



Étude de l'infiltration et des variations verticales de la pression interstitielle dans un massif argileux

Mémoire

Alexandra Germain

Maîtrise interuniversitaire en sciences de la Terre - avec mémoire
Maître ès sciences (M. Sc.)

Québec, Canada

Étude de l'infiltration et des variations verticales de la pression interstitielle dans un massif argileux

Mémoire

Alexandra Germain

Sous la direction de :

Jean-Michel Lemieux, directeur de recherche

Résumé

La vallée du Saint-Laurent est caractérisée par la présence d'argiles marines post-glaciaires susceptibles aux glissements de terrain. Un des facteurs responsables pour le développement des glissements de terrain est l'augmentation des pressions interstitielles dû à l'infiltration importante de l'eau dans le sol, ce qui réduit la contrainte effective du sol. Cette étude vise à comprendre la réponse des pressions interstitielles aux événements climatiques dans les dépôts argileux, ce qui permettra une meilleure compréhension des mécanismes qui entraînent les glissements de terrain et permettra d'aider à réduire leur impact.

Le site d'étude est un terrain plat situé à Sainte-Anne-de-la-Pérade. La stratigraphie est caractérisée par la présence de deux couches argileuses, en alternance avec des couches de sable et de silt. Le site a été instrumenté à haute résolution spatiale et temporelle afin d'obtenir les données des conditions climatiques et les conditions hydrogéologiques et géotechniques du sol. Des essais ont aussi été réalisés en laboratoire et sur le terrain afin d'obtenir les propriétés géotechniques et hydrodynamiques des différentes couches de sol. Puis, une compensation barométrique par régression linéaire a été appliquée pour les données de pressions interstitielles. Les résultats obtenus ont permis de réaliser des simulations afin de tenter de reproduire les données du site d'étude.

L'interprétation des résultats a permis d'établir en premier lieu l'effet du climat sur l'infiltration de l'eau, qui dépend des précipitations, de la température et du gel du sol. Puis, les mécanismes responsables des variations de pressions interstitielles ont été identifiés, soit le climat, les propriétés des couches de sol ainsi que la rivière Sainte-Anne à proximité. L'interprétation des données et des simulations a permis de produire un modèle conceptuel représentant l'écoulement de l'eau souterraine. Finalement, le potentiel de glissement de terrain a été évalué pour le site et a été jugé faible dans les conditions actuelles.

Abstract

The St-Lawrence Valley is characterized by thick and extensive post-glacial marine clay deposits that are susceptible to landslides. One important factor responsible for landslide development is the important pore water pressure increase due to the significant infiltration of water into the soil, which reduces the effective strength in the soil. This study aims at understanding pore pressure response to climatic events in clay deposits which will lead to a better knowledge of the mechanisms that trigger landslides and could help to reduce their impact.

The study site is a flat terrain located in Ste-Anne-de-la-Pérade. The stratigraphy is characterized by two clay layers, alternating with sand and silt layers. The study relies on high resolution spatial and temporal meteorological, geotechnical and hydrogeological observations. Laboratory tests on samples from the site and field investigations were done in order to measure the geotechnical and hydraulic properties of the soils. Barometric compensation by linear regression was also applied on pore pressure data. The results obtained allowed us to realise simulation in order to try to reproduce the study site data.

The interpretation of the results firstly established the effect of the climate on the infiltration of water, which depends on precipitation, temperature and freezing of the soil. Then, the mechanisms responsible for variations in pore pressures were identified, which are the climate, the properties of the soil layers and the nearby Ste-Anne River. Interpreting data and simulations led to a conceptual model representing the flow of groundwater. Finally, landslide potential was assessed for the site and was considered low under current conditions.

Table des matières

| | |
|---|-----|
| Résumé..... | ii |
| Abstract..... | iii |
| Liste des tableaux..... | vi |
| Liste des figures..... | vii |
| Remerciements..... | x |
| Introduction..... | 1 |
| Chapitre 1. Site d'étude..... | 4 |
| Chapitre 2. Méthodologie..... | 11 |
| 2.1 Instrumentation..... | 11 |
| 2.1.1 Conditions météorologiques..... | 12 |
| 2.1.2 Conditions de la zone non saturée..... | 14 |
| 2.1.3 Système d'acquisition des données..... | 17 |
| 2.1.4 Conditions de la zone saturée..... | 19 |
| 2.1.5 Autres instruments situés à proximité du site d'étude..... | 25 |
| 2.2 Caractérisation des propriétés des matériaux..... | 26 |
| 2.2.1 Propriétés géotechniques..... | 27 |
| 2.2.2 Propriétés hydrodynamiques..... | 29 |
| 2.3 Compensation barométrique..... | 38 |
| 2.4 Analyse de la distribution des pressions interstitielles en profondeur..... | 41 |
| 2.4.1 Infiltration de l'eau de surface..... | 44 |
| 2.4.2 Influence de la rivière Sainte-Anne..... | 46 |
| Chapitre 3. Résultats..... | 49 |
| 3.1 Instrumentation..... | 49 |
| 3.1.1 Données atmosphériques et du sol..... | 49 |
| 3.1.2 Données des piézomètres à corde vibrante..... | 52 |
| 3.2 Caractérisation des propriétés des matériaux..... | 56 |
| 3.2.1 Propriétés géotechniques..... | 56 |
| 3.2.2 Propriétés hydrodynamiques..... | 60 |
| 3.3 Analyse de la distribution des pressions interstitielles en profondeur..... | 67 |
| 3.3.1 Infiltration de l'eau de surface..... | 69 |

| | | |
|------------------|--|-----|
| 3.3.2 | Influence de la rivière Sainte-Anne | 71 |
| 3.3.3 | Directions d'écoulement dans les couches perméables | 73 |
| Chapitre 4. | Discussion | 78 |
| 4.1 | Infiltration de l'eau en lien avec le climat | 78 |
| 4.2 | Mécanismes responsables de l'évolution des pressions interstitielles..... | 80 |
| 4.3 | Modèle conceptuel..... | 82 |
| 4.4 | Implications pour l'étude des glissements de terrain | 85 |
| Conclusion | | 87 |
| Bibliographie | | 90 |
| Annexes | | 93 |
| Annexe 1. | Détails de l'installation des sondes dans la zone non saturée..... | 94 |
| Annexe 2. | Schémas d'installation des puits hydrauliques crépinés et tableau de leurs caractéristiques | 97 |
| Annexe 3. | Caractéristiques des installations des piézomètres à corde vibrante du MTQ à Sainte-Anne-de-la-Pérade et résultats des essais CPTu | 103 |
| Annexe 4. | Essais réalisés en laboratoire sur les échantillons d'argile silteuse et de silt et argile | 109 |
| Annexe 5. | Données de la station météorologique | 111 |
| Annexe 6. | Données des sondes dans la zone de sol non saturée..... | 114 |
| Annexe 7. | Résultats bruts des essais avec l'appareil Hyprop qui ont été rejetés | 120 |

Liste des tableaux

| | |
|--|----|
| Tableau 1. Caractéristiques des instruments installés pour la station météorologique et variables mesurées. | 13 |
| Tableau 2. Caractéristiques des instruments mis en place dans la zone non saturée et variables mesurées. | 15 |
| Tableau 3. Profondeur des échantillons de cuillères fendues utilisés pour les essais de granulométrie en laboratoire. | 28 |
| Tableau 4. Caractéristiques des échantillons de sol prélevés dans la zone non saturée. . | 30 |
| Tableau 5. Profondeurs de prélèvement des échantillons d'argile et de silt et contraintes appliquées pour les essais de conductivité hydraulique en cellule triaxiale. | 33 |
| Tableau 6. Paramètres de Mualem-van Genuchten obtenus à partir des courbes de rétention d'eau des échantillons de sol de la zone non saturée et conductivités hydrauliques initiales estimées. | 63 |
| Tableau 7. Conductivités hydrauliques verticales mesurées lors des essais de perméabilité en cellule triaxiale sur les échantillons d'argile et de silt. | 64 |
| Tableau 8. Résultats de conductivité hydraulique des essais de perméabilité à charge variable (slug test) dans les couches de sol perméable. | 65 |
| Tableau 9. Paramètres obtenus pour les couches de sol comprenant un piézomètre, à partir des calculs de la compensation barométrique. | 66 |
| Tableau 10. Sommaire des propriétés hydrauliques évaluées pour les différentes couches de sol du site d'étude. | 67 |
| Tableau 11. Sommaire des résultats du gradient hydraulique horizontal et de sa direction entre les puits hydrauliques du site d'étude. | 74 |

Liste des figures

| | |
|---|----|
| Figure 1. Carte de localisation de la municipalité de Sainte-Anne-de-la-Pérade et du site d'étude (Bing, 2019 ; Google Maps, 2019). | 4 |
| Figure 2. Carte du réseau hydrographique à proximité du site d'étude de Sainte-Anne-de-la-Pérade (BNDT, 2016). | 5 |
| Figure 3. Variation du niveau de la rivière Sainte-Anne et de son débit du 1 ^{er} janvier 2016 au 1 ^{er} janvier 2019 à la station hydrométrique 050408 du MELCC. | 6 |
| Figure 4. Carte de la topographie du secteur d'étude (BNDT, 2016). | 7 |
| Figure 5. Carte de la géologie régionale du secteur d'étude (Thériault et Beauséjour, 2012). | 8 |
| Figure 6. Carte des dépôts meubles du secteur d'étude (MER, 1991). | 9 |
| Figure 7. Stratigraphie détaillée au site d'étude – Forage F27214. | 10 |
| Figure 8. Carte de l'emplacement de l'instrumentation sur le site d'étude (Fond de carte : Bing, 2019). | 12 |
| Figure 9. Photo de la station météorologique et identification des différentes sondes (1 ^{er} septembre 2017). | 13 |
| Figure 10. Tranchée d'installation des sondes dans la zone non saturée. a) Creusée de la tranchée et répartition du sol sur une bâche. b) Installation des sondes dans la tranchée. | 14 |
| Figure 11. Photos des instruments mis en place dans la zone non saturée a) Sonde TDR. b) Tensiomètre T8. c) Plaque à flux de chaleur. d) Sonde MPS-6. e) Sonde 5TM. f) Thermistance. | 15 |
| Figure 12. Profondeur d'installation des différentes sondes dans la zone non saturée en fonction de la stratigraphie détaillée de la tranchée. Les chiffres indiqués dans la section instrumentation correspondent à la nomenclature utilisée pour identifier les sondes d'un même modèle. | 17 |
| Figure 13. Photos du système d'acquisition installé dans les boîtiers de la station météorologique. a) Boîtier comprenant le CR1000 et le modem. b) Boîtier comprenant les fils des sondes TDR. | 18 |
| Figure 14. Profondeurs d'installation des instruments dans la zone saturée en lien avec la stratigraphie du site d'étude. Pour les puits à crépine, seule la zone crépinée est indiquée sur la figure. Les piézomètres à corde vibrante encerclés en vert sont ceux dont les données seront utilisées dans cette étude. | 19 |
| Figure 15. Carte de localisation des puits hydrauliques sur le site d'étude (Fond de carte : Bing, 2019). | 20 |
| Figure 16. Photos des installations pour le forage des puits hydrauliques a) Foreuse à tarière manuelle. b) Foreuse rotative. | 21 |
| Figure 17. Photo des puits hydrauliques A, B et C à l'emplacement 27216. | 22 |
| Figure 18. Photo d'une sonde de niveau d'eau Solinst utilisée dans un des puits hydrauliques. | 22 |
| Figure 19. Emplacements des piézomètres à corde vibrante sur le site d'étude. a) Secteur des emplacements 27215-27216. b) Secteur des emplacements 27214-27099 (Fond de carte : Bing, 2019). | 23 |
| Figure 20. Configurations de piézomètres à corde vibrante mises en place pour l'analyse d'efficacité des installations. Modifié de Kokutse et al., 2018. | 24 |

| | |
|--|----|
| Figure 21. Carte de localisation des stations de mesure du MELCC et du MTQ situées à proximité du site d'étude. (Orthophoto 2008, Gouvernement du Québec) | 26 |
| Figure 22. Photo du montage des essais de sédimentométrie en laboratoire sur les échantillons d'argile..... | 28 |
| Figure 23. Photo de l'échantillonnage du sol de la zone non saturée. a) Prise d'échantillon sur le terrain. b) Échantillon de sol dans la zone racinaire. | 29 |
| Figure 24. Photos du montage de l'essai avec l'appareil Hyprop pour les échantillons de sol dans la zone non saturée..... | 31 |
| Figure 25. Photo du montage de l'essai de perméabilité en cellule triaxiale. | 34 |
| Figure 26. Photo de l'équipement utilisé pour les essais de perméabilité à charge variable. | 35 |
| Figure 27. Installation pour l'essai de pompage à long terme. a) Installation de la roulotte sur le site d'étude. b) Équipement à l'intérieur de la roulotte..... | 37 |
| Figure 28. Graphique de la variation de pression en fonction de la variation barométrique pour le piézomètre 27099C à 12 m de profondeur, utilisé pour la compensation barométrique. | 40 |
| Figure 29. Carte de l'emplacement du profil A-A' traversant les emplacements 27099 et 27144 (Orthophoto 2008, Gouvernement du Québec). | 42 |
| Figure 30. Modèle conceptuel de la continuité des couches de sol en profondeur à Sainte-Anne-de-la-Pérade le long d'un profil topographique entre l'emplacement 27099 et 27144. | 43 |
| Figure 31. Schéma illustrant les conditions de la simulation no.1 de la propagation des charges hydrauliques de la surface jusque dans le massif argileux. | 44 |
| Figure 32. Schéma des paliers utilisés pour simuler les variations des charges hydrauliques où t_n et h_n sont le temps et la charge au palier n | 45 |
| Figure 33. Schéma illustrant les conditions de la simulation no.2 de la propagation des charges hydrauliques dans la couche de sable fin, à partir de la rivière Sainte-Anne. | 47 |
| Figure 34. Variation du niveau de la rivière Sainte-Anne à la station hydrométrique du MELCC et données brutes du piézomètre à corde vibrante de l'emplacement 27144 à une profondeur de 4 m..... | 48 |
| Figure 35. Sommaire des données de la station météorologique et des sondes dans le sol installées sur le site d'étude. | 50 |
| Figure 36. Données de pressions interstitielles des piézomètres à corde vibrante en fonction du temps (emplacements 27099C, 27099F, 27215E et 27215F)..... | 53 |
| Figure 37. Charges hydrauliques mesurées par les piézomètres à corde vibrante en fonction du temps (emplacements 27099C, 27099F, 27215E et 27215F). | 54 |
| Figure 38. Profil des pressions interstitielles des piézomètres à corde vibrante en fonction de la profondeur et gradient hydraulique vertical calculé. Les conditions hydrostatiques sont indiquées sur la droite à titre de référence (emplacements 27099C, 27099F, 27215E et 27215F). | 55 |
| Figure 39. Profil géotechnique des couches de sol du site d'étude – Forage F27214. | 57 |
| Figure 40. Courbes granulométriques des couches de sol plus perméables obtenues par granulométrie et sédimentométrie (Holtz et al., 2011). | 59 |
| Figure 41. Courbes de rétention d'eau pour les échantillons de sol de la zone non saturée. | 61 |

| | |
|--|----|
| Figure 42. Valeurs de conductivité hydraulique pour les échantillons de sol de la zone non saturée. | 62 |
| Figure 43. Différence de pressions interstitielles des piézomètres en fonction du temps à partir du 1 ^{er} mars 2018 (emplacements 27099C, 27099F, 27215F). | 68 |
| Figure 44. Simulation des variations de charge hydraulique dans le massif argileux en fonction d'un apport en eau de la surface, depuis le 1 ^{er} mars 2018 (emplacement 27099C). | 70 |
| Figure 45. Résultats de la simulation no.2 de la variation de charge hydraulique dans la couche de sable fin (27099D) selon les variations du niveau de la rivière Sainte-Anne.. | 72 |
| Figure 46. Directions d'écoulement de l'eau souterraine et gradients hydrauliques observés à différentes dates au site d'étude à l'aide des piézomètres hydrauliques. | 73 |
| Figure 47. Charges hydrauliques des piézomètres à corde vibrante dans la couche de sable fin en fonction du temps pour les piézomètres des emplacements 27144, 27115 et 27099. | 75 |
| Figure 48. Directions d'écoulement régionales de l'eau souterraine dans la couche de sable fin. | 76 |
| Figure 49. Charges hydrauliques des piézomètres à corde vibrante dans la couche de till en fonction du temps pour les piézomètres des emplacements 27144, 27115 et 27215... .. | 77 |
| Figure 50. Modèle conceptuel de l'écoulement de l'eau souterraine à Sainte-Anne-de-la-Pérade, le long d'un profil A-A' entre les emplacements 27099 et 27144. | 83 |

Remerciements

J'aimerais remercier en premier lieu Jean-Michel Lemieux, mon directeur de recherche, pour son soutien constant, ses conseils et sa disponibilité tout au long du projet. Merci de m'avoir donné la possibilité de vivre cette expérience enrichissante. Je tiens aussi à remercier Catherine Cloutier et Nomessi Kokutse, professionnels de recherche, pour m'avoir aidé à progresser dans l'avancement de mon projet et pour l'apport de vos connaissances.

Merci à Philippe Fortier pour toutes ces journées de terrain et les résolutions de problèmes techniques, qui ont été plus agréables à faire en ta compagnie. Merci à Marie Elisabeth Genest pour avoir réalisé des essais en laboratoire sur les nombreux échantillons disponibles pour le site d'étude. Merci à Hugo Delottier pour les conseils sur l'instrumentation et l'aide lors de l'installation.

Merci à Ariane Locat, Jacques Locat et Serge Leroueil pour votre intérêt pour mon projet, vos conseils et votre expertise. Merci au personnel du Ministère des Transports ayant touché de près ou de loin à mon projet, principalement Pascal Locat, Denis Demers, Martin D'Anjou et Raphael Vincent. Un merci particulier à Martin pour avoir répondu à mes nombreux courriels de question et avoir résolu certains de mes problèmes sur le terrain.

Merci au personnel du département de géologie et génie géologique, particulièrement à Pierre Therrien pour le soutien informatique. Merci aussi à Christian Juneau, du département de génie civil, pour le soutien constant lors des essais de laboratoire en géotechnique.

Finalement, merci à mes collègues de travail du 5^{ème} étage pour les discussions du midi et merci aux étudiants en sciences de la Terre pour les 5 à 7 en fin de semaine. Et merci à tous mes proches, famille et amis, qui m'ont écouté parler de mon projet de maîtrise pendant deux ans, qui m'ont toujours soutenu et m'ont redonné du courage dans les moments plus difficiles.

Merci à vous tous!

Introduction

Le contexte géologique au Québec, plus précisément dans la vallée du St-Laurent, est caractérisé par la présence de dépôts argileux marins et lacustres postglaciaires. Ces derniers, lors de perturbations naturelles, comme l'érosion d'un talus, ou anthropiques, comme la mise en place d'un remblai, peuvent devenir instables et entraîner des glissements de terrain (Leroueil et al., 1983). Comme une partie importante de la population habite sur de tels dépôts, il est important de bien comprendre les causes du déclenchement de ces glissements afin de prévenir, ou du moins, minimiser leurs impacts.

Plusieurs facteurs sont à considérer pour l'étude des glissements de terrain, dont la nature des dépôts, leurs propriétés physiques, leurs conditions mécaniques et hydrogéologiques ainsi que le climat (Lafleur et Lefebvre, 1980 ; Leroueil, 2001). Parmi ceux-ci, le climat et les conditions hydrogéologiques ont une influence déterminante sur la stabilité des pentes et sont en lien avec la présence d'eau souterraine. Par exemple, il est bien établi qu'une augmentation de la quantité d'eau infiltrée peut entraîner une augmentation des pressions interstitielles du sol, réduire la contrainte effective et ainsi entraîner le développement de glissements de terrain (Leroueil, 2001 ; Pirone et al., 2015)

L'infiltration est généralement plus importante lors de la fonte de la neige au printemps ou durant des événements climatiques extrêmes, comme de fortes précipitations. Dans le contexte des changements climatiques, ces événements climatiques extrêmes sont susceptibles de se produire plus souvent. En effet, dans les prochaines années, l'impact des changements climatiques se fera ressentir de manière plus importante et le Québec devrait connaître un réchauffement des températures et une augmentation des précipitations, principalement durant l'hiver (Ouranos, 2014).

Bien que le lien théorique entre les conditions hydrogéologiques et la stabilité des pentes soit bien connu, les conditions hydrogéologiques des pentes argileuses sont généralement peu documentées lors des analyses de stabilité de pentes. C'est particulièrement le cas en ce qui concerne les variations saisonnières d'infiltration et les modifications du réseau d'écoulement des eaux souterraines au fil des saisons. De plus, le lien direct entre les conditions climatiques, les conditions hydrogéologiques du sol et le déclenchement de

glissements de terrain est peu documenté. Comme les types de sol et les conditions varient d'un site à l'autre, il est difficile d'établir des constats généraux (Gauthier et Hutchinson, 2012; Comegna et al., 2013). Et comme les sols du Québec représentent des conditions particulières, notamment par la présence importante d'argile et par les conditions climatiques entraînant entre autres le gel du sol en hiver, il s'avère pertinent d'établir le lien entre le climat, les pressions interstitielles et le potentiel de glissement de terrain, et ce, pour des conditions propres au Québec. D'autant plus que le climat est sujet à changement pour le futur, il est important de bien comprendre son impact lors de prédictions à long terme pour la stabilité des sols.

C'est à partir de ce constat que le projet de recherche intitulé *Instrumentation pour le suivi des pentes dans les argiles sensibles du Québec* a été mis en place. Il s'agit d'un projet de recherche réalisé au Département de géologie et génie géologique de l'Université Laval, en collaboration avec le Ministère des Transports du Québec (MTQ) et financé par le Ministère de la sécurité publique (MSP). Le projet vise à observer, expliquer et prédire les variations de la pression interstitielle en réponse aux événements climatiques dans les dépôts argileux, ce qui permettra une meilleure compréhension des mécanismes qui engendrent des glissements de terrain.

Pour ce faire, un réseau de stations d'observation des conditions hydrogéologiques est déployé par le MTQ avec la collaboration de l'Université Laval, notamment pour le choix des sites, des instruments et leur déploiement sur le terrain. Les sites retenus constituent des exemples types de pentes dans lesquels les glissements de terrain circulaires, superficiels et fortement rétrogressifs (coulées argileuses, étalements latéraux) peuvent se développer (Cloutier et al., 2017). Des sites en terrain plat et éloignés des pentes sont également instrumentés afin de simplifier les corrélations entre le climat et les conditions hydrogéologiques (Cloutier et al., 2017).

Ce projet de maîtrise est réalisé dans le cadre de ce projet de recherche et s'intéresse plus particulièrement à l'un des sites du réseau en terrain plat, situé à Sainte-Anne-de-la-Pérade. L'objectif de ce projet est de documenter l'effet du climat sur les variations spatiales et saisonnières de l'infiltration de l'eau de pluie et sur les variations verticales de pressions interstitielles dans un massif argileux à stratigraphie complexe. De plus, l'impact du gel sur

l'infiltration d'eau sera étudié et les mécanismes responsables de l'évolution des pressions interstitielles seront déterminés.

Pour ce faire, le site retenu a été instrumenté afin d'obtenir les conditions météorologiques, les conditions de la zone de sol non saturée, les charges hydrauliques et les pressions interstitielles. Ensuite, une caractérisation géotechnique et hydrogéologique a été réalisée, à l'aide d'essais en laboratoire et sur le terrain. Finalement, l'analyse des données a permis de proposer un modèle conceptuel représentatif des conditions observées sur le terrain et des phénomènes hydrogéologiques existants. Les implications associées à ce modèle conceptuel pour l'étude des glissements de terrain sont également discutées.

Au terme de cette étude, un jeu de données à haute résolution spatiale et temporelle du site d'étude aura été présenté et les processus déterminants afin d'établir un lien entre le climat et les conditions hydrogéologiques auront été identifiés et illustrés à l'aide d'un modèle conceptuel. Ces connaissances pourront servir de point de départ afin de développer un modèle numérique d'écoulement de l'eau souterraine sur le site dans le but d'effectuer des prédictions à long terme des conditions hydrogéologiques selon différents scénarios de changements climatiques.

Chapitre 1. Site d'étude

Le site d'étude choisi pour ce projet est situé à Sainte-Anne-de-la-Pérade, une municipalité située à moins de 100 km de la ville de Québec (**Figure 1**). Le site est localisé dans la bretelle nord de l'autoroute 40, à la sortie 236 et appartient au MTQ (46,576557°N, 72,223017°W). Dans cette bretelle d'autoroute, il y a un poste de police, une zone naturelle gazonnée faiblement boisée et une zone d'entreposage de granulats. Ce site a été choisi dû à sa proximité de la ville de Québec et aux connaissances du site disponibles grâce à de précédentes études. En effet, le site de Sainte-Anne-de-la-Pérade a déjà été étudié dans le cadre d'une thèse de doctorat en 1989 (Diène, 1989). Cette étude contient une description détaillée de la stratigraphie du site ainsi que des propriétés géotechniques et hydrogéologiques des matériaux argileux, notamment des mesures de conductivités hydrauliques horizontales *in situ*.



Figure 1. Carte de localisation de la municipalité de Sainte-Anne-de-la-Pérade et du site d'étude (Bing, 2019 ; Google Maps, 2019).

Le réseau hydrographique dans la région d'étude est caractérisé par la rivière Sainte-Anne, le cours d'eau le plus important situé à proximité de la zone d'étude, qui s'écoule vers le fleuve St-Laurent au sud (**Figure 2**). La rivière est située à environ 450 m au nord-est du site. Une série de cours d'eau intermittents s'écoule aussi dans la région, globalement en direction sud-est, vers le fleuve St-Laurent.

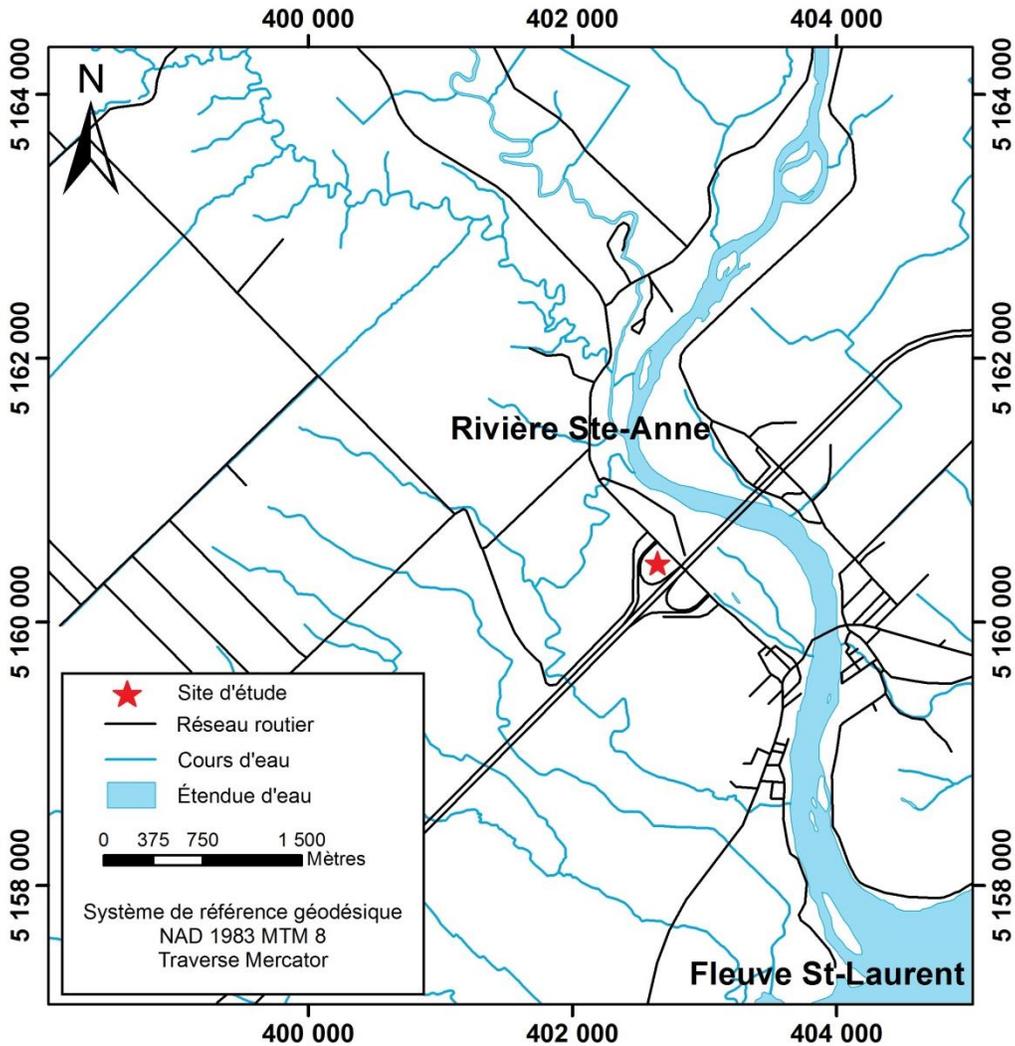


Figure 2. Carte du réseau hydrographique à proximité du site d'étude de Sainte-Anne-de-la-Pérade (BNDT, 2016).

D'autre part, le Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (MELCC) possède une station hydrométrique à la rivière Sainte-Anne, à 1,3 km en aval du barrage à Chute-Panel, dans la municipalité de Saint-Raymond. Cette station est à environ 40 km à vol d'oiseau du site d'étude et à près d'une cinquantaine de kilomètres en amont de la rivière. Les données de niveau d'eau et de débit recueillies par cette station ont été obtenues et sont présentées à la **Figure 3**. Comme cette station se situe à une grande distance, les données ne représentent pas les niveaux pour la rivière à proximité du site d'étude, mais fournissent des indications sur la magnitude des variations saisonnières pour cette rivière. La **Figure 3** montre que les variations du niveau d'eau de la rivière sont

comprises entre 0 et 2,8 m tandis que le débit varie d'un peu moins de 150 m³/s en période d'étiage et à 505 m³/s en période de crue.

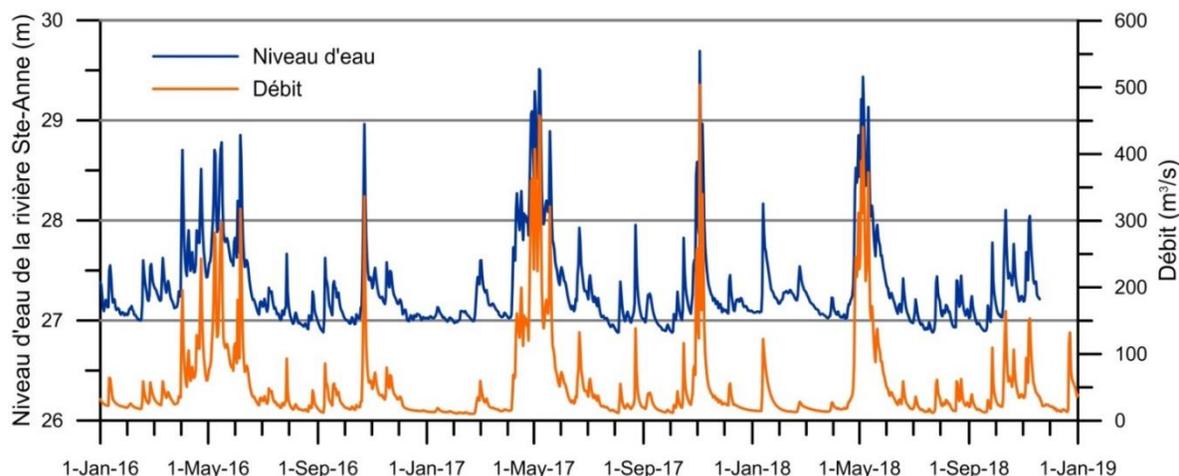


Figure 3. Variation du niveau de la rivière Sainte-Anne et de son débit du 1^{er} janvier 2016 au 1^{er} janvier 2019 à la station hydrométrique 050408 du MELCC.

La topographie autour du site d'étude est illustrée à la **Figure 4**. L'élévation du sol varie de 2,5 m, près du fleuve St-Laurent, à environ 40 m, au nord-ouest du territoire présenté. Une diminution globale de l'élévation du sol en se dirigeant du nord vers le fleuve St-Laurent, au sud-est, est observée. La région est caractérisée par une plaine argileuse et des pentes plus prononcées visibles près des cours d'eau. Près du site d'étude, une terrasse est visible dans le creux du méandre de la rivière Sainte-Anne, suivie d'un talus menant au niveau de la rivière Sainte-Anne. Le dénivelé du talus de la plaine argileuse à la terrasse est d'environ 10 à 12 m, suivi d'un autre talus menant de la terrasse à la rivière avec un dénivelé d'environ 4 à 6 m. Au site d'étude, dans la bretelle d'autoroute, le terrain est relativement plat, l'élévation du site variant de 18,9 à 20,2 m par rapport au niveau moyen de la mer.

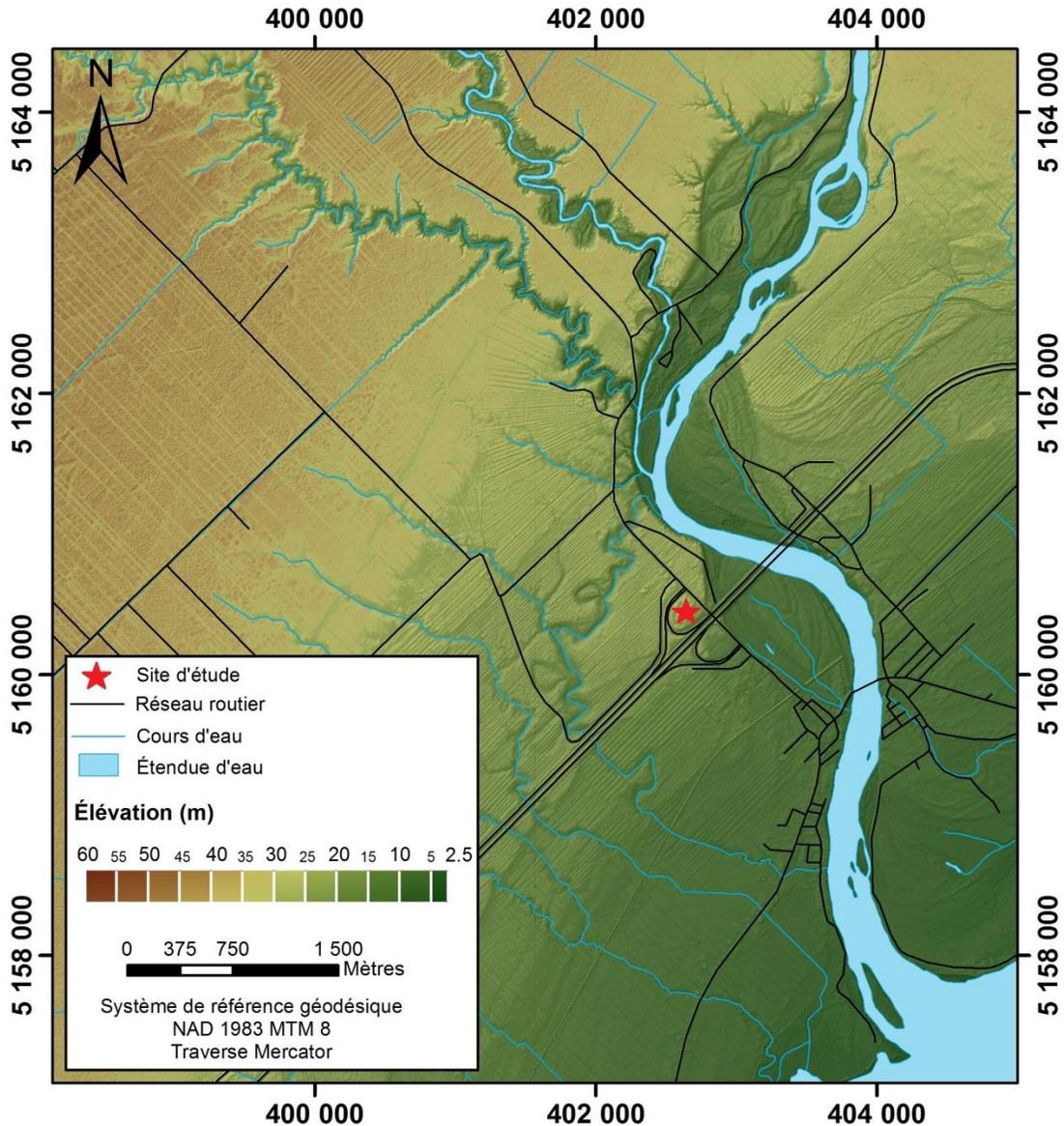


Figure 4. Carte de la topographie du secteur d'étude (BNDT, 2016).

Le secteur d'étude se situe dans le bassin des Basses-terres du Saint-Laurent. Plus précisément, l'unité géologique présente au site d'étude est le Shale d'Utica datant de l'Ordovicien moyen (**Figure 5**). Au site d'étude, cette unité géologique est représentée par des lithologies de shale calcaireux et de calcaire argileux, avec des interlits de calcilutite. Au nord-ouest du site, le roc fait partie du Groupe de Trenton, plus précisément du Membre de Grondines, se caractérisant par la présence de calcaire gris foncé comprenant plusieurs interlits de shale argileux. Au sud du site d'étude, le Groupe de Lorraine est présent, plus

précisément la Formation de Nicolet, avec des lithologies de shale gris et mudstone avec interlits variés (SIGEOM, 2019).

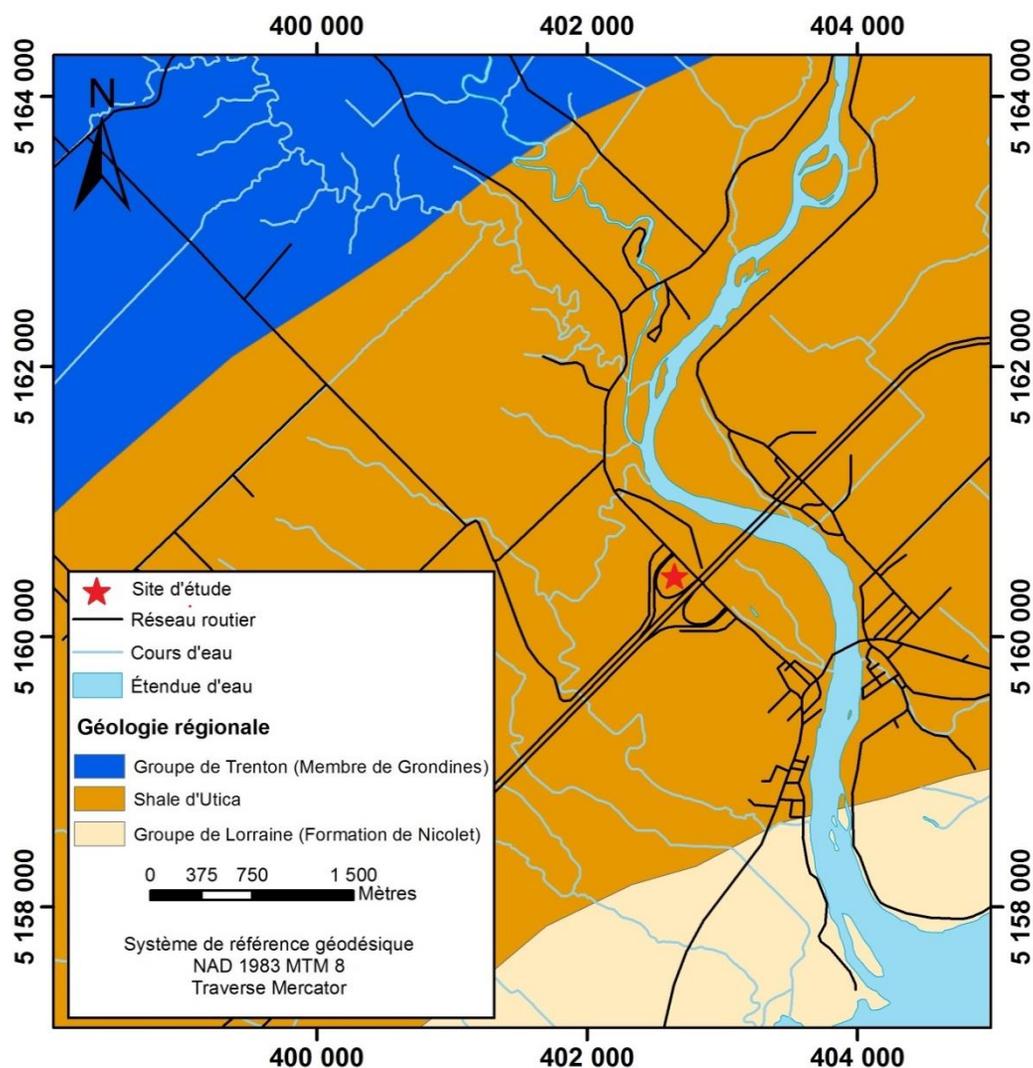


Figure 5. Carte de la géologie régionale du secteur d'étude (Thériault et Beauséjour, 2012).

Les dépôts meubles présents dans la zone d'étude sont illustrés à la **Figure 6**. Des dépôts fluviaux, généralement de gravier et sable, sont présents près des cours d'eau, principalement le long de la rivière Sainte-Anne. La majorité des autres dépôts sont d'origine marine, de faciès d'eau profonde (argile) et peu profonde (sable et gravier), dû à la présence antérieure de la Mer de Champlain. Des dépôts glaciaires de till sont aussi présents, en faible quantité, au nord-est du site d'étude. Il est à noter que le site d'étude est situé dans une zone

de dépôts marins de faciès d'eau peu profonde dont l'étendue est limitée par les dépôts marins de faciès d'eau profonde.

