fermées en U et 27 à 51 % avec saignée (Deng, 2004). En 2014, les PCP sont jugés comme ayant des coûts initiaux très favorables, de très bons coûts de maintenance et des exigences réglementaires et d'impact environnemental très intéressants (Wu et al., 2014). Ils semblent donc apparaître comme un excellent compromis entre performances, coûts et contraintes naturelles et réglementaires.

## **Freins à l'adoption**

Malgré leur potentiel élevé, les puits à colonne permanente restent peu utilisés, entre autres au Canada. Le Québec ne déroge pas à la tendance mondiale, où 83 % des systèmes géothermiques

très basse température installés entre 2008 et 2012 sont des boucles fermées (CCEG, 2012). Globalement, ils sont bien moins répandus que les systèmes en boucle fermée ou les doublets ouverts. Parmi les freins majeurs à l'adoption des PCP, il y a l'ignorance de cette technologie parmi les professionnels, l'absence d'outils de conception adaptés et d'une manière générale le manque de solidité d'une base de connaissance théorique et de retour d'expérience (Liu et al., 2015; Pasquier et al., 2016). Les PCP subissent aussi les freins communs au développement des pompes à chaleur exploitant l'eau souterraine comme le coût des puits, un manque de standardisation, les contraintes hydrogéologiques et réglementaires et un faible soutien politique (Hughes, P. J., 2008; Liu et al., 2015; Self et al., 2013; Wu et al., 2014).