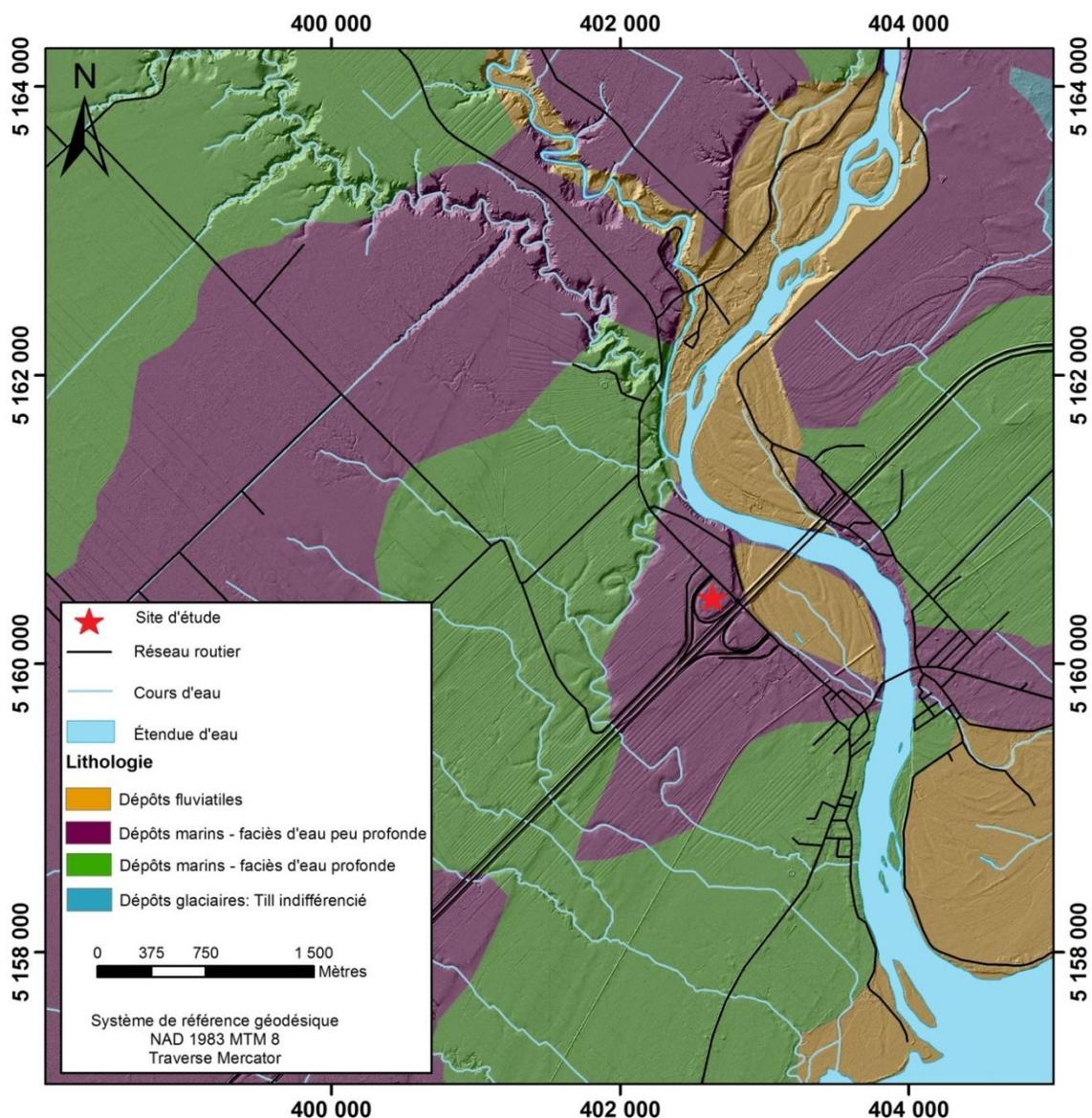


Figure 6. Carte des dépôts meubles du secteur d'étude (MER, 1991).

La stratigraphie globale du site d'étude était connue grâce aux travaux de Diène (1989) mentionnés plus tôt, mais un forage (F27214) avec échantillonnage en continu jusqu'à l'atteinte du roc a également été réalisé par le MTQ à l'automne 2017. Il a permis de connaître la stratigraphie de manière plus détaillée et de prélever des échantillons intacts pour de futurs essais en laboratoire. La **Figure 7** présente la stratigraphie observée lors de ce forage. Le roc

à la base est composé de shale gris d'Utica et de calcaire, surmonté d'une couche de till hétérogène. Par la suite, il y a une couche de silt et argile sur une dizaine de mètres. S'en suit une couche intermédiaire de sable fin, suivie d'une couche d'alternance de silt argileux et de sable fin, puis d'une couche d'argile silteuse. Finalement, en surface, du sable fin à moyen est retrouvé, surmonté d'une mince couche de silt argileux. La nappe phréatique se retrouve dans la couche de sable fin à moyen à environ 2,1 m de profondeur (1^{er} août 2017).

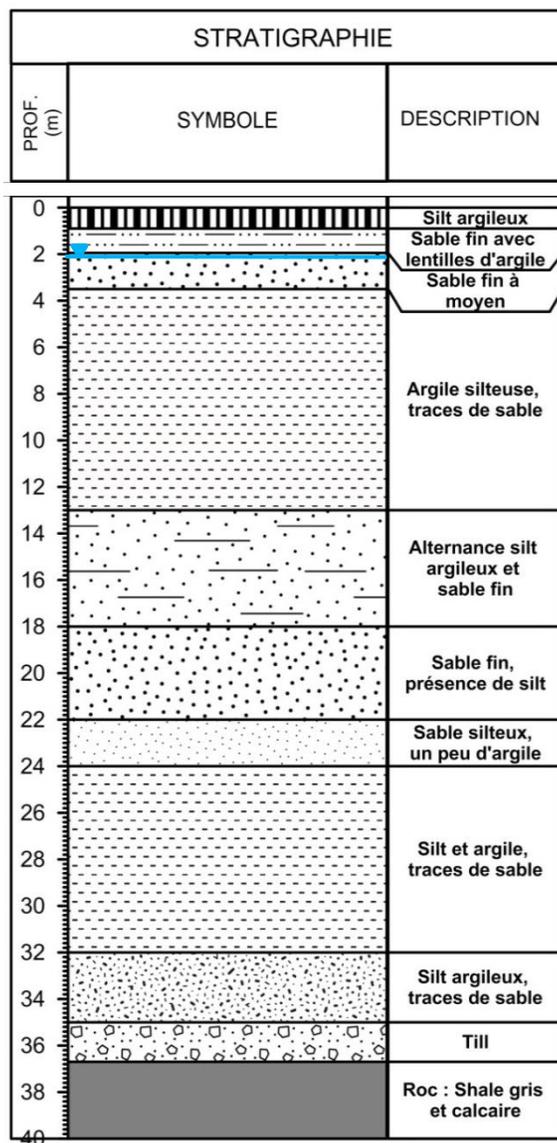


Figure 7. Stratigraphie détaillée au site d'étude – Forage F27214.

Chapitre 2. Méthodologie

Afin d'atteindre les objectifs mentionnés dans l'introduction, la méthodologie suivante a été appliquée. Dans un premier temps, le site d'étude a été instrumenté à haute résolution spatiale et temporelle pour faire le suivi des conditions climatiques et hydrogéologiques. Par la suite, les propriétés géotechniques et hydrodynamiques des matériaux ont été caractérisées à l'aide d'essais en laboratoire et sur le terrain. Puis, des corrections barométriques ont été appliquées sur les données des puits hydrauliques et des piézomètres à corde vibrante. Finalement, l'analyse de la distribution des pressions interstitielles a été réalisée à partir de deux simulations de l'écoulement de l'eau.

2.1 Instrumentation

La mise en place de l'instrumentation du site de Sainte-Anne-de-la-Pérade a été réalisée du printemps 2016 au printemps 2018, par le personnel du MTQ et par celui de l'Université Laval. Différents types de données ont été recueillis dans le cadre de ce projet, soit des données météorologiques et des données thermiques et hydrauliques dans la zone non saturée et dans la zone saturée des dépôts meubles. Les instruments ont été déployés à quatre emplacements sur le site d'étude, qui sont identifiés par les numéros suivants selon la nomenclature du MTQ : 27099, 27214, 27215, 27216 (**Figure 8**). Il est à noter que la localisation des emplacements 27214 et 27099 est la même. L'instrumentation pour les conditions météorologiques et la zone de sol non saturée est située à l'emplacement 27216 alors que l'instrumentation pour la zone de sol saturée est répartie aux trois différents emplacements.



Figure 8. Carte de l'emplacement de l'instrumentation sur le site d'étude (Fond de carte : Bing, 2019).

2.1.1 Conditions météorologiques

Afin de documenter les conditions météorologiques sur le site d'étude, une station météorologique a été installée à la fin de l'été 2017 (**Figure 9**). La station permet la mesure des précipitations, de la pression barométrique, de la radiation solaire, de la direction et de la vitesse du vent, de la hauteur de la neige, de la température de l'air et de l'humidité relative. Le modèle et la marque des sondes utilisées pour mesurer ces variables sont présentés au **Tableau 1**. Les sondes sont reliées à un système d'acquisition de données qui sera présenté à la section 2.1.3.

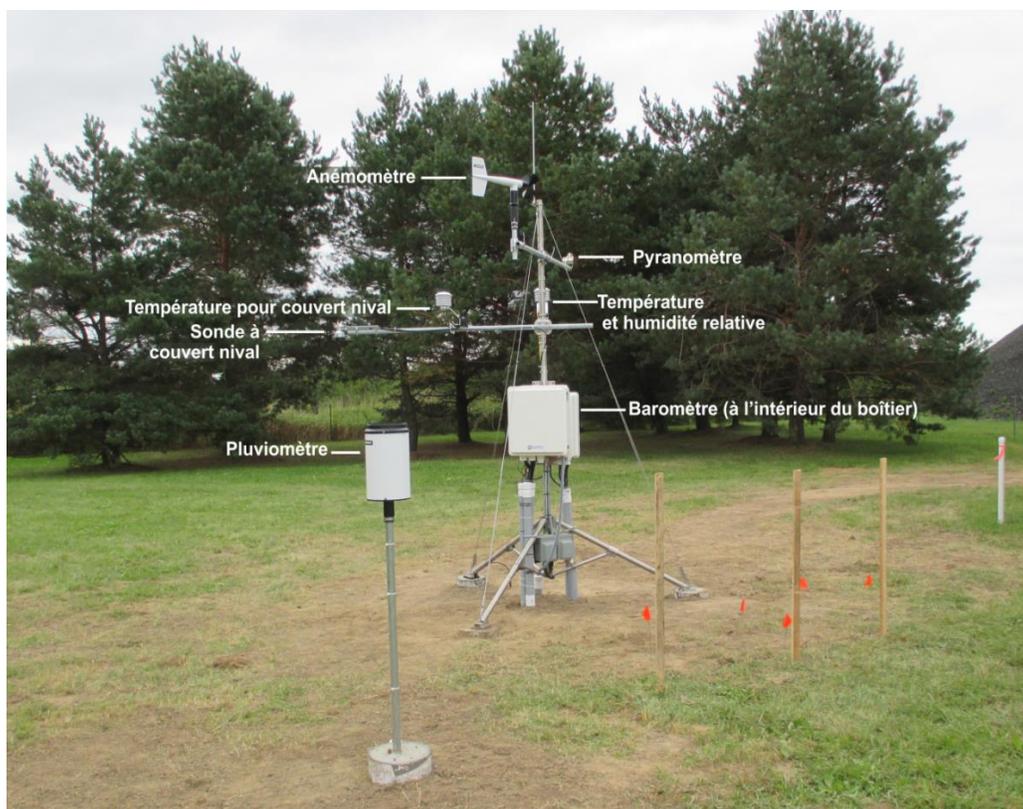


Figure 9. Photo de la station météorologique et identification des différentes sondes (1^{er} septembre 2017).

Tableau 1. Caractéristiques des instruments installés pour la station météorologique et variables mesurées.

| Instrument | Marque | No. Modèle | Variables mesurées |
|----------------------------------|--------------------------|------------|---|
| Baromètre | Vaisala | PTB110 | Pression barométrique (kPa) |
| Pluviomètre | R.M. Young | 52202 | Précipitations (mm) |
| Pyranomètre | Kipp δ Zonen | SP Lite2 | Radiation solaire (W/m ²) |
| Anémomètre | R.M. Young | 05103-10 | Direction (°) et vitesse (m/s) du vent |
| Capteur de couvert nival | Campbell Scientific inc. | SR50AT | Hauteur de neige (m) |
| Sonde de température et humidité | Campbell Scientific inc. | CS215 | Humidité relative (%) et température (°C) |

2.1.2 Conditions de la zone non saturée

Des sondes ont été mises en place dans la zone du sol non saturée afin d'observer l'infiltration de l'eau ainsi que le régime thermique du sol. Comme la profondeur de la nappe phréatique est évaluée à environ 2,1 m, les sondes ont été installées de la surface jusqu'à une profondeur maximale de 2 m. Pour ce faire, une tranchée a été creusée à la main dans le sol à proximité de la station météorologique (**Figure 10**). Le **Tableau 2** présente les différentes sondes qui ont été installées et la **Figure 11** présente les photos de ces sondes.



Figure 10. Tranchée d'installation des sondes dans la zone non saturée. a) Creusée de la tranchée et répartition du sol sur une bâche. b) Installation des sondes dans la tranchée.

Tableau 2. Caractéristiques des instruments mis en place dans la zone non saturée et variables mesurées.

| Instrument | Quantité | Marque et modèle | Variables mesurées |
|--------------------------|----------|------------------------------------|--|
| Plaque à flux de chaleur | 1 | Hukseflux – HFP01SC | Flux thermique du sol (W/m ²) |
| Thermistance | 8 | RocTest - TH-T | Température (°C) |
| Sonde de teneur en eau | 5 | Decagon – 5TM | Teneur en eau volumétrique et température (°C) |
| | 10 | Campbell Scientific - TDR CS610 | |
| Sonde de tension | 5 | Decagon – MPS-6 | Tension (kPa) et température (°C) |
| | 5 | Meter Environment – T8 tensiometer | |

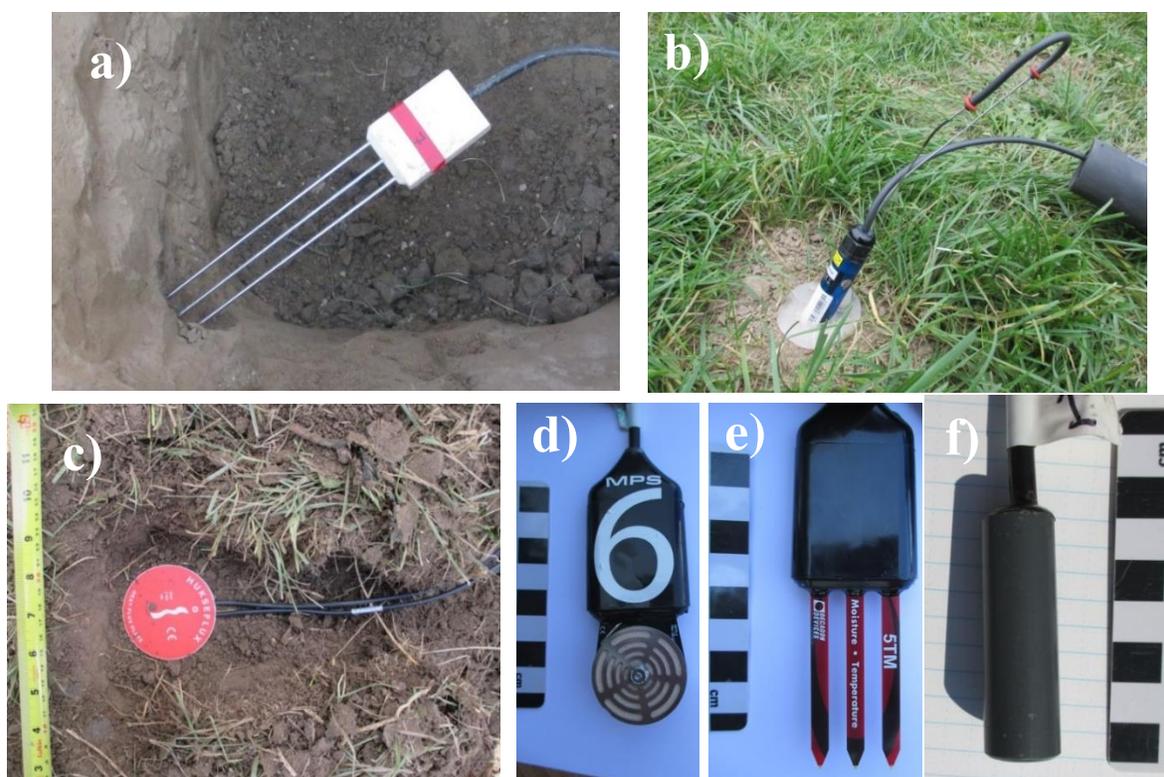


Figure 11. Photos des instruments mis en place dans la zone non saturée a) Sonde TDR. b) Tensiomètre T8. c) Plaque à flux de chaleur. d) Sonde MPS-6. e) Sonde 5TM. f) Thermistance.

Afin de documenter le régime thermique du sol, des thermistances ont été installées dans le trou d'un forage réalisé avec une tarière manuelle, qui a ensuite été rempli avec le sol retiré au fur et à mesure que les sondes étaient installées. Les thermistances utilisées ont été récupérées d'une étude antérieure du MTQ (Lemaire, 2008). De plus, une plaque à flux de chaleur a été installée près de la surface, à une profondeur de 8 cm. Une sonde de teneur en eau TDR et deux thermistances ont été installées près de la surface à proximité de la plaque à flux de chaleur, comme suggéré dans le manuel d'installation (Campbell Scientific inc., 2016).

Pour quantifier l'infiltration de l'eau dans le sol, deux types d'instrument ont été mis en place, soit des sondes de teneur en eau et des tensiomètres. Tous les instruments sont neufs, à l'exception des sondes de teneur en eau TDR, provenant du même projet que les thermistances. Deux types de sondes de teneur en eau ont été mis en place (TDR et 5TM) et deux types de tensiomètres (T8 et MPS-6). La duplication de ces sondes a été réalisée afin de les comparer et déterminer quels modèles sont optimaux pour ce type d'étude. Les sondes choisies seront préconisées pour l'instrumentation de futurs sites dans le cadre du projet réalisé avec le MTQ. La comparaison de ces sondes ne sera toutefois pas présentée dans ce mémoire. Pour plus de détails, voir le rapport de Kokutse et al. (2019). Dans le cadre de cette étude, ce sont les données des sondes 5TM pour la teneur en eau et MPS-6 pour la tension qui seront utilisées car ce sont elles qui ont le mieux fonctionné.

Comme mentionné précédemment, les sondes sont installées à différentes profondeurs entre 2,5 cm et 2 m, afin de couvrir l'ensemble de la zone non saturée. La **Figure 12** présente la profondeur d'installation des différentes sondes en fonction de la stratigraphie détaillée de la tranchée. À l'annexe 1, la **Figure A1.1** montre le schéma d'installation des sondes et le **Tableau A1.1**, les valeurs exactes de leur profondeur d'installation.

| STRATIGRAPHIE | | | INSTRUMENTATION | | | | |
|--|-----------|---------|----------------------|----------------------|---------------------|-------------------|----------|
| DESCRIPTION | PROF. (m) | SYMBOLE | TDR (θ et T) | 5TM (θ et T) | MPS6 (ψ et T) | T8 (ψ et T) | TH-T (T) |
| Silt avec traces d'argile | 0 | | 10 | | | | 8 |
| | | | 9 | 5 | 5 | | 7 |
| | | | 8 | | | 5 | 6 |
| Silt oxydé | 0,5 | | | | | | 5 |
| | | | 7 | 4 | 4 | 4 | 4 |
| | | | 6 | | | 3 | |
| Sable fin | 1 | | 5 | | | | 3 |
| | | | 4 | | | 2 | |
| Sable fin avec lentilles d'argile oxydée | 1,5 | | 3 | 3 | 3 | 1 | |
| | | | 2 | 2 | 2 | | 2 |
| Sable fin oxydé | 2 | | 1 | 1 | 1 | | 1 |

Figure 12. Profondeur d'installation des différentes sondes dans la zone non saturée en fonction de la stratigraphie détaillée de la tranchée. Les chiffres indiqués dans la section instrumentation correspondent à la nomenclature utilisée pour identifier les sondes d'un même modèle.

2.1.3 Système d'acquisition des données

Le système d'acquisition des données utilisé est un CR1000 de la compagnie Campbell scientifique. Il a été mis en place dans un boîtier fixé à la station météorologique afin de récolter les données de la station météorologique et les données des sondes dans la zone non saturée (**Figure 13**). Un deuxième boîtier est fixé à la station météorologique et comprend une partie

du système d'acquisition pour les sondes TDR, l'espace n'étant pas suffisant dans un seul boîtier. Le système d'acquisition est alimenté par une prise électrique située sous la station météorologique. L'installation du système a été réalisée à la fin de l'été 2017 et un modem a été installé à l'été 2018, permettant d'acquérir les données à distance. Les données de la station météorologique et des sondes de la zone non saturée sont échantillonnées à chaque minute et la moyenne, ou sommation dans le cas du pluviomètre, est enregistrée à chaque heure. Une exception est faite pour les sondes de teneur en eau TDR, où les données sont prises et enregistrées une fois à chaque heure. En effet, la prise de données des sondes TDR demande plus de temps et il n'était pas possible de le faire aux minutes sans entrainer de conflits avec la lecture des autres sondes. Pour plus de détails sur l'installation de la station et des instruments, voir le rapport PACC-17-18-06-03 Déploiement d'une station expérimentale au site de Sainte-Anne-de-la-Pérade (Germain et al., 2018).

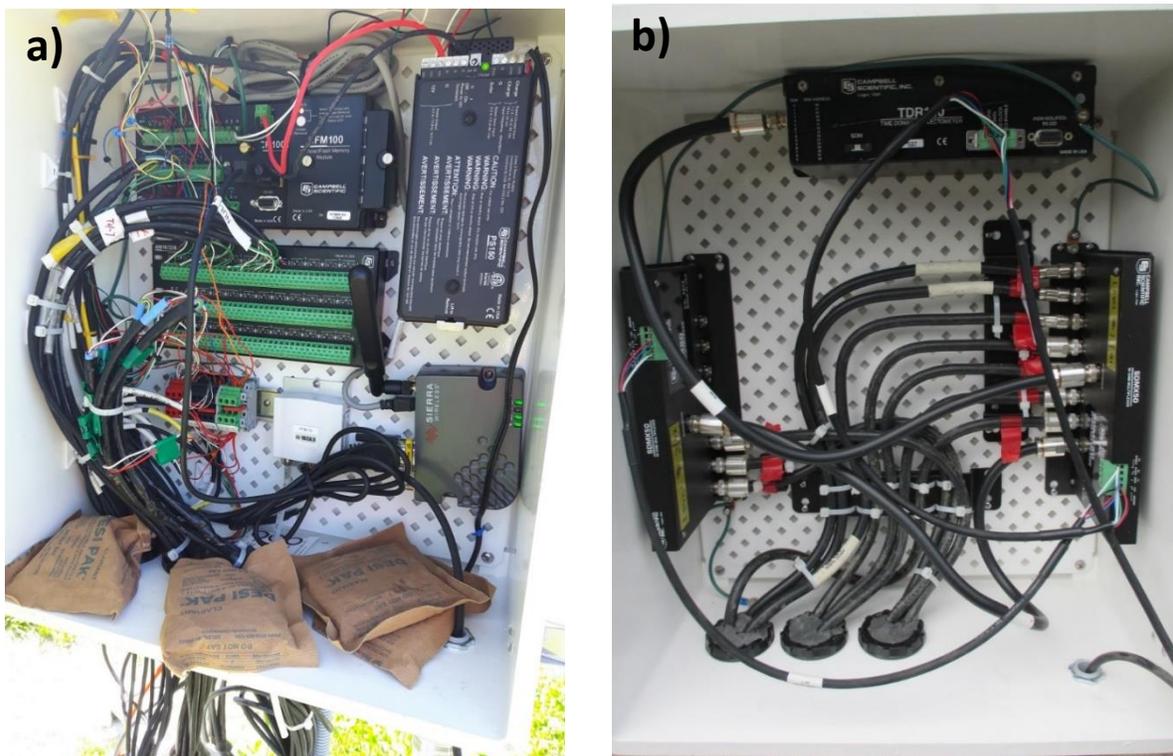


Figure 13. Photos du système d'acquisition installé dans les boîtiers de la station météorologique. a) Boîtier comprenant le CR1000 et le modem. b) Boîtier comprenant les fils des sondes TDR.

2.1.4 Conditions de la zone saturée

Pour effectuer le suivi des pressions interstitielles et des charges hydrauliques dans la zone saturée, deux types d'installation ont été utilisées, soit des puits hydrauliques crépinés et des piézomètres à corde vibrante. Les différentes profondeurs d'installation sont présentées à la **Figure 14**. Leur numéro correspond à leur emplacement à la **Figure 8**.

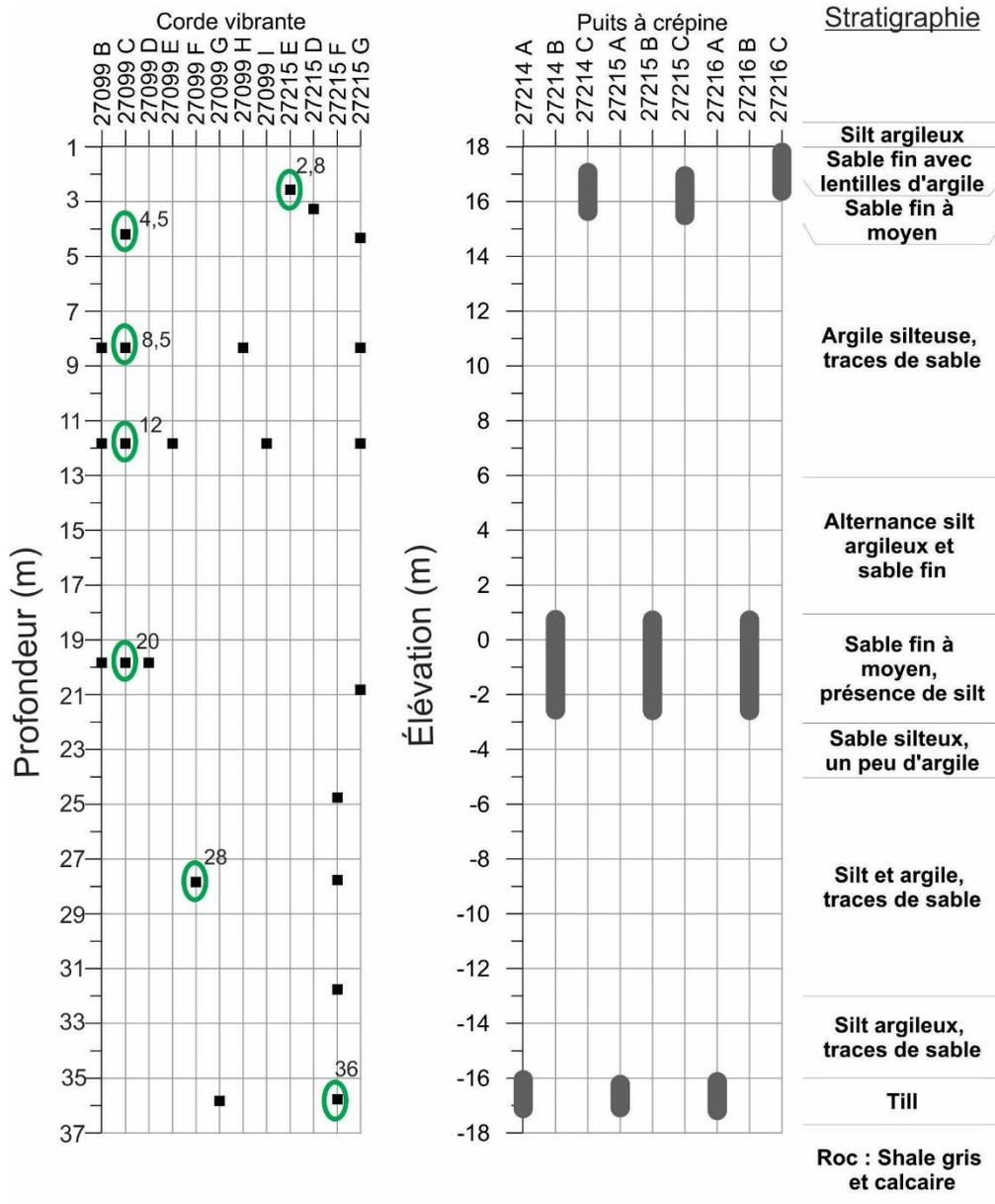


Figure 14. Profondeurs d'installation des instruments dans la zone saturée en lien avec la stratigraphie du site d'étude. Pour les puits à crépine, seule la zone crépinée est indiquée sur la figure. Les piézomètres à corde vibrante encerclés en vert sont ceux dont les données seront utilisées dans cette étude.

Dans un premier temps, 9 puits hydrauliques, soit des puits d'observation à crépine, ont été installés à 3 profondeurs différentes, soit environ 3 m, 20 m et 36 m. Les crépines sont installées dans les couches perméables retrouvées sur le site, soit dans le sable fin à moyen en surface (C), dans le sable fin plus en profondeur (B) ainsi que dans le till à la base de la séquence stratigraphique (A). Ces puits ont été aménagés afin de mesurer la direction d'écoulement de l'eau souterraine horizontale dans ces couches ainsi que la conductivité hydraulique *in situ* à l'aide d'essais de perméabilité et de pompage. La **Figure 15** présente leur emplacement sur le site d'étude.

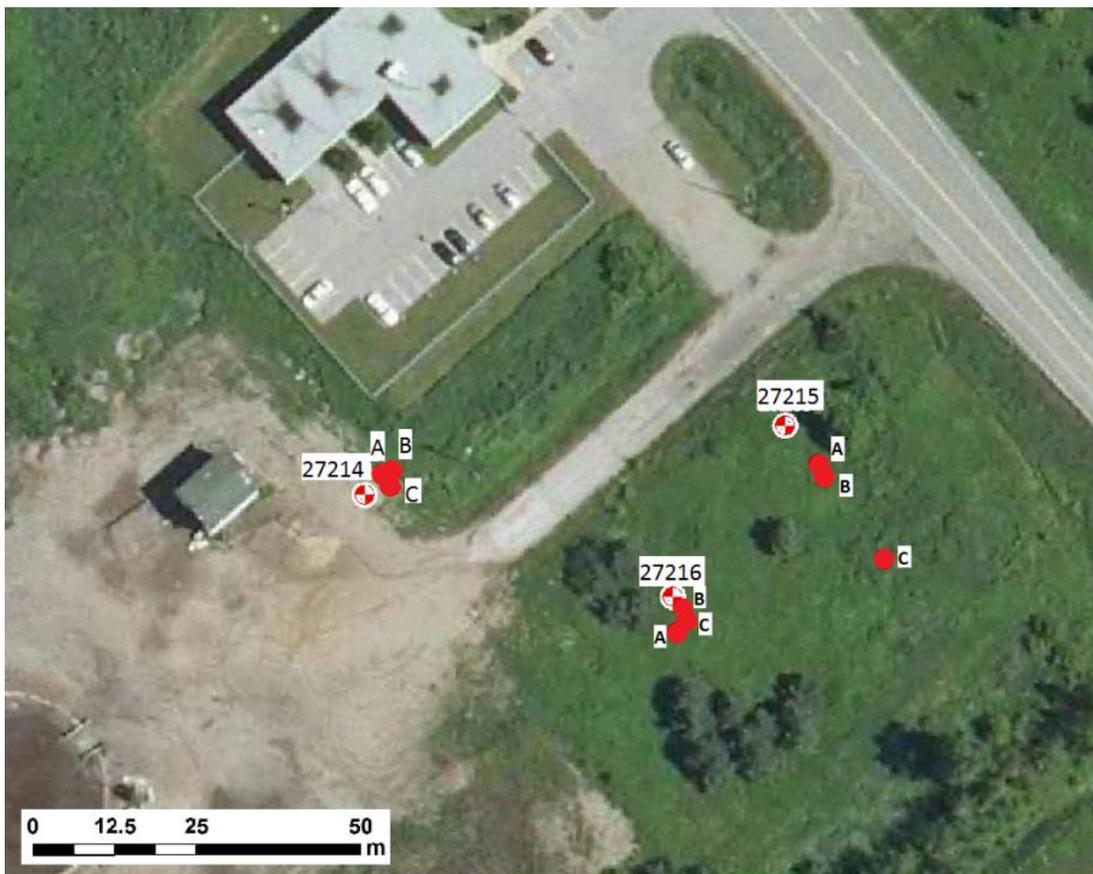


Figure 15. Carte de localisation des puits hydrauliques sur le site d'étude (Fond de carte : Bing, 2019).

Les puits hydrauliques installés dans la couche de sable en surface (C) ont été réalisés en utilisant une foreuse à tarière manuelle (**Figure 16**). Ces puits ne possèdent pas de tubage de protection en surface, à l'exception du puits 27214C qui possède un tubage de protection en PVC. Les autres puits hydrauliques plus profonds (A et B) ont été réalisés avec une foreuse

rotative conventionnelle (**Figure 16**). Le tubage principal de ces puits est protégé par un tubage de protection en acier. La **Figure 17** montre les puits de l'emplacement 27216. Les schémas d'aménagement et les caractéristiques détaillées des différents puits sont présentés à l'annexe 2.

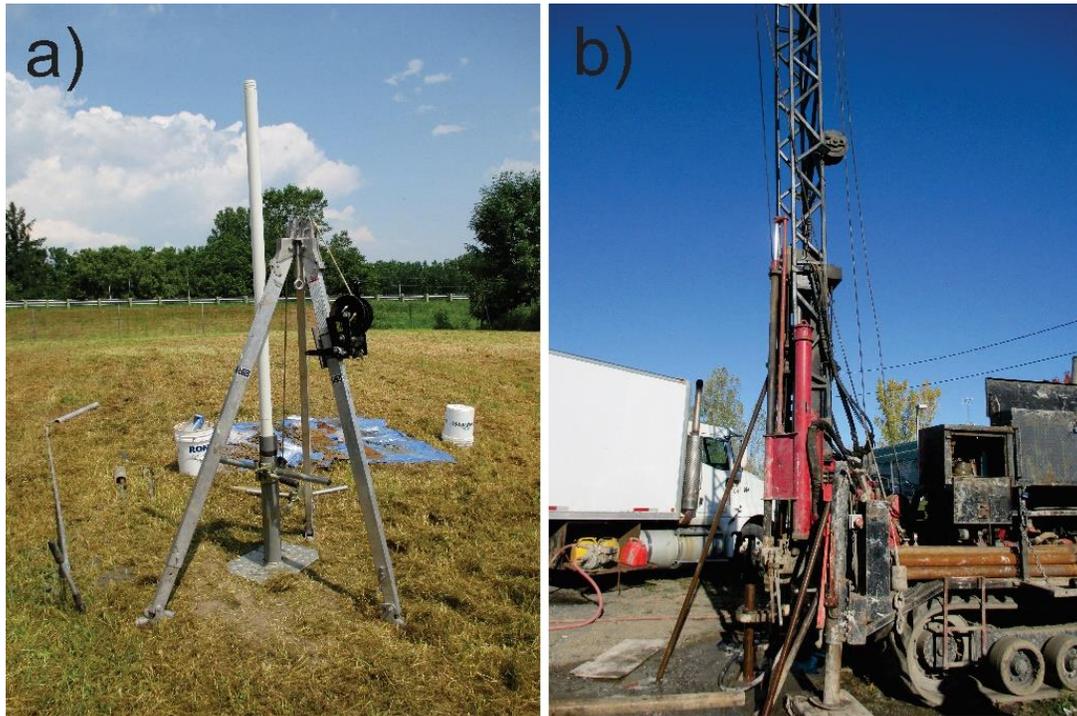


Figure 16. Photos des installations pour le forage des puits hydrauliques a) Foreuse à tarière manuelle. b) Foreuse rotative.



Figure 17. Photo des puits hydrauliques A, B et C à l'emplacement 27216.

De plus, des sondes de niveau d'eau Levelogger de Solinst (**Figure 18**) ont été installées à l'intérieur des puits hydrauliques, afin de mesurer les variations du niveau d'eau dans les puits. La fréquence de mesure est de 15 minutes et les sondes ont été déployées à différents moments, soient à l'automne 2017, à l'été 2018 et à l'automne 2018.



Figure 18. Photo d'une sonde de niveau d'eau Solinst utilisée dans un des puits hydrauliques.

D'autre part, 23 piézomètres à corde vibrante, de marque Geokon (modèle 8001-3), ont été installés à des profondeurs variant entre 2,8 et 36 m afin d'obtenir les pressions interstitielles des différentes couches de sol, principalement dans la couche d'argile silteuse (**Figure 14**). Leur emplacement est présenté à la **Figure 19**. Deux boîtiers, comprenant chacun un système d'acquisition des données des piézomètres à corde vibrante, sont installés aux emplacements 27099 et 27215.

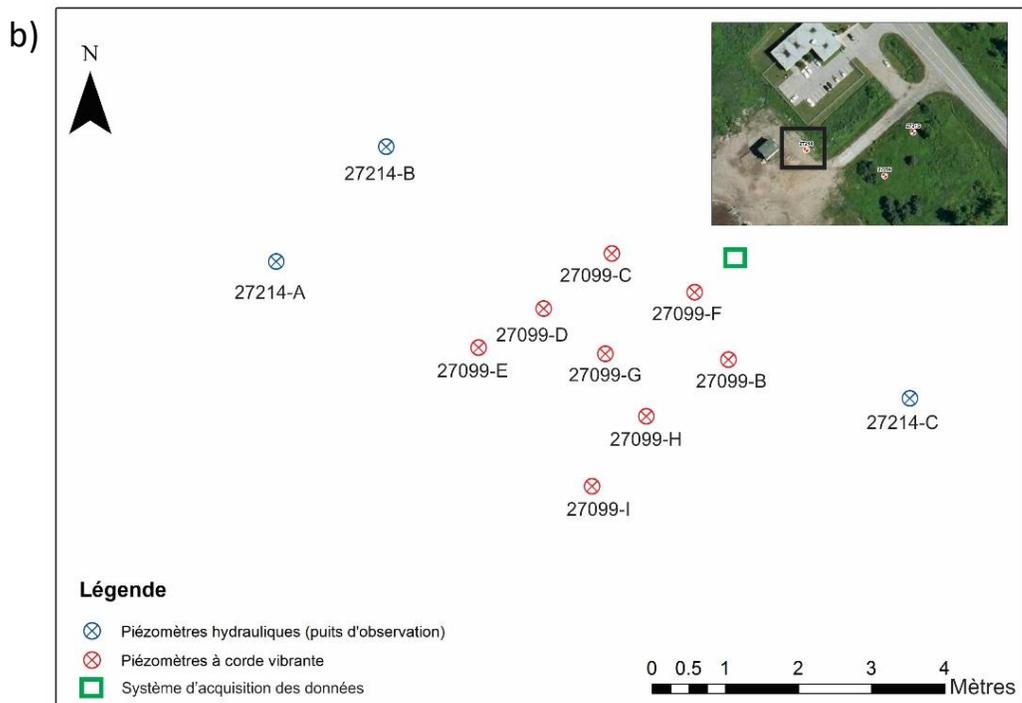
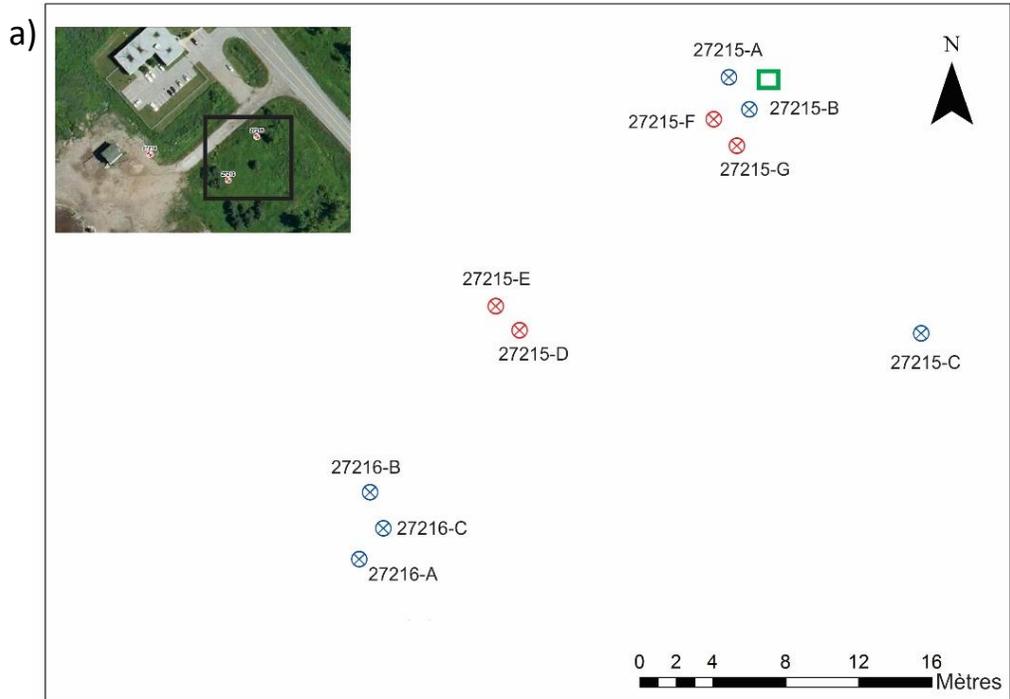


Figure 19. Emplacements des piézomètres à corde vibrante sur le site d'étude. a) Secteur des emplacements 27215-27216. b) Secteur des emplacements 27214-27099 (Fond de carte : Bing, 2019).

Tel qu'il est possible d'observer à la **Figure 14**, plusieurs piézomètres à corde vibrante ont été installés à la même profondeur dans différents forages. Cela s'explique par le fait que ce site d'étude fait également l'objet d'un banc d'essai du MTQ afin d'évaluer la performance de différents aménagements de piézomètres dans un forage. Quatre types d'aménagement ont été déployés sur le site, soit 1) piézomètre individuel dans une lanterne de sable, 2) nid de piézomètres complètement scellé avec le produit de bentonite particulière Ez-Seal, 3) nid de piézomètres dans une lanterne de sable et bouchon de bentonite-pierre et 4) nid de piézomètres complètement scellé avec un coulis de ciment-bentonite. Les schémas et détails des différentes installations sont présentés à la **Figure 20**.

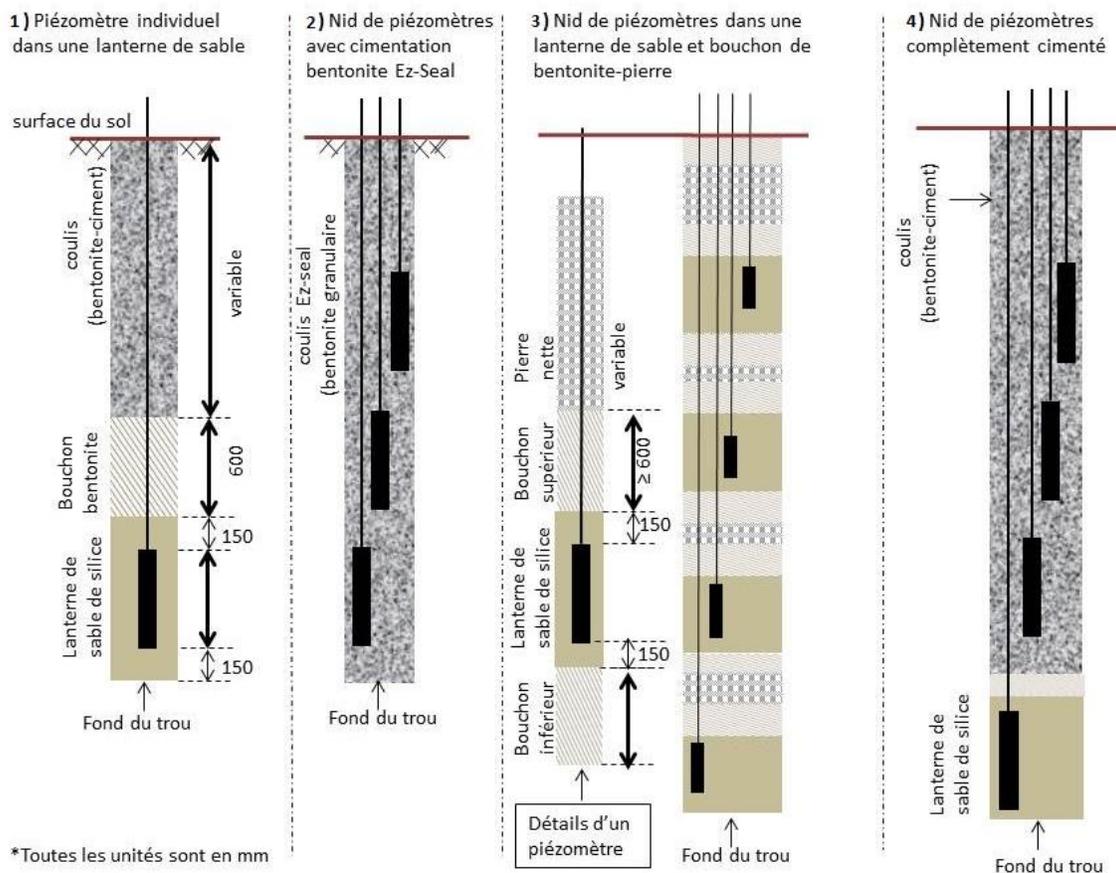


Figure 20. Configurations de piézomètres à corde vibrante mises en place pour l'analyse d'efficacité des installations. Modifié de Kokutse et al., 2018.

Il y a donc 8 piézomètres individuels dans une installation de lanterne de sable (Z27099D, Z27099F, Z27099G, Z27099H, Z27099I, Z27215D et Z27215E), 3 piézomètres en nid avec

mélange de bentonite Ez-Seal (Z27099B), 4 piézomètres en nid dans une lanterne de sable avec bouchon de bentonite-pierre (Z27099C) et 2 installations de 4 piézomètres en nid complètement scellés avec un coulis ciment-bentonite (Z27215F et Z27215G). Les piézomètres enregistraient initialement les données aux 12 heures, puis aux 15 minutes durant l'été 2018. Finalement, le temps de prise de données a été fixé à chaque heure, permettant d'avoir des données à haute résolution temporelle sans nécessiter un entretien du système d'acquisition trop fréquent.

L'analyse de la performance des différentes installations fait l'objet d'une étude distincte et n'est pas abordée en détail dans ce mémoire. Suite à cette analyse, seuls les résultats de sept piézomètres ont été conservés pour l'interprétation. En effet, la majorité des données provenant des piézomètres à corde vibrante à l'emplacement 27215 a été écartée dû à un problème de court-circuit hydraulique entre les piézomètres d'un même nid. Les données des piézomètres installés dans un coulis Ez-Seal ont aussi été écartées, dû aux incertitudes de la qualité du mélange et à des problèmes rencontrés avec un des piézomètres du nid d'installation. Les données provenant de deux piézomètres ont été écartées dû à des défauts de la sonde, sans lien avec son type d'installation. Finalement, lorsque plusieurs piézomètres situés à la même profondeur étaient jugés fonctionnels, un seul a été conservé pour les besoins de l'étude. Les piézomètres à corde vibrante conservés sont identifiés par un cercle vert à la **Figure 14**. Pour plus de détails concernant la comparaison des installations de piézomètres à corde vibrante, voir le rapport de Kokutse et al. (2019).

2.1.5 Autres instruments situés à proximité du site d'étude

En plus des instruments déployés pour les besoins de ce mémoire de maîtrise, d'autres stations de mesure appartenant au MELCC et au MTQ sont situées à proximité du site d'étude et seront utilisées dans le cadre de ce projet. Dans un premier temps, le MELCC possède une station météorologique à environ 1,2 km du site d'étude (**Figure 21**). Cette station comprend plusieurs instruments, permettant entre autres de mesurer les précipitations, le couvert nival et la température. Ces données sont disponibles sur leur site internet (MELCC, 2019).

De plus, trois installations de piézomètres à corde vibrante ont été installées par le MTQ à proximité, en complément du point 27099 qui est situé à l'intérieur du site d'étude de ce projet (**Figure 21**). Ces trois installations de piézomètres sont aménagées en nid de

piézomètres dans une lanterne de sable avec bouchon de bentonite-pierre. Il est à noter que, pour l'ensemble des emplacements d'instruments, un essai au piézocône CPTu a été réalisé, les résultats étant présentés à l'annexe 3. Pour les emplacements 27111, 27144 et 27115, le **Tableau A3.1** de l'annexe 3 présente les coordonnées de l'emplacement des piézomètres à corde vibrante en plus de leur profondeur d'installation et leur élévation.

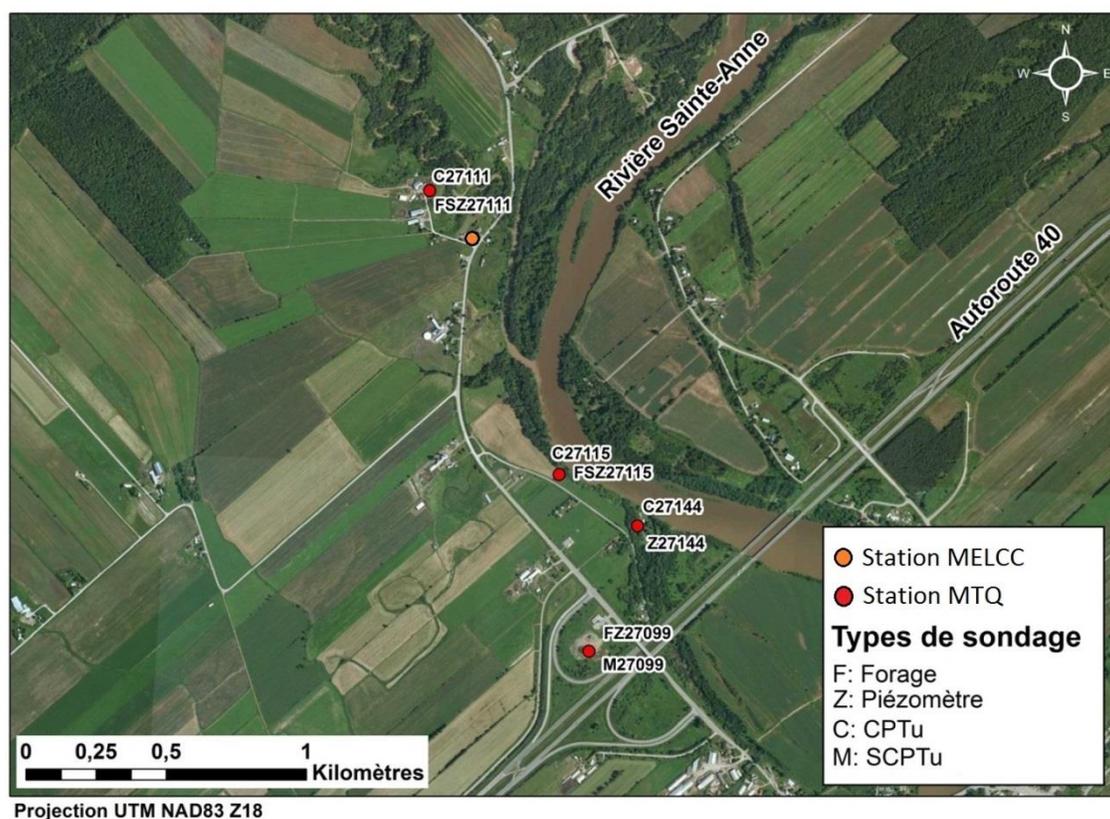


Figure 21. Carte de localisation des stations de mesure du MELCC et du MTQ situées à proximité du site d'étude. (Orthophoto 2008, Gouvernement du Québec)

2.2 Caractérisation des propriétés des matériaux

Afin de mesurer les propriétés géotechniques et hydrogéologiques des matériaux, des essais en laboratoire et sur le terrain ont été réalisés. Pour les essais en laboratoire, ils ont été réalisés sur des échantillons de sol prélevés dans la tranchée creusée lors de l'installation des sondes dans la zone non saturée (été 2017) ainsi que sur des échantillons prélevés à la cuillère fendue et au tube shelly lors de la réalisation d'un forage (automne 2017). Pour les essais sur le terrain, ils ont été réalisés à l'automne 2016, au printemps et à l'été 2017 et 2018. Les différents essais sont ici présentés selon les propriétés qu'ils ont permis de mesurer.

2.2.1 Propriétés géotechniques

Dans un premier temps, des échantillons ont été prélevés au tube shelby dans la couche d'argile silteuse et dans la couche de silt et argile, respectivement de 3,5 à 13 m et de 24 à 35 m de profondeur. Le **Tableau A4.1** à l'annexe 4 présente l'ensemble des échantillons d'argile prélevés sur le terrain et les essais qui ont été réalisés sur ceux-ci.

Des essais avec le pénétromètre au cône suédois ont été réalisés selon les normes CAN/BNQ 2501-110 pour obtenir la résistance au cisaillement non drainée intacte (C_u), la résistance au cisaillement non drainée remaniée (C_{ur}), les limites de liquidité (w_L) et de plasticité (w_P). L'indice de plasticité (I_P) a aussi été calculé et la teneur en eau (w) de l'échantillon a été évaluée en mesurant le poids de l'échantillon en conditions initiales, puis après l'avoir séché dans une étuve.

La salinité de l'eau présente dans les échantillons d'argile a été évaluée en laboratoire. Dans un premier temps, une courbe étalonnée de conductivité électrique a été réalisée à partir d'échantillons dont la salinité était connue. Par la suite, l'eau interstitielle de l'échantillon a été extraite par compression. Puis, à l'aide d'un conductimètre, la conductivité électrique a été évaluée. Cette valeur a été comparée à la courbe étalonnée et a permis d'obtenir la salinité de l'eau interstitielle en g/L.

De plus, des analyses granulométriques par sédimentométrie ont été réalisées pour les échantillons d'argile (**Figure 22**) selon la norme CAN/BNQ 2501-025. L'échantillon a initialement été mélangé avec de l'eau distillée. Ensuite, la densité du mélange a été mesurée en fonction du temps. Pour ce faire, des mesures de la densité du liquide ont été réalisées à l'aide d'un hydromètre à différents temps. Ces données ont alors permis de calculer le pourcentage passant des particules de différents diamètres et d'ainsi tracer la courbe granulométrique du sol pour les particules fines. La température tout au long des essais a aussi été relevée et s'est avérée constante durant chacun des essais, variant au maximum de 1°C.



Figure 22. Photo du montage des essais de sédimentométrie en laboratoire sur les échantillons d'argile.

D'autre part, des échantillons des couches plus perméables (sable et till) ont été prélevés sur le terrain à l'aide de cuillères fendues, lors du forage. Les profondeurs auxquelles ont été prélevés les échantillons utilisés pour les essais sont présentées au **Tableau 3**. Ces échantillons ont été utilisés pour la réalisation d'essais de granulométrie, suivant la norme CAN/BNQ 2501-025. Dans un premier temps, un tamisage a été effectué pour les particules plus grossières, à l'aide de tamis ayant un diamètre passant de 0,08 mm à 5 mm. Puis, avec les particules de sol fines passant le tamis de 0,08 mm, une sédimentométrie a été réalisée selon la même méthode que pour les échantillons d'argile et de silt. Le tout a permis d'obtenir la courbe granulométrique des échantillons de sol.

Tableau 3. Profondeur des échantillons de cuillères fendues utilisés pour les essais de granulométrie en laboratoire.

| Profondeur (m) | | |
|--------------------------|------------------|---------------|
| Sable fin à moyen | Sable fin | Till |
| 1,00 – 1,60 | 19,00 – 19,60 | 36,00 – 36,60 |
| 2,00 – 2,60 | 21,00 – 21,60 | |

Comme mentionné à la section 2.1.5, un essai a aussi été réalisé sur le terrain, soit un essai au piézocône CPTu. Cet essai permet de mesurer la résistance en pointe (q_c) et la pression interstitielle (u) sur l'ensemble des différentes couches de sol. Dans ce cas, il a été réalisé à la fin de l'automne 2016 à l'emplacement 27099 sur le site d'étude, de la surface jusqu'au refus dans la couche de till.

2.2.2 Propriétés hydrodynamiques

Les propriétés hydrodynamiques ont été déterminées à partir de différents essais en laboratoire et sur le terrain. Pour les essais en laboratoire, ils diffèrent selon leur milieu de prélèvement, soit dans la zone non saturée ou saturée du sol. Les essais sur le terrain, eux, ont tous été réalisés dans la zone saturée du sol.

Premièrement, pour le sol dans la zone non saturée, des échantillons cylindriques intacts de 16 cm de diamètre et 10 cm d'épaisseur ont été prélevés dans des bagues d'échantillonnage en creusant une tranchée pour un total de 8 échantillons à 4 profondeurs différentes (**Figure 23**). Les numéros des échantillons et leur profondeur sont présentés au **Tableau 4**.



Figure 23. Photo de l'échantillonnage du sol de la zone non saturée. a) Prise d'échantillon sur le terrain. b) Échantillon de sol dans la zone racinaire.

Tableau 4. Caractéristiques des échantillons de sol prélevés dans la zone non saturée.

| Profondeur (m) | Type de sol | No. échantillon |
|-----------------------|-----------------------------------|------------------------|
| 0,10 – 0,15 | Zone racinaire | 003862 003871 |
| 0,45 – 0,55 | Silt oxydé | 003867 003866 |
| 1,00 – 1,10 | Sable fin oxydé | 003861 003874 |
| 1,65- 1,75 | Sable fin et lentilles de silt | 003868 003864 |

Ces échantillons ont servi pour des essais en laboratoire avec l'appareil Hyprop afin d'obtenir leur courbe de rétention d'eau et leur conductivité hydraulique selon leur teneur en eau (UMS, 2015). Le principe est de saturer entièrement l'échantillon, puis de le déposer sur une base comprenant deux tensiomètres (**Figure 24**). Ensuite, la surface supérieure de l'échantillon est exposée à l'air libre, ce qui cause son assèchement progressif. La base de l'échantillon est déposée sur une balance, mesurant ainsi la perte d'eau lors de son assèchement progressif. L'essai est réalisé jusqu'à ce que l'un des tensiomètres atteigne la pression d'entrée d'air. Ainsi, tout au long de l'essai, la teneur en eau (via la masse de l'échantillon) et la tension (via les deux tensiomètres) sont mesurées dans l'échantillon, ce qui permet d'obtenir la courbe de rétention d'eau. De plus, puisqu'il y a deux tensiomètres à différentes profondeurs dans l'échantillon, il est possible de mesurer le gradient hydraulique vertical. En utilisant la loi de Darcy et en connaissant le gradient hydraulique vertical et le flux à travers la surface supérieure de l'échantillon (différence de masse entre deux mesures), il est possible d'évaluer la conductivité hydraulique pour différentes conditions de succion dans l'échantillon. Une fois l'essai terminé, l'échantillon est séché à l'étuve afin de déterminer la porosité du sol.



Figure 24. Photos du montage de l'essai avec l'appareil Hyprop pour les échantillons de sol dans la zone non saturée.

Une fois les essais réalisés, la relation de Van Genuchten (1980), dérivée de Mualem (1976), a été utilisée pour faire correspondre une courbe théorique aux observations de l'essai. Pour calculer la teneur en eau théorique en fonction du log de la succion, l'équation 2.1 ci-dessous a été utilisée. Pour le calcul de la conductivité hydraulique théorique en fonction du log de la succion, les équations 2.2 et 2.3 ont été utilisées (Mualem, 1976 ; Van Genuchten, 1980) :

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad (2.1)$$

$$K_r(h) = \frac{[1 - (\alpha h)^{n-1} (1 + (\alpha h)^n)^{-m}]}{[1 + (\alpha h)^n]^{m/2}} \quad (2.2)$$

$$K(h) = K_r(h) K_s \quad (2.3)$$

où

θ : teneur en eau calculée

θ_r : teneur en eau résiduelle

θ_s : teneur en eau saturée

α : paramètre d'ajustement (hPa^{-1})

h : succion (hPa)

n : paramètre d'ajustement

m : paramètre d'ajustement = $1-1/n$
 K_r : conductivité hydraulique relative
 K_s : conductivité hydraulique à saturation (cm/j)
 K : conductivité hydraulique (cm/j)

Un algorithme de régression non linéaire disponible dans le langage de programmation Python (Bitteli et al., 2015) a été utilisé afin d'obtenir un ajustement optimal de la courbe théorique avec les valeurs de l'essai en laboratoire. Par la suite, un ajustement manuel des paramètres a été réalisé lorsque nécessaire. Une fois l'ajustement complété, les paramètres du modèle capillaire de Mualem-van Genuchten (α, n, m) étaient obtenus pour les différentes couches de sol et la conductivité hydraulique initiale K_0 pouvait être estimée. Parmi les huit essais réalisés, seuls les résultats de quatre échantillons ont été conservés. En effet, les courbes des quatre autres essais avaient une allure hors norme et s'écartaient trop des courbes théoriques pour permettre l'obtention de paramètres de Mualem-van Genuchten représentatifs.

D'autre part, des essais en laboratoire, en cellule triaxiale, ont été réalisés sur des échantillons d'argile et de silt intacts afin d'obtenir leur conductivité hydraulique verticale à saturation. Le **Tableau 5** présente les profondeurs des différents échantillons utilisés dans les essais, tous d'une longueur initiale de 10 à 12 cm. Le tableau présente aussi les contraintes effectives verticales σ'_v *in situ* et les contraintes effectives σ'_p . Ces dernières ont été estimées à partir des essais au piézocône en utilisant la relation suivante (Demers et Leroueil, 2002) :

$$\sigma'_p = \frac{q_t - \sigma_{vo}}{3.4} \quad (2.4)$$

Il est à noter que les essais de perméabilité en laboratoire se font généralement par des essais oedométriques. Ici, la technique de la cellule triaxiale a été choisie car elle permet des mesures de conductivité hydraulique sur des échantillons de plus grand volume que pour les essais oedométriques. Normalement, plus le volume des échantillons augmente, moins les résultats sont affectés par les hétérogénéités du sol. Ainsi, les valeurs de conductivité hydraulique obtenues avec l'essai en cellule triaxiale devraient se rapprocher davantage des valeurs *in situ* que celles obtenues à l'oedomètre. Éventuellement, des essais à l'oedomètre seront également réalisés sur des échantillons intacts à des profondeurs similaires pour

comparer les données des deux types d'essais. Ces essais ne seront toutefois pas traités dans ce mémoire.

Tableau 5. Profondeurs de prélèvement des échantillons d'argile et de silt et contraintes appliquées pour les essais de conductivité hydraulique en cellule triaxiale.

| Type de sol | Intervalle de la couche de sol | Profondeurs de prélèvement des échantillons (m) | Contrainte effective verticale <i>in situ</i> σ'_v (kPa) | Contrainte effective σ'_p (kPa) | Contrainte effective cellulaire σ'_c (kPa) | Contrainte axiale anisotropie σ'_a (kPa) |
|-----------------|--------------------------------|---|---|--|---|---|
| | | 6.09 – 6.19 | 100 | 140.76 | 147 | 24 |
| Argile silteuse | 3.5 à 13 m | 9.22 – 9.33 | 131 | 182.25 | 161 | 35 |
| | | 11.13 – 11.24 | 142 | 210.06 | 167 | 38 |
| | | 26.19 – 26.28 | 326 | 287.99 | 170 | 87 |
| Silt et argile | 24 à 35 m | 28.14 – 28.24 | 344 | 288.09 | 183 | 92 |
| | | 32.08 – 32.18 | 378 | 288.70 | 201 | 101 |

La **Figure 25** présente le montage d'un essai en cellule triaxiale. Dans un premier temps, l'échantillon est saturé selon les conditions du terrain, en visant une contrainte effective verticale de 80% de la contrainte *in situ*. Par la suite, l'échantillon est consolidé, puis un chargement anisotropique est réalisé. Le chargement anisotropique permet de représenter le plus fidèlement possible les conditions *in situ* du terrain. Les différentes contraintes imposées aux échantillons sont présentées au **Tableau 5**. Une fois l'échantillon stabilisé après consolidation, un gradient de 10 kPa est imposé dans l'échantillon, de la base vers le sommet, et le changement volumétrique est suivi durant plusieurs jours. L'essai est poursuivi jusqu'à ce que le changement volumétrique à la base soit équivalent à celui du sommet, ce qui indique que le gradient de l'eau circulant dans l'échantillon est constant. Une fois le gradient stable, quatre nouvelles mesures sont prises et ce sont ces dernières qui sont utilisées pour le calcul de l'estimation de la conductivité hydraulique en utilisant la loi de Darcy (norme ASTM D5084-16a). La moyenne des calculs de ces quatre mesures correspond à la conductivité hydraulique pour l'échantillon.

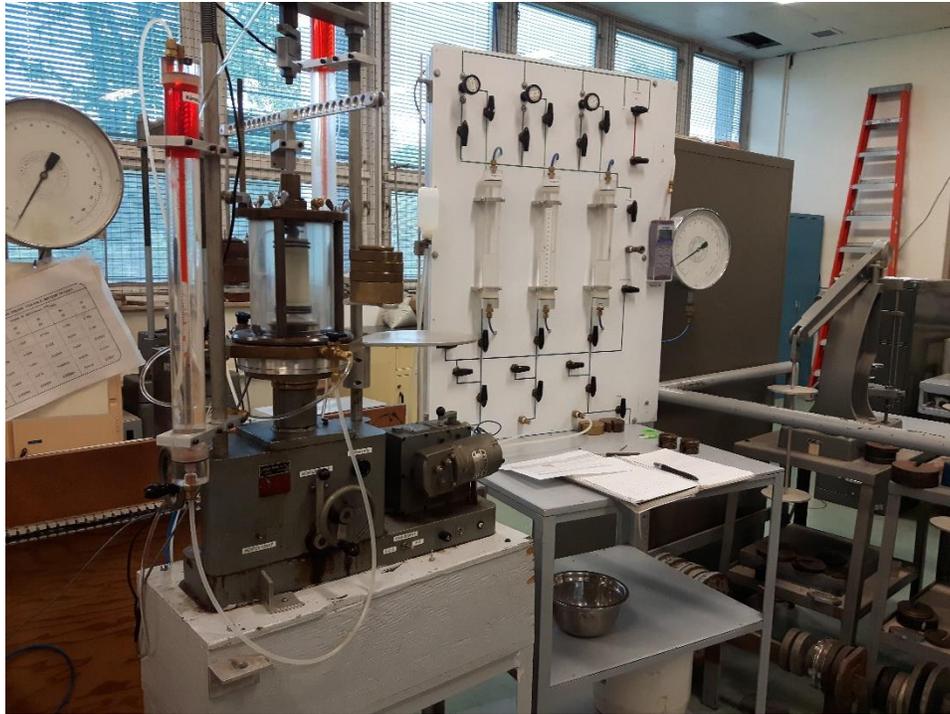


Figure 25. Photo du montage de l'essai de perméabilité en cellule triaxiale.

Afin de déterminer la conductivité hydraulique des couches plus perméables (sable, till), des essais de perméabilité à charge variable (slug test) ont été réalisés sur le terrain, dans les 9 puits hydrauliques qui sont répartis aux trois emplacements sur le site d'étude (**Figure 8**). Pour réaliser les essais de perméabilité à charge variable et entraîner un déplacement de l'eau dans les puits, des tiges pleines usinées pour la réalisation d'essais de perméabilité (Solid H(o) Slug ®, Midwest GeoSciences Group) ont été utilisées (**Figure 26**). Ces tiges introduisent un déplacement théorique approximatif qui varie en fonction du diamètre du puits (30 cm à 60 cm). Les puits de Sainte-Anne-de-la-Pérade ont tous un diamètre de 5,08 cm (2 pouces), à l'exception du puits 27214C qui a un diamètre de 2,54 cm (1 pouce). Étant donné que les tiges pleines utilisées lors des essais ont un diamètre supérieur à 2,54 cm, une écope (**Figure 26**) a plutôt été utilisée afin d'entraîner un rabattement d'environ 20 cm du niveau d'eau dans le puits 27214C.



Figure 26. Photo de l'équipement utilisé pour les essais de perméabilité à charge variable. Dans chacun des puits, une sonde à niveau d'eau (Levelogger de Solinst) a été installée pour mesurer les variations du niveau d'eau lors de l'essai. Deux tiges de longueurs différentes ont été utilisées pour les essais dans la majorité des puits et un minimum de deux essais interprétables ont été réalisés dans un même puits afin d'évaluer avec plus de précision la conductivité hydraulique de la couche. Deux méthodes ont été utilisées pour le traitement des données, selon la configuration de l'essai. Pour l'aquifère non confiné, c'est-à-dire le sable fin à moyen en surface, la méthode de Bouwer et Rice (1976) a été utilisée. Pour les aquifères confinés, soit le sable fin en profondeur et le till, la méthode de Cooper et al. (1967) a été utilisée. Pour plus de détails, voir le rapport de Fortier et al. (2018).

Afin de caractériser les propriétés hydrauliques du sol, un autre essai sur le terrain a été réalisé à l'été 2018, du 22 juin au 6 août. Il s'agit d'un essai de pompage à long terme d'une durée de 45 jours, dont l'objectif était d'obtenir la conductivité hydraulique verticale *in situ* de la couche d'argile silteuse et, du même coup, la conductivité hydraulique verticale de la couche de sable fin. Ainsi, le pompage a été réalisé dans le puits 27215B, dans lequel la crépine est située dans la couche de sable fin. Les différents puits hydrauliques du site d'étude et les

piézomètres à corde vibrante de l'emplacement 27215 ont été utilisés comme points d'observation. L'équipement pour l'essai était constitué d'une pompe Redi-Flo (Grundfos), d'un débitmètre électromagnétique (0-11 L/s) et d'un système d'acquisition des données (CR1000), le tout installé dans une roulotte laissée en place pour toute la durée de l'essai (**Figure 27**).

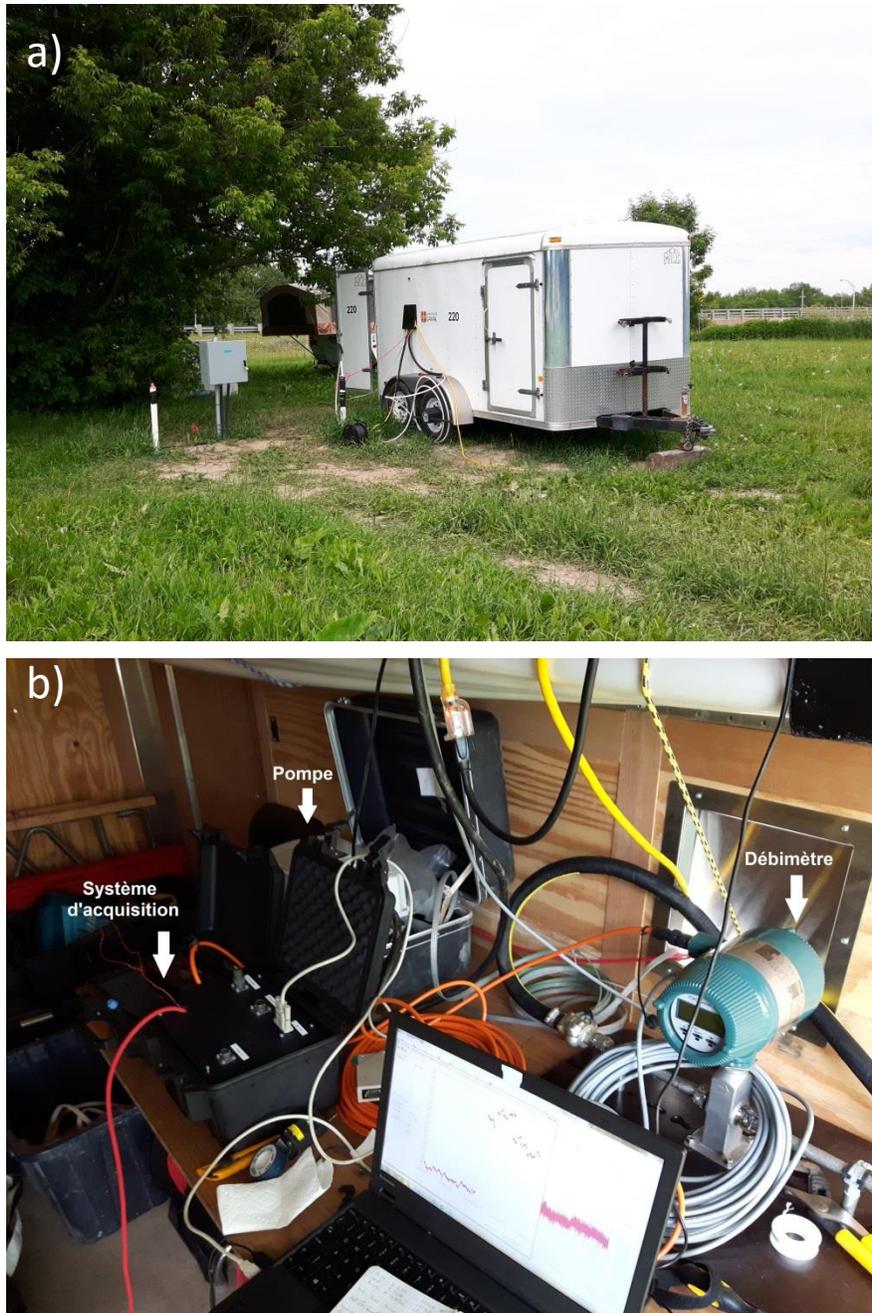


Figure 27. Installation pour l'essai de pompage à long terme. a) Installation de la roulotte sur le site d'étude. b) Équipement à l'intérieur de la roulotte.

Au début de l'essai, le débit a été augmenté progressivement jusqu'à 10,5 L/min mais comme il était difficile d'obtenir un débit stable, il a finalement été réduit à 8,5 L/min. Le débit moyen de l'essai a donc été de l'ordre de 8,5 L/min avec des périodes d'arrêt pour des raisons de dysfonctionnements ponctuels qui ont été relevés. Toutefois, des problèmes techniques avec les piézomètres à corde vibrante à l'emplacement 27215 ont été détectés après l'essai

de pompage. Ainsi, les valeurs de pressions interstitielles mesurées dans l'argile silteuse au moment de l'essai ne sont pas certaines et le calcul de la conductivité hydraulique de la couche d'argile silteuse ne pouvait être réalisé avec certitude. Les données brutes de l'essai sont donc disponibles mais n'ont pas été traitées et ne sont donc pas présentées dans ce mémoire.

2.3 Compensation barométrique

Des corrections ont dû être apportées aux données provenant des piézomètres à corde vibrante et des sondes de pression d'eau déployées dans les puits hydrauliques crépinés. En effet, les données brutes de ces sondes comportent beaucoup de bruit dû aux variations de pression atmosphérique. Pour les puits hydrauliques et les piézomètres à corde vibrante situés dans l'aquifère à nappe libre, la pression atmosphérique affecte directement les mesures. Pour les piézomètres à corde vibrante situés dans l'argile ou en profondeur, l'effet des variations barométriques dépend de la compressibilité des matériaux et est plus importante dans les couches compressibles, comme le silt et l'argile, que dans les couches peu compressibles, comme le sable et le till. Une compensation barométrique est alors nécessaire pour les données brutes, et celle-ci dépend de la configuration des instruments présents sur le site. Deux types de compensation ont donc été réalisés, pour les données des puits hydrauliques crépinés et pour celles des piézomètres à corde vibrante.

Dans un premier temps, les données enregistrées par les sondes de pression d'eau Solinst installées à l'intérieur des puits hydrauliques ont été corrigées. Comme il n'y a pas de sonde de pression barométrique dans les puits, les valeurs de pression atmosphérique enregistrées par le baromètre de la station météorologique ont été utilisées. La correction manuelle s'est réalisée tout simplement en transformant la pression atmosphérique (kPa) en pression d'eau (m H₂O). Par la suite, cette pression a été soustraite de la pression mesurée par la sonde, exprimée en mètre de H₂O. La valeur obtenue correspondait donc à la pression d'eau au-dessus de la sonde. Comme la profondeur de la sonde par rapport à la surface est connue, la charge hydraulique, exprimée en élévation par rapport au niveau moyen de la mer, a pu être évaluée.

D'autre part, les corrections ont été appliquées aux données brutes provenant des piézomètres à corde vibrante. Puisque ces instruments sont enfouis dans le sol et scellés, l'augmentation

de pression mesurée par le piézomètre qui est attribuable à une variation de pression atmosphérique dépend directement de la compressibilité du sol dans lequel se retrouve le piézomètre. Les diverses méthodes de compensation barométrique reposent sur la détermination de la compressibilité du sol. Ces méthodes sont la régression linéaire, l'ajustement visuel ou la régression multiple tenant compte du décalage temporel (Marefat et al., 2015; Tipman et al., 2017). Pour les données du site d'étude, les trois méthodes ont été évaluées et après comparaison, c'est la méthode de la régression linéaire qui a été retenue. En effet, l'ajustement visuel n'était pas assez précis et la méthode de régression multiple, plus compliquée à réaliser, n'apportait pas de résultats significativement plus précis que la régression linéaire. Ainsi, l'équation suivante a été appliquée afin de corriger les données brutes selon la méthode de la régression linéaire :

$$P_{\text{corrigée}} = P_{\text{brute}} - LE(B - B_{\text{moy}}) \quad (2.5)$$

où

$P_{\text{corrigée}}$: pression interstitielle corrigée (kPa)

P_{brute} : pression interstitielle brute, mesurée par les piézomètres à corde vibrante (kPa)

LE : coefficient de chargement barométrique (loading efficiency)

B : pression atmosphérique mesurée au même moment (kPa)

B_{moy} : pression atmosphérique moyenne pour la durée de la prise de données (kPa)

Les données brutes de pression, mesurées par les piézomètres à corde vibrante, et les données de pression barométrique, mesurées par le baromètre de la station météorologique, ont été utilisées. Avec ces données, un graphique des variations de pression en fonction des variations barométriques a été réalisé et une droite de régression a été tracée dans le nuage de point. La pente de cette droite correspond au paramètre LE (loading efficiency), qui dépend lui-même de la compressibilité du sol. Un exemple est montré à la **Figure 28** pour les données du piézomètre 27099C installé à une profondeur de 12 m. Il est à noter que seules les données de la période hivernale (décembre 2017 à mars 2018 inclusivement) sont utilisées pour déterminer ce paramètre. En effet, le sol est gelé à cette période et recouvert d'un couvert nival, ce qui limite l'infiltration d'eau dans le sol. Les variations de pression d'eau mesurées durant cette période sont donc assumées comme étant directement attribuables aux variations barométriques.

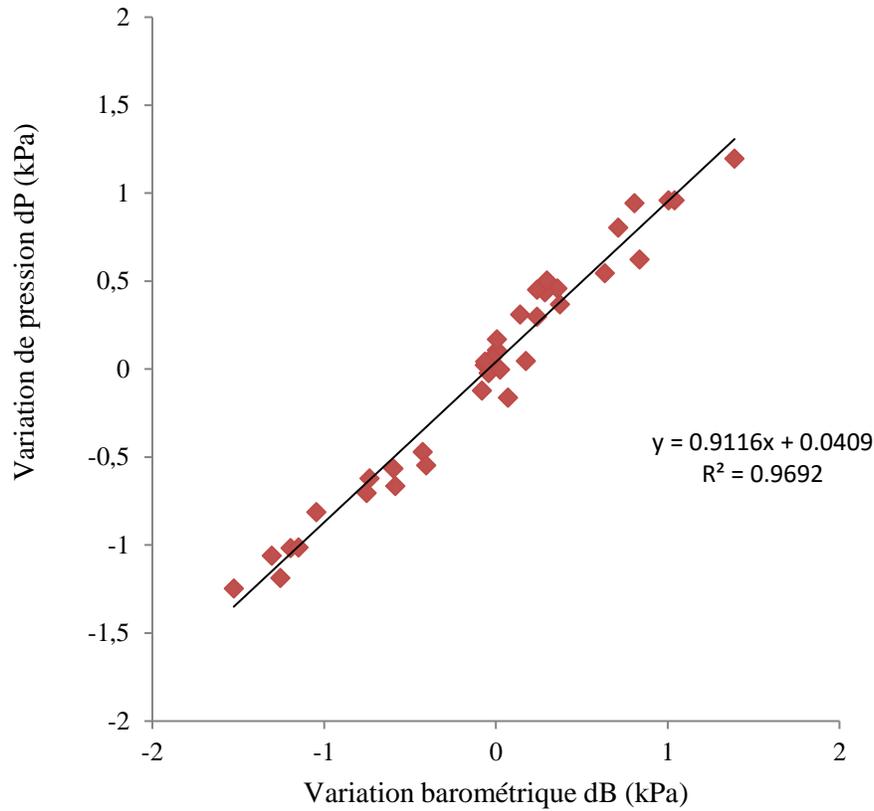


Figure 28. Graphique de la variation de pression en fonction de la variation barométrique pour le piézomètre 27099C à 12 m de profondeur, utilisé pour la compensation barométrique.

Une fois le paramètre LE obtenu, la formule 2.5 peut être appliquée pour l'ensemble des données de ce piézomètre. Les mêmes étapes sont répétées pour chaque piézomètre à corde vibrante, afin d'obtenir une valeur de LE propre à chacun. La compensation barométrique des données permet aussi d'évaluer la compressibilité verticale m_v et, par conséquent, le coefficient d'emménagement spécifique S_s . Les équations suivantes ont été utilisées (Freeze et Cherry, 1979 ; Merefat et al., 2015) :

$$m_v = \frac{LE(n\beta_w)}{1-LE} \quad (2.6)$$

$$S_s = \rho_w g(n\beta_w + m_v) \quad (2.7)$$

où

m_v : compressibilité verticale (Pa^{-1})

LE : coefficient de chargement barométrique (loading efficiency)

n : porosité

β_w : compressibilité de l'eau à 20°C = $4,6 \times 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$

S_s : coefficient d'emmagasinement spécifique (m^{-1})

ρ_w : masse volumique de l'eau = 1000 kg/m^3

g : gravité = $9,81 \text{ m/s}^2$

Le coefficient d'emmagasinement spécifique est particulièrement important pour comprendre le système d'écoulement de l'eau souterraine puisqu'il intervient dans le calcul de la diffusivité hydraulique D . La diffusivité hydraulique est proportionnelle à la vitesse à laquelle une impulsion de pression finie se propage dans le système d'écoulement (des valeurs élevées de D entraînent une propagation rapide des signaux). Celle-ci est donnée par l'équation suivante (Freeze et Cherry, 1979):

$$D = K/S_s \quad (2.8)$$

où

D : diffusivité hydraulique (m^2/s)

K : conductivité hydraulique (m/s)

S_s : coefficient d'emmagasinement spécifique (m^{-1})

2.4 Analyse de la distribution des pressions interstitielles en profondeur

Une fois les données de pressions interstitielles corrigées, l'analyse de leur distribution en deux dimensions dans le massif argileux a été réalisée. En premier lieu, afin de bien comprendre les conditions de la région d'étude, l'étendue des couches de sol en profondeur a été établie en comparant les résultats des essais CPTu réalisés aux emplacements 27144, soit le plus près de la rivière, et 27099, soit au site d'étude (annexe 3). La topographie a été relevée le long du profil A-A' traversant les emplacements 27144 et 27099 (**Figure 29**). Cette topographie, jointe aux résultats de CPTu, a permis de créer le modèle conceptuel illustré à la **Figure 30**.

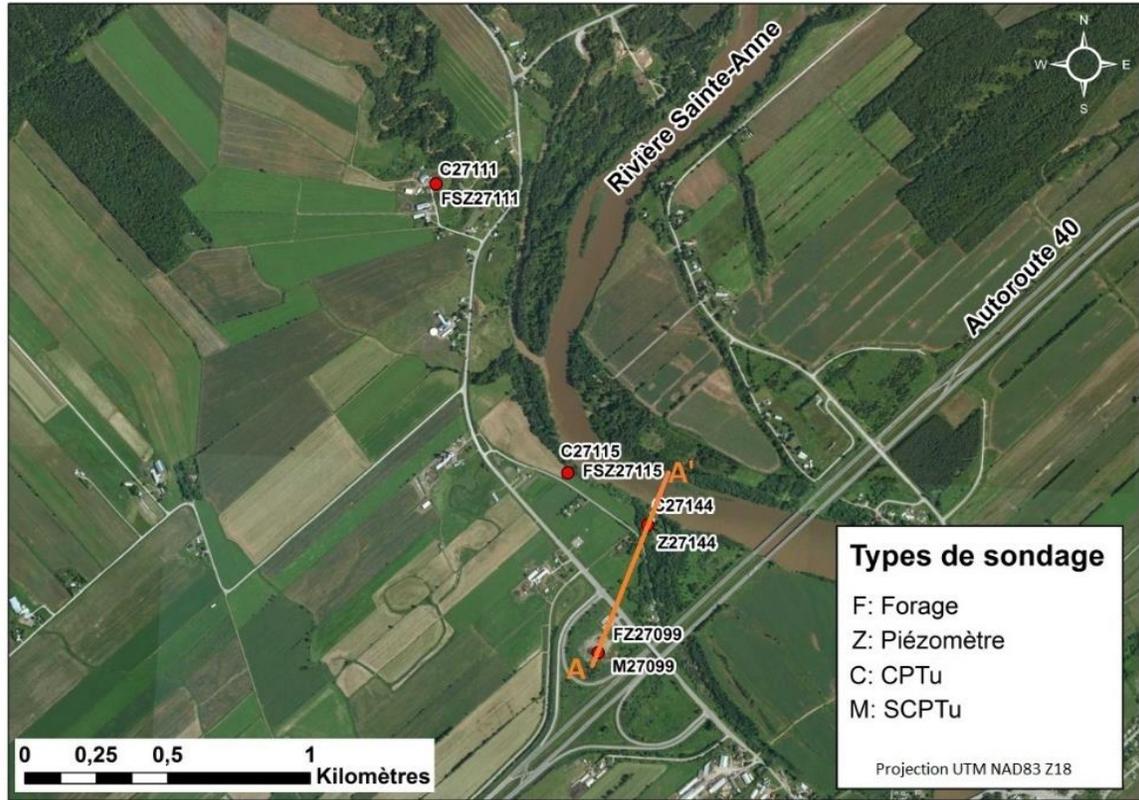


Figure 29. Carte de l'emplacement du profil A-A' traversant les emplacements 27099 et 27144 (Orthophoto 2008, Gouvernement du Québec).

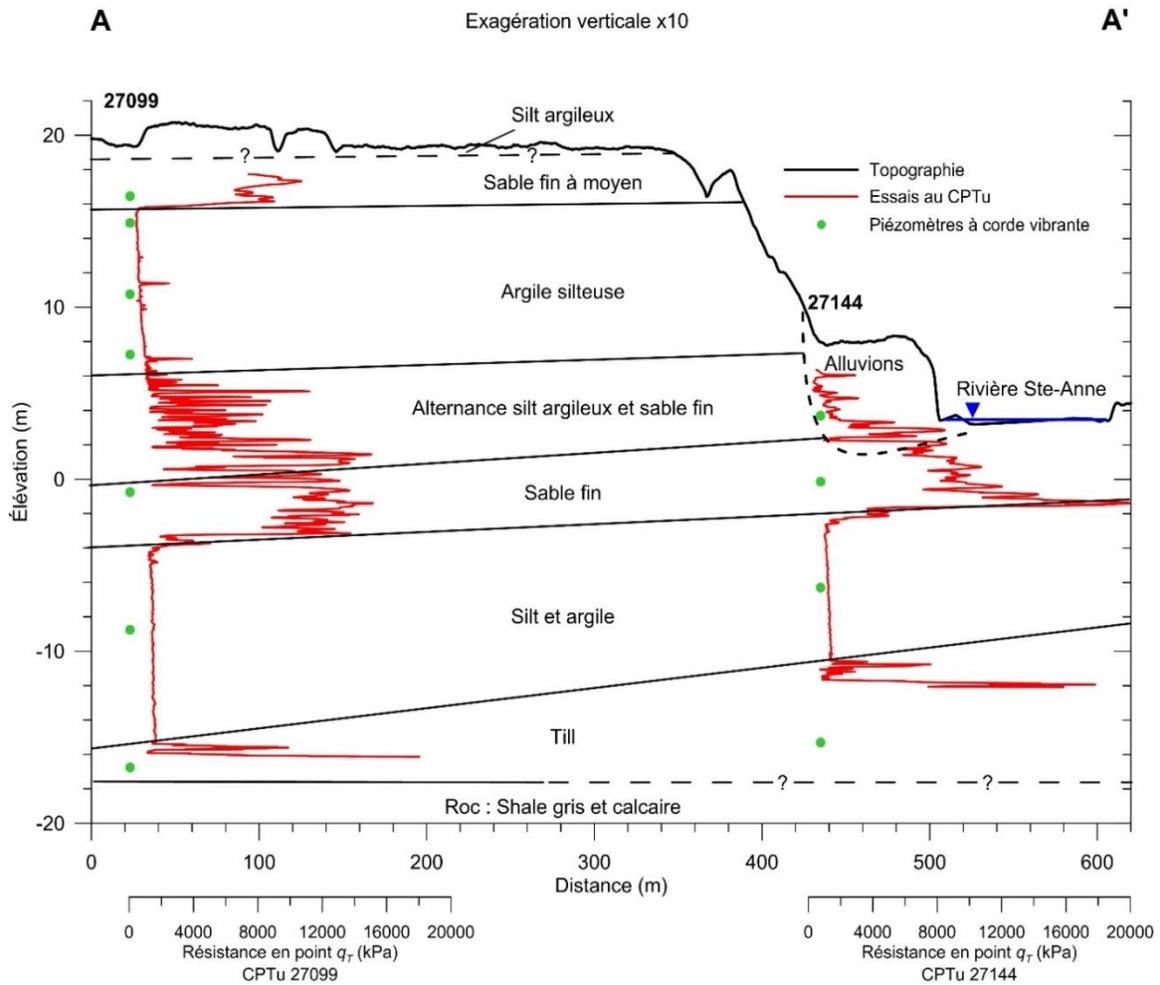


Figure 30. Modèle conceptuel de la continuité des couches de sol en profondeur à Sainte-Anne-de-la-Pérade le long d'un profil topographique entre l'emplacement 27099 et 27144.

Il est possible d'observer à la **Figure 30** que les résultats du CPTu à l'emplacement 27144 ne commencent qu'à partir de la couche d'alternance de silt argileux et sable fin, ce qui ne permet pas de confirmer la continuité des couches plus en surface de silt argileux, de sable fin à moyen et d'argile silteuse visibles à l'emplacement 27099. Il est tout de même possible de supposer l'épaisseur de la couche d'argile silteuse car elle est visible dans les résultats de CPTu du point 27115 plus au nord (**Figure A3.3**). D'autre part, les résultats des deux essais au piézocône CPTu présentés dans le modèle semblent concorder en égard à la présence de la couche d'alternance silt et sable, de la couche de sable fin et la couche de silt et argile plus en profondeur. Cette dernière est toutefois moins épaisse près de la rivière Sainte-Anne. S'en suit la couche de sol hétérogène de till et le roc, dont la profondeur est connue à l'emplacement 27099, mais pas à l'emplacement 27144. Une portion de dépôts

alluvionnaires est supposée près de la rivière Sainte-Anne mais ses caractéristiques exactes (dimensions, propriétés, etc.) ne sont pas connues.

Une fois les conditions du sol en profondeur établies, il a été possible de déterminer les phénomènes pouvant influencer les pressions interstitielles. Dans un premier temps, l'infiltration dans la couche d'argile silteuse de l'eau en surface, par les précipitations et la fonte de la neige, a été simulée à l'aide d'une solution analytique. Par la suite, comme le modèle conceptuel a permis de démontrer que la couche de sable fin sous le massif argileux semblait continue jusqu'à la rivière Sainte-Anne, il est possible que les variations du niveau de la rivière Sainte-Anne influencent les pressions interstitielles mesurées dans cette couche de sol. Ainsi, une deuxième simulation a été réalisée avec une solution analytique pour prendre en compte une possible propagation des pressions interstitielles dans la couche de sable fin.

2.4.1 Infiltration de l'eau de surface

Une première simulation a donc été réalisée pour simuler l'infiltration de l'eau en surface dans la couche d'argile silteuse selon la géométrie présentée à la **Figure 31**.

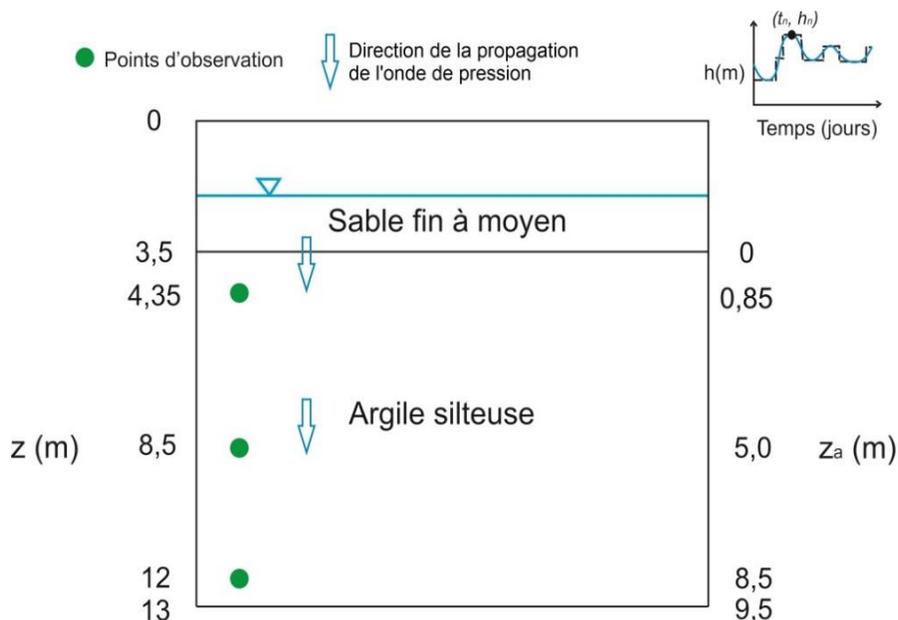


Figure 31. Schéma illustrant les conditions de la simulation no.1 de la propagation des charges hydrauliques de la surface jusque dans le massif argileux.

La solution analytique utilisée provient de l'équation suivante qui décrit l'écoulement 1D en conditions saturées en régime transitoire dans un massif semi-infini :

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t}, x, t \geq 0 \quad (2.9)$$

Cette équation est dérivée afin d'obtenir une solution permettant d'obtenir la charge hydraulique h dans un massif à la suite d'une augmentation ou diminution du niveau de la nappe phréatique au-dessus. Les conditions sur le terrain ne correspondent toutefois pas à une seule augmentation du niveau d'eau mais bien plusieurs augmentations et diminutions, comme illustrée à la **Figure 32**. Ainsi, pour représenter ces conditions, plusieurs paliers (NP) sont simulés, le nombre de palier étant déterminé en fonction de la résolution des données disponibles.

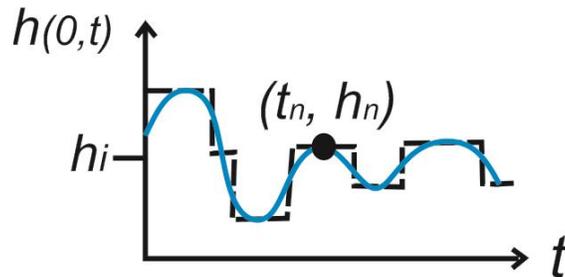


Figure 32. Schéma des paliers utilisés pour simuler les variations des charges hydrauliques où t_n et h_n sont respectivement le temps et la charge au palier n .

Ainsi, la charge hydraulique est calculée après chaque palier, soit après chaque augmentation ou diminution du niveau d'eau. Cela permet d'observer la propagation de l'onde de pression de la charge hydraulique dans le massif argileux, du sommet de la couche d'argile silteuse vers sa base. La sommation de ces charges hydrauliques calculées permet d'obtenir la variation de charge hydraulique finale par rapport à la valeur initiale. La solution analytique suivante est donc utilisée pour calculer, à différentes profondeurs z_a dans le massif, les variations de charges hydrauliques (Neville, communication personnelle).

$$h = h_i + \sum_{n=1}^{NP} \Delta h_n \operatorname{ERFC} \left\{ \frac{z_a}{2\sqrt{D(t-t_{sn})}} \right\} \quad (2.10)$$

où

z_a : point d'observation à partir du sommet de la couche d'argile
 D : diffusivité hydraulique de l'argile silteuse (m^2/j)

t : temps (jours)

t_{sn} : intervalle de temps depuis le 1^{er} mars 2018 (jours)

h : charge hydraulique calculée (m)

h_i : charge hydraulique initiale (m)

Δh_n : variation de la charge hydraulique entre deux paliers au temps n (m)

NP : nombre de palier

Les hypothèses suivantes ont été émises pour la solution analytique :

- Aquifère 2D
- Couche de sol homogène et isotrope, d'épaisseur uniforme
- Étendue de la couche semi-infinie
- Couche de sol complètement saturée
- Couche d'argile imperméable à la base
- Charge hydraulique initiale constante partout dans l'aquifère

Dans cette simulation, différents points d'observation dans la couche d'argile sont fixés aux endroits où des piézomètres à corde vibrante sont installés sur le site d'étude, soit à 4,5 m, 8,5 m et 12 m de profondeur par rapport à la surface. Les données de ces piézomètres à corde vibrante sont utilisées pour comparer la simulation et les données observées sur le terrain. Comme la couche d'argile débute à une profondeur de 3,5 m correspondant au point 0, les profondeurs z_a des points d'observation sont donc de 0,85 m, 5 m et 8,5 m. La diffusivité hydraulique D de l'argile silteuse sera déterminée à partir des résultats de sa caractérisation hydrogéologique à la section 3.2.2. Pour représenter la charge hydraulique initiale et les charges hydrauliques au temps n , les variations de la nappe phréatique en surface sont utilisées, soit les données corrigées des variations du niveau d'eau dans le puits 27214C. La simulation est réalisée pour une durée de 170 jours après le 1^{er} mars 2018 et les données de niveau d'eau du puits 27214C utilisées sont à un intervalle de 12h. Ainsi, pour cette simulation, 340 paliers ont été produits.

2.4.2 Influence de la rivière Sainte-Anne

Une deuxième simulation a été réalisée afin de déterminer l'influence de la rivière Sainte-Anne sur les données des piézomètres à corde vibrante dans la couche de sable fin. L'équation 2.10 a aussi été utilisée pour cette simulation, mais cette fois en reproduisant les variations de charge hydraulique horizontalement plutôt qu'en fonction de la profondeur (**Figure 33**).

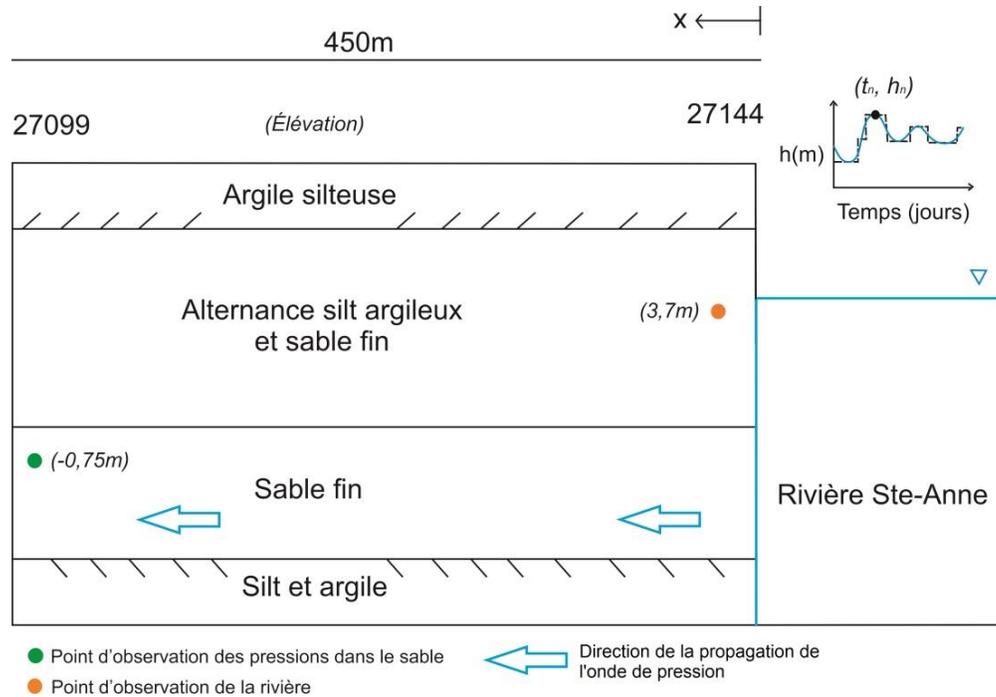


Figure 33. Schéma illustrant les conditions de la simulation no.2 de la propagation des charges hydrauliques dans la couche de sable fin, à partir de la rivière Sainte-Anne.

En effet, cette simulation vise à illustrer la propagation d'une onde de pression se dirigeant de la rivière Ste-Anne vers le site d'étude à la suite d'une augmentation du niveau de la rivière. Les mêmes hypothèses ont été établies mais certains paramètres ont été modifiés, soit la distance x et de la diffusivité hydraulique D (Neville, communication personnelle).

$$h = h_i + \sum_{n=1}^{NP} \Delta h_n \operatorname{ERFC} \left\{ \frac{x}{2\sqrt{D(t-t_{sn})}} \right\} \quad (2.11)$$

où

x : distance approximative entre la rivière et le site d'étude

D : diffusivité hydraulique de la couche de sable fin

t : temps (jours)

t_{sn} : intervalle de temps depuis le 1^{er} mars 2018 (jours)

h_i : charge hydraulique initiale (m)

Δh_n : variation de la charge hydraulique entre deux paliers au temps n (m)

NP : nombre de palier

La distance de propagation de l'onde de pression correspond ici à la distance approximative entre la rivière Sainte-Anne et l'emplacement 27099 du site d'étude, soit 450 m. Dans cette simulation, les données du piézomètre à corde vibrante à une profondeur de 20 m (emplacement 27099C sur le site d'étude) ont été utilisées comme point d'observation afin

de comparer la simulation aux données observées. La valeur de diffusivité hydraulique de la couche de sable sera déterminée à partir des résultats de caractérisation hydrodynamique à la section 3.2.2. Les charges hydrauliques, initiale et au temps n , correspondent ici aux variations du niveau d'eau de la rivière Sainte-Anne. Comme les variations du niveau de la rivière à proximité du site ne sont pas connues, les données du piézomètre à corde vibrante le plus près du niveau de la rivière à l'emplacement 27144, soit à une profondeur de 4 m, sont utilisées. La **Figure 34** illustre le lien hydraulique entre les pressions mesurées par le piézomètre à corde vibrante de l'emplacement 27144 et les variations du niveau de la rivière Sainte-Anne à la station du MELCC. Il est possible d'observer qu'une augmentation du niveau de la rivière entraîne simultanément une augmentation des pressions interstitielles mesurées, d'une amplitude similaire. Ainsi, ce sont les données de ce piézomètre qui seront utilisées pour simuler les variations du niveau d'eau de la rivière Sainte-Anne. Encore une fois, les données de variation de pressions interstitielles utilisées pour la simulation sont prises à un intervalle de 12h pour une période de 170 jours après le 1^{er} mars 2018, pour un total de 340 paliers simulés.

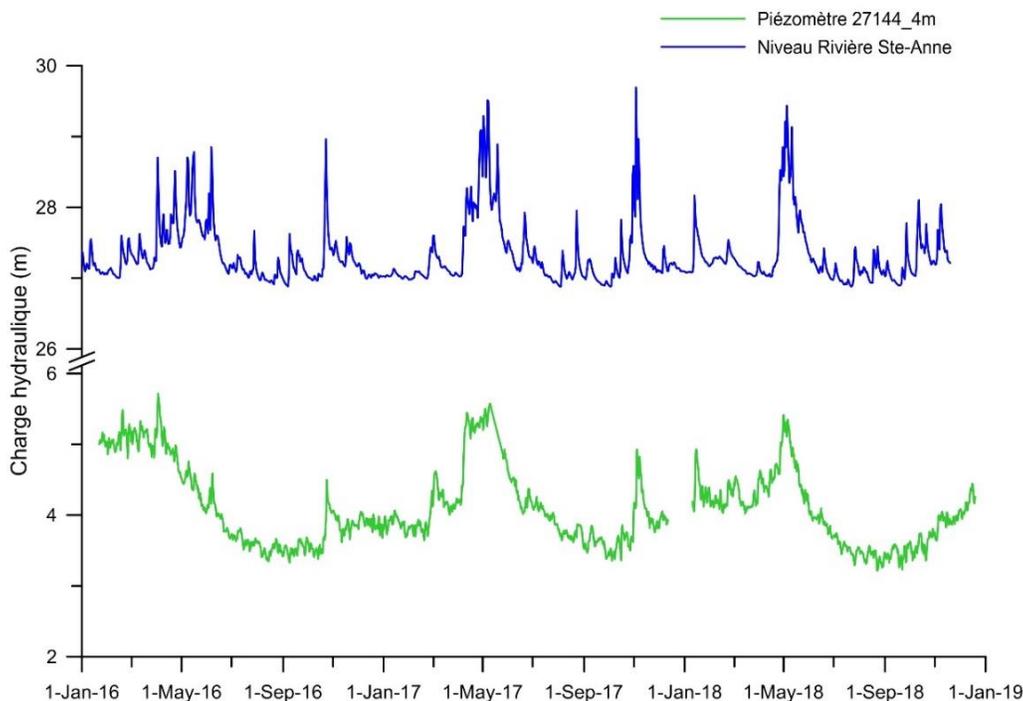


Figure 34. Variation du niveau de la rivière Sainte-Anne à la station hydrométrique du MELCC et données brutes du piézomètre à corde vibrante de l'emplacement 27144 à une profondeur de 4 m.

Chapitre 3. Résultats

Dans un premier temps, les données récoltées par les instruments déployés sur le site d'étude sont présentées. S'en suit les résultats des essais réalisés sur le terrain et en laboratoire. Enfin, le traitement des données et les résultats des simulations qui en découlent sont détaillés et permettront de mieux comprendre le comportement de l'eau et la distribution des pressions interstitielles dans les couches de sol au site d'étude.

3.1 Instrumentation

La mise en place de l'instrumentation a permis de récolter des données sur les conditions météorologiques, les conditions dans la zone de sol non saturée et dans la zone saturée. Les données sont présentées pour la période du 1^{er} septembre 2017 jusqu'au 1^{er} janvier 2019 pour la majorité des sondes. Il est à noter que certains problèmes ont été rencontrés, au niveau des sondes ou du système d'acquisition, qui ont causé des trous dans le jeu de données.

3.1.1 Données atmosphériques et du sol

Dans un premier temps, les données des conditions météorologiques et dans les couches de sol sont présentées à la **Figure 35**. La figure comprend seulement les données pertinentes pour l'interprétation de l'infiltration de l'eau, afin de ne pas alourdir la présentation des résultats. Les données des autres sondes sont présentées pour consultation à l'annexe 5 pour la station météorologique et à l'annexe 6 pour les sondes dans la zone de sol non saturée.

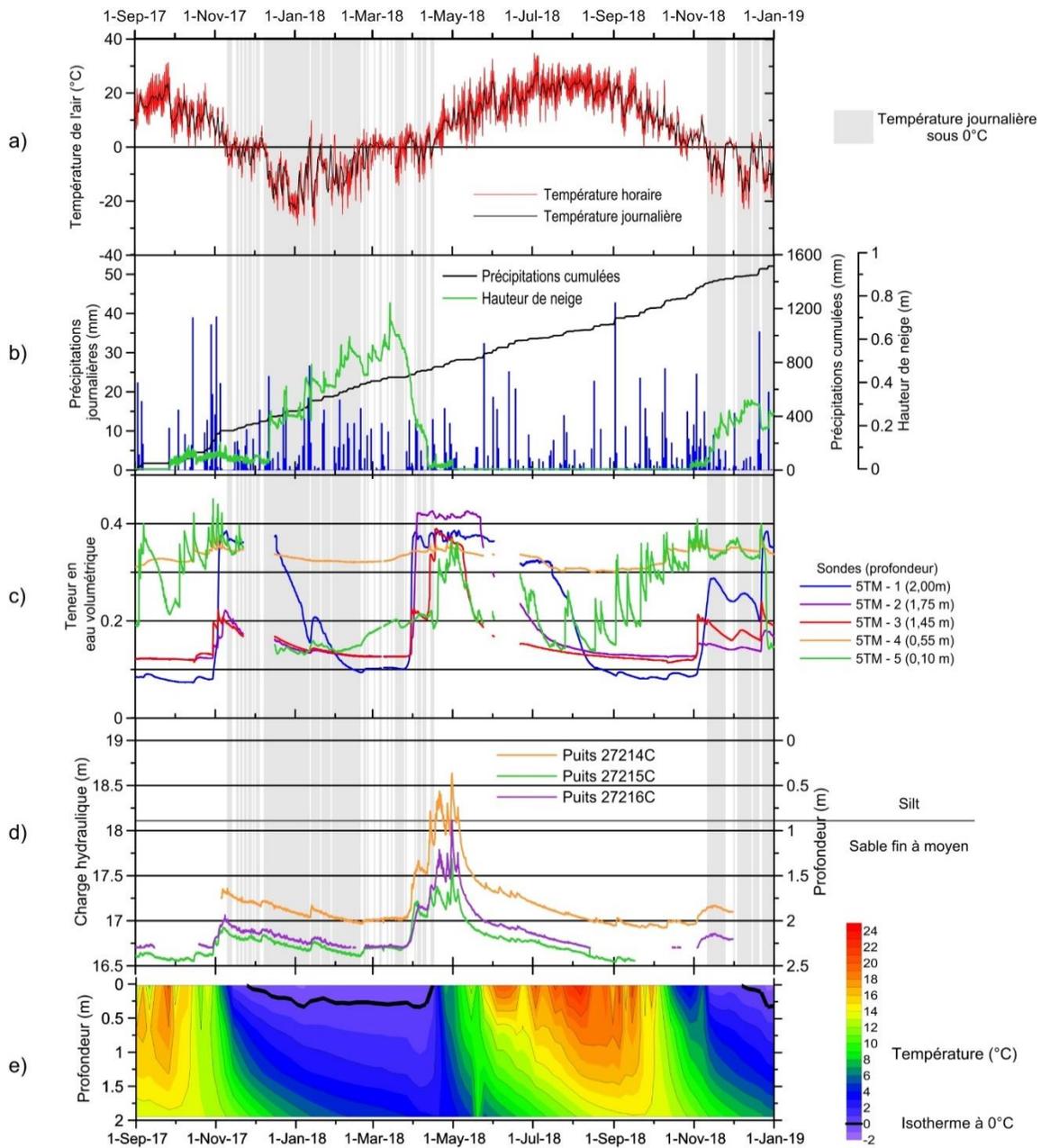


Figure 35. Sommaire des données de la station météorologique et des sondes dans le sol installées sur le site d'étude.

Dans un premier temps, les conditions météorologiques sont illustrées à l'aide des variations de température de l'air, des précipitations journalières et cumulatives et de la hauteur du couvert nival. Les valeurs horaires de température de l'air et les moyennes journalières sont présentées à la **Figure 35a**. Les valeurs horaires de température de l'air varient de $-30,4^{\circ}\text{C}$ à 35°C et la valeur moyenne pour l'année 2018 est de $6,4^{\circ}\text{C}$. Des bandes grises ont été ajoutées

sur l'ensemble de la **Figure 35** pour mieux illustrer les moments où la température journalière est sous 0°C. Les températures de l'air donnent de l'information entre autres sur les périodes de gel et de dégel au site d'étude. Même en période hivernale, certains jours présentent des températures moyennes au-dessus du point de congélation, ce qui peut affecter l'infiltration de l'eau dans le sol.

La hauteur du couvert nival est présentée à la **Figure 35b**. Il est possible d'observer que des accumulations neigeuses sont présentes de la fin novembre 2017 à la fin avril 2018. La valeur maximale atteinte pour l'épaisseur de neige est de 0,76 m le 17 mars 2018. Par la suite, la fonte de la neige au printemps se produit sur une période d'un peu moins d'un mois. Durant la période estivale, de juin à octobre inclusivement, les données du capteur de couvert nival ne sont pas prises en compte car elles représentent les variations de la hauteur du couvert végétal représenté sur le site par de l'herbe. Une hauteur nulle de couvert nival est donc attribuée durant cette période.

La **Figure 35b** présente aussi les précipitations journalières, correspondant à la somme des précipitations liquides et l'équivalent liquide des précipitations neigeuses. Il est à noter que, dû à des problèmes techniques avec le pluviomètre du terrain pour une période de temps importante, les données de précipitation utilisées dans ce mémoire sont celles du pluviomètre de la station météorologique du MELCC située à 1,2 km du site d'étude, présenté à la section 2.1.5 (**Figure 21**). La valeur maximale de précipitation journalière atteinte est de 42,8 mm le 2 septembre 2018. Les précipitations cumulées sont aussi présentées. Pour une année, du 1^{er} septembre 2017 au 31 octobre 2018, elles sont de 1083 mm.

Les données du sol sont représentées par les données de teneur en eau des sondes 5TM, les charges hydrauliques des puits hydrauliques crépinés et les températures du sol. Dans un premier temps, il est possible d'observer à la **Figure 35c** que les teneurs en eau de l'ensemble des sondes augmentent drastiquement au printemps. L'augmentation est moins perçue par la sonde 5TM #4, ce qui est normal puisque cette sonde se retrouve dans la couche de silt en surface et, comme cette couche de sol possède une conductivité hydraulique plus faible, l'écoulement de l'eau y est faible. Il est aussi possible d'observer que la teneur en eau est plus ou moins constante tout au long de l'année dans cette couche. Juste au-dessus se retrouve la sonde 5TM #5, qui est dans la zone racinaire et qui est la plus sensible aux apports en eau

de la surface et à l'évapotranspiration. En effet, lors de précipitations importantes en surface, la sonde perçoit une augmentation de la teneur en eau au même moment. Toutefois, celle-ci diminue rapidement par la suite. L'appareil est toutefois moins sensible en hiver, dû au couvert nival qui limite l'infiltration de l'eau dans le sol. Pour ce qui est des autres sondes, elles se retrouvent dans la couche de sable fin à moyen. Il est possible d'observer que, durant une certaine période au printemps, ces sondes se retrouvent dans un sol saturé en eau, ce qui augmente leur teneur en eau volumétrique jusqu'à l'atteinte d'un plateau, correspondant à leur teneur en eau à saturation. Puis, le niveau d'eau diminue et les couches de sol se drainent vers le bas durant l'été, diminuant du même coup la teneur en eau perçue par les sondes.

Sur la **Figure 35d**, les variations de la nappe phréatique sont représentées par les variations de charges hydrauliques tel qu'observées dans les trois puits hydrauliques crépinés dans la couche de sable fin à moyen située près de la surface. Il est possible d'observer que les niveaux d'eau dans les trois puits ont un comportement très similaire et que les variations se produisent aux mêmes moments. La fonte de la neige au printemps correspond à la période de recharge la plus importante, avec une augmentation du niveau d'eau de 1 à 1,7 m selon le puits. La profondeur du niveau d'eau atteint un peu moins de 1,5 m au printemps dans le puits 27216C (celui situé à proximité de la station météorologique), ce qui signifie que certaines sondes mises en place dans la zone non saturée deviennent saturées, comme il a été observé avec les données des sondes de teneur en eau volumétrique 5TM.

Finalement, la **Figure 35e** présente l'interpolation par krigeage des variations de température du sol, évaluées à partir des données des thermistances. La température du sol mesurée par les sondes varie entre $-1,4^{\circ}\text{C}$ et $26,2^{\circ}\text{C}$. La ligne plus foncée représente l'isotherme à 0°C , et donc le front du gel, qui se propage jusqu'à une profondeur maximale de 0,34 m le 7 janvier et le 5 avril 2018.

3.1.2 Données des piézomètres à corde vibrante

Tel que mentionné à la section 2.1.4, seules les données de sept piézomètres installés à différentes profondeurs sont conservées pour cette étude. La **Figure 36** présente les résultats des données brutes et des données compensées pour les piézomètres à corde vibrante choisis. Les données sont présentées du 1^{er} décembre 2017, à partir du moment où l'ensemble des piézomètres était connecté au système d'acquisition, jusqu'au 30 novembre 2018

inclusivement, soit le dernier moment où les données ont été récoltées avant l'hiver. La période de l'essai de pompage, du 22 juin au 6 août 2018, est identifiée puisqu'elle affecte les données récoltées.

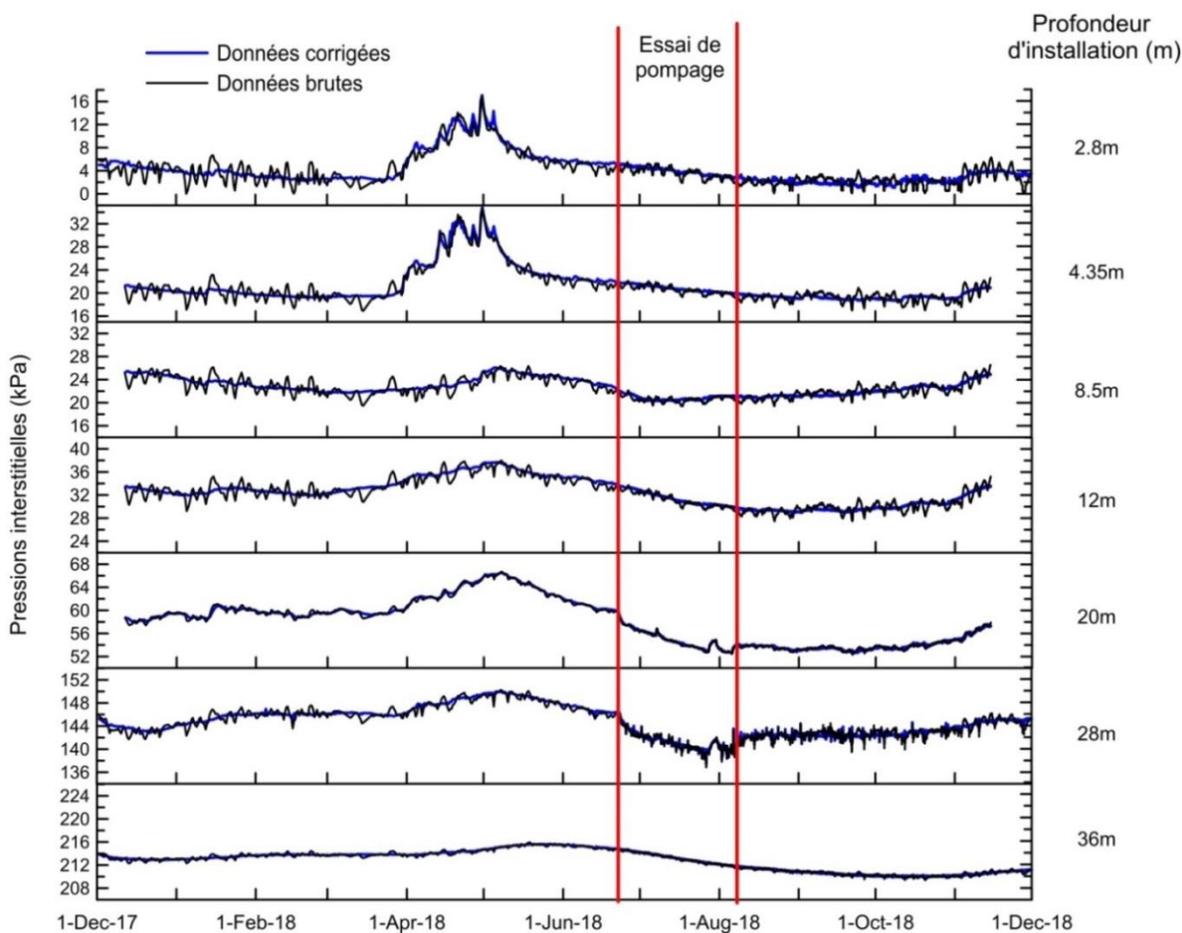


Figure 36. Données de pressions interstitielles des piézomètres à corde vibrante en fonction du temps (emplacements 27099C, 27099F, 27215E et 27215F).

La **Figure 36** présente les données brutes et corrigées par compensation barométrique. Les pressions compensées traduisent les variations réelles de pressions d'eau souterraine dans le massif à la profondeur d'implantation des piézomètres. Il est à noter que les courbes de pressions compensées sont plus lisses que celles des pressions brutes. En effet, ces dernières exhibent une variation de faible amplitude et à haute fréquence qui correspond au chargement barométrique. De plus, le chargement barométrique affecte davantage les sols compressibles, comme l'argile et le silt, que les sols moins compressibles, comme le sable ou le till. Il est donc possible d'observer que la correction pour les piézomètres dans les couches d'argile et

de silt a plus d'impact que pour les piézomètres dans les couches sableuses et dans le till. Il y a toutefois une exception pour le piézomètre installé dans la couche de sable de surface (2,8 m) qui ressent totalement la pression atmosphérique, car celle-ci affecte directement la nappe libre en raison de la présence d'une couche de sol non saturée. D'autre part, il est possible d'observer de manière générale une augmentation des pressions interstitielles au printemps, dans l'ensemble des piézomètres à corde vibrante. L'amplitude du pic observé varie d'un piézomètre à l'autre, et sera étudiée plus en détail dans la section 3.3. Il y a aussi un décalage temporel observable pour ce pic en fonction de la profondeur.

D'autre part, les charges hydrauliques ont été calculées pour les sept piézomètres à corde vibrante et sont présentées à la **Figure 37**, pour la période du 1^{er} décembre 2017 au 30 novembre 2018 inclusivement.

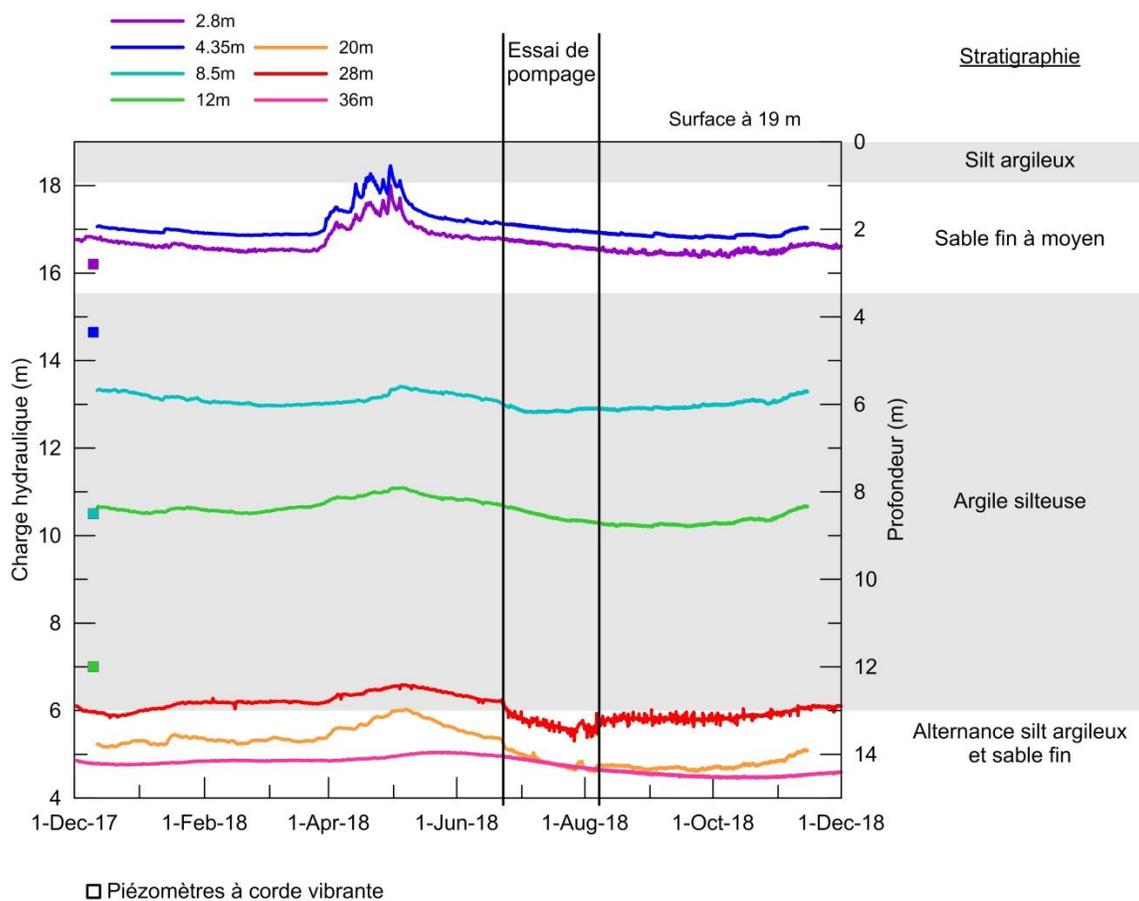


Figure 37. Charges hydrauliques mesurées par les piézomètres à corde vibrante en fonction du temps (emplacements 27099C, 27099F, 27215E et 27215F).

Dans un premier temps, il est possible d’observer que les charges hydrauliques du piézomètre à 2,8 m de profondeur sont un peu plus faibles que celles du piézomètre à 4,35 m de profondeur. Cela peut s’expliquer par la distance entre les deux piézomètres, l’un étant à l’emplacement 27099 et l’autre à l’emplacement 27215. Ainsi, pour représenter les conditions dans la couche de sable fin à moyen en surface, les données du puits hydrauliques 27214C seraient plus justes car le puits est plus près du reste des piézomètres. Par la suite, les charges hydrauliques diminuent en fonction de la profondeur. Il y a toutefois une exception au piézomètre à 28 m de profondeur, où les charges hydrauliques sont plus élevées qu’à une profondeur de 20 m. Afin d’approfondir ces observations, le profil des pressions interstitielles en fonction de la profondeur a été réalisé pour différentes dates, du 1^{er} janvier 2018 au 1^{er} novembre 2018 et est présenté à la **Figure 38**. Pour comprendre l’écoulement vertical sur le site, le gradient hydraulique vertical i a aussi été évalué, en calculant la différence de charges hydrauliques entre deux piézomètres à un même moment. Le gradient a été calculé à différentes dates durant la dernière année, mais comme la direction ne changeait pas et l’amplitude variait peu, seuls les gradients calculés du 1^{er} mars 2018 sont présentés.

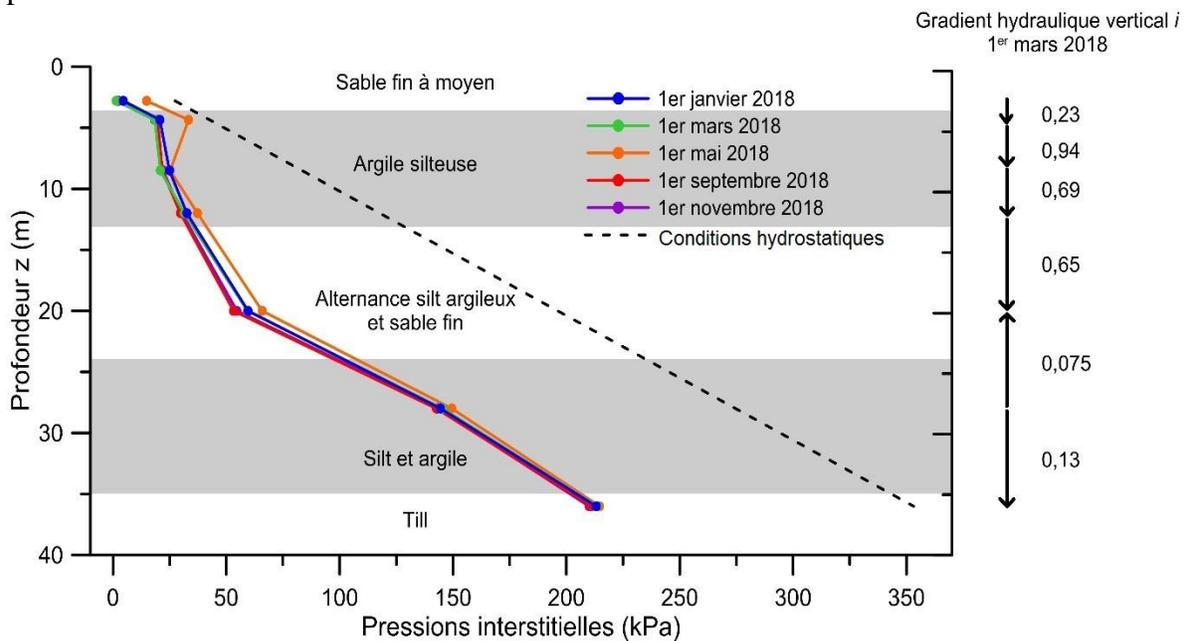


Figure 38. Profil des pressions interstitielles des piézomètres à corde vibrante en fonction de la profondeur et gradient hydraulique vertical calculé. Les conditions hydrostatiques sont indiquées sur la droite à titre de référence (emplacements 27099C, 27099F, 27215E et 27215F).

Le profil de pressions interstitielles en fonction de la profondeur montre que les pressions enregistrées sont en conditions hydrostatiques, ou très près de l'être, pour la couche de sable en surface, pour la couche de silt et argile et pour le till en profondeur. Le gradient hydraulique vertical dans ces couches est très faible et comme une certaine incertitude est présente quant à la profondeur exacte des piézomètres à corde vibrante, le gradient est considéré comme nul à ces endroits. Afin d'avoir plus de précision concernant le gradient hydraulique à ces endroits, principalement dans la couche de silt et argile, un plus grand nombre de piézomètre serait nécessaire. Entre la couche de sable fin à moyen en surface et la couche de silt et argile, les pressions sont inférieures au gradient en conditions hydrostatiques, ce qui suggère un écoulement de l'eau vers le bas. En effet, le gradient hydraulique vertical calculé est assez important, variant de 0,65 à 0,94 en direction des couches de sol plus profondes.

3.2 Caractérisation des propriétés des matériaux

Les résultats des essais en laboratoire et sur le terrain sont présentés dans cette section. D'abord, les résultats des essais géotechniques sont présentés, suivis des résultats des essais hydrodynamiques.

3.2.1 Propriétés géotechniques

La **Figure 39** présente un sommaire des résultats obtenus pour les propriétés géotechniques des couches de sol, principalement pour les couches d'argile silteuse et de silt et argile.

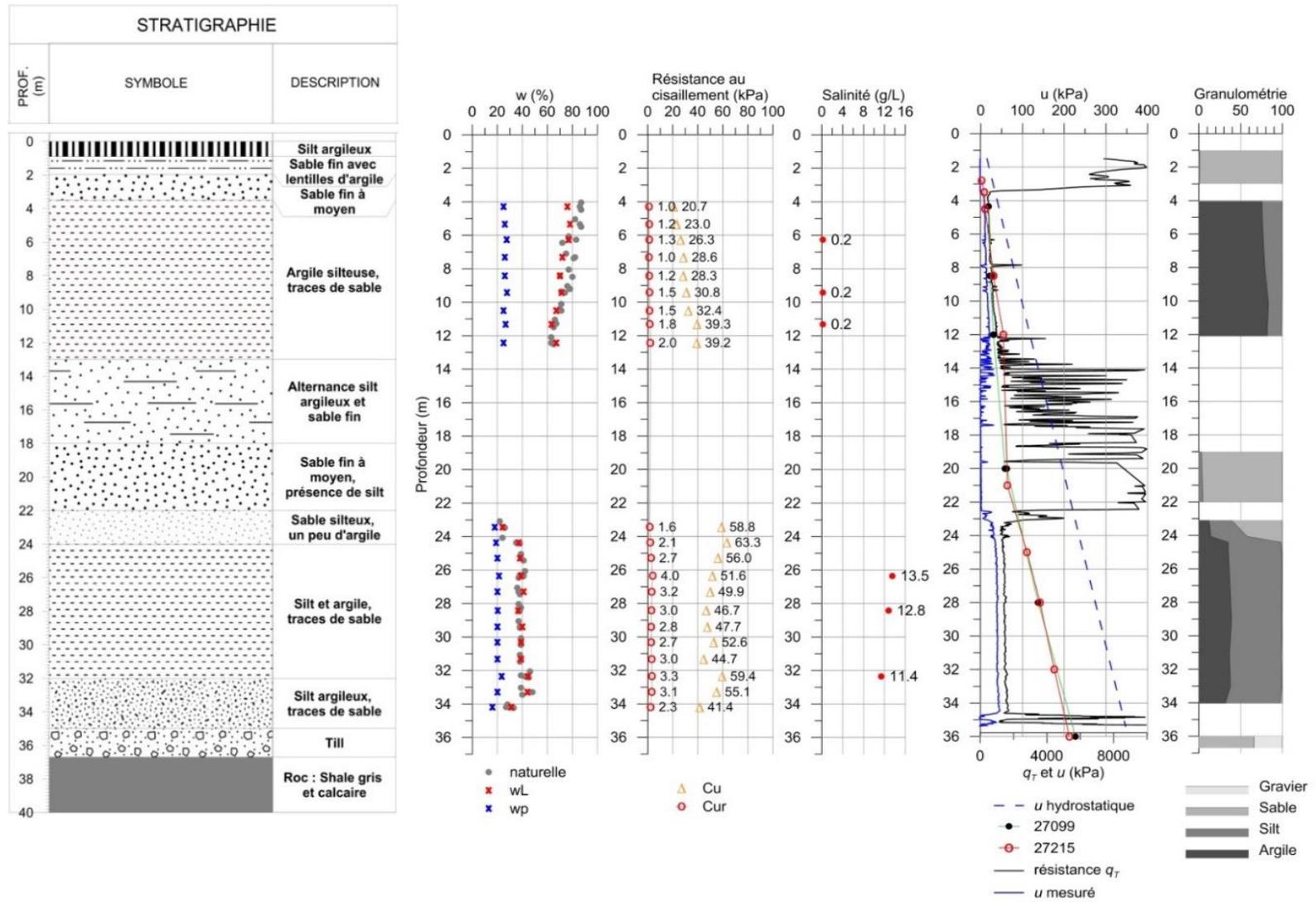


Figure 39. Profil géotechnique des couches de sol du site d'étude – Forage F27214.

Sur la **Figure 39**, il est possible d'observer que la teneur en eau naturelle des couches d'argile silteuse et de silt et argile est assez semblable à la teneur en eau de la limite de liquidité (w_L) et que leurs valeurs correspondent à ce qui est attendu pour une argile du Québec (Leroueil et al., 1983). La teneur en eau de la limite de liquidité w_L et sa teneur en eau naturelle est beaucoup plus élevée dans la couche d'argile silteuse que dans la couche de silt et argile. En effet, cette couche subit des contraintes moins importantes qu'en profondeur, laissant un diamètre des pores plus important pouvant retenir une plus grande quantité d'eau. D'autre part, il est possible d'observer que l'indice de plasticité I_p est assez constant dans la couche de silt et argile, autour de 20, mais pas dans la couche d'argile silteuse plus en surface, où il varie de 37 à 52. Selon les valeurs de l'indice de plasticité I_p mesurées, les deux couches ont un comportement plastique (Holtz et al., 2011).

Pour ce qui est de la résistance au cisaillement non drainée mesurée au cône suédois dans la couche d'argile silteuse, elle augmente progressivement avec la profondeur, alors que ce n'est pas le cas pour la couche de silt et argile plus profonde, où des variations sont observées. La résistance au cisaillement intact C_u varie de 20,7 à 39,2 kPa pour la couche d'argile silteuse et de 41,4 à 63,3 kPa pour la couche de silt et argile. Les valeurs de résistance au cisaillement remaniée non drainée C_{ur} sont beaucoup plus faibles et varient de 1,0 à 4,0 kPa, en étant un peu plus élevées dans la couche d'argile et silt située plus en profondeur.

La salinité de l'eau interstitielle de la couche d'argile silteuse est assez faible, à 0,2 g/L, alors que la couche de silt et argile plus profonde a des valeurs beaucoup plus élevées, variant de 11,4 à 13,5 g/L. Les valeurs plus faibles près de la surface peuvent s'expliquer par le lessivage de la couche d'argile, qui a dû se produire après sa déposition, l'eau s'écoulant vers la couche de sable plus perméable à sa base. Toutefois, pour la deuxième couche, il semblerait que le lessivage ait été moins efficace, possiblement dû à la faible perméabilité du till à sa base (section 3.2.2) et aux gradients hydrauliques moins importants.

La résistance en pointe corrigée q_T en fonction de la profondeur, obtenue par l'essai au piézocône CPTu, permet de bien visualiser les contacts entre les différentes couches de sol. Les résistances plus faibles correspondent à des couches plus argileuses, alors que les résistances plus élevées correspondent à des couches plus sableuses.

Les pressions interstitielles ont aussi été mesurées avec les données de piézomètres à corde vibrante à l'emplacement 27099 et 27215 et leurs valeurs *in situ* sont plus faibles qu'en conditions hydrostatiques, ce qui suggère un écoulement de l'eau vers la base des couches stratigraphiques.

Finalement, les mesures de la granulométrie effectuée montrent les différences de texture entre les différentes couches. Ainsi, une première couche est identifiée comme une argile silteuse alors que la deuxième correspond plus à un silt et argile. Des résultats partiels sont aussi disponibles pour les couches de sol non cohésif de sable et de till et sont présentés à la **Figure 40**.

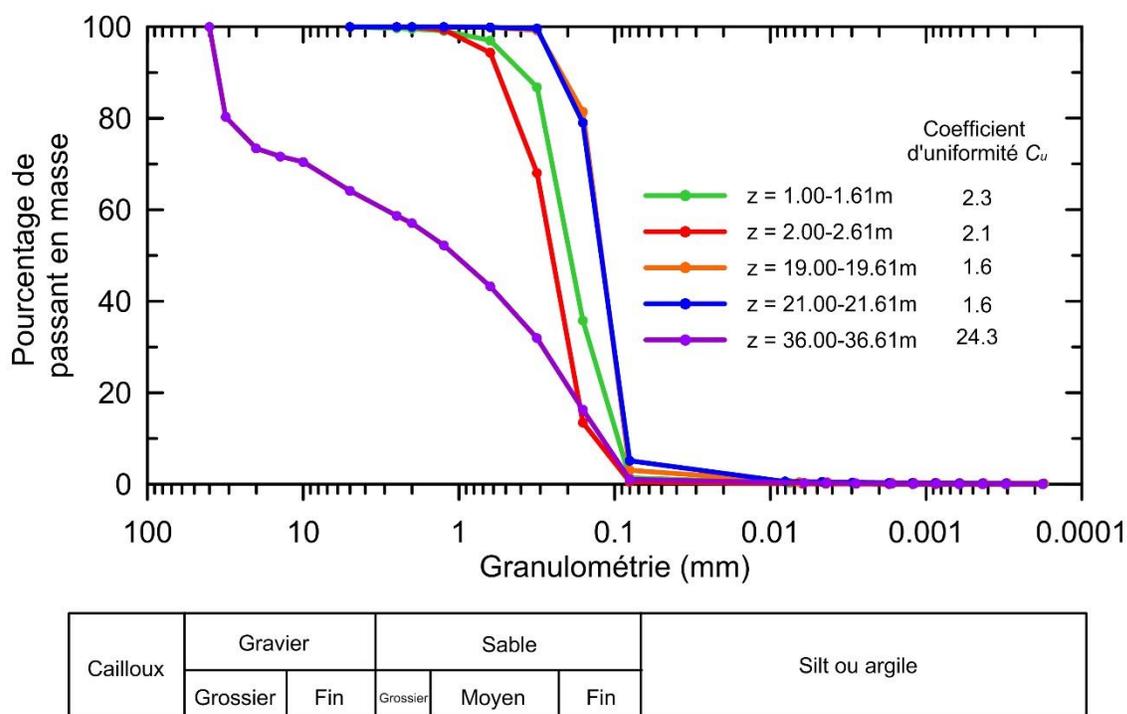


Figure 40. Courbes granulométriques des couches de sol plus perméables obtenues par granulométrie et sédimentométrie (Holtz et al., 2011).

Il est possible de constater que la granulométrie de la couche de till est très étalée, alors que les deux couches de sable ont une granulométrie plutôt uniforme. En effet, des grains de différents diamètres sont retrouvés dans le till, passant du sable fin au gravier et le coefficient d'uniformité est très élevé. Pour ce qui est de la couche de sable en surface, à 1 et 2 m de profondeur, la courbe granulométrique est caractéristique d'un sable fin à moyen, avec quelques différences entre les deux échantillons de sol, le coefficient d'uniformité variant de

2,1 à 2,3. Pour la couche de sable à 19 et 21 m de profondeur, le sol correspond à un sable plus fin et les deux échantillons donnent sensiblement les mêmes résultats, le coefficient d'uniformité étant le même à 1,6.

3.2.2 Propriétés hydrodynamiques

Dans un premier temps, les résultats des essais pour la mesure des propriétés capillaires des sols avec l'appareil Hyprop sont présentés. Comme il a été mentionné à la section 2.2.2.1, seuls les résultats provenant de quatre des huit échantillons prélevés ont été jugés satisfaisants et ce sont ces derniers qui sont présentés dans cette section. Les résultats bruts des essais rejetés sont présentés pour consultation à l'annexe 7. La **Figure 41** illustre les courbes de rétention d'eau obtenues lors des essais en laboratoire, ainsi que la courbe théorique correspondante, servant à déterminer les paramètres de Mualem-van Genuchten. La **Figure 42** présente les résultats de conductivité hydraulique pour les mêmes essais, ainsi que la courbe théorique calculée correspondante.

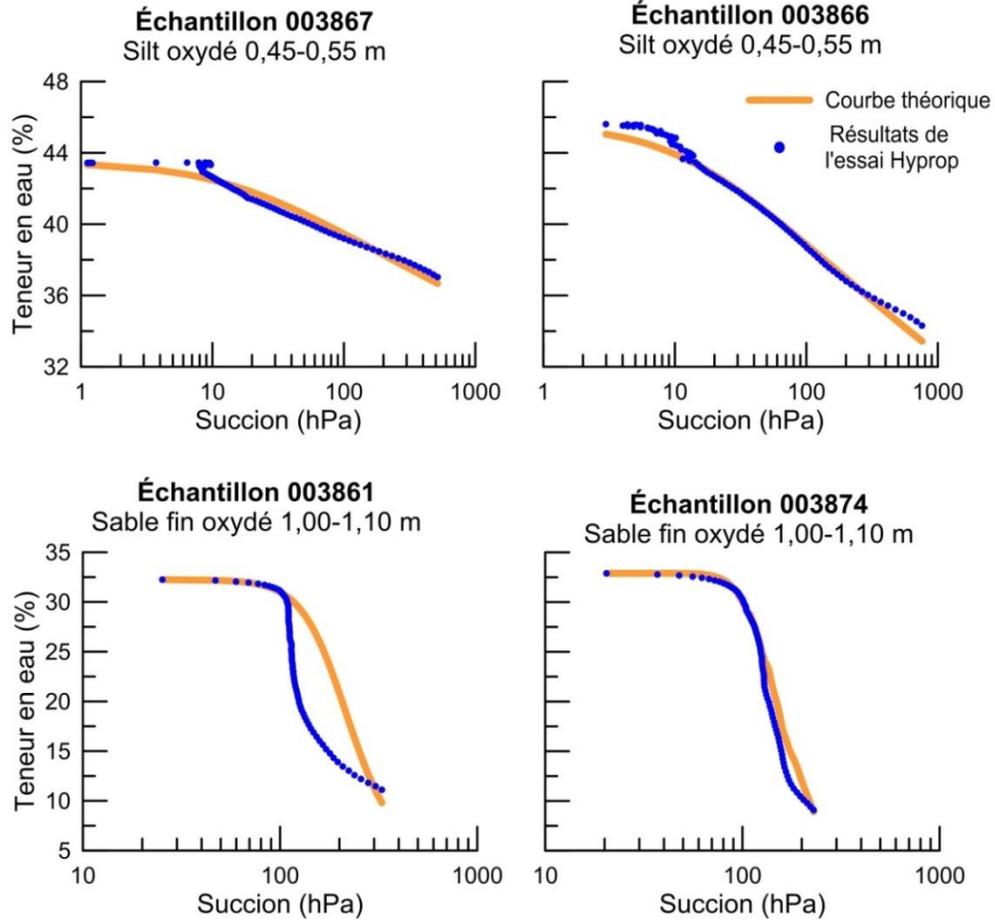


Figure 41. Courbes de rétention d'eau pour les échantillons de sol de la zone non saturée.

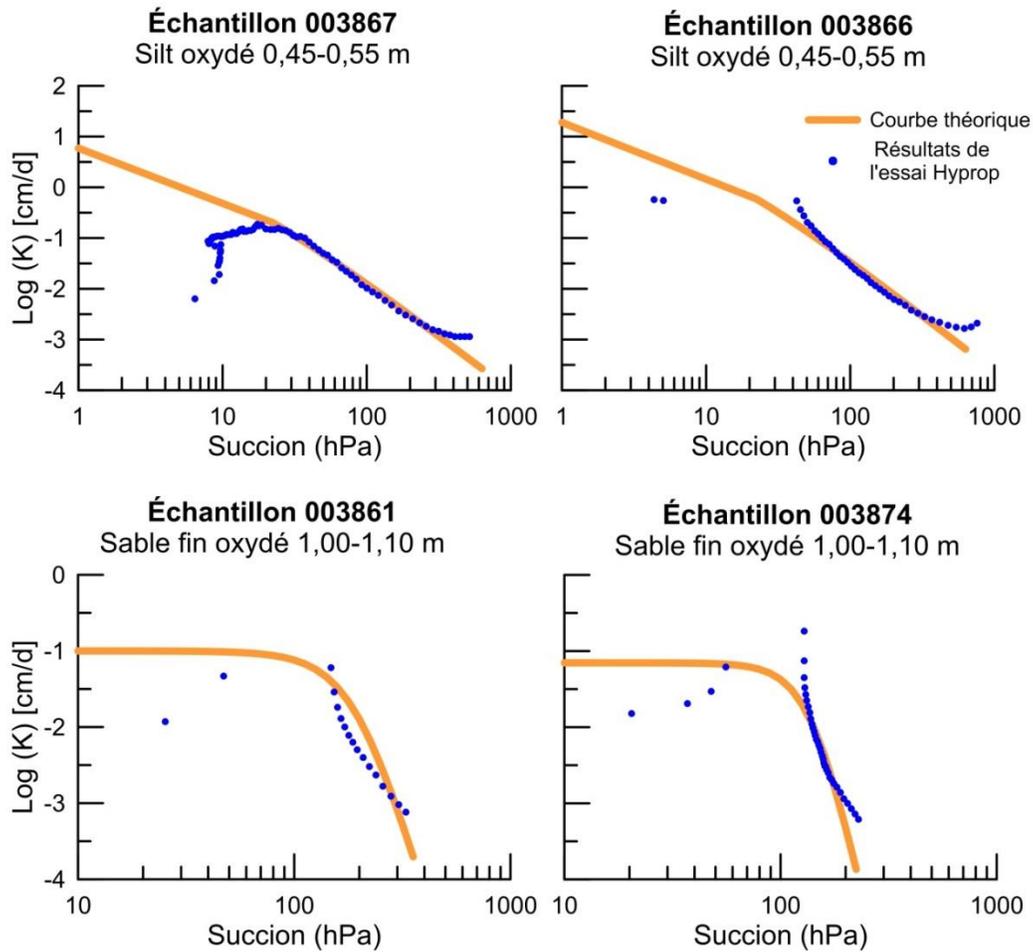


Figure 42. Valeurs de conductivité hydraulique pour les échantillons de sol de la zone non saturée.

Pour les courbes de rétention d'eau, les résultats obtenus ont été jugés satisfaisants. Il est toutefois possible de voir que l'allure de la courbe de l'échantillon 003861 de sable fin oxydé ne correspond pas parfaitement à la courbe théorique. Ainsi, les résultats obtenus pour celui-ci sont jugés moins précis. Il est aussi possible d'obtenir la teneur en eau saturée des couches de sol, d'une valeur de 43 à 46% pour la couche de silt et de 32 à 33% pour la couche de sable fin. Les valeurs pour la couche de sable fin peuvent être comparées à la teneur en eau à saturation mesurée par la sonde 5TM #3 installée à une profondeur de 1,45 m. La valeur maximale obtenue par cette sonde est de 39%, ce qui est un peu plus élevée que ce qui est obtenu avec les essais à l'Hyprop. Toutefois, la différence peut s'expliquer par une hétérogénéité locale dans le sol, l'échantillon de sol utilisé pour l'essai en laboratoire ayant été pris un peu plus près de la surface. La courbe de rétention d'eau pour la couche de silt est aussi beaucoup plus étalée que celle de la couche de sable fin. Ainsi, l'eau interstitielle de la

couche de sable est plus rapidement évaporée alors que la couche de silt tend à garder l'eau dans ses pores et des valeurs de succion plus importantes sont nécessaires pour diminuer la teneur en eau.

Pour les résultats de conductivité hydraulique, il a été plus difficile de faire correspondre une courbe théorique avec les données des essais. Les résultats pour la couche de silt ont été conservés mais les résultats pour la couche de sable fin oxydé ne correspondaient pas à ce qui était attendu et comme il n'a pas été possible d'obtenir une courbe théorique qui correspondait bien avec les données de l'essai, ces résultats n'ont pas été conservés pour la suite. Le **Tableau 6** présente les résultats des paramètres de Mualem-van Genuchten et les valeurs de conductivité hydraulique initiale obtenues à partir des courbes théoriques.

Tableau 6. Paramètres de Mualem-van Genuchten obtenus à partir des courbes de rétention d'eau des échantillons de sol de la zone non saturée et conductivités hydrauliques initiales estimées.

| No. Échantillon | Échantillon 003867 | Échantillon 003866 | Échantillon 003861 | Échantillon 003874 |
|-------------------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| Sol en place | Silt oxydé | | Sable fin oxydé | |
| Profondeur (m) | 0.45-0.55 | | 1.00-1.10 | |
| Paramètres | | | | |
| α (hPa ⁻¹) | 0.065 | 0.07 | 0.005 | 0.007 |
| n | 1.06 | 1.08 | 4.0 | 5.2 |
| θ_r | 0.08 | 0.01 | 0.04 | 0.04 |
| θ_s | 0.43 | 0.46 | 0.32 | 0.33 |
| m | 0.057 | 0.074 | 0.75 | 0.81 |
| K_0 (m/s) | 6.8×10^{-7} | 2.2×10^{-6} | - | - |

Les résultats des paramètres obtenus pour une même couche de sol sont assez semblables d'un échantillon à l'autre, ce qui suggère qu'ils sont bien représentatifs des propriétés du sol. La teneur en eau saturée des échantillons de silt est plus grande que celle des échantillons de sable fin, ce qui suggère une porosité plus grande dans cette couche. D'autre part, les teneurs en eau résiduelles des deux types de sol sont semblables. La conductivité hydraulique du silt, d'un ordre de grandeur de 10^{-6} à 10^{-7} m/s correspond à ce qui est attendu pour ce type de sol (Freeze et Cherry, 1979).

D'autre part, les essais de perméabilité en cellule triaxiale ont permis d'obtenir les valeurs de conductivité hydraulique verticale pour les couches d'argile silteuse et de silt et argile. Les résultats des essais sont présentés au **Tableau 7**.

Tableau 7. Conductivités hydrauliques verticales mesurées lors des essais de perméabilité en cellule triaxiale sur les échantillons d'argile et de silt.

| Type de sol et intervalle de la couche de sol | Profondeur (m) | Conductivité hydraulique verticale (m/s) | Moyenne géométrique et écart-type |
|---|----------------|--|---|
| Argile silteuse 3.5 – 13 m | 6.09 – 6.19 | 4.5×10^{-10} | $6.4 \times 10^{-10} \pm 2.7 \times 10^{-10}$ |
| | 9.22 – 9.33 | 1.1×10^{-9} | |
| | 11.13 – 11.24 | 5.3×10^{-10} | |
| Silt et argile 24 – 35 m | 26.19 – 26.28 | 8.5×10^{-10} | $8.7 \times 10^{-10} \pm 2.0 \times 10^{-10}$ |
| | 28.14 – 28.24 | 1.1×10^{-9} | |
| | 32.08 – 32.18 | 7.1×10^{-10} | |

Pour les deux couches de sol, les valeurs sont de l'ordre de 10^{-9} à 10^{-10} m/s, ce qui correspond aux valeurs retrouvées dans la littérature (Freeze et Cherry, 1979). La conductivité hydraulique de la couche d'argile silteuse, plus près de la surface, est plus faible que celle à plus grande profondeur et son écart-type est un peu plus élevé. Ces résultats peuvent s'expliquer par la granulométrie des couches de sol. En effet, une couche argileuse aura généralement une conductivité hydraulique plus faible qu'une couche plus silteuse. L'écart-type des essais pour la couche d'argile silteuse est plus élevé, principalement dû au résultat de l'échantillon à 9 m de profondeur, sa valeur étant pratiquement le double des deux autres. Des essais à l'oedomètre pourront être réalisés afin de confirmer cette valeur.

Pour ce qui est des essais réalisés sur le terrain, les essais de perméabilité à charge variable (slug test) effectués dans les puits hydrauliques ont permis d'obtenir la conductivité hydraulique des deux couches de sable et du till à la base de la formation. Les résultats sont présentés au **Tableau 8**. Pour plus de détails sur ces résultats, voir le rapport Fortier et al. (2018).

Tableau 8. Résultats de conductivité hydraulique des essais de perméabilité à charge variable (slug test) dans les couches de sol perméable.

| Conductivité hydraulique (m/s) | | | |
|---------------------------------------|--------------------------|-------------------------------|---------------------------------------|
| | Till (puits A) | Sable fin (puits B) | Sable fin à moyen (puits C) |
| Maximum | 9.7×10^{-7} | 9.0×10^{-5} | 6.5×10^{-5} |
| Minimum | 1.3×10^{-7} | 2.3×10^{-6} | 2.3×10^{-5} |
| Moyenne géométrique | 3.0×10^{-7} | 9.8×10^{-6} | 3.8×10^{-5} |
| Écart-type | 3.5×10^{-7} | 2.8×10^{-5} | 1.5×10^{-5} |
| Médiane | 3.0×10^{-7} | 6.5×10^{-6} | 4.3×10^{-5} |

Les valeurs de conductivité hydraulique mesurées dans les unités de sable fin à moyen et de sable fin, de l'ordre de 10^{-5} m/s, sont beaucoup plus élevées que les résultats pour le till, ayant des valeurs plus près de 10^{-7} m/s, ce qui permet de conclure que le till est moins perméable que les deux couches de sable. Par ailleurs, les résultats des deux couches de sable sont semblables, mais il est possible d'observer une plus grande dispersion des résultats pour les puits B, dans le sable fin. Cette dispersion peut s'expliquer par une hétérogénéité locale dans la couche de sable ou par des différences dans l'aménagement des puits. De manière générale, les résultats obtenus correspondent bien à ce qui est attendu théoriquement pour ce type de sol (Freeze et Cherry, 1979).

Les résultats des calculs présentés dans la section 2.3 pour la compensation barométrique des données provenant des piézomètres à corde vibrante sont présentés dans cette section car ils permettent d'obtenir la compressibilité verticale m_v et le coefficient d'emmagasinement spécifique S_s des couches de sol. Les résultats sont présentés au **Tableau 9**. Les valeurs de porosité ont été calculées à partir de la densité des échantillons déterminée en laboratoire ou à partir des courbes de rétention d'eau.

Tableau 9. Paramètres obtenus pour les couches de sol comprenant un piézomètre, à partir des calculs de la compensation barométrique.

| Couche de sol | Profondeur du piézomètre (m) | LE | n | m_v (kPa ⁻¹) | S_s (m ⁻¹) |
|-------------------|------------------------------|------|------|----------------------------|--------------------------|
| Sable fin à moyen | 2.8 | 1.27 | 0.33 | - | - |
| Argile silteuse | 4.35 | 0.97 | 0.69 | 1.0×10^{-5} | 1.0×10^{-4} |
| | 8.5 | 0.92 | 0.67 | 3.5×10^{-6} | 3.8×10^{-5} |
| | 12 | 0.92 | 0.63 | 3.3×10^{-6} | 3.6×10^{-5} |
| Sable fin à moyen | 20 | 0.32 | 0.37 | 8.0×10^{-8} | 2.5×10^{-6} |
| Silt et argile | 28 | 0.64 | 0.5 | 4.1×10^{-7} | 6.3×10^{-6} |
| Till | 36 | 0.24 | 0.42 | 6.1×10^{-8} | 2.5×10^{-6} |

À partir de ces résultats, il est possible d’observer que les valeurs de compressibilité verticale des couches d’argile silteuse ($3,3 \times 10^{-6}$ kPa⁻¹ - $1,0 \times 10^{-5}$ kPa⁻¹) et de silt et argile ($4,1 \times 10^{-7}$ kPa⁻¹) sont plus grandes que les valeurs dans les couches de sable et de till ($6,1 \times 10^{-8}$ kPa⁻¹ – $8,0 \times 10^{-8}$ kPa⁻¹). L’emménagement spécifique S_s est du même coup plus important dans les couches argileuses et silteuses. Ces résultats s’apparentent aux résultats obtenus par Merefat et al. (2015) pour des argiles de la mer de Champlain. De plus, les valeurs de la compressibilité de la couche d’argile silteuse sont plus grandes que pour la couche de silt et argile. Ainsi, les couches dont la granulométrie est plus fine ont une compressibilité plus élevée. En effet, en compression, les grains de sol peuvent plus facilement se réorganiser et remplir les pores disponibles si leur diamètre est faible que s’il est plus grossier.

Le **Tableau 10** présente un résumé des propriétés hydrauliques des différentes couches de sol qui ont été évaluées par les essais en laboratoire et sur le terrain. Les valeurs moyennes ont été utilisées lorsqu’il y avait plusieurs résultats disponibles pour une même couche de sol.

Tableau 10. Sommaire des propriétés hydrauliques évaluées pour les différentes couches de sol du site d'étude.

| Couche de sol | Intervalle (m) | Conductivité hydraulique K (m/s) | Porosité n | Compressibilité verticale m_v (kPa ⁻¹) | Emmagasinement spécifique S_s (m ⁻¹) |
|-------------------|----------------|------------------------------------|--------------|--|--|
| Silt argileux | 0.0 – 0.9 | 1.4×10^{-6} | 0.45 | - | - |
| Sable fin à moyen | 0.9 – 3.5 | 3.8×10^{-5} | 0.33 | - | - |
| Argile silteuse | 13.0 – 18.0 | 6.4×10^{-10} | 0.66 | 5.7×10^{-6} | 5.8×10^{-5} |
| Sable fin | 18.0 – 24.0 | 9.8×10^{-6} | 0.37 | 8.0×10^{-8} | 2.5×10^{-6} |
| Silt et argile | 24.0 – 35.0 | 8.7×10^{-10} | 0.50 | 4.1×10^{-7} | 6.3×10^{-6} |
| Till | 35.0 – 36.7 | 3.0×10^{-7} | 0.42 | 6.1×10^{-8} | 2.5×10^{-6} |

3.3 Analyse de la distribution des pressions interstitielles en profondeur

Dans un premier temps, pour bien comprendre l'écoulement de l'eau souterraine au site d'étude, il faut revenir sur les données des piézomètres à corde vibrante, qui illustrent les variations de pressions interstitielles en fonction de la profondeur dans les différentes couches de sol (**Figure 36**) et sur le calcul du gradient hydraulique vertical qui a été effectué (**Figure 38**). Rappelons que le gradient hydraulique vertical est globalement orienté vers le bas de la séquence stratigraphique, même s'il s'approche du gradient hydrostatique dans certaines couches (sable fin à moyen en surface, silt et argile et till). Dans un premier temps, il est donc supposé que les variations de pressions interstitielles sont principalement dues aux variations du niveau d'eau en surface et que le signal se propage ensuite en profondeur.

Afin de comparer les variations de pression aux différentes profondeurs, la différence de pression interstitielle, à partir d'une date fixe, est calculée pour chaque piézomètre à corde vibrante (**Figure 43**). Les calculs ont été réalisés à partir du 1^{er} mars 2018, soit un peu avant le début de la fonte de la neige au printemps, jusqu'au 1^{er} juin 2018, soit quelques jours avant le début de l'essai de pompage. Comme le piézomètre à une profondeur de 2,8 m est représentatif des variations de la nappe phréatique en surface, mais qu'il est à une distance

plus grande des autres piézomètres sur le site, ses données n'ont pas été représentées dans la figure.

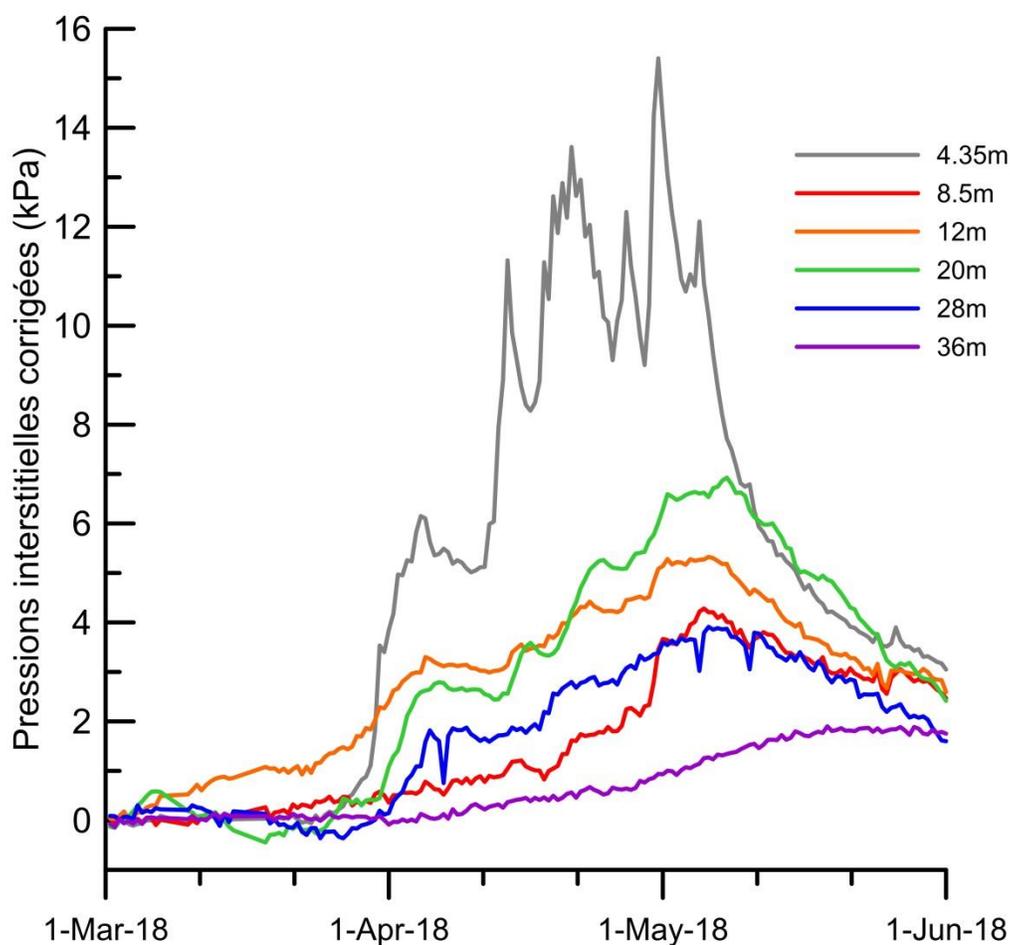


Figure 43. Différence de pressions interstitielles des piézomètres en fonction du temps à partir du 1^{er} mars 2018 (emplacements 27099C, 27099F, 27215F).

Dans la **Figure 43**, l'augmentation des pressions interstitielles au printemps est illustrée. Les pressions augmentent d'au plus 15,4 kPa à une profondeur de 4,35 m, de 4,3 kPa à 8,5 m et de 5,3 kPa à 12 m de profondeur dans la couche d'argile à partir du 1^{er} mars 2018. Il est donc possible de voir une diminution du pic de pression pour le piézomètre situé à 8,5 m par rapport à celui situé à 4,35 m. Toutefois, une augmentation du pic de pression est visible à 12 m, puis à 20 m, avant de diminuer une nouvelle fois à une profondeur de 28 m, puis 36 m. Cette augmentation, principalement dans la couche de sable fin située à une profondeur de 20 m, ne correspond pas aux résultats attendus. En effet, si l'augmentation des pressions interstitielles était due uniquement à l'apport d'eau provenant de la surface, l'augmentation

devrait être importante près de la surface, puis toujours s'atténuer en fonction de la profondeur. Il est à noter toutefois que la rivière Sainte-Anne, qui est à proximité du site d'étude, pourrait avoir un effet sur les pressions interstitielles de la couche de sable fin. Ainsi, comme mentionné à la section 2.4, deux simulations ont été réalisées afin d'estimer le comportement attendu dans un massif argileux lorsqu'il y a une augmentation du niveau de la nappe phréatique dans un aquifère sus-jacent et dans la couche de sable fin lorsqu'il y a des variations du niveau d'eau dans la rivière Sainte-Anne.

3.3.1 Infiltration de l'eau de surface

La première simulation réalisée a pour but de suivre l'évolution des pressions interstitielles dans la couche d'argile silteuse provenant d'un apport en eau de la surface. Les simulations sont réalisées pour la couche d'argile silteuse qui est surmontée par un aquifère de sable à nappe libre. Toutes les variables ont été identifiées dans la méthodologie, à l'exception de la diffusivité hydraulique de la couche d'argile silteuse, qui peut maintenant être obtenue à partir des résultats de la caractérisation du site. En se référant aux résultats de la section 3.2 pour la couche d'argile silteuse, la conductivité hydraulique K varie de $4,5 \times 10^{-10}$ à $1,1 \times 10^{-9}$ m/s selon les essais en cellule triaxiale. Le coefficient d'emmagasinement spécifique S_s , selon les résultats de compensation barométrique, varie de $3,6 \times 10^{-5}$ à $1,0 \times 10^{-4}$ m⁻¹. Le rapport de ces paramètres donne une diffusivité hydraulique D variant de $4,5 \times 10^{-6}$ à $3,1 \times 10^{-5}$ m²/s. Ces deux valeurs de diffusivité hydraulique ont été testées dans cette simulation. Il a été possible de constater que les résultats s'apparentant le plus aux observations du terrain étaient obtenus en utilisant le D maximum de $3,1 \times 10^{-5}$ m²/s. Ainsi, c'est cette valeur qui est conservée et qui a permis d'obtenir les résultats présentés à la **Figure 44**.

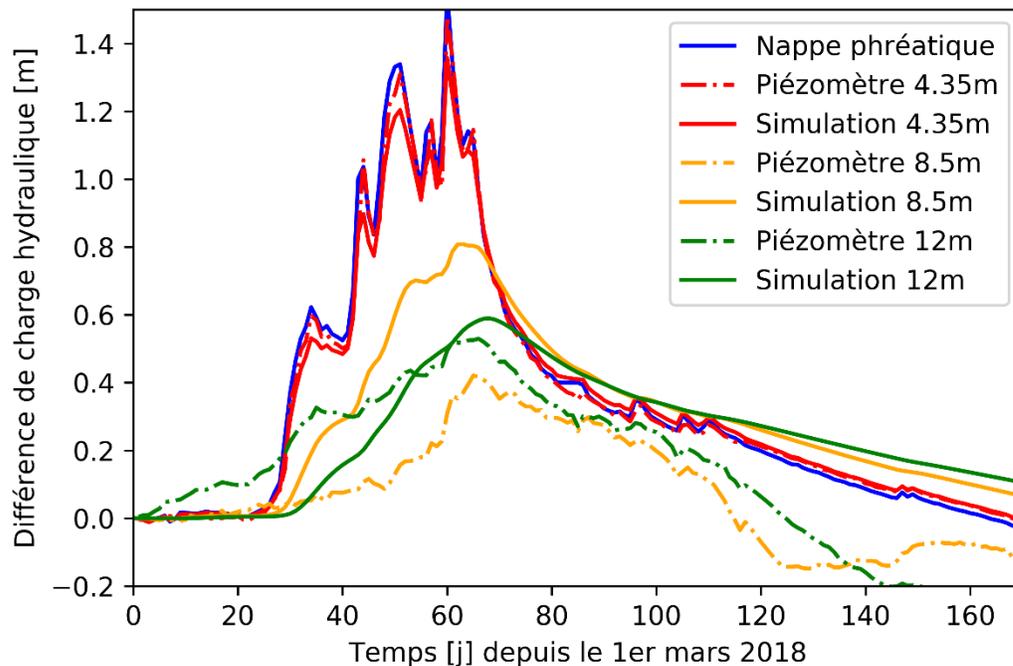


Figure 44. Simulation des variations de charge hydraulique dans le massif argileux en fonction d'un apport en eau de la surface, depuis le 1^{er} mars 2018 (emplacement 27099C).

Dans la **Figure 44**, il est possible d'observer que les résultats de la simulation se rapprochent assez bien des observations du piézomètre à corde vibrante plus près de la surface, à une profondeur de 4,35 m. Les résultats de la simulation du piézomètre à 12 m de profondeur sont aussi semblables, quoique l'amplitude du pic des charges hydrauliques au printemps est plus importante dans les simulations réalisées et légèrement décalée dans le temps. De plus, la diminution des charges après le pic pour le piézomètre à 12 m ne se produit pas aussi rapidement dans la simulation que ce qui est observé dans la réalité. Malgré tout, la différence la plus importante se situe au piézomètre à 8,5 m, où les charges hydrauliques observées par le piézomètre sont beaucoup moins importantes que celles simulées. Les résultats de la simulation illustrent ce qui est attendu suite à l'infiltration d'eau en surface, soit une augmentation des charges hydrauliques importantes près de la surface, suivie de l'atténuation de l'onde de pression avec la profondeur. L'amplitude du signal des charges hydrauliques de la simulation lors de l'apport en eau du printemps est de pratiquement 1,5 m pour le piézomètre à 4,35 m, puis diminue à un peu plus de 0,8 m à 8,5 m de profondeur et finalement à 0,6 m à 12 m de profondeur. Toutefois, les données des piézomètres à corde vibrante

montrent une amplitude du signal des charges hydrauliques plus importante à 8,5 m qu'à 12 m. Il est donc possible de conclure que seul l'apport en eau provenant des précipitations et de la fonte de neige en surface s'écoulant dans l'argile silteuse ne peut expliquer les augmentations de pressions interstitielles observées au centre de cette couche.

3.3.2 Influence de la rivière Sainte-Anne

Selon les résultats présentés dans la section précédente, l'hypothèse que seul l'écoulement vertical de l'eau provenant de la surface influence les variations de pressions interstitielles au site d'étude ne permet pas d'expliquer les observations. Plus particulièrement, les variations de pression dans la couche de sable fin semblent être affectées par un autre phénomène. Étant donné la proximité de la rivière Sainte-Anne, qui se situe à 450 m au nord-est du site d'étude (**Figure 2**), il est possible que celle-ci affecte les pressions d'eau au site d'étude. Cela implique que la couche de sable est continue et en lien hydraulique avec la rivière, comme il a été démontré à l'aide du modèle conceptuel de la **Figure 30**.

Une deuxième simulation a été réalisée ayant pour but de déterminer l'impact des variations du niveau d'eau de la rivière Sainte-Anne sur les pressions interstitielles perçues dans la couche de sable fin. Toutes les variables ont été identifiées dans la méthodologie, à l'exception de la diffusivité hydraulique de la couche de sable fin, qui peut maintenant être obtenue à partir des résultats de la caractérisation du site. En se référant aux résultats de la section 3.2, la conductivité hydraulique K , selon les essais de perméabilité à charge variable (slug test), varie de $2,3 \times 10^{-6}$ à $9,0 \times 10^{-5}$ m/s pour la couche de sable fin. Son coefficient d'emmagasinement spécifique S_s , selon les calculs relatifs à la compensation barométrique, serait de $2,5 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$. Le rapport de ses paramètres donne une diffusivité hydraulique D variant entre $0,92 \text{ m}^2/\text{s}$ à $36 \text{ m}^2/\text{s}$. Encore une fois, les deux valeurs de D ont été testées pour cette deuxième simulation. La valeur minimale de $0,92 \text{ m}^2/\text{s}$ a été conservée, ayant été jugée comme étant la plus représentative en fonction des résultats obtenus. Les résultats de cette simulation sont présentés à la **Figure 45**.

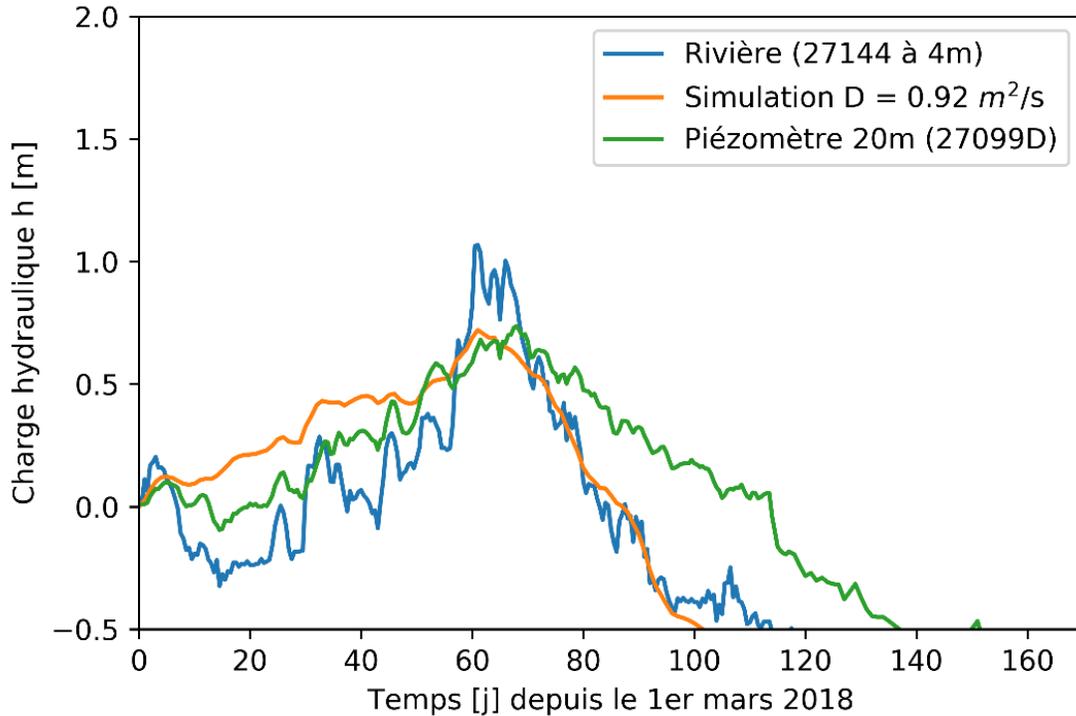


Figure 45. Résultats de la simulation no.2 de la variation de charge hydraulique dans la couche de sable fin (27099D) selon les variations du niveau de la rivière Sainte-Anne.

La simulation représente bien les variations de charges hydrauliques lors de la montée au printemps (**Figure 45**). Toutefois, il est possible d’observer que le pic de la simulation arrive plus tôt, soit une dizaine de jours avant le pic observé par le piézomètre à corde vibrante. De plus, la diminution des charges hydrauliques est beaucoup plus rapide selon les résultats de la simulation que selon les observations de terrain, où elles sont plus réparties dans le temps. En effet, la charge hydraulique atteint une valeur nulle après environ 90 jours selon la simulation alors qu’il faut environ 115 jours pour que les observations du piézomètre à corde vibrante atteignent cette valeur. La simulation semble donc avoir une réponse plus rapide aux variations de la rivière que ce qui est observé sur le terrain.

Bien qu’une correspondance parfaite entre les observations et les charges simulées n’ait pu être obtenue, il est possible d’observer que les résultats de la simulation s’apparentent assez bien aux données enregistrées par le piézomètre sur le site d’étude. Ainsi, il serait probable que la rivière Sainte-Anne ait une influence sur l’apport d’eau dans la couche de sable fin et sur les données enregistrées par les piézomètres à corde vibrante du site d’étude.

3.3.3 Directions d'écoulement dans les couches perméables

Les directions d'écoulement dans les couches perméables (sable et till) ont été évaluées dans un premier temps sur le site d'étude, entre les trois emplacements de puits hydrauliques (**Figure 15**). Leurs données ont été récoltées et corrigées en fonction des variations barométriques. Par la suite, les directions d'écoulement ont été calculées à six moments entre novembre 2017 et juin 2018, avant le début de l'essai de pompage, afin que ce dernier ne vienne pas influencer les résultats. La **Figure 46** présente les résultats obtenus et le **Tableau 11**, les résultats du gradient horizontal entre les puits.

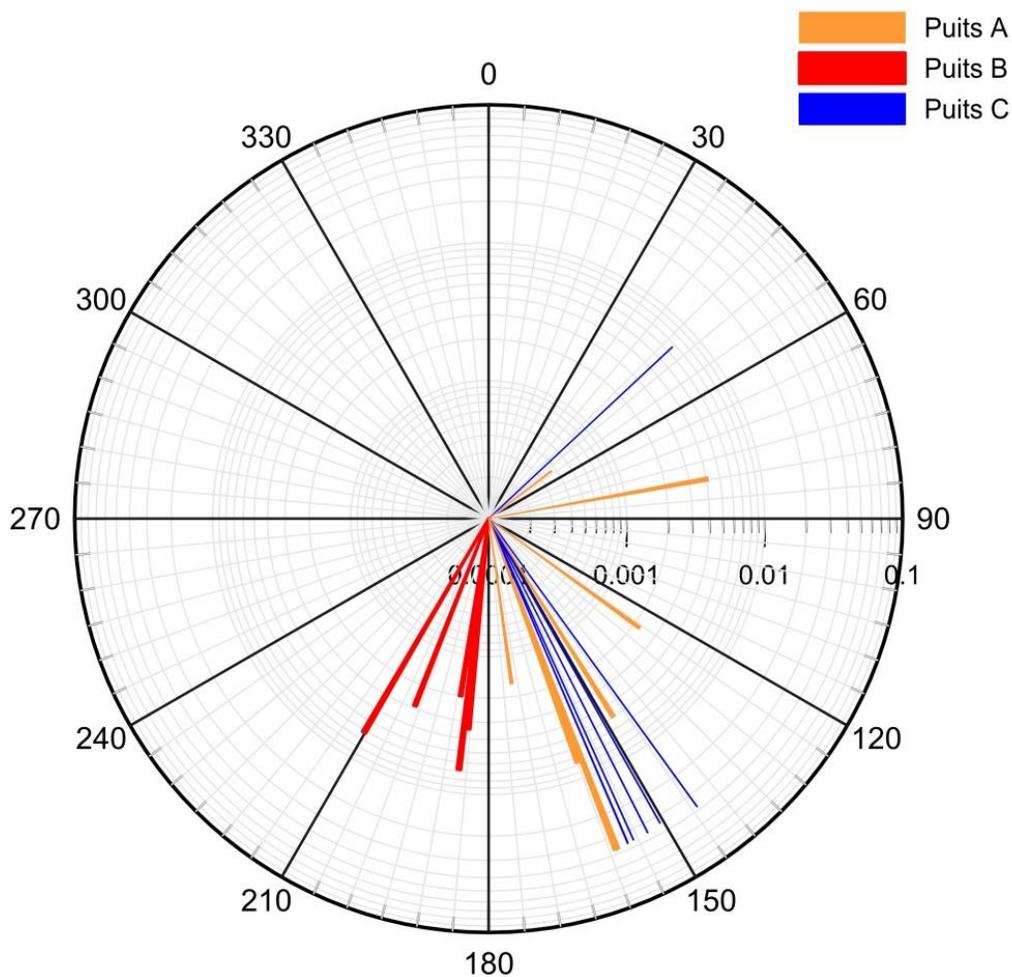


Figure 46. Directions d'écoulement de l'eau souterraine et gradients hydrauliques observés à différentes dates au site d'étude à l'aide des piézomètres hydrauliques.

Tableau 11. Sommaire des résultats du gradient hydraulique horizontal et de sa direction entre les puits hydrauliques du site d'étude.

| Gradient hydraulique | Till (Puits A) | Sable fin (Puits B) | Sable fin à moyen (Puits C) |
|-----------------------------|---------------------------|--------------------------------|--|
| Minimum | 0.0012 | 0.0004 | 0.034 |
| Maximum | 0.0068 | 0.0077 | 0.038 |
| Moyenne | 0.0035 | 0.0037 | 0.036 |
| Direction | | | |
| Minimum | 52.8 | 185.5 | 144.1 |
| Maximum | 172.1 | 210.3 | 158.9 |
| Moyenne | 123.1 | 193.4 | 153.7 |

Il est possible de constater que les directions d'écoulement dans les puits C, soit dans le sable fin à moyen en surface, sont concentrées autour de 150° par rapport au Nord. Cette orientation correspond également à la pente du terrain (**Figure 4**). Pour ce qui est des puits A, soit dans le till à la base, l'écoulement de l'eau se dirige globalement dans la même direction qu'en surface, à l'exception de deux points, en novembre et décembre 2017, où l'eau souterraine semble se diriger vers la rivière Sainte-Anne. Toutefois, pour les puits B, situés dans le sable fin sous la couche d'argile silteuse, les directions d'écoulement diffèrent. En effet, l'écoulement se situe entre 185 et 210° par rapport au Nord. Ainsi, à l'échelle locale du site d'étude, l'eau souterraine semble se diriger vers le sud-ouest, soit de la rivière Ste-Anne vers le site d'étude.

Les directions régionales d'écoulement de l'eau souterraine dans la couche de sable intermédiaire et dans le till ont également été calculées à l'aide des piézomètres à corde vibrante installés près de la rivière Sainte-Anne par le MTQ (**Figure 21**). Les données des emplacements 27144, 27115 et du site d'étude ont été utilisées. Les résultats d'essais au piézocône CPTu (annexe 3) réalisés aux emplacements 27115 et 27144 ont permis de choisir un piézomètre à corde vibrante par emplacement (**Tableau A3.1**), un situé dans la couche de sable fin et un autre dans la couche de till.

Dans un premier temps, pour la couche de sable fin, le piézomètre à 18,8 m de profondeur a été choisi pour l'emplacement 27115, celui à 7,84 m pour l'emplacement 27144 et celui à 20 m pour l'emplacement 27099 du site d'étude. Les données brutes des piézomètres à corde vibrante ont fait l'objet d'une compensation barométrique. Par la suite, pour chaque

piézomètre, les données de pressions interstitielles ont été transformées en charges hydrauliques, les résultats sont présentés à la **Figure 47**.

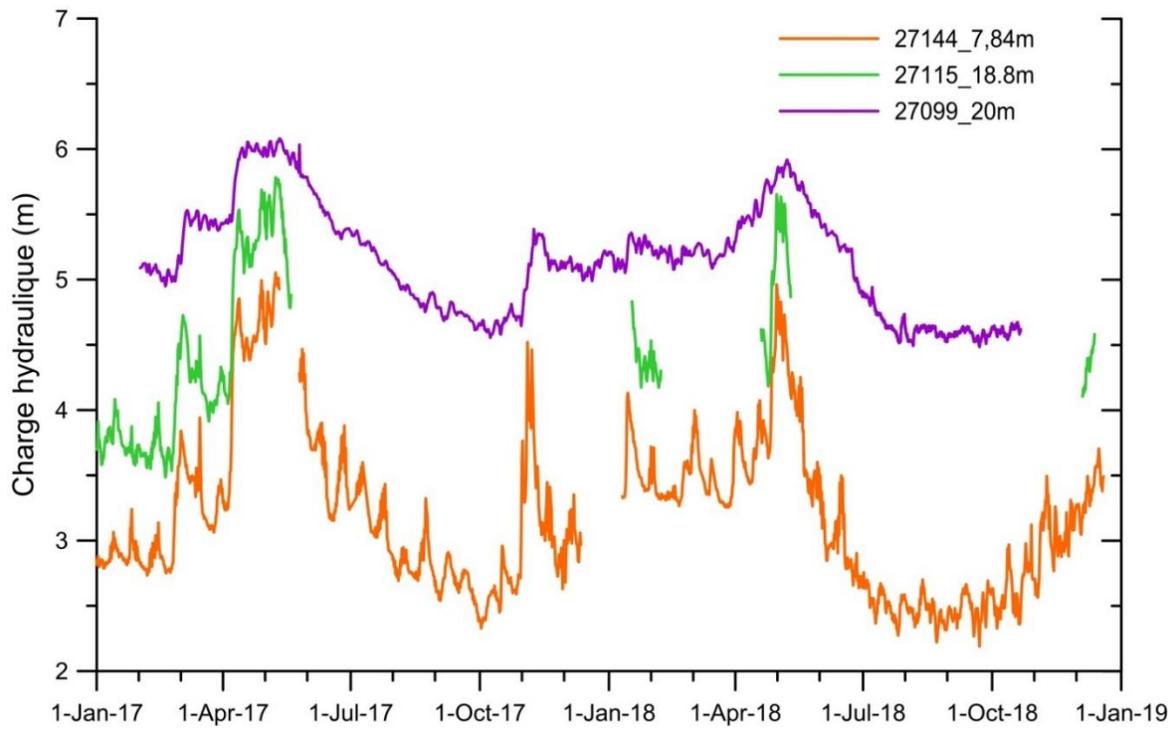


Figure 47. Charges hydrauliques des piézomètres à corde vibrante dans la couche de sable fin en fonction du temps pour les piézomètres des emplacements 27144, 27115 et 27099.

Il est possible d'observer que la charge hydraulique à l'emplacement 27099 est plus élevée que les charges hydrauliques des emplacements près de la rivière, ce qui suppose un écoulement de l'eau souterraine du site d'étude vers la rivière. Afin de valider cette observation, la direction d'écoulement et le gradient hydraulique ont été calculés pour les périodes où des données sont disponibles pour l'ensemble des trois piézomètres et un total de six résultats sont présentés à la **Figure 48**.

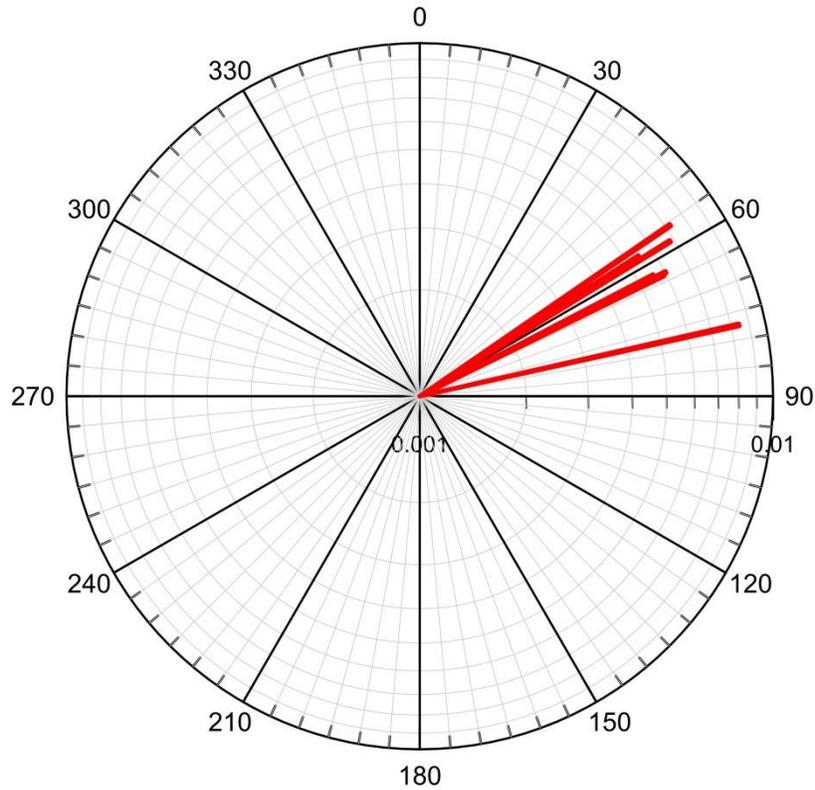


Figure 48. Directions d'écoulement régionales de l'eau souterraine dans la couche de sable fin.

La direction d'écoulement calculée varie de 47 à 77° par rapport au Nord, soit globalement du site d'étude vers la rivière. Le gradient hydraulique horizontal varie de 0,0054 à 0,0084, ce qui est assez faible.

La direction régionale d'écoulement de l'eau souterraine a aussi été calculée dans la couche de till. Ainsi, le piézomètre à corde vibrante à 32 m de profondeur a été choisi pour l'emplacement 27115, celui à 23 m pour l'emplacement 27144 et celui à 36 m pour l'emplacement 27215 au site d'étude (**Tableau A3.1**). Les données brutes des piézomètres à corde vibrante ont été corrigées et ont été transformées en charges hydrauliques, les résultats sont présentés à la **Figure 49**.

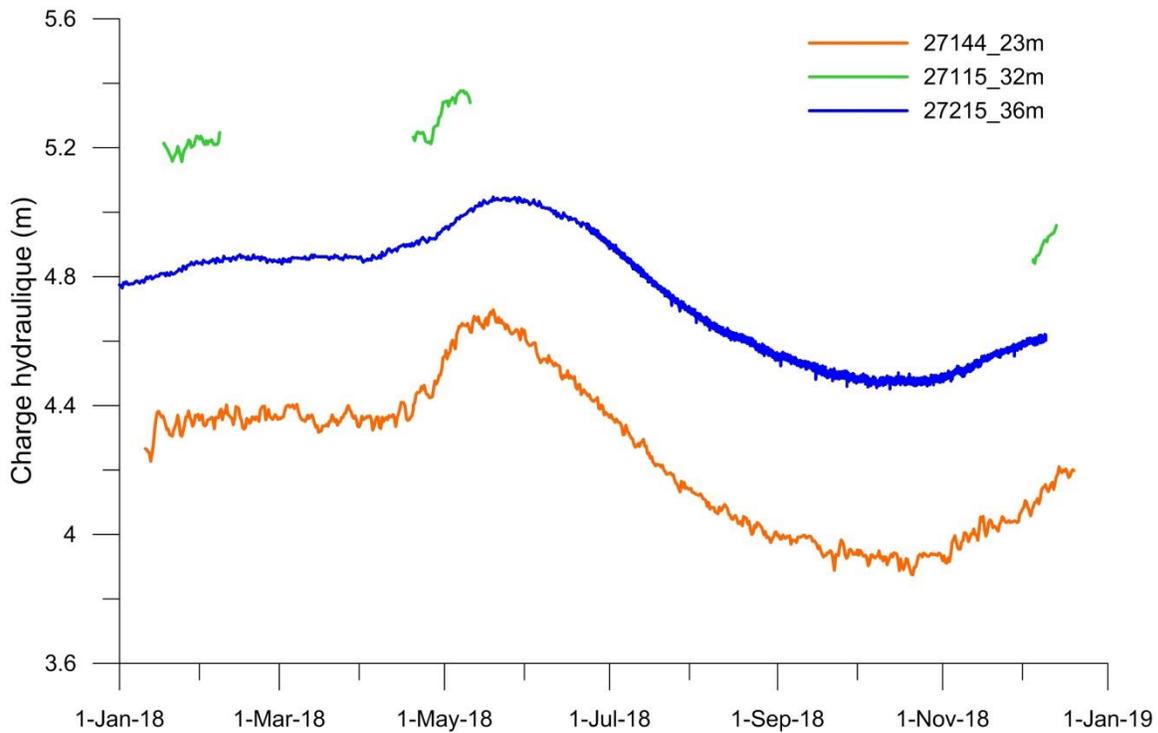


Figure 49. Charges hydrauliques des piézomètres à corde vibrante dans la couche de till en fonction du temps pour les piézomètres des emplacements 27144, 27115 et 27215.

De nombreux trous de données sont présents pour le piézomètre à l'emplacement 27115, mais il est tout de même possible d'observer que les charges hydrauliques à l'emplacement 27115 sont plus élevées que les charges hydrauliques de l'emplacement 27215 du site d'étude mais que ces dernières sont plus élevées que celles à l'emplacement 27144 près de la rivière. La direction d'écoulement et le gradient hydraulique ont été calculés pour les trois périodes où des données sont disponibles pour l'ensemble des trois piézomètres. Les directions d'écoulement sont toutes de 78° par rapport au nord, ce qui est semblable à ce qui était observé dans le sable fin, et le gradient varie de 0,0033 à 0,0036, ce qui est encore plus faible que dans le sable fin.

Ainsi, les directions d'écoulement de l'eau souterraine dans la couche de sable fin sur le site d'étude (échelle locale) et en dehors du site d'étude (échelle régionale) ne sont pas semblables, la première se dirigeant de la rivière Sainte-Anne vers le site d'étude et la deuxième se dirigeant du site d'étude vers la rivière.

Chapitre 4. Discussion

Dans un premier temps, l'effet du climat sur l'infiltration de l'eau en lien avec le climat est discuté, suivi des mécanismes responsables de l'évolution des pressions interstitielles. Ensuite, un modèle conceptuel illustrant les conditions d'écoulement de l'eau souterraine à partir des connaissances acquises jusqu'à présent est produit. Finalement, une discussion portant sur l'application de cette étude au potentiel de glissement de terrain est développée.

4.1 Infiltration de l'eau en lien avec le climat

Afin d'évaluer l'effet du climat sur l'infiltration de l'eau dans le sol, il faut revenir aux observations provenant de la station météorologique et du suivi des conditions hydriques dans le sol, présentées à la **Figure 35**. Ces observations montrent une différence marquée d'infiltration et d'écoulement de l'eau dans la zone non saturée entre la période hivernale et le reste de l'année.

En dehors de la période hivernale, les températures journalières sont au-dessus du point de congélation, le sol n'est pas gelé et les précipitations sont sous forme de pluie. Durant cette période, les précipitations en surface viennent influencer le niveau d'eau dans les puits de surface C, mais de manière assez minime. Il faut des précipitations journalières d'au moins une quinzaine de millimètres pour entraîner une augmentation observable sur la courbe de plus de 3 cm du niveau d'eau de la nappe phréatique dans ces puits. Il est possible d'étudier ce phénomène de recharge et d'infiltration de l'eau à l'aide des observations de teneur en eau. Comme mentionné précédemment, les variations de la teneur en eau sont importantes dans la zone racinaire (5TM #5), mais elles le sont beaucoup moins dans la couche de silt (5TM#4), qui semble très peu ou pas influencée par les précipitations de surface. En effet, il faut des précipitations sur plusieurs jours et de plus de 20 mm journalier pour entraîner une augmentation observable de l'ordre de 0,01 de la teneur en eau dans cette couche. Cette couche de silt semble avoir un effet tampon, atténuant l'effet de l'infiltration de l'eau en surface dans le sol plus en profondeur. En effet, les valeurs de teneur en eau des sondes 5TM #1, #2 et #3, situées dans la couche de sable en-dessous, ne varient pas en fonction des précipitations, mais seulement lorsque le niveau d'eau dans les puits d'observation en surface atteint la profondeur d'installation de la sonde ou s'y approche, soit lorsque le sol devient

saturé à cet endroit ou que la frange capillaire s'y rend. Ainsi, l'infiltration de l'eau en surface dans la zone racinaire se produit assez directement suite aux précipitations. Par la suite, l'eau s'écoule lentement dans la couche de silt, puis dans les couches sableuses sous-jacentes, jusqu'à atteindre le niveau de la nappe phréatique. Si l'apport en eau est assez important, alors le niveau de la nappe phréatique augmentera, ce qui viendra saturer le sol à une plus grande élévation et viendra augmenter la teneur en eau des sondes 5TM. Il est aussi possible d'observer une augmentation de la teneur en eau mesurée par les sondes au mois de novembre, avant la première neige. En effet, l'évapotranspiration en surface est moins importante à l'automne que durant l'été, la demande en eau de la végétation est aussi moins grande, ce qui permet l'infiltration d'une plus grande quantité d'eau en profondeur.

Par la suite, vient la période hivernale, où les températures oscillent sous le point de congélation et parfois au-dessus, le sol est gelé et recouvert d'un couvert nival et les précipitations sont principalement sous forme de neige. L'un des aspects limitant l'infiltration de l'eau en hiver est le gel du sol et la couverture nivale sus-jacente. À partir de la **Figure 35e**, il est possible de voir la profondeur du front de gel dans le sol. Comme mentionné précédemment, il atteint une profondeur maximale de 0,34 m le 7 janvier et le 5 avril 2018. Il illustre globalement la période durant laquelle l'infiltration de l'eau dans le sol est limitée dû à la présence du couvert nival, soit du début décembre à la mi-avril. Durant cette période, les niveaux d'eau dans les puits et la teneur en eau dans le sol diminuent progressivement. Toutefois, il est possible d'observer de faibles remontées de la nappe phréatique lorsque la température journalière excède 0°C, accompagnées d'augmentation de la teneur en eau dans le sol (e.g. 12 janvier 2018). Ceci peut s'expliquer par la fonte de la neige qui se produit lorsque la température de l'air est au-dessus du point de congélation, ce qui survient à plusieurs occasions durant la période hivernale (**Figure 35a**). Ainsi, même si le sol est gelé lors de ces épisodes, l'eau provenant de la fonte de la neige peut s'infiltrer dans le sol et atteindre la nappe phréatique. Cela s'explique par le fait que seule une faible fraction de l'espace poral contient de l'eau gelée, ce qui permet à l'eau non gelée de circuler dans le sol. Par ailleurs, il est important de noter que l'isotherme à 0°C n'implique pas nécessairement que l'eau est gelée car l'eau et la glace peuvent cohabiter à cette température. La température journalière en hiver a donc une influence importante pour l'infiltration de l'eau. Les variations de hauteur du couvert nival viennent aussi illustrer les moments de fonte

de la neige ou de compaction de la neige. Il est possible d'observer que lorsque le couvert nival diminue de manière plus importante et que la température est au-dessus de 0°C, des augmentations du niveau d'eau des puits et de la teneur en eau des sondes se produisent. De plus, il est possible de noter que la disparition de l'isotherme à 0°C survient seulement quelques jours après la fonte complète du couvert nival. Ainsi, la présence du couvert nival influence de manière importante le gel du sol.

Finalement, la fonte de la neige au printemps correspond à l'apport en eau le plus important durant une année. Il est possible d'observer qu'au mois d'avril, alors que l'apport en eau est plus important, le front de gel semble s'étendre plus profondément. Toutefois, comme mentionné précédemment, le sol n'est pas nécessairement entièrement gelé même si la température est à 0°C. En effet, au printemps, l'infiltration de l'eau est très importante due à la neige en surface qui fond et s'infiltrer. Cette eau est donc très froide et sa température peut avoisiner le 0°C. Cette baisse de température momentanée du sol peut donc illustrer l'apport en eau provenant de la fonte de la neige. Dès que la neige commence à fondre, la teneur en eau de la sonde dans la zone racinaire augmente progressivement, suivie de celle dans le silt. Les sondes dans le sable, elles, subissent une augmentation drastique, passant directement à leur teneur en eau saturée lorsque le niveau d'eau dans les puits augmente au-dessus de leur profondeur d'installation. La fonte de la neige s'étale sur environ un mois et, une fois terminée, les températures dans le sol augmentent rapidement. L'augmentation du niveau d'eau dans les puits qui s'en suit s'étale sur un mois aussi et atteint son point maximal au début mai. L'infiltration de l'eau dans le sol est donc très importante au printemps et se poursuit ensuite progressivement dans les couches plus en profondeur.

4.2 Mécanismes responsables de l'évolution des pressions interstitielles

Afin d'étudier les pressions interstitielles, il faut revenir aux résultats obtenus par les piézomètres à corde vibrante, illustrés à la **Figure 36**. L'évolution des pressions interstitielles est principalement caractérisée par une augmentation importante au printemps, lors de la fonte des neiges, suivie d'une diminution progressive. Les précipitations journalières ont un faible impact mais l'apport en eau au printemps correspond à l'augmentation la plus importante dans l'année et c'est à ce moment que les pressions interstitielles sont les plus élevées. Dans la couche d'argile, elles augmentent de 15,4 kPa au sommet de la couche et de

4,3 à 5,3 kPa plus en profondeur (**Figure 43**). L'amplitude du signal semble ensuite s'atténuer en fonction de la profondeur et un décalage temporel est observé. La simulation à la section 3.3.1 permet d'illustrer les variations de charge hydraulique dans un massif argileux lors d'un apport en eau important en surface (**Figure 44**). Il est à noter que, selon la simulation, les charges hydrauliques diminuent toujours en fonction de la profondeur, comme il aurait été possible de s'y attendre. Toutefois, selon les données récoltées par les piézomètres à corde vibrante, la charge hydraulique à la base du massif argileux, à 12 m de profondeur, est plus importante qu'à 8,5 m de profondeur. Cette augmentation ne peut donc pas s'expliquer uniquement par l'apport en eau de la surface.

Ainsi, un autre aspect a été considéré, soit l'impact des cours d'eau à proximité. L'impact de la rivière Sainte-Anne, près du site d'étude, a été étudié à la section 3.3.2 en simulant la propagation des pressions interstitielles dans la couche de sable fin située en profondeur sous la couche d'argile en fonction des variations du niveau d'eau de la rivière. La simulation réalisée permet de représenter relativement bien les augmentations de charge hydraulique du piézomètre à 20 m de profondeur (dans la couche de sable fin) sur le site d'étude. Par conséquent, la rivière Sainte-Anne semble avoir un impact sur les variations de pressions interstitielles. En effet, l'augmentation ou la diminution du niveau de la rivière vient influencer les pressions interstitielles mesurées dans les couches de sol par le piézomètre à 20 m, et pourrait possiblement expliquer l'augmentation des pressions interstitielles observées dans le massif argileux au-dessus.

Donc, parmi les mécanismes responsables de l'évolution des pressions interstitielles dans le massif argileux, on retrouve le climat. En effet, la fonte du couvert nival au printemps entraîne une infiltration d'eau en surface importante, qui influence grandement les pressions interstitielles mesurées dans le massif argileux. L'infiltration de l'eau ne se produit pas instantanément dans les différentes couches de sol et un décalage temporel est observé, dicté par la vitesse d'infiltration de l'eau. Les propriétés hydrogéologiques des couches de sol viennent influencer cette vitesse, principalement par leur diffusivité hydraulique. La propagation des charges hydrauliques se fait plus rapidement dans les couches sableuses, où la conductivité hydraulique est plus élevée et la compressibilité est plus faible, que dans les

couches argileuses moins perméables et plus compressibles. Ainsi, les pressions interstitielles dépendent de l'apport d'eau en surface et des propriétés hydrogéologiques du sol en place.

De plus, les cours d'eau à proximité d'un site peuvent aussi avoir un impact sur les pressions interstitielles, même s'ils semblent assez éloignés. En effet, pour le site à l'étude, une augmentation du niveau de la rivière Sainte-Anne, comme au printemps, vient relever le niveau de la nappe phréatique et entraîner une augmentation des pressions interstitielles. Le contraire est aussi vrai, lors de la diminution du niveau de la rivière en été. Il semble donc y avoir un écoulement horizontal de l'eau souterraine qui vient influencer les pressions interstitielles mesurées, principalement dû au fait que la couche de sable fin est continue du site d'étude jusqu'à la rivière (**Figure 30**). L'impact de la rivière peut possiblement se faire ressentir dans le massif argileux, cet aspect n'ayant toutefois pas été investigué pour le moment.

Il est à noter que certaines différences ont été observées entre les deux simulations et les données de terrain. Dans les deux simulations, la diminution des charges hydrauliques, après le pic printanier, se produisait plus rapidement que ce que les piézomètres à corde vibrante ont observé. Même avec différentes valeurs de diffusivité D , il n'était pas possible d'obtenir une meilleure correspondance entre les valeurs simulées et observées. Ainsi, d'autres processus d'écoulement, qui ne sont pas représentés dans le modèle, pourraient avoir un impact sur les valeurs mesurées par le piézomètre à corde vibrante. Dans la première simulation, l'accumulation d'eau en surface et l'évaporation ne sont pas pris en compte, de même que la présence de macropores ou de fissures dans le sol en surface, ce qui pourrait venir influencer l'infiltration de l'eau. Pour ce qui est de la deuxième simulation, il est entre autres supposé que la couche de sable fin est confinée et complètement saturée, alors que ce n'est peut-être pas le cas dans la réalité. De plus, les variations du niveau de la rivière sont approximatives et il faudrait connaître les variations exactes de la rivière Sainte-Anne à cet emplacement pour avoir une simulation plus réaliste. Ainsi, des améliorations au modèle pourraient être apportées afin d'obtenir de meilleurs résultats.

4.3 Modèle conceptuel

Suite aux résultats obtenus des différents essais et simulations, un modèle conceptuel a été créé pour illustrer les informations recueillies dans le cadre de ce projet. Le modèle présenté

est donc en 2D, suivant le profil A-A' illustré à la **Figure 29** et passant par les emplacements 27099 et 27144. Ce dernier est réalisé pour illustrer l'écoulement de l'eau souterraine dans les différentes couches de sol (**Figure 50**). Les charges hydrauliques pour les données des différents piézomètres à corde vibrante ont été calculées afin d'évaluer l'emplacement de la nappe phréatique dans les couches plus perméables. Les valeurs minimales et maximales sur l'année 2018 ont été utilisées pour déterminer l'intervalle de variation de l'élévation de la nappe phréatique.

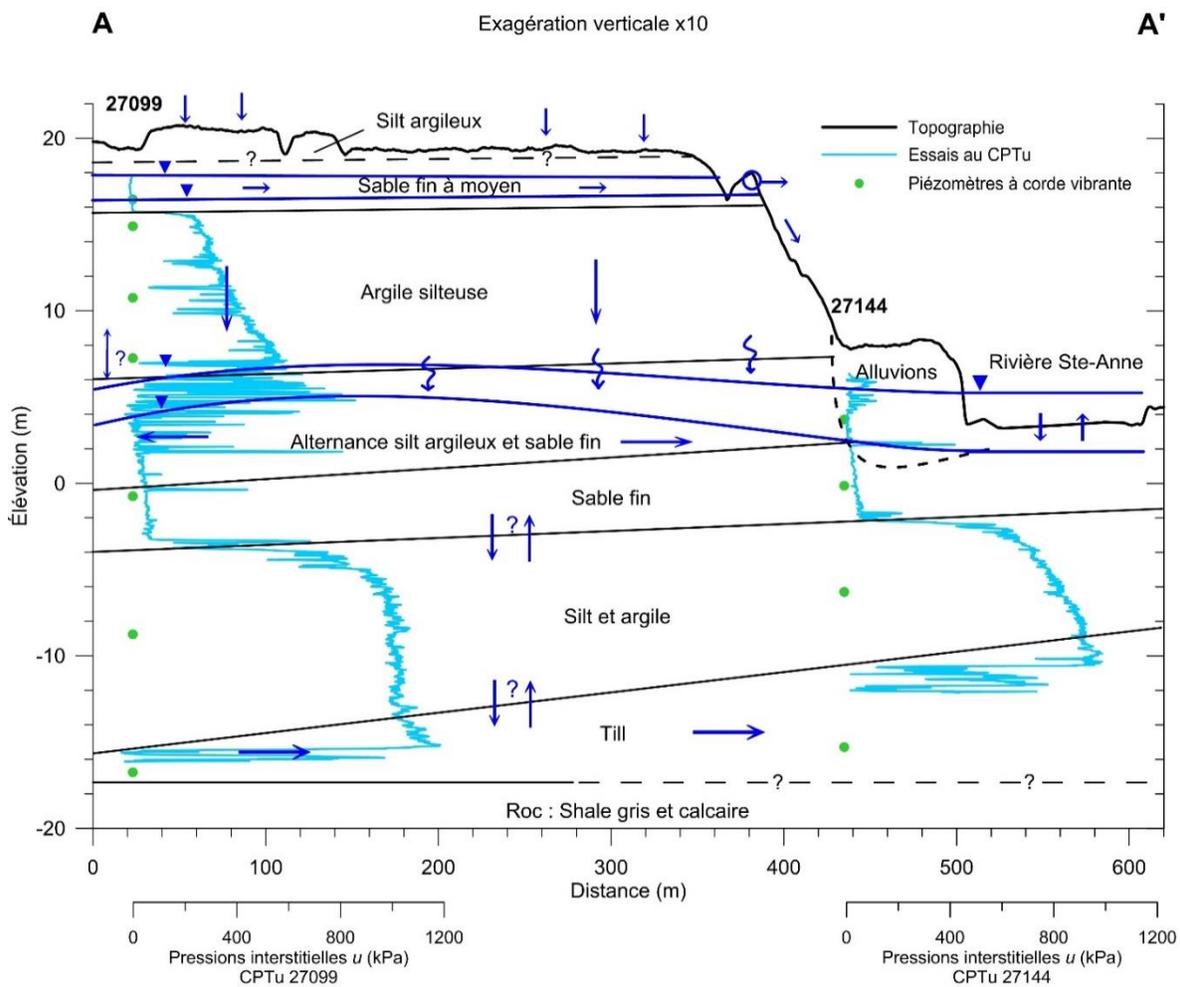


Figure 50. Modèle conceptuel de l'écoulement de l'eau souterraine à Sainte-Anne-de-la-Pérade, le long d'un profil A-A' entre les emplacements 27099 et 27144.

Dans la première couche de sable en surface, il est possible d'observer des variations de la nappe phréatique sur un peu moins de 2 m. Il avait été calculé précédemment que l'écoulement de l'eau en surface se dirigeait globalement vers le fleuve St-Laurent (**Figure**

46). Il est supposé que de l'eau s'écoule aussi en partie vers la rivière et qu'il y a résurgence au sommet du talus. Des observations sur le terrain seraient toutefois nécessaires afin de confirmer cette résurgence.

Dans les deux couches de sable fin et d'alternance de silt argileux et sable fin, l'élévation de la nappe phréatique varie sur une hauteur de 2 à 3 m. De plus, l'étude des charges hydrauliques (**Figure 37**) et des mesures de pressions interstitielles durant la réalisation du CPTu à l'emplacement 27099 suggère qu'une partie de la couche d'alternance silt argileux et sable fin n'était pas complètement saturée lors de l'essai. Ainsi, la couche d'argile sus-jacente se draine fort probablement dans cette couche, d'autant plus que le gradient hydraulique vertical dans cette couche se dirige vers sa base (**Figure 38**). L'élévation de la nappe phréatique dans les couches de sable fin et d'alternance de silt argileux et sable fin varie en fonction des variations saisonnières du niveau de la rivière Sainte-Anne. Au printemps, lorsque le niveau de la rivière est à son maximum, l'élévation de la charge hydraulique est à son maximum à l'emplacement 27144 puis, quelques jours plus tard, atteint son maximum à l'emplacement 27099. À l'automne, lorsque le niveau de la rivière est minimal, la charge hydraulique à l'emplacement 27099 atteint son minimum au mois d'août, suivi du minimum de l'emplacement 27144 au mois de septembre. Peu importe le moment de l'année, la charge hydraulique dans la couche de sable fin est plus élevée au site d'étude que dans la rivière, ce qui suggère un écoulement de l'eau souterraine du site vers la rivière. Toutefois, les mesures de direction d'écoulement de l'eau souterraine dans les trois puits hydrauliques B au site d'étude suggèrent que la direction d'écoulement se fait de la rivière vers le site (**Figure 46**). Ainsi, pour réconcilier ces deux observations, la surface phréatique dans cette couche de sable est représentée sous forme d'un monticule dont la direction d'écoulement se fait dans ces deux directions.

L'écoulement entre la couche de sable fin et la couche de silt et argile est considéré comme très faible étant donné que les pressions sont presque hydrostatiques. Il en va de même pour l'écoulement entre la couche de silt et argile et la couche de till à la base du dépôt. De plus, les gradients hydrauliques verticaux sont faibles et il n'y a pas assez de piézomètres à corde vibrante dans ces couches de sol pour confirmer une direction d'écoulement ou une autre. Finalement, un écoulement horizontal est supposé dans la couche de till du site d'étude

(27099) vers la rivière Sainte-Anne (27144), conformément aux résultats de direction d'écoulement dans le till à l'échelle régionale (section 3.3.3).

Suite à l'interprétation des résultats et des simulations, il a été possible de comprendre le comportement enregistré par le piézomètre à corde vibrante dans la première partie de la couche argileuse, soit celui à 4,35 de profondeur, dû à l'apport en eau de la surface. Il a aussi été possible de comprendre le comportement du piézomètre à 20 m de profondeur, dans la couche de sable, dû à l'apport en eau de la rivière Sainte-Anne. Toutefois, le comportement des piézomètres à 8,5 et 12 m, à la base de la couche d'argile, n'est pas encore expliqué en détail. En effet, ils semblent subir l'impact de l'apport en eau en surface et de la rivière Sainte-Anne. Le fait que la couche directement en dessous ne soit pas complètement saturée semble aussi avoir un impact. Le lien entre tous ses aspects n'a pas été étudié pour le moment, et il serait nécessaire à la compréhension des résultats obtenus et pour déterminer le sens d'écoulement de l'eau à cet endroit. Il va sans dire que le modèle conceptuel pourrait éventuellement être bonifié et testé dans des simulations d'écoulement de l'eau plus complexes que ce qui a été présenté. En effet, une simulation de l'écoulement de l'eau souterraine dans le massif en considérant l'effet de la rivière et les variations saisonnières de la nappe phréatique dans l'aquifère de surface permettrait de mieux comprendre la dynamique de l'écoulement dans le massif.

4.4 Implications pour l'étude des glissements de terrain

Les connaissances acquises au site de Sainte-Anne-de-la-Pérade permettent d'étudier le potentiel de glissement de terrain dans le massif argileux présent. Ce dernier dépend de plusieurs facteurs, dont le type de dépôt présent, ses propriétés physiques et les conditions mécaniques et hydrogéologiques retrouvées. Il dépend aussi des facteurs extérieurs, comme le climat ou les modifications anthropiques qui peuvent être apportées à proximité (Lafleur et Lefebvre, 1980 ; Leroueil et al., 1983 ; Leroueil, 2001).

Dans cette étude, nous nous concentrons sur les pressions interstitielles du massif argileux et donc, sur les gradients hydrauliques qui y sont associés. Dans le modèle conceptuel de l'écoulement de l'eau souterraine (**Figure 50**), il est possible d'observer que la couche d'argile silteuse ne se rend pas jusqu'à la base du talus et que c'est plutôt une couche d'alternance de silt argileux et de sable fin qui s'y trouve. De plus, cette dernière couche,

selon les résultats de charges hydrauliques, n'est pas complètement saturée. Le dépôt argileux est alors possiblement drainé dans la couche de sable sous-jacente. Le fait que la couche de sable ne soit pas saturée diminue les pressions interstitielles dans l'argile, ce qui évite les surpressions qui peuvent favoriser de l'instabilité dans le sol. En pied de talus, il n'y a donc pas de gradient ascendant dans la couche de sol, seulement un gradient descendant, ce qui représente donc une condition favorisant la stabilité. En effet, selon Lafleur et Lefebvre (1980), le fait que la couche d'argile soit drainée et possède un gradient hydraulique globalement dirigé vers le bas de la couche entraîne une augmentation des contraintes effectives, et du même coup, une augmentation de la résistance au cisaillement. Ainsi, les conditions du terrain représentent des risques de glissement de terrain en pied de talus assez faibles. Les conditions auraient été plus défavorables à la stabilité si la couche de sable en profondeur avait été saturée et si la couche d'argile se prolongerait plus en profondeur, jusque sous la base du talus. Pour de futurs travaux, des simulations 2D pourraient être réalisées afin de représenter l'écoulement dans le talus près de la rivière et calculer le coefficient de sécurité correspondant. De plus, d'autres facteurs pourraient être inclus dans l'étude de stabilité du sol, notamment les propriétés physiques et conditions mécaniques des couches de sol présentes.

D'autre part, il a été démontré que le printemps correspond au moment de l'année où les pressions interstitielles dans le sol sont les plus élevées. C'est donc durant cette période, soit d'avril à juin dans notre cas, que la surveillance doit être accrue pour l'étude des glissements de terrain. En effet, comme mentionné dans l'introduction du mémoire, une augmentation soudaine des pressions interstitielles peut entraîner une réduction de la contrainte effective du sol et une augmentation du risque de glissement de terrain (Leroueil, 2001; Pirone et al., 2015). Ainsi, le climat a une influence par la quantité de précipitations, la hauteur du couvert nival s'accumulant durant l'hiver et les températures qui influenceront la vitesse à laquelle la neige fond. Il faut donc une combinaison de conditions climatiques précises pour avoir un impact significatif. Ainsi, le suivi des conditions climatiques est important dans la prévention et le suivi des potentiels de glissement de terrain, principalement au printemps.

Conclusion

L'étude du site de Sainte-Anne-de-la-Pérade a permis d'acquérir des données à haute résolution spatiale et temporelle afin de mieux comprendre les variations saisonnières des conditions hydrogéologiques dans une succession de dépôts marins complexe.

D'abord, le lien entre le climat et l'infiltration de l'eau a été mis en lumière sur le site d'étude. L'infiltration se produit principalement au printemps, sur une période d'environ un mois lors de la fonte des neiges, et à l'automne. Durant l'été, la demande d'évaporation et de transpiration des plantes excède les précipitations, à l'exception d'événements supérieurs à 15 mm/jour qui causent une légère remontée de la nappe phréatique. En hiver, une hausse des températures au-dessus du point de congélation peut entraîner une infiltration d'eau même si le sol est gelé. D'autre part, malgré la présence d'une couche de silt peu perméable en surface, l'infiltration permet une recharge de nappe significative tel qu'attesté par une augmentation de la nappe phréatique d'environ 2 m au printemps.

Par la suite, les mécanismes responsables des variations de pressions interstitielles à différentes profondeurs dans la séquence stratigraphique ont été établis et intégrés dans un modèle conceptuel. Tout d'abord, les variations de la nappe phréatique dans une couche de sable fin à moyen située près de la surface se propagent dans une couche d'argile silteuse sous-jacente. Toutefois, en raison de la faible conductivité hydraulique et de la grande compressibilité de l'argile silteuse, celles-ci ne se propagent pas très profondément et sont fortement atténuées. Les variations importantes de pressions interstitielles mesurées dans une couche de sable fin située sous cette couche d'argile silteuse sont attribuables aux variations de niveau d'eau dans la rivière Sainte-Anne située à proximité. Le fort contraste de conductivité hydraulique entre la couche de sable fin et d'argile silteuse sus-jacente fait en sorte que la couche de sable fin n'est pas complètement saturée et contient une surface libre. Enfin, la rivière Sainte-Anne influence également les pressions interstitielles dans la couche de silt et argile sous-jacente et possiblement dans la couche d'argile silteuse au-dessus. En somme, l'écoulement de l'eau souterraine sur le site d'étude est complexe et déterminé par la nature très hétérogène des matériaux géologiques et de leurs propriétés contrastées, ainsi qu'à la présence de la rivière Sainte-Anne.

La présence de la couche de sable fin a un effet relativement bénéfique sur la stabilité des pentes en proximité de la rivière. En effet, celle-ci agit comme un drain horizontal, permettant la diminution des surpressions dans le massif argileux. Comme le massif argileux ne se rend pas à la base du talus et qu'il se draine dans la couche sous-jacente, le gradient hydraulique est uniquement descendant, et donc, les contraintes effectives et la résistance au cisaillement sont augmentées. Les risques de glissement de terrain en pied de talus sur ce site sont donc assez faibles par rapport à un talus qui ne serait constitué que d'argile. L'augmentation importante des pressions interstitielles au printemps, dépendant du climat, est aussi à surveiller dans l'étude des glissements de terrain, afin de s'assurer que l'augmentation n'est pas trop rapide et qu'aucune instabilité n'est créée.

Pour de futurs travaux sur le site de Sainte-Anne-de-la-Pérade, il pourrait s'avérer pertinent de faire un suivi du niveau d'eau de la rivière Sainte-Anne près du site d'étude, ce qui permettrait d'obtenir des simulations plus réalistes pour les variations de pressions interstitielles en profondeur. De plus, des relevés au piézocône CPTu et la réalisation de forages entre le site d'étude et la rivière Sainte-Anne permettraient d'évaluer avec plus de précision la continuité des couches en profondeur et faire le suivi de la distribution horizontale des pressions interstitielles. D'autre part, des simulations numériques en 2D pourraient être réalisées afin de combiner l'impact de l'infiltration de l'eau en surface, des variations du niveau de la rivière Sainte-Anne et de la présence d'une zone non saturée sous le massif argileux. Ces simulations devraient permettre d'obtenir des résultats similaires à ce qui est observé par les piézomètres à corde vibrante de la couche d'argile silteuse. Ces connaissances permettraient de développer un modèle numérique représentatif des conditions de terrain qui pourrait être utilisé pour faire des prédictions à long terme en fonction des changements climatiques anticipés pour les prochaines années et d'évaluer le potentiel de glissement de terrain près de la rivière.

De futurs travaux pourraient aussi être réalisés sur de nouveaux sites afin d'appliquer les connaissances acquises à de nouvelles conditions. Dans un premier temps, afin de mieux comprendre la distribution verticale des pressions interstitielles dans les massifs argileux, un site plus homogène et situé à une plus grande distance de cours d'eau pourrait être

instrumenté. À l'opposé, des terrains en pente ou près de talus pourraient aussi être instrumentés afin d'étudier des contextes plus complexes.

Bibliographie

ASTM D5084-16a. (2016). Standard Test Methods for Measurement of hydraulic conductivity of saturated porous materials using a flexible wall permeameter. ASTM international.

Bing Maps. (2019). Moteur de recherche Bing, Carte Satellite. URL : <https://www.bing.com/maps> Consulté le 10 mars 2018.

Bittelli, M., Campbell G.S. et Tomei F. (2015). Soil Physics with Python: Transport in the Soil-plant-atmosphere System. Oxford University Press, USA.

BNDT – Banque nationale des données topographiques. (2016). Gouvernement du Canada. URL : <https://ouvert.canada.ca/data/fr/dataset/1f5c05ff-311f-4271-8d21-4c96c725c2af> Consulté le 18 mars 2019.

Bouwer, H. et Rice R.C. (1976). A Slug Test for Determining Hydraulic Conductivity of Unconfined Aquifers With Completely or Partially Penetrating Wells. U.S. Water Conservation Laboratory, Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture, Phoenix, Arizona, vol. 12, no. 3, pp. 423-428.

Campbell Scientific inc. (2016). Instruction manual – Model HFP01SC Self-Calibrating Soil Heat Flux Plate. Revision: 10/16. URL: https://s.campbellsci.com/documents/ca/manuals/hfp01sc_man.pdf Consulté le 10 avril 2019.

CAN/BNQ 2501-110. (2006). Sols – Détermination de la résistance au cisaillement non drain et de la sensibilité des sols cohérents à l'aide du pénétromètre à cône suédois. Conseil Canadien des Normes - Bureau de normalisation du Québec.

CAN/BNQ 2501-025. (2013). Sols – Analyse granulométrique des sols inorganiques. Conseil Canadien des Normes – Bureau de normalisation du Québec.

Cloutier, C., Locat P., Demers, D., Fortin, A., Locat, J., Leroueil, S., Locat, A., Lemieux, J.-M. et Bilodeau, C. (2017). Chapter 47 – Development of a long term monitoring network of sensitive clay slopes in Québec in the context of climate change. Landslides in sensitive clays, Advances in natural and technological hazards research 46, pp. 549-558. Springer International Publishing.

Comegna, L., Picarelli L., Bucchignani, E. et Mercogliano, P. (2013). Potential effects of incoming climate changes on the behavior of slow active landslide in clay. Landslides 2013, pp. 373-391. Springer-Verlag.

Cooper, H.H., Bredehoeft J.D. et Papadopoulos S.S. (1967). Response of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water. Water Resources Research, vol. 3, no. 1, pp. 263-269.

Demers, D. et Leroueil, S. (2002). Evaluation of preconsolidation pressure and the overconsolidation ratio from piezocone tests of clay deposits in Quebec. Canadian Science Publishing. NRC Research Press. Vol. 39. pp.174-192.

Diène, M. (1989). Mesure *in situ* de la perméabilité des argiles. Thèse de doctorat. Département de génie civil, Université Laval.

Fortier P., Germain A., Kokutse, N. et Lemieux J.-M. (2018). Rapport d'essais de perméabilité à charge variable. Rapport d'étape 02. Rapport-PACC-17-18-06-02. Projet PACC-17-18-06. Département de géologie et de génie géologique, Université Laval, 19 pages + Annexes.

Freeze, R.A et Cherry J.A. (1979). Groundwater. Prentice-Hall, 604 p.

Gauthier, D. et Hutchinson D.J. (2012). Evaluation of potential meteorological triggers of large landslides in sensitive glaciomarine clay, eastern Canada. Natural Hazards and Earth System Sciences, 12, pp. 3359-3375.

Germain, A., Lemieux, J.-M, Cloutier, C. (2018). Déploiement d'une station expérimentale au site de Sainte-Anne-de-la-Pérade. Rapport PACC-17-18-06-03 Projet PACC-17-18-06. Département de géologie et de génie géologique, Université Laval, 41 p.

Google Maps. (2019). Moteur de recherche Google - Carte *Plan*. URL: <https://www.google.ca/maps/@46.5365768,-72.4660201,8z?hl=fr> Consulté le 8 avril 2019.

Holtz, D., Kovacs W.D. et Sheahan T.C. (2011). An introduction to geotechnical engineering. 2^{ème} édition, Prentice Hall, 808 p.

Kokutse N., Germain A. et Lemieux J.-M (2019) Rapport PACC-17-18-06-03. Projet PACC-17-18-06. Département de géologie et de génie géologique, Université Laval, 20 pages + Annexes.

Lafleur, J., et Lefebvre, G. (1980). Groundwater regime associated with slope stability in Champlain clay deposits. Canadian Geotechnical Journal, 17(1), 44-53.

Lemaire, D. (2008). Modélisation numérique de l'écoulement souterrain non saturé dans une croûte argileuse altérée susceptible aux glissements superficiels. Département de géologie et génie géologique, Université Laval.

Leroueil, S., Tavenas, F. et Le Bihan J.-P. (1983). Propriétés caractéristiques des argiles de l'est du Canada. Département de Génie civil, Université Laval.

Leroueil, S. (2001). Natural slopes and cuts : movement and failure mechanisms. Geotechnique 51, No.3, pp. 197-243.

Marefat, V., Duhaime F. et Chapuis R.P. (2015). Pore pressure response to barometric pressure change in Champlain clay: Prediction of the clay elastic properties. Engineering Geology 198, pp. 16-29.

Ministère de l'Énergie et des Ressources (MER). (1991). Carte de dépôts de surface – Document de travail. Service des inventaires forestiers, Gouvernement du Québec.

Ministère de l'Environnement et Lutte contre les changements climatiques du Québec. MELCC. (2019). Données climatiques – Sommaires des données climatiques Sainte-Anne-de-la-Pérade.

URL:http://www.environnement.gouv.qc.ca/climat/donnees/sommaire.asp?cle=7016840&date_selection=2018-04-23 Consulté le 2 avril 2019.

Mualem, Yechezkel. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water resources research*, Volume 12, no.3, Juin 1976, pp.513-522.

Neville, C.J. (Communication personnelle) 1-D transient confined flow, solution for a discrete set of steps. 29 octobre 2018.

Ouranos (2014). Vers l'adaptation. Synthèse des connaissances sur les changements climatiques au Québec. Partie 1 : Évolution climatique au Québec. Édition 2014. Montréal, Québec : Ouranos, 79 p.

Pirone, M., Papa R., Nicotera, M. V. et Urciuoli, G. (2015). *In situ* monitoring of the groundwater field in an unsaturated pyroclastic slope for slope stability evaluation. *Landslides* 2015 – 12, pp.259-276

SIGEOM. (2019). Système d'information géominière du Québec – Carte interactive. URL : http://siggeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108_afchCarteIntr Consulté le 20 mars 2019.

Thériault, R. et Beauséjour S. (2012). Carte géologique du Québec. Édition 2012. Gouvernement du Québec. DV 2012-06.

Tipman, J., Barbour L. et Van der Kamp G. (2017). An evaluation of methods to remove barometric effects from pore pressure data. University of Saskatchewan. Canada. Conférence GeoOttawa 2017.

UMS. (2015). Manual HYPROP, version 2015-01, 96pp. UMS GmbH, Gmunder Straße 37, Munich, Germany. URL: www.metergroup.com/hyprop-2/#support Consulté le 8 avril 2019.

Van Genuchten, M.Th. (1980). A closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*. Volume 44, no.5, Septembre-Octobre 1980, pp. 892-898

Annexes

Annexe 1. Détails de l'installation des sondes dans la zone non saturée

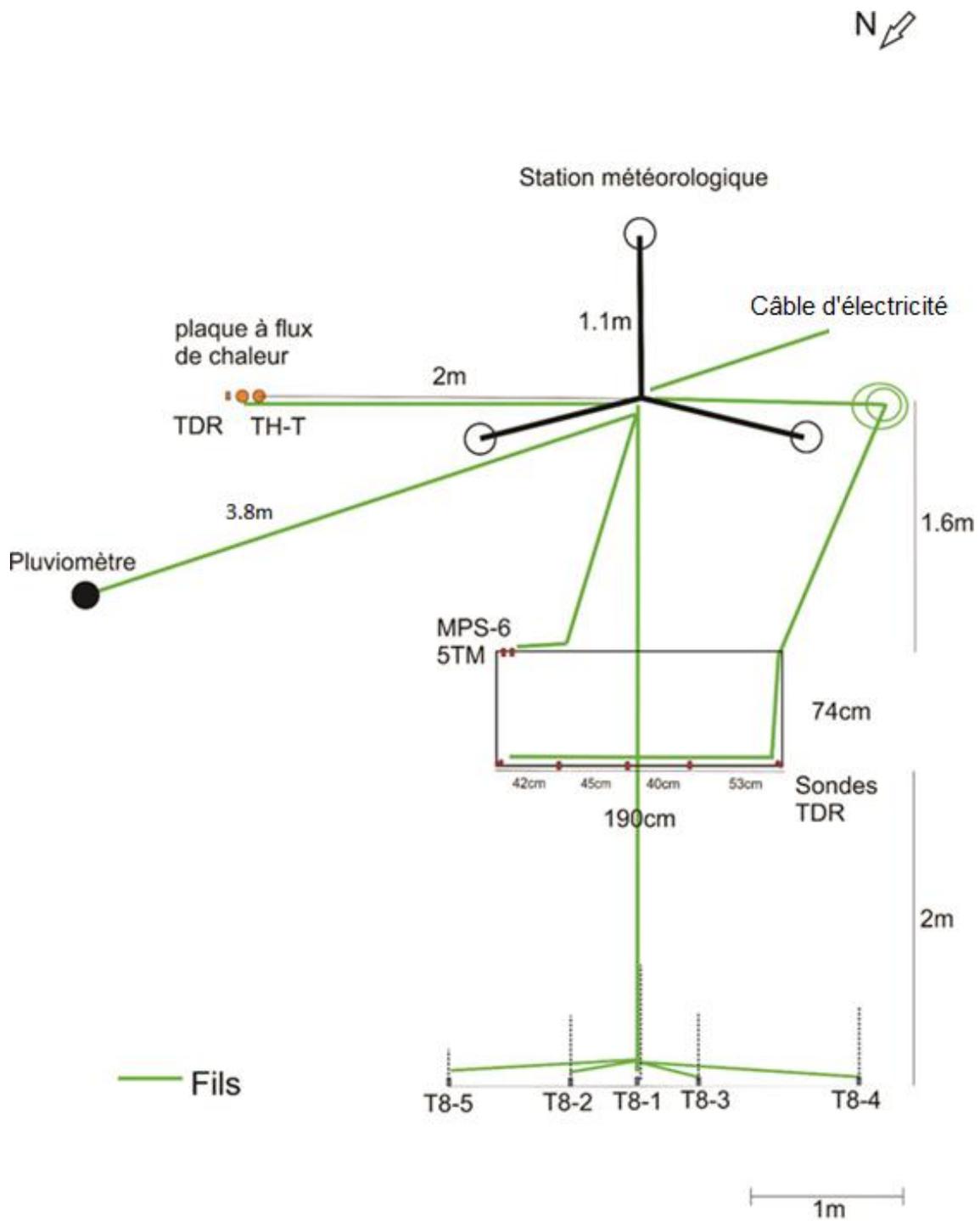


Figure A1.1. Schéma d'installation des instruments de la zone non saturée du site d'étude.

Tableau A1.1. Profondeur d'installation des différentes sondes dans la zone non saturée.

| Numéro de sonde | Profondeur (m) | | | | |
|-----------------|-------------------------|------|-------------------|------|---------------|
| | Sondes de teneur en eau | | Sondes de tension | | Thermistances |
| | TDR | 5TM | MPS-6 | T8 | TH-T |
| 1 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 1.40 | 1.95 |
| 2 | 1.75 | 1.75 | 1.75 | 1.10 | 1.50 |
| 3 | 1.45 | 1.45 | 1.45 | 0.75 | 1.00 |
| 4 | 1.15 | 0.55 | 0.55 | 0.53 | 0.50 |
| 5 | 1.00 | 0.10 | 0.10 | 0.25 | 0.30 |
| 6 | 0.85 | - | - | - | 0.15 |
| 7 | 0.55 | - | - | - | 0.06 |
| 8 | 0.25 | - | - | - | 0.02 |
| 9 | 0.10 | - | - | - | - |
| 10 | 0.025 | - | - | - | - |

Annexe 2. Schémas d'installation des puits hydrauliques crépinés et tableau de leurs caractéristiques

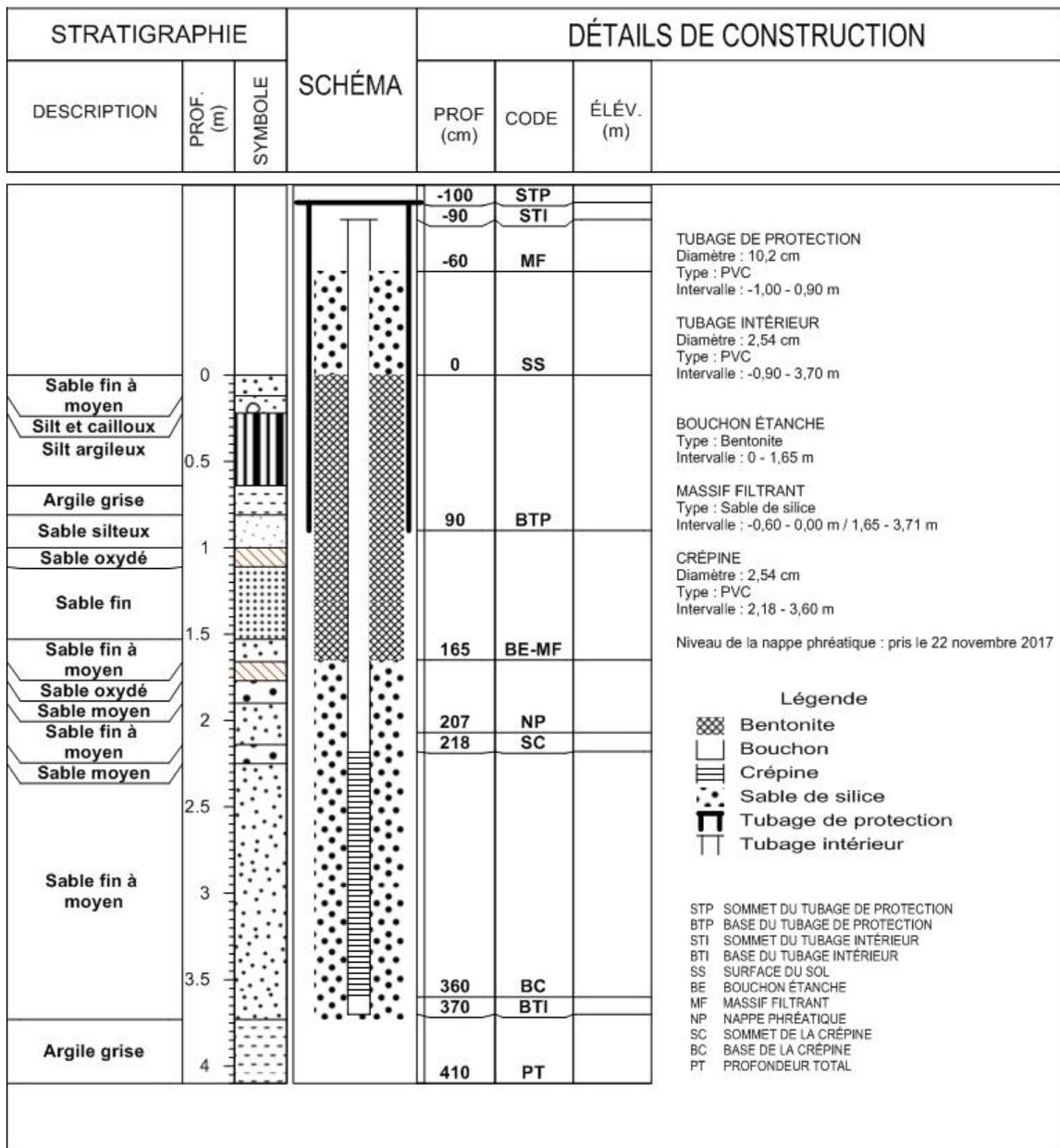


Figure A2.1. Schéma d'aménagement du puits hydraulique 27214C.

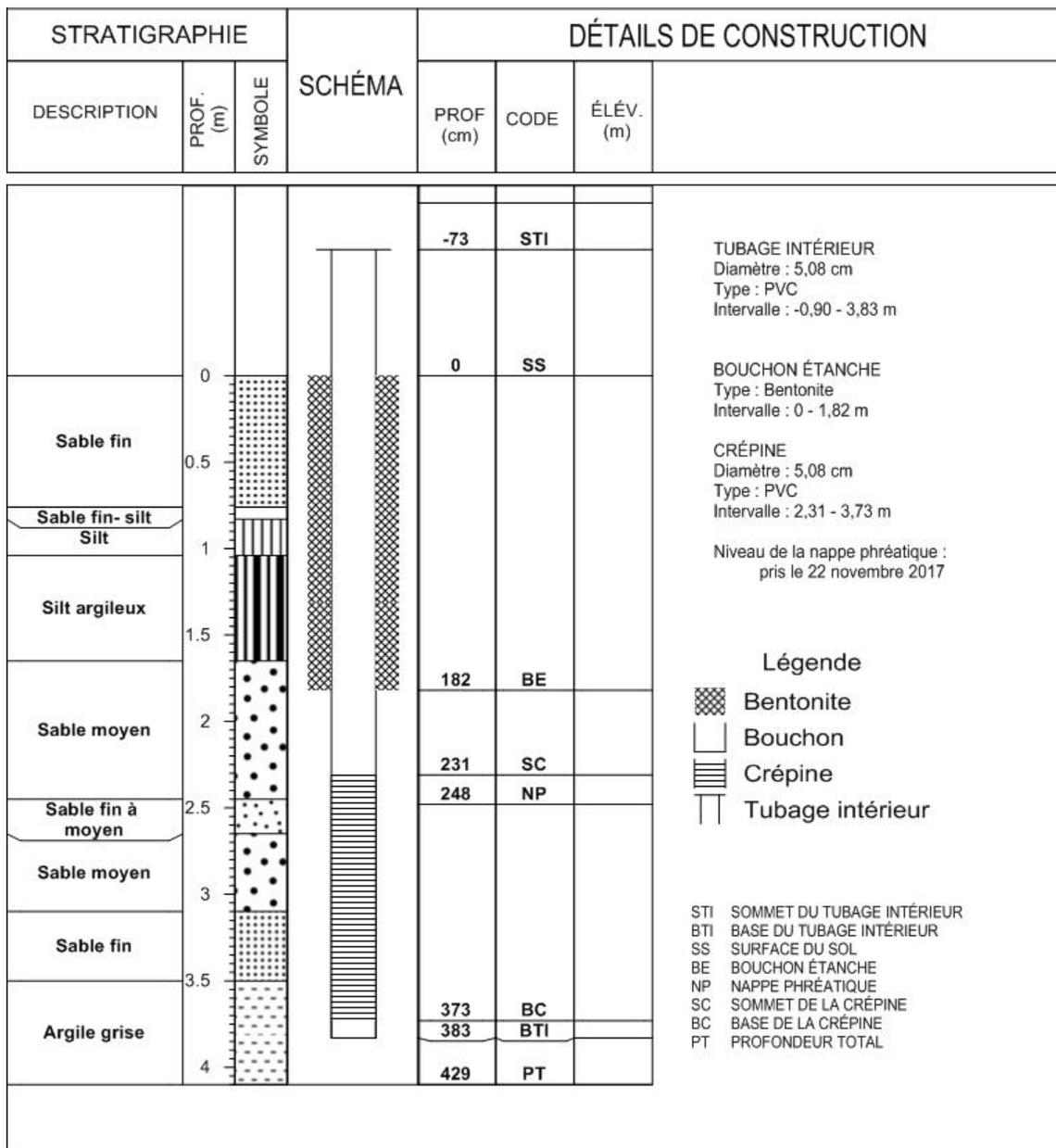


Figure A2.2. Schéma d'aménagement du puits hydraulique 27215C.

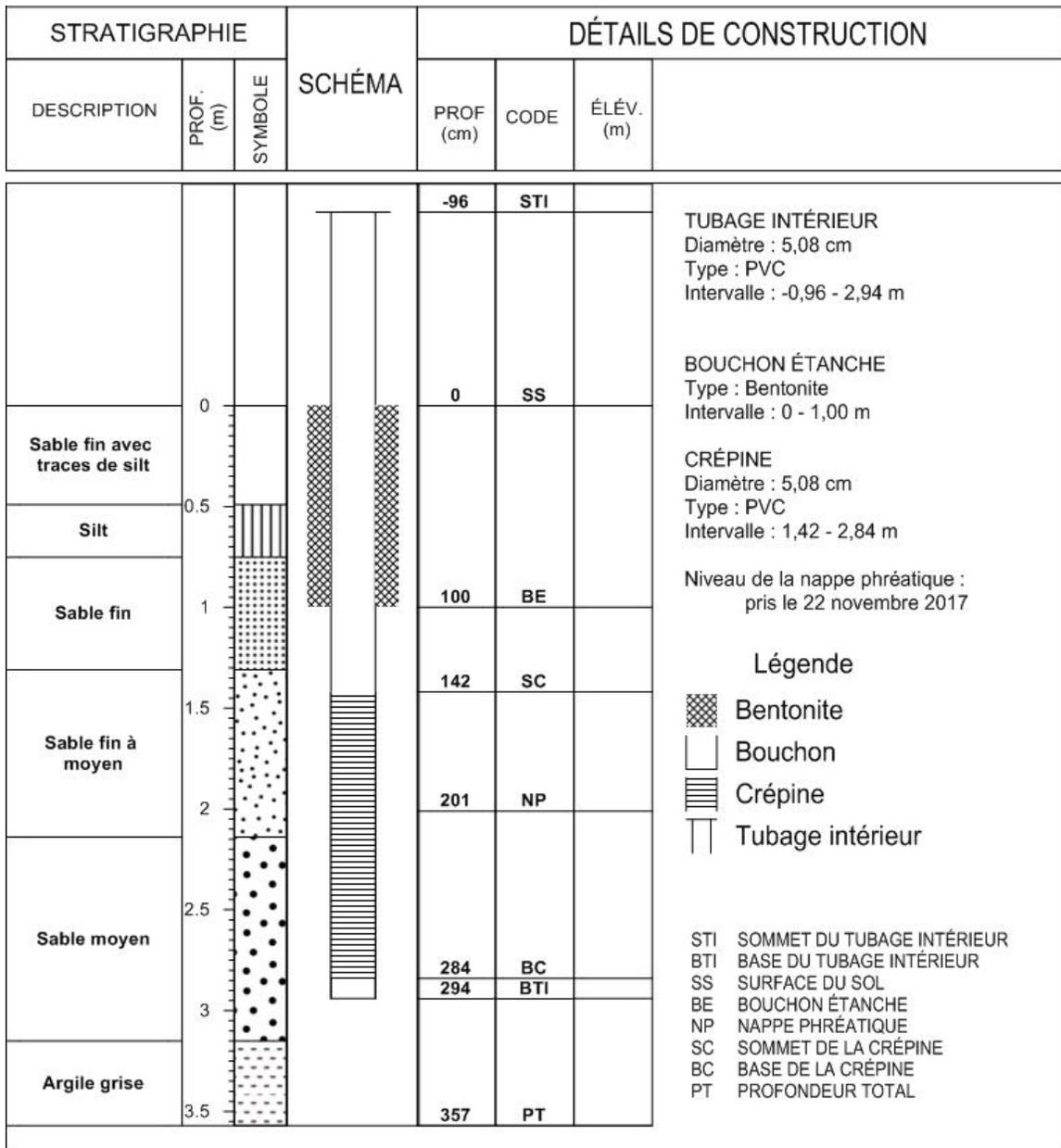


Figure A2.3. Schéma d'aménagement du puits hydraulique 27216C

Tableau A2.1. Caractéristiques des installations des puits hydrauliques du site d'étude.

| Puits | Profondeur de la crépine (m) | Date d'installation | X (m) | Y (m) | Z (m) | Niveau d'eau par rapport à la surface 2017-11-22 | Date d'installation Levellogger |
|----------------|-------------------------------------|----------------------------|--------------|--------------|--------------|---|--|
| 27214 A | 36.35 | 2017-11-09 à 2017-11-10 | 402 661.80 | 5 160 455.77 | 20.234 | 13.33 | 2018-11-30 |
| 27214 B | 21.8 | 2017-11-13 à 2017-11-14 | 402 663.31 | 5 160 457.34 | 20.158 | 13.54 | 2018-06-21 |
| 27214 C | 3.6 | 2017-06-08 | 402 670.46 | 5 160 453.90 | 20.232 | 2.07 | 2017-11-05 |
| 27215 A | 36.3 | 2017-10-31 | 402 730.31 | 5 160 458.46 | 19.973 | 13.41 | 2018-06-21 |
| 27215 B | 21.8 | 2017-11-01 à 2017-11-06 | 402 731.43 | 5 160 456.69 | 19.988 | 13.51 | 2018-06-19 |
| 27215 C | 3.73 | 2017-07-21 | 402 740.84 | 5 160 444.40 | 20.017 | 2.48 | 2017-08-31 |
| 27216 A | 36.4 | 2017-11-06 à 2017-11-07 | 402 710.06 | 5 160 432.01 | 19.775 | 13.02 | 2018-11-30 |
| 27216 B | 21.8 | 2017-11-08 à 2017-11-09 | 402 710.66 | 5 160 435.68 | 19.7 | 13.25 | 2018-06-21 |
| 27216 C | 2.84 | 2017-08-01 | 402 711.39 | 5 160 433.70 | 19.861 | 2.01 | 2017-08-31 |

| Puits | Installation | Tubage de protection | Tubage intérieur | Massif filtrant | | Bouchon étanche | Crépine | |
|---------|--------------|----------------------|------------------|---------------------|--------|-----------------------------|---------|------------|
| | | D (m) | D (m) | Type | Grade | Type | D (m) | Calibre |
| 27214 A | MTQ | 0.1016 | 0.0508 | Sable de silice | 0 | Bentonite | 0.0508 | 40 (1mm) |
| 27214 B | MTQ | 0.1016 | 0.0508 | Sable de silice | 0 | Bentonite | 0.0508 | 20 (0,5mm) |
| 27214 C | UL | 0.1016 | 0.0254 | Sable de silice | 0 | Bentonite | 0.254 | 40 (1mm) |
| 27215 A | MTQ | 0.1016 | 0.0508 | Sable de silice | 0 | Bentonite | 0.0508 | 40 (1mm) |
| 27215 B | MTQ | 0.1016 | 0.0508 | Sable de silice | 0 et 1 | Bentonite | 0.0508 | 20 (0,5mm) |
| 27215 C | UL | - | 0.0508 | Aucun - sol naturel | - | Bentonite | 0.508 | 40 (1mm) |
| 27216 A | MTQ | 0.1016 | 0.0508 | Sable de silice | 0 | mat. <i>in situ</i> déboulé | 0.0508 | 40 (1mm) |
| 27216 B | MTQ | 0.1016 | 0.0508 | Sable de silice | 0 | Bentonite | 0.0508 | 20 (0,5mm) |
| 27216 C | UL | - | 0.0508 | Aucun - sol naturel | - | Bentonite | 0.508 | 40 (1mm) |

Annexe 3. Caractéristiques des installations des piézomètres à corde vibrante du MTQ à Sainte-Anne-de-la-Pérade et résultats des essais CPTu

Tableau A3.1. Profondeur d'installation des piézomètres à corde vibrante du MTQ situés en dehors du site d'étude.

| | 27111 | | 27115 | | 27144 | |
|---|--------------|-----------|--------------|-----------|--------------|-----------|
| X | 712 064.94 | | 712 605.51 | | 712 883.09 | |
| Y | 5 163 406.94 | | 5 162 419.62 | | 5 162 260.56 | |
| Z | 21.37 | | 19.66 | | 19.20 | |
| | Profondeur | Élévation | Profondeur | Élévation | Profondeur | Élévation |
| | (m) | (m) | (m) | (m) | (m) | (m) |
| | 2 | 19.37 | 4 | 15.66 | 4 | 3.7 |
| | 6 | 15.37 | 8 | 11.66 | 7.84 | -0.14 |
| | 10 | 11.37 | 12 | 7.66 | 14 | -6.3 |
| | 15 | 6.37 | 16 | 3.66 | 23 | -15.3 |
| | 18 | 3.37 | 18.8 | 0.86 | | |
| | 22 | -0.63 | 23 | -3.34 | | |
| | | | 26.6 | -6.94 | | |
| | | | 32 | -12.34 | | |

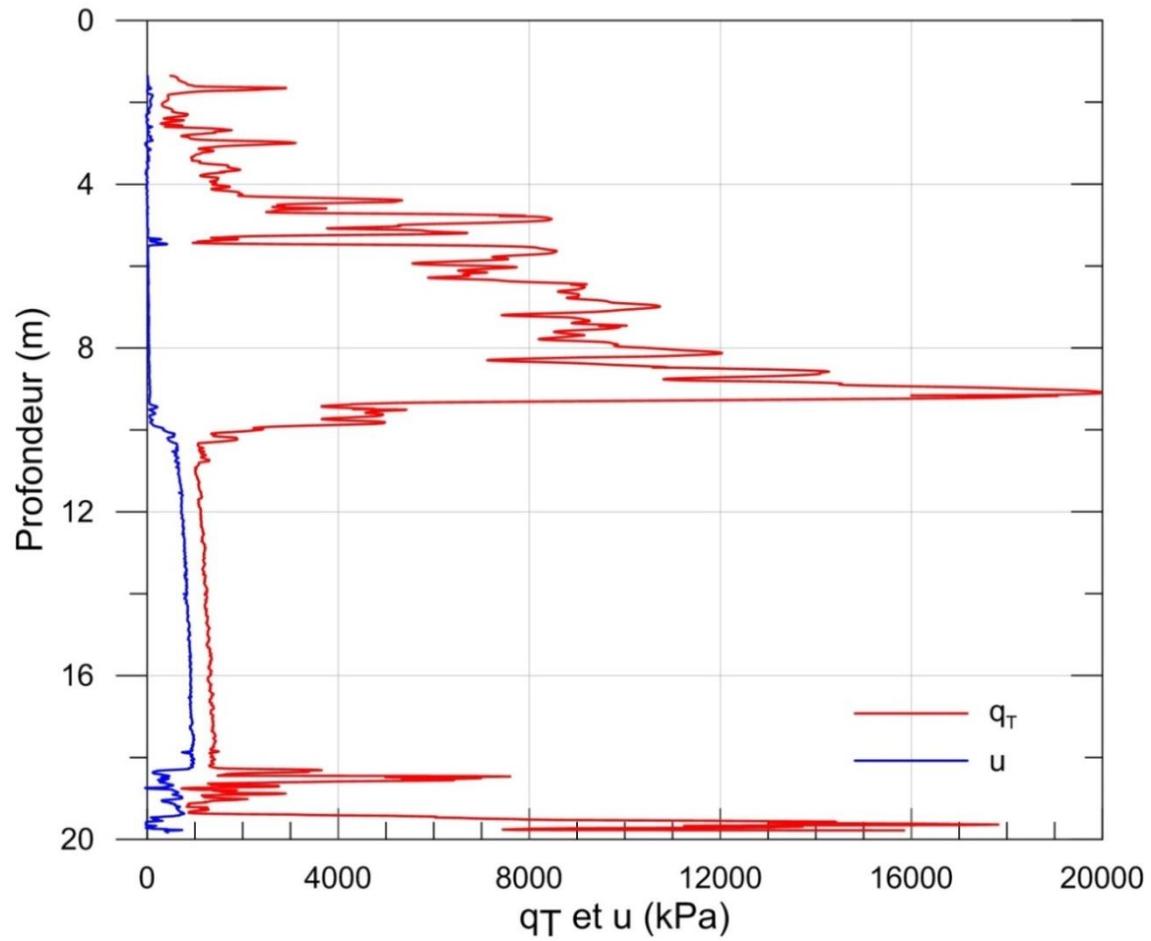


Figure A3.1. Résultats de l'essai au piézocône CPTu pour l'emplacement 27144.

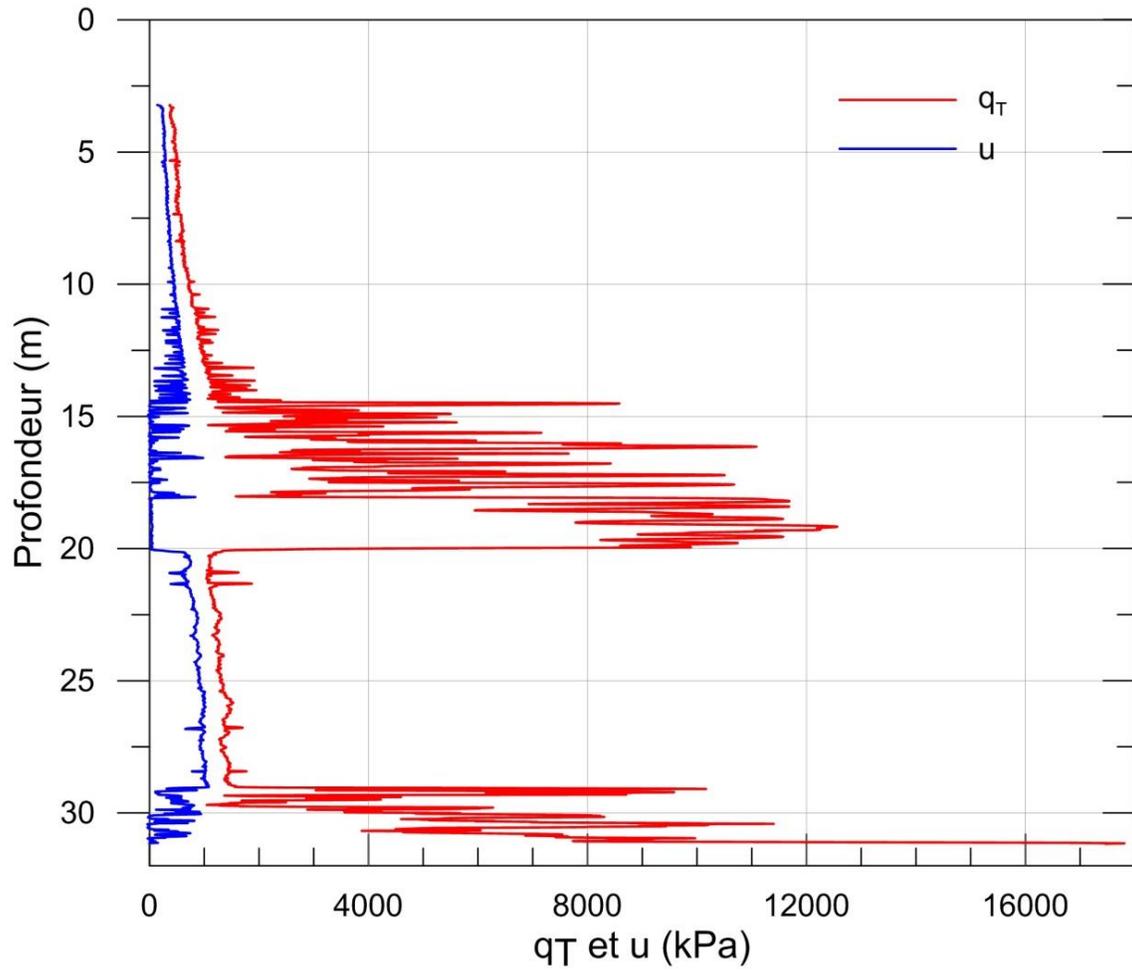


Figure A3.2. Résultats de l'essai au piézocône CPTu pour l'emplacement 27115.

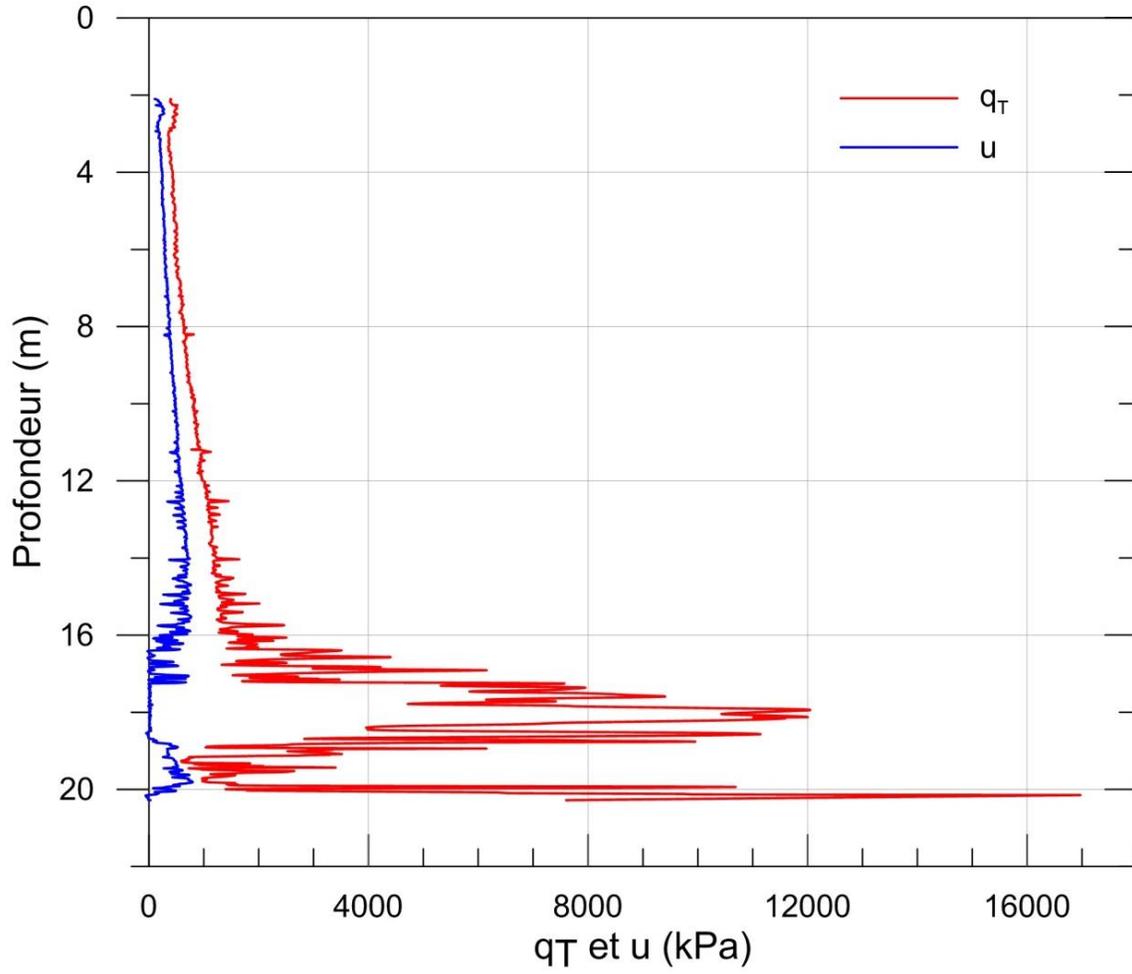


Figure A3.3. Résultats de l'essai au piézocône CPTu pour l'emplacement 27111.

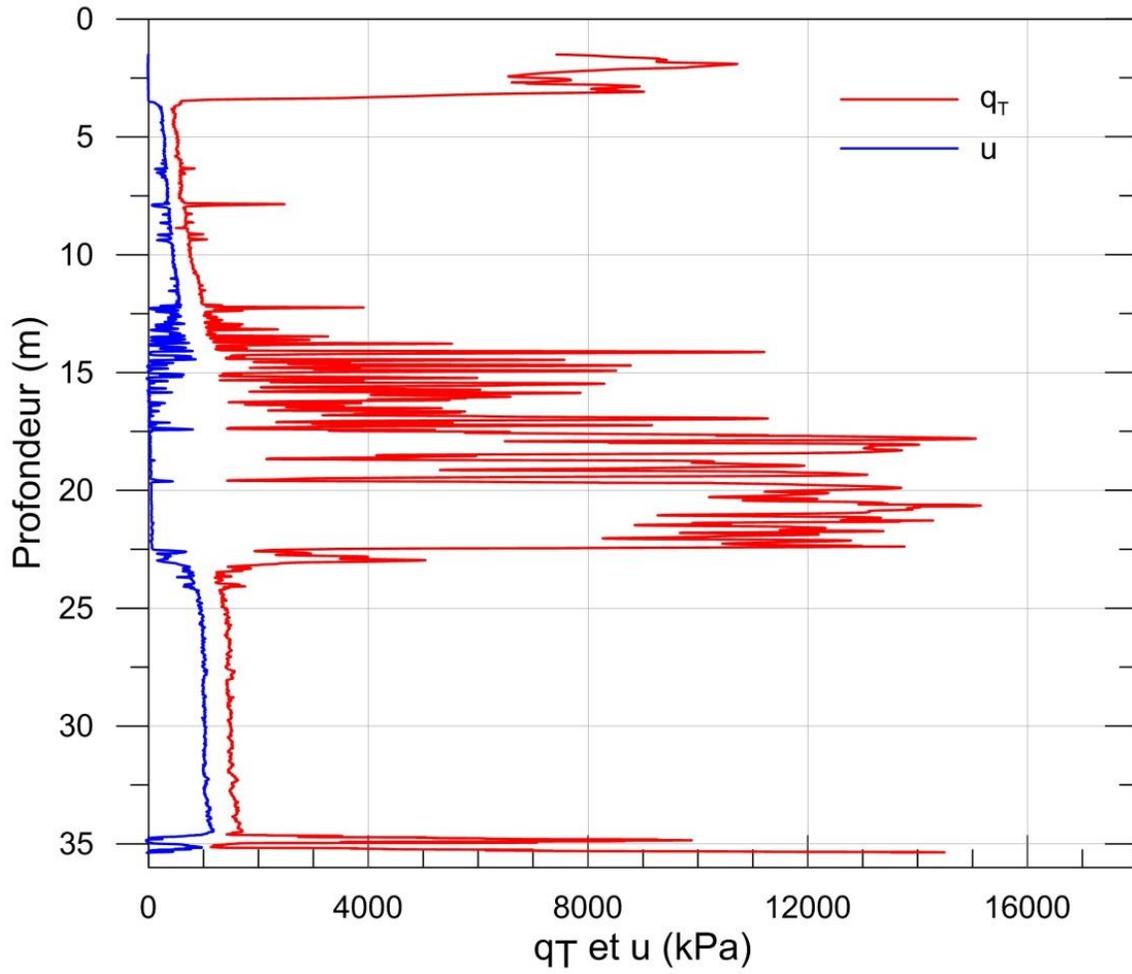


Figure A3.4. Résultats de l'essai au piézocône CPTu pour l'emplacement 27099.

Annexe 4. Essais réalisés en laboratoire sur les échantillons d'argile silteuse et de silt et argile

Tableau A4.1. Sommaire des essais en laboratoire réalisés sur les échantillons d'argile silteuse et de silt et argile.

| | | | | | | | | | |
|---|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Profondeur (m) | 4.00- 4.60 | 5.00- 5.60 | 6.00- 6.60 | 7.00- 7.60 | 8.00- 8.60 | 9.00- 9.60 | 10.00- 10.60 | 11.00- 11.60 | 12.00- 12.60 |
| Limite et sensibilité (w_L , w_p et I_p) | | | | | | | | | |
| Cône suédois (C_u , C_{ur}) | | | | | | | | | |
| Teneur en eau (w) | | | | | | | | | |
| Salinité | | | | | | | | | |
| Sédimentométrie | | | | | | | | | |

| | | | | | | | | | | | | |
|---|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Profondeur (m) | 23.00- 23.60 | 24.00- 24.60 | 25.00- 25.60 | 26.00- 26.60 | 27.00- 27.60 | 28.00- 28.60 | 29.00- 29.60 | 30.00- 30.60 | 31.00- 31.60 | 32.00- 32.60 | 33.00- 33.60 | 34.00- 34.60 |
| Limite et sensibilité (w_L , w_p et I_p) | | | | | | | | | | | | |
| Cône suédois (C_u , C_{ur}) | | | | | | | | | | | | |
| Teneur en eau (w) | | | | | | | | | | | | |
| Salinité | | | | | | | | | | | | |
| Sédimentométrie | | | | | | | | | | | | |

Annexe 5. Données de la station météorologique

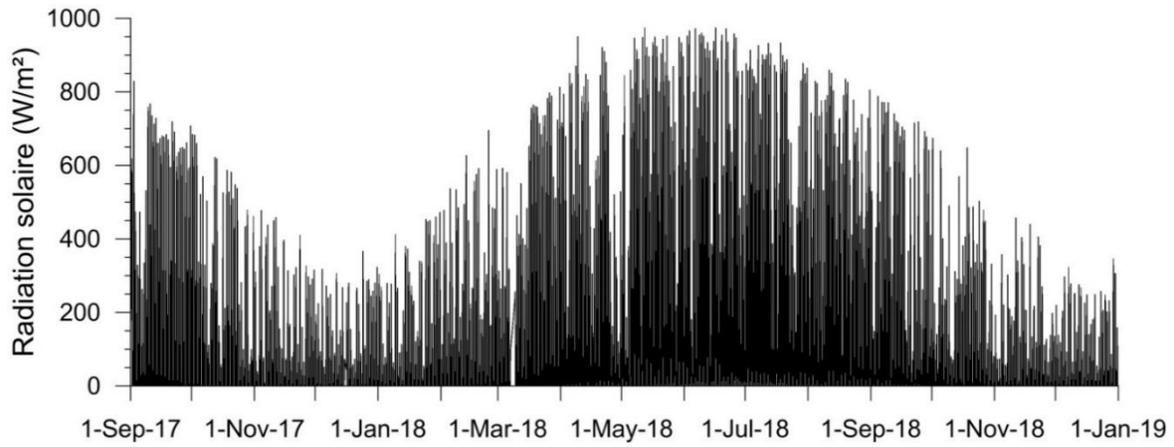


Figure A5.1. Données de la radiation solaire en fonction du temps.

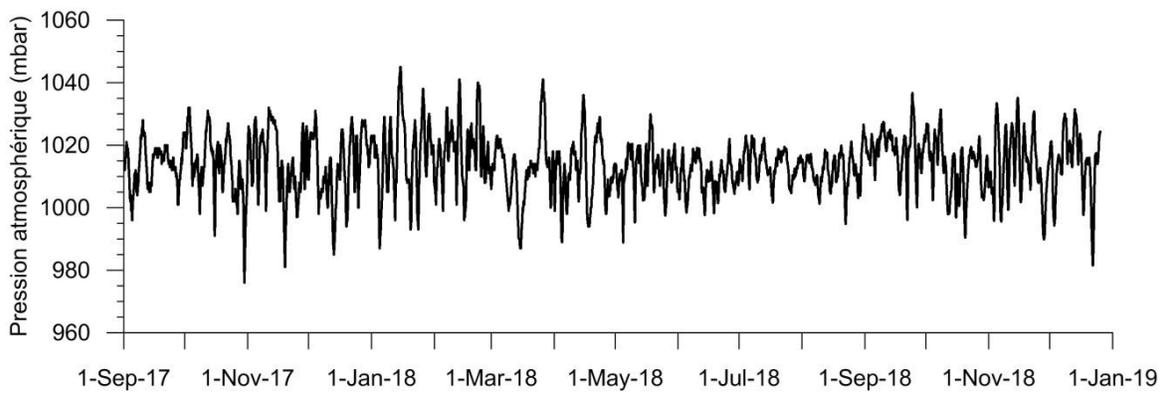


Figure A5.2. Données de la pression atmosphérique en fonction du temps.

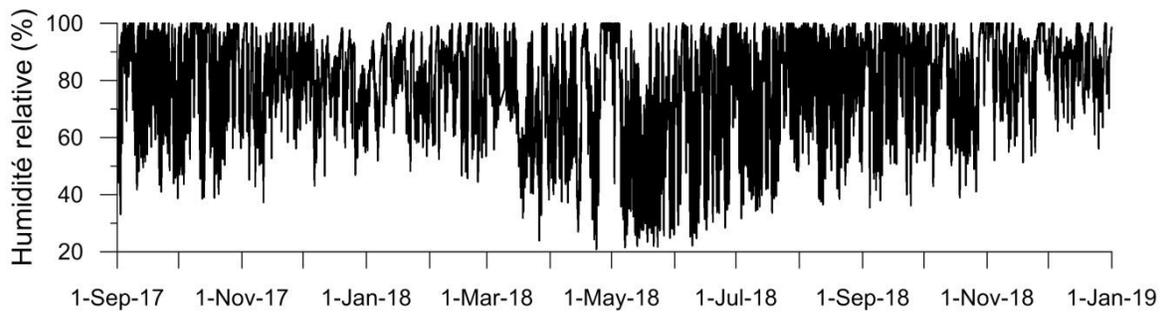


Figure A5.3. Données de l'humidité relative en fonction du temps.

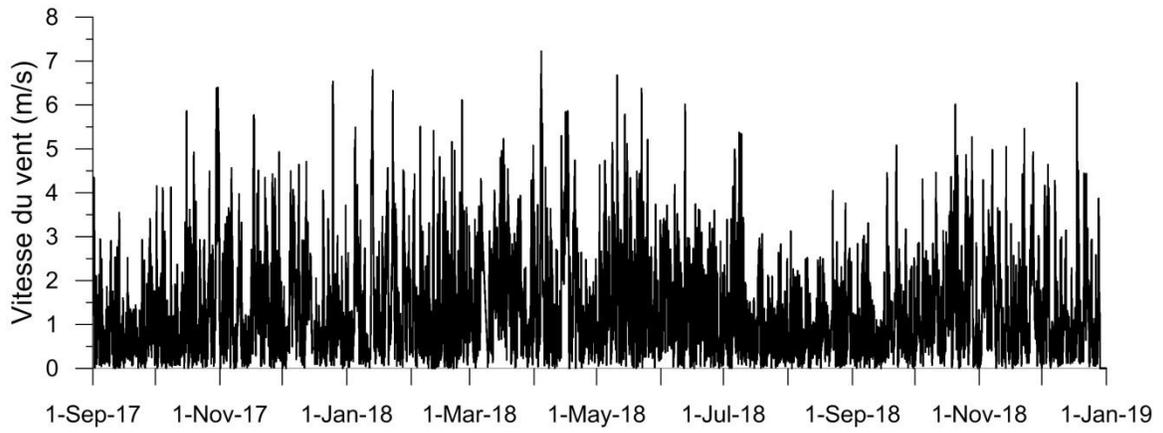


Figure A5.4. Données de la vitesse du vent en fonction du temps.

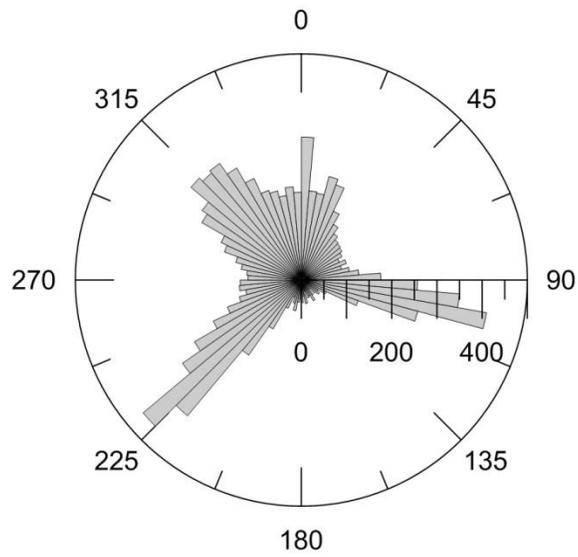


Figure A5.5. Données de direction du vent.

Annexe 6. Données des sondes dans la zone de sol non saturée

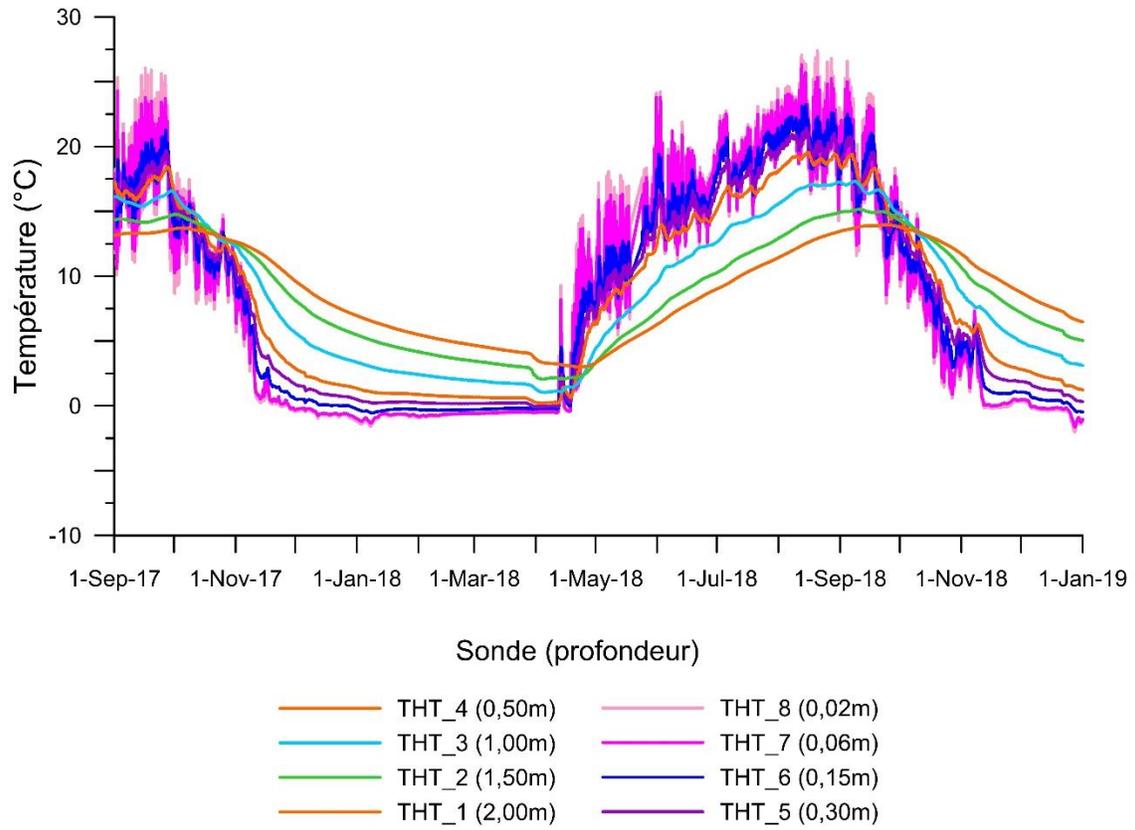


Figure A6.1. Données de température du sol des thermistances TH-T en fonction du temps.

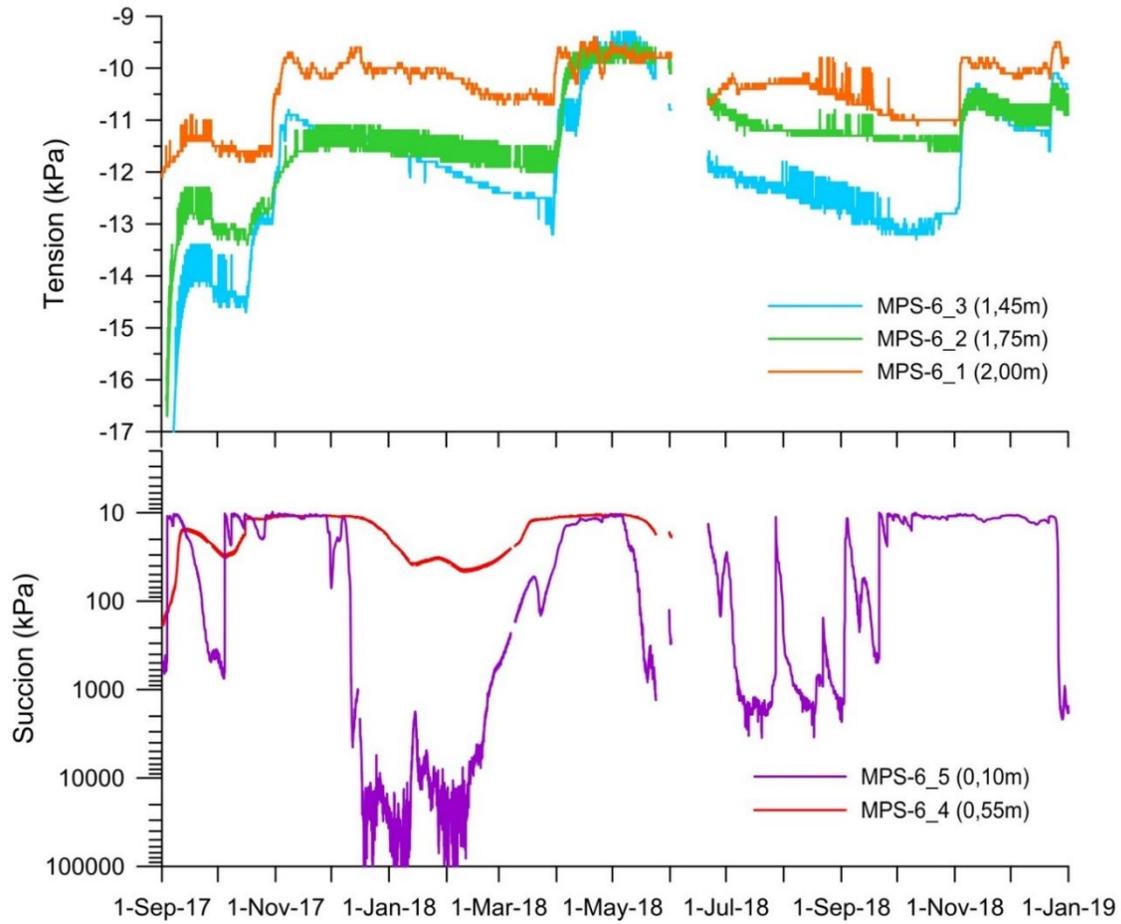


Figure A6.2. Données des tensiomètres MPS-6 en fonction du temps.

L'intervalle de mesure des données pour les sondes MPS-6 sont de -9 kPa à -100 000 kPa, avec une résolution de 0,1 kPa.

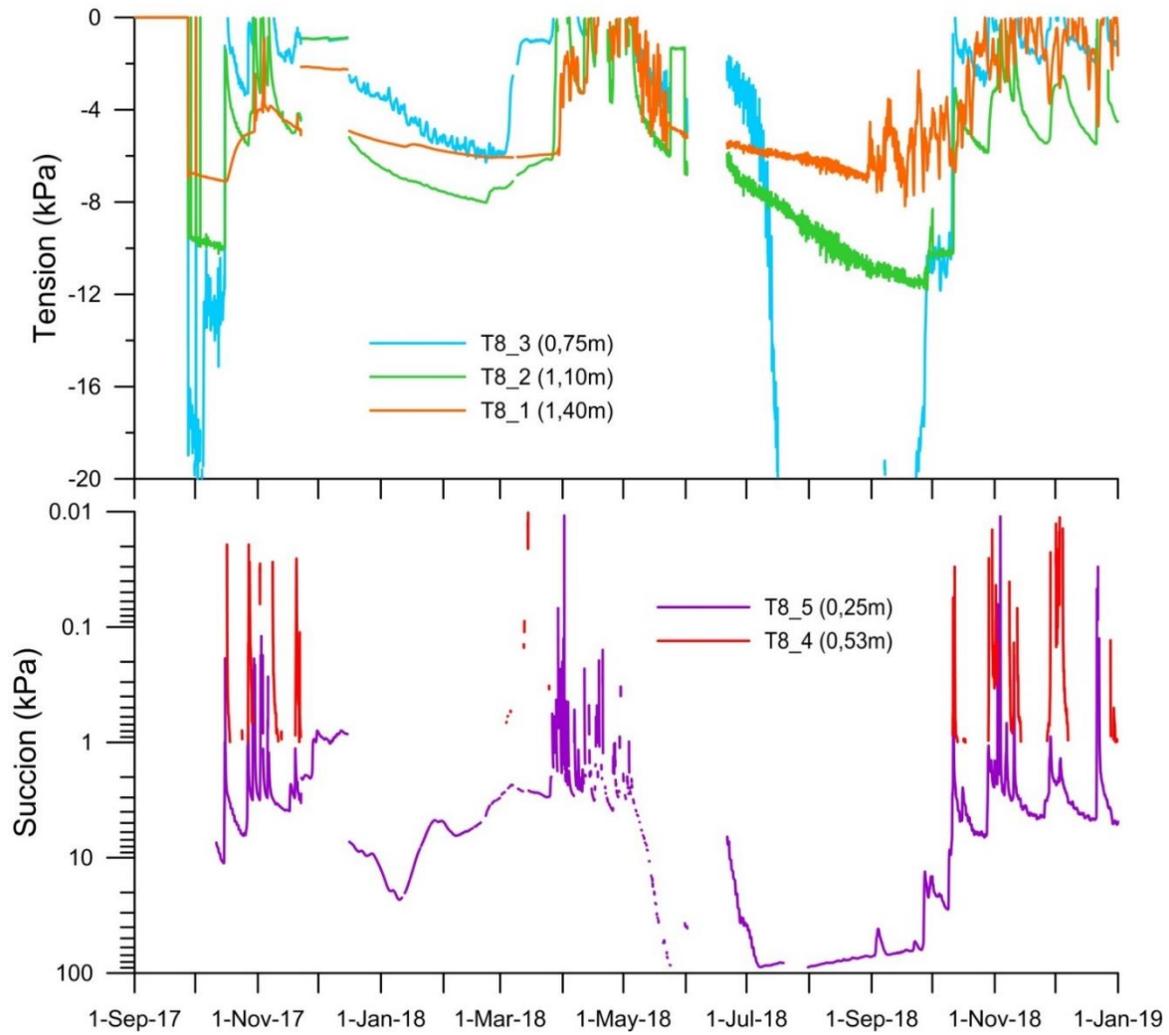


Figure A6.3. Données des tensiomètres T8 en fonction du temps.

L'intervalle de mesure des données pour les sondes T8 est de -85 à 0 kPa, avec une précision de $\pm 0,5$ kPa.

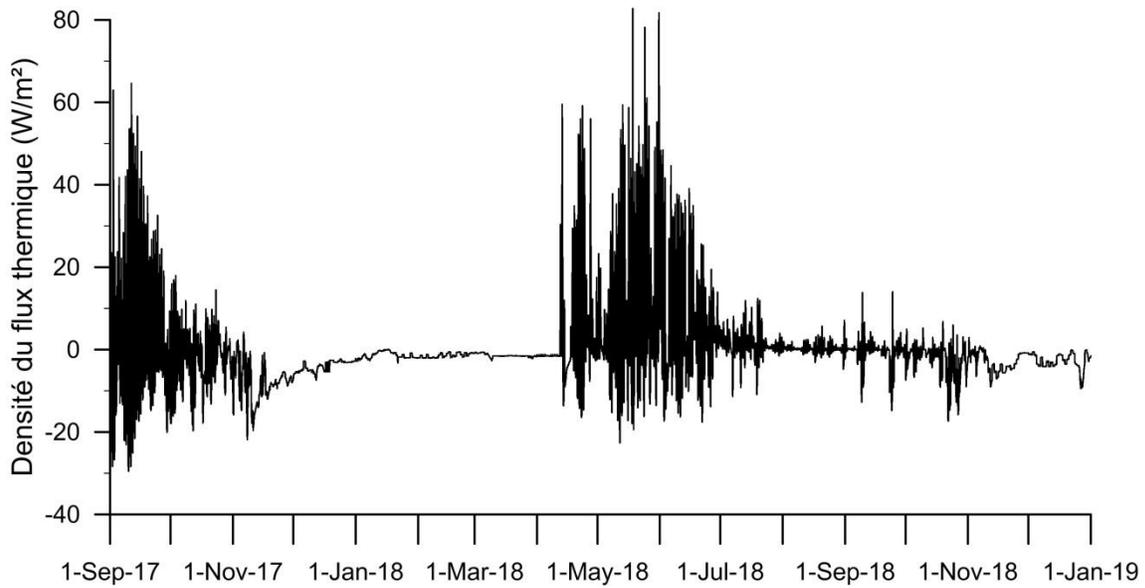


Figure A6.4. Données de densité du flux thermique de la plaque à flux de chaleur en fonction du temps.

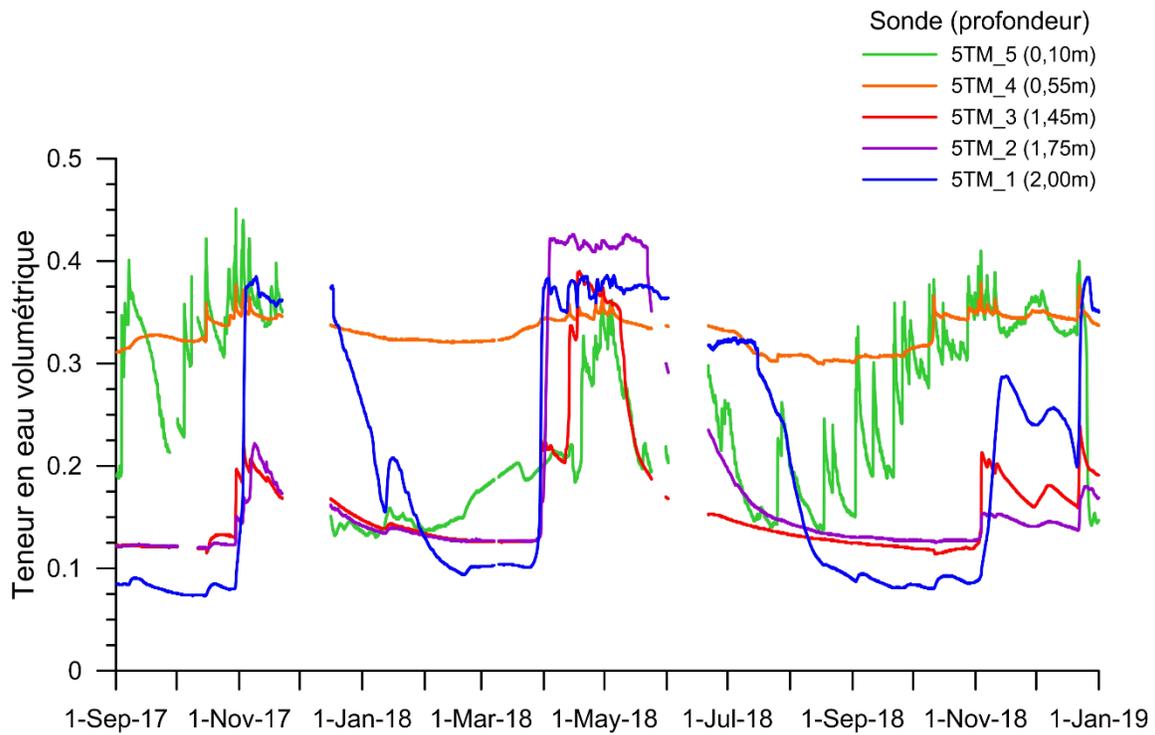


Figure A6.5. Données des sondes 5TM de teneur en eau volumétrique en fonction du temps.

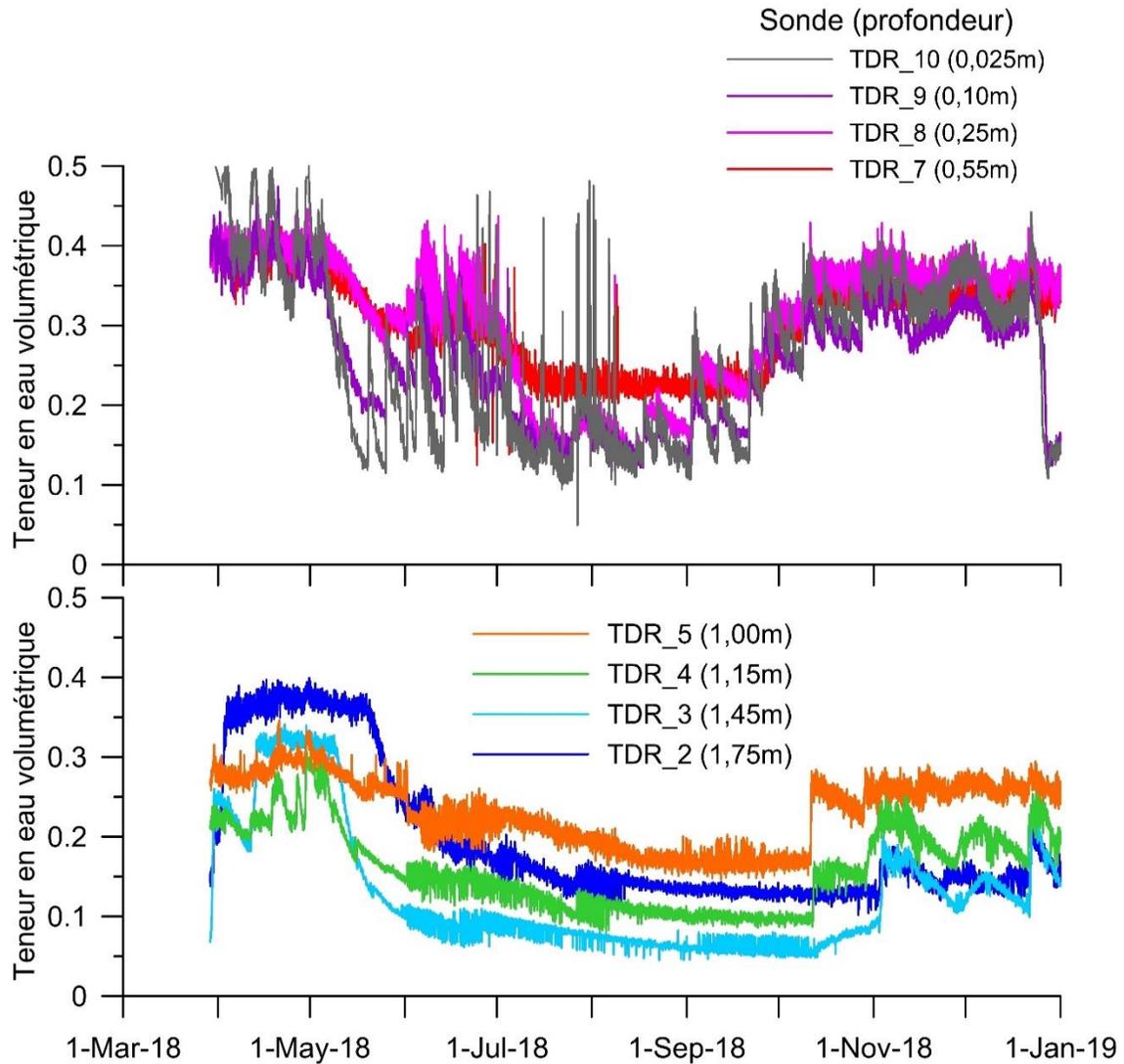


Figure A6.6. Données des sondes TDR de teneur en eau en fonction du temps.

Les données des sondes TDR #1 (2,00m) et TDR#6 (0,85m) ne sont pas présentées car elles ne sont pas valides, dû à des problèmes techniques avec ces appareils.

Annexe 7. Résultats bruts des essais avec l'appareil Hyprop qui ont été rejetés

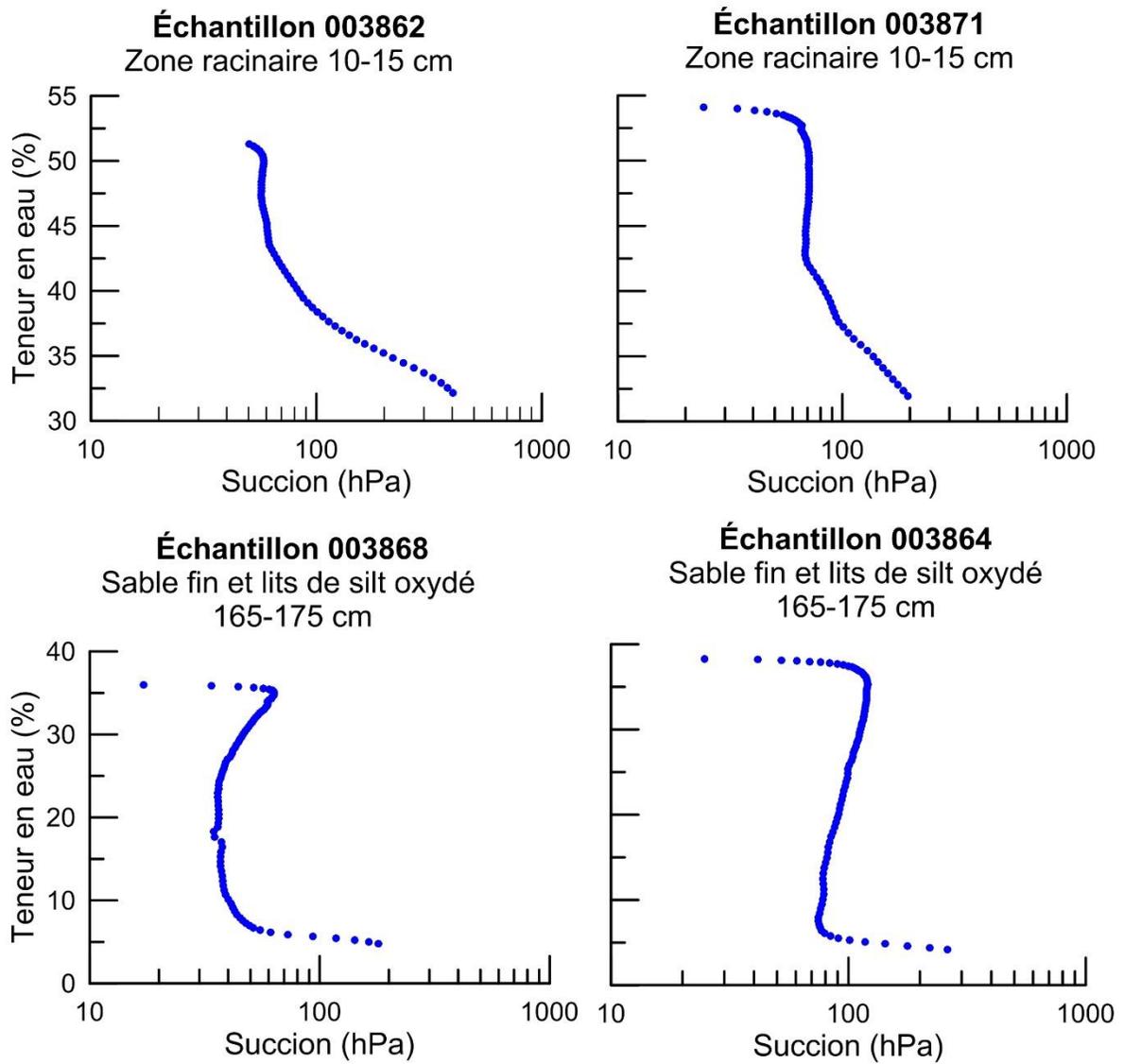


Figure A7.1. Données brutes des courbes de rétention d'eau pour les échantillons de sol de la zone non saturée dont les résultats ont été rejetés.

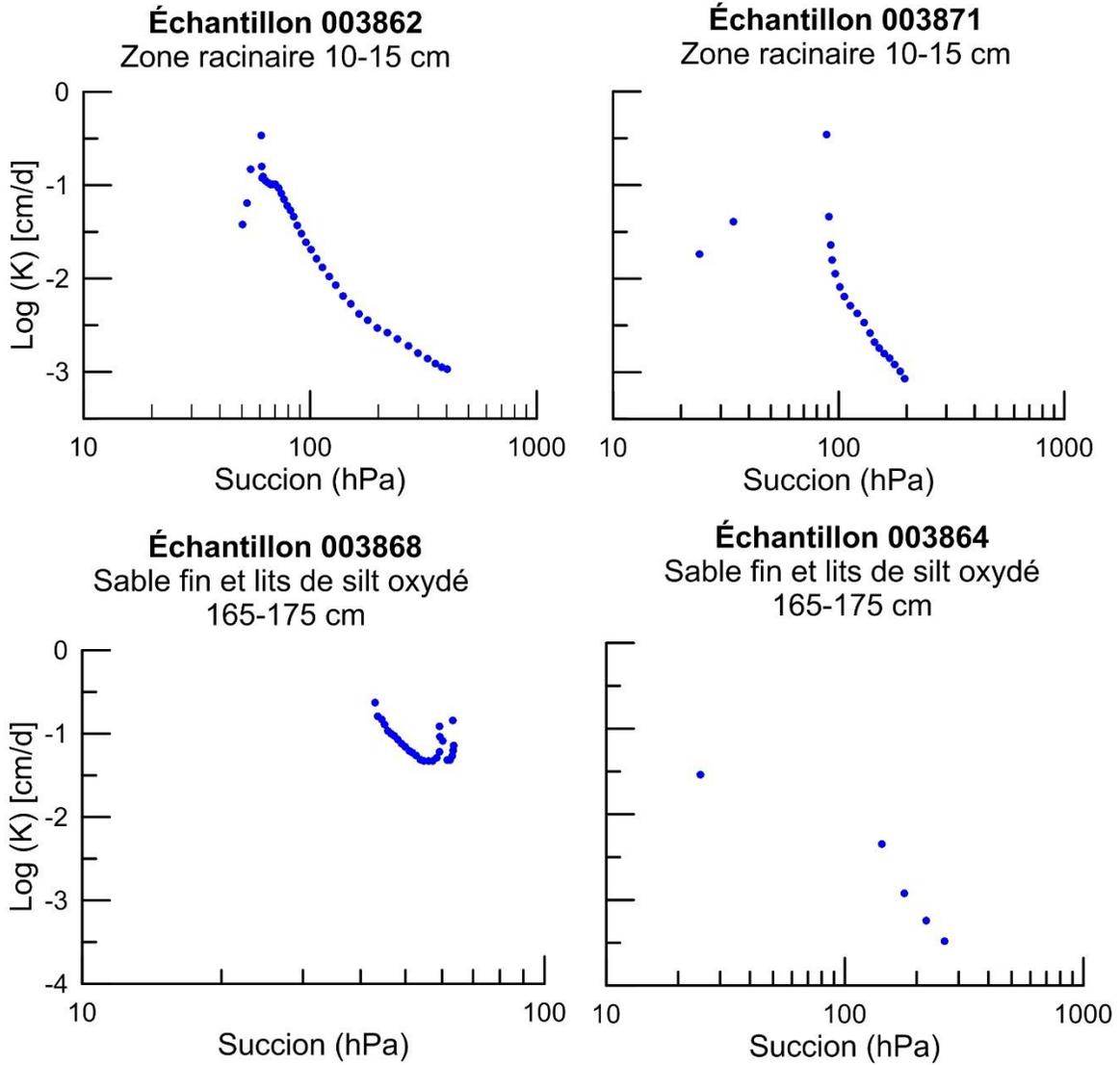


Figure A7.2. Données brutes de valeurs de conductivité hydraulique pour les échantillons de sol de la zone non saturée dont les résultats ont été rejetés